

LEIBNIZ-INSTITUT FÜR ATMOSPHÄRENPHYSIK e.V.

an der Universität Rostock

Institutsbericht 2006/2007

Herausgeber:
Prof. Dr. F.-J. Lübken
Prof. Dr. E. Becker
Dr. J. Bremer
Prof. Dr. M. Rapp

Redaktion:
Herr M. Düffer
Herr Dr. N. Engler
Herr PD Dr. D. Peters
Herr M. Priester
Frau M. Rosenthal
Frau H. Voß

Anschrift:

Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik e.V.
an der Universität Rostock
Schlossstr. 6
D-18225 Kühlungsborn

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

Erschienen: April 2008

Inhaltsverzeichnis

Liste der verwendeten Abkürzungen	4
Vorwort	5
Einleitung	8
Bilder aus dem Institutsleben	13
Organisation des IAP	17
Wissenschaftliche Arbeitsschwerpunkte in den Jahren 2006/2007	18
1 Übersichtsartikel: Möglichkeiten moderner Lidartechnik	22
2 Übersichtsartikel: Trends in der mittleren Atmosphäre	26
3 Übersichtsartikel: Schwerewelleninstabilitäten und Turbulenzanfachung jenseits klassischer Konzepte	30
4 Stationen der optischen Sondierung mit Lidar-Systemen	34
5 Die Lidar-Systeme des IAP	36
6 Mittlere Jahresgänge der Temperatur aus Lidarmessungen in 54°N, 69°N und 78°N	40
7 Lidarmessungen von Schwerewellen in mittleren und polaren Breiten	42
8 Erste Ergebnisse des neuen Eisen-Lidars des IAP	44
9 Leuchtende Nachtwolken über Kühlungsborn: Abhängigkeit von Temperaturen und Winden	46
10 Vergleich von Temperaturen und Eisschichten über Spitzbergen	48
11 Modellierung der globalen Verteilung von mesosphärischen Eisschichten mit LIMA	50
12 Variation der NLC-Höhe mit Jahreszeit und geografischer Breite	52
13 Interhemisphärischer Vergleich von Eisschichten	54
14 Eigenschaften von Eisteilchen aus Lidar- und Satellitenmessungen	57
15 NLC über ALOMAR: Variationen mit der Saison und dem solaren Zyklus	59
16 Wassergehalt von leuchtenden Nachtwolken	61
17 Solarer Zyklus und Trends von Spurengasen in der Mesosphäre und unteren Thermosphäre	63
18 Stratosphärische Erwärmungen und mesosphärische Abkühlungen aus Lidarmessungen	65
19 Der Effekt von planetaren Wellen auf die Chemie der Mesosphäre	67

20 Vergleich von insitu- und Radarmessungen von Turbulenz	69
21 Insitu Messungen von Meteorstaubteilchen	71
22 Staubteilchenmessungen mit Radars	73
23 Mehrfrequenz-Radarmessungen von PMSE	75
24 Internationale Leibniz Graduiertenschule für Schwerewellen und Turbulenz in der Atmosphäre und im Ozean	77
25 Die Radar-Systeme des IAP	79
26 Ähnlichkeiten und Unterschiede im Auftreten von PMSE in Nordnorwegen, Nordkanada und in der Antarktis	82
27 Tages- und jahreszeitliche Variationen von PMSE in unterschiedlichen geo- graphischen Breiten	84
28 Solarer und geomagnetischer Einfluss auf PMSE	86
29 Turbulenz als Erzeugungsmechanismus für polare Winterechos	88
30 Mesosphärische Wind- und Temperaturfelder der MLT-Region hoher, mitt- lerer und niederer Breiten	90
31 Vergleich von Horizontalwindmessungen aus Radarbeobachtungen mit in-situ Ballon- und Raketensondierungen	92
32 Langzeitige Variationen im mesosphärischen Windfeld mittlerer Breiten	94
33 Auswirkungen stratosphärischer Ozontrends auf die untere Thermosphäre	96
34 Mesosphärische Variabilität während stratosphärischer Erwärmungen	98
35 Radarbeobachtungen von Schwerewellen	100
36 Radarrückstreuung an Meteorspuren und Lebensdauer von Meteoren	102
37 Das DIAS Projekt	104
38 Turbulenzanfachung durch optimale Störungen hochfrequenter Schwerewellen	106
39 Theoretische Betrachtungen zur spontanen Abstrahlung von Trägheitsschwe- rewellen	108
40 Identifikation von Quellen und Senken atmosphärischer Schwerewellen durch globale Spektralanalyse der kinetischen Energie	110
41 Sensitivität der oberen Mesosphäre zum Lorenz-Zyklus der Troposphäre	112
42 Thermische Gezeiten als grundlegender Kopplungsprozess in der Atmosphäre: Anregung versus Ausbreitung	115
43 Thermische Gezeiten als grundlegender Kopplungsprozess in der Atmosphäre: Anregung in unterschiedlichen Schichten	118

44 Einfluss längenabhängiger Ozonänderungen auf die dynamische Kopplung von Tropo-, Strato- und Mesosphäre	119
45 Zur Langzeit-Variabilität der Elektronendichte in der Mesosphäre	121
46 Dynamik der Mesosphäre während einer stratosphärischen Erwärmung	123
47 Konsistente Skalenwechselwirkung in der „Doppler-spread“ Parametrisierung für Schwerewellen (DSP)	125
48 Diagnose und Modellierung von brechenden Rossby-Wellen	127
49 Beobachtung von sehr hohen Zirren in Verbindung mit polwärts brechenden Rossbywellen	130
50 Drehimpulsbalance für die Polkappen	131
A Liste der Drittmittelprojekte	132
B Liste der kooperierenden Institutionen und Wissenschaftler	136
C Liste der Veröffentlichungen	142
D Mitarbeiter des Instituts	155
E Mitglieder der Gremien	156
F Vereinssatzung des Leibniz-Instituts für Atmosphärenphysik e.V. an der Universität Rostock (Stand: 31. Dezember 2005)	157

Liste der verwendeten Abkürzungen

ALOMAR	Arctic Lidar Observatory for Middle Atmosphere Research
ALWIN	ALOMAR-Wind-Radar
ARR	Andøya Rocket Range
BSC	volume BackSCatter coefficient
CARMA	Community Aerosol and Radiation Model for Atmospheres
CAWSES	Climate And Weather of the Sun-Earth System
COMMA	COlogne Model of the Middle Atmosphere
DAE	Differential Absorption Experiment
DBS	Doppler Beam Swinging
DLR	Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt
DNS	Direkte Numerische Simulation
DPE	Differential Phase Experiment
DoRIS	Doppler Rayleigh Iodine System
ECHAM	ECMWF Model-Hamburg Version
ECMWF	European Center for Medium range Weather Forecast
ECOMA	Existence and Charge state Of meteoric dust particles in the Middle Atmosphere
EPF	Eliassen-Palm-Fluss
ERA40	40 year ECMWF Reanalysis project
ESRAD	ESrange MST RADar
EISCAT	European Incoherent SCATter scientific association
EZMW	Europäisches Zentrum für Mittelfristige Wettervorhersage
FADOF	Faraday Anomalous Dispersion Optical Filter
FCA	Full Correlation Analysis
FFI	Forsvarets Forsknings-Institutt (Norwegian Defence Research Establishment)
GCM	General Circulation Model
HAMMONIA	HAMBurg MOdel of the Neutral and Ionized Atmosphere
IAP	Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik
IGW	Inertia-Gravity Wave
ILWAO	International Leibniz Graduate School for Gravity Waves and Turbulence in the Atmosphere and Ocean
KMCM	Kühlungsborn Mechanistic general Circulation Model
LEWIZ	LEtzter WIInter im Zwanzigsten Jahrhundert
LIDAR	Light Detection And Ranging
LIMA	Leibniz-Institut Middle Atmosphere Model
LF	Low Frequency
LT	Local Time
MaCWAVE	Mountain and Convective Waves Ascending Vertically
MAECHAM	Middle-Atmosphere ECHAM
MF	Medium Frequency
MIDAS	Middle atmosphere Investigation of Dynamics And Structure
MLT	Mesosphere-Lower Thermosphere
MM5	Pennsylvania State University/NCAR Fifth-generation Mesoscale Model
MSE	Mesosphere Summer Echos
NCAR	National Center of Atmospheric Research
NLC	Noctilucent Clouds
NM	Normalmoden
OSWIN	OStsee-WINd-Radar
PDE	Photochemischer Doppler-Effekt
PMC	Polar Mesospheric Clouds
PMSE	Polar Mesosphere Summer Echos
PMWE	Polar Mesosphere Winter Echos
QBO	Quasi-Biannual Oscillation
RMR	Rayleigh/Mie/Raman
SA	Spaced Antenna
SAO	Semi-Annual Oscillation
SKiYMET	All-SKY Interferometer METeor radar
SNR	Signal to Noise Ratio
SOUSY	SOUnding SYstem for atmospheric structure and dynamics
SV	Singuläre Vektoren
TSW	TrägheitsSchwereWelle
UARS	Upper Atmosphere Research Satellite
UT	Universal Time
UV	Ultra-Violett
VHF	Very High Frequency
WMO	World Meteorological Organisation

Vorwort

Der hiermit vorgelegte achte Institutsbericht des IAP seit der Gründung des Instituts umfasst die Jahre 2006 und 2007, in denen für das Institut besondere Ereignisse stattfanden. Die größten Veränderungen betreffen das Ausscheiden und die Neubesetzung von zwei Abteilungsleitern. Die Leiter der Abteilungen „Modellierung und Datenanalyse“ und „Radarsondierungen“, nämlich Herr Prof. Dr. G. Schmitz und Herr Dr. J. Bremer, traten zum 30. April 2006 bzw. zum 31. Dezember 2007 in den Ruhestand und wurden mit entsprechenden Festkolloquien feierlich verabschiedet, und zwar am 27. April 2006 bzw. am 17. Dezember 2007. Ich möchte beiden Herren herzlich für Ihren erfolgreichen Beitrag zum Aufbau des Instituts danken. Sie haben als Abteilungsleiter die Geschicke des Instituts in der Gründungsphase maßgeblich mitgestaltet und dazu beigetragen, dass das IAP internationales Ansehen genießt. Entsprechend der Kooperationsvereinbarung des IAP mit der Universität Rostock wurden die freien Stellen als Abteilungsleiter am IAP und als Hochschulprofessor ausgeschrieben. Die Berufungsverfahren verliefen nach den Regeln von Berufungsverfahren der Universität Rostock. Am 1. September 2006 bzw. am 1. Januar 2008 wurden die Herren Prof. Dr. Erich Becker bzw. Prof. Dr. Markus Rapp zu den neuen Leitern der umbenannten Abteilungen „Theorie und Modellierung“ bzw. „Radarsondierungen und Höhenforschungsraketen“ ernannt. Damit wurden zwei international anerkannte Experten für die Erforschung der Atmosphäre am IAP gewonnen. Mit diesen Neubesetzungen ist ein wichtiger Schritt in der personellen Entwicklung des Instituts abgeschlossen und eine weitere Fokussierung bei der zukünftigen Ausrichtung der wissenschaftlichen Arbeiten gewährleistet.

Im Berichtszeitraum wurden zum ersten Mal in der Geschichte des Instituts Mitarbeiter des IAP an auswärtige Universitäten berufen, und zwar im Juni 2007 Herr Prof. Markus Rapp an die Bergische Universität Wuppertal und im Juli 2007 Herr Prof. Ulrich Achatz an die Johann-Wolfgang-Goethe-Universität in Frankfurt/Main. Herr Achatz hat den Ruf inzwischen angenommen, während Herr Rapp den Ruf an die Universität Wuppertal abgelehnt und den der Universität Rostock angenommen hat. Neben der persönlichen Auszeichnung sind diese Berufungen auch ein Ausdruck der hohen wissenschaftlichen Qualität der Arbeiten am IAP und damit ein Grund zur Freude für das ganze Institut.

Das IAP hat im Berichtszeitraum 2006/2007 seine positive Entwicklung der vorangegangenen Jahre fortgeführt. Man darf heute feststellen, dass das Institut auf dem Gebiet der Erforschung der Atmosphäre von der oberen Troposphäre bis zur unteren Thermosphäre zu den führenden Einrichtungen weltweit gehört. Am IAP wird eine Kombination von einzigartigen experimentellen und theoretischen Methoden entwickelt und eingesetzt, die so an keinem anderen Institut zu finden ist. Dies eröffnet den Mitarbeitern einzigartige Möglichkeiten zur Erforschung der Atmosphäre in internationaler Spitzenstellung. Im Berichtszeitraum wurden die Expertisen des Instituts weiter auf die wissenschaftlichen Schwerpunkte fokussiert. Die mittelfristig am IAP erforschten Arbeitsgebiete sind im wissenschaftlichen Rahmenprogramm festgelegt, das nach intensiver Beratung im Hause und mit dem Wissenschaftlichen Beirat am 16. Juli 2007 durch das Kuratorium verabschiedet wurde.

Die Lidar- und Radarexperimente des IAP wurden im Berichtszeitraum weiter ausgebaut und qualitativ verbessert. Die Erneuerung und technische Aktualisierung der Instrumente nimmt einen zusehends größeren Raum bei den Investitionen des Instituts ein. Das ALOMAR-Observatorium gehört zu den weltweit besten Einrichtungen zur Erforschung der mittleren Atmosphäre und spielte für das IAP, wie bereits in den vergangenen Jahren, eine wichtige Rolle. Einige bodengebundene Messungen werden inzwischen seit mehr als 10 Jahren durchgeführt, so dass man langfristige Variationen untersuchen kann. Die theoretischen Arbeiten haben neue wichtige Ergebnisse zum Prozessverständnis der Kopplung atmosphärischer Höhengebiete erzielt. Besondere Fortschritte sind bei der Modellierung von Schwerewellen und Turbulenz, sowie bei der realitätsnahen Beschreibung von Eisteilchen in der Mesosphäre zu verzeichnen. Die unterschiedlichen Modelle sind in vielversprechender Weise mit IAP-Daten und mit externen Ergebnissen verknüpft worden, wodurch sich die Zusammenarbeit zwischen den Abteilungen und die Kooperation mit externen

Forschungseinrichtungen weiter positiv entwickelt hat. Die infrastrukturellen Maßnahmen am IAP sind im folgenden Bericht im Detail dargestellt. Erfreulicherweise ist festzustellen, dass nach jahrelangen Anstrengungen die Sanierung der Gebäude der Außenstation in Juliusruh im Jahre 2007 abgeschlossen werden konnte.

Von ausschlaggebender Bedeutung für die nationale und internationale Reputation des IAP sind die Veröffentlichungen von Mitarbeitern des IAP in wissenschaftlichen Fachzeitschriften. Hier hat sich die erfreuliche Entwicklung der letzten Jahre fortgesetzt. In den Jahren 2006 und 2007 sind insgesamt 99 Aufsätze mit wissenschaftlichen Ergebnissen vom IAP erschienen, davon 81 in Zeitschriften mit internationaler Begutachtung (siehe Liste auf Seite 142). Die Anzahl der begutachteten Publikationen pro Wissenschaftler und Jahr betrug im Durchschnitt 2,11. Im Jahr 2006 war der Durchschnitt 2,37 und damit der höchste seit der Gründung des Instituts. In der Ausgabe der Zeitschrift *Geophysical Research Letters* vom Juli 2007 wurde ein am IAP erzieltes Resultat über interhemisphärische Unterschiede von PMSE herausgestellt. Man kann feststellen, dass die am Institut erzielten Forschungsergebnisse hervorragend publiziert werden, und zwar in den weltweit besten Fachzeitschriften. Darüber hinaus wurden in den Jahren 2006/2007 insgesamt etwa 200 Vorträge und Poster auf internationalen Fachkonferenzen präsentiert.

Die Drittmitteleinwerbung des IAP hat sich im Berichtszeitraum ebenfalls positiv entwickelt, obwohl das BMBF seine großen Programme zur Erforschung der Atmosphäre eingestellt hat. Dieser Wegfall wurde kompensiert durch erfolgreiche Anträge bei der DFG, insbesondere im Rahmen des Schwerpunktprogramms CAWSES („Climate And Weather of the Sun-Earth System“). Das IAP war auch in der zweiten Phase von CAWSES mit insgesamt fünf Einzelprojekten sehr erfolgreich. Außerdem ist es im Rahmen von CAWSES gelungen, die deutsche Beteiligung an EISCAT für die nächsten Jahre zu sichern, was auch IAP-Mitarbeitern zunutze kommt. Darüber hinaus hat das IAP im Rahmen der Exzellenzinitiative der WGL, dem so genannten „Pakt-Verfahren“ des Senatsausschusses Wettbewerb der WGL, drei Projekte eingeworben, darunter Mittel zur Durchführung einer Graduiertenschule mit der Bezeichnung „International Leibniz Graduate School on Waves and Turbulence in the Atmosphere and Ocean“, an dem neben dem IAP drei weitere Institute aus Mecklenburg-Vorpommern beteiligt sind (siehe Kapitel 24).

Der wissenschaftliche und technische Austausch mit Kollegen aus nationalen und internationalen Forschungseinrichtungen ist für die Mitarbeiter des IAP von großer Bedeutung und wird daher besonders gepflegt. Im Berichtszeitraum haben 11 internationale Wissenschaftler für einen längeren Zeitraum am IAP gearbeitet, darunter Herr Prof. Collins aus Fairbanks, Alaska, der als Fullbright-Stipendiat insgesamt 3 Monate am IAP verbrachte. Mitarbeiter des IAP haben Forschungszentren auf der ganzen Welt besucht und bestehende Kollaborationen fortgeführt bzw. neue gegründet. Zur Förderung des wissenschaftlichen Austausches am IAP gehört auch die Organisation von Fachsitzungen. Insgesamt wurden 4 Tagungen am IAP durchgeführt, wie z. B. im Mai 2006 ein CAWSES „ice layer workshop“ und ein nationales DFG-Symposium. Lobend zu erwähnen ist auch, dass IAP-Mitarbeiter in den Jahren 2006/2007 insgesamt 10 Fachsitzungen auf internationalen Konferenzen organisiert haben, was ebenfalls zur positiven Darstellung des Instituts beiträgt. Das IAP kümmert sich verstärkt um den wissenschaftlichen Nachwuchs. Im Berichtszeitraum waren 28 Studenten am IAP tätig, entweder als Praktikanten oder als Sommerstudenten. Seit dem Sommersemester 2006 wird am IAP ein eigenes Doktorandenseminar durchgeführt, um das Spektrum der Themenbereiche in der Ausbildung der Doktoranden möglichst breit zu gestalten.

Die Öffentlichkeitsarbeit spielte auch in diesem Berichtszeitraum eine wichtige Rolle. Im Juni 2007 fand in Heiligendamm der G8-Gipfel statt. Das IAP war im Pressezentrum in Kühlungsborn, wo ungefähr 5300 Journalisten akkreditiert waren, auf dem Stand des Landes Mecklenburg-Vorpommern mit Plakaten und Informationsmaterial vertreten. Außerdem wurde für die Journalisten eine Führung durch das IAP durchgeführt. Für die Arbeiten am Institut gab es trotz der großen Sicherheitsvorkehrungen praktisch keine Einschränkungen. Das Institut wurde von weiteren Gruppen besucht, wie z. B. von der „Wissenskarawane“, einer Gruppe von Schülern aus der näheren Umgebung, oder von überregional tätigen Journalisten aus Berlin. Am 2. Dezember

2006 hat das Institut einen „Tag der offenen Tür“ durchgeführt, der wiederum auf reges Interesse stieß. Das IAP beteiligt sich auch an der Broschüre „Leibniz Nordost“, in der über aktuelle Forschungsthemen aus den WGL-Instituten des Landes MV berichtet wird.

Im Berichtszeitraum hat sich das Institut intensiv auf die im Mai 2008 anstehende Evaluierung vorbereitet. Dazu gehört die vollständige Neugestaltung der Internet-Präsentation, die Erstellung des Sachstandsberichts und eine Probebegehung durch den Wissenschaftlichen Beirat. Da sich alle wesentlichen Leistungsparameter des IAP in den letzten Jahren positiv entwickelt haben, kann das Institut nach meiner Einschätzung der Evaluierung zuversichtlich entgegensehen.

Das wichtigste Kapital für die erfolgreiche Entwicklung des IAP sind seine Mitarbeiter, ohne die der Erfolg bei den wissenschaftlichen Arbeiten nicht denkbar ist. Mein herzlicher Dank gilt allen Mitarbeitern des Instituts für Ihren erfolgreichen und unermüdlichen Einsatz. Es sind oft die kleinen und unscheinbaren Beiträge, die den technischen und wissenschaftlichen Fortschritt erst ermöglichen. Ich möchte mich auch 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 Strate, Angelika Kurreck, Monika Rosenthal, Angelika Ruß, Christa Wendt und Ingrid Bachmann), die Bibliothekarin (Rosemarie von Rein), den Mechaniker (Herrn Jens 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, sei 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. Herr Dr. G. Hahn geht Anfang 2008 in den Ruhestand. Er hat die Geschicke des Instituts seit der Gründungsphase begleitet und wesentlich zu der erfolgreichen Entwicklung des IAP beigetragen. Im Namen des Instituts möchte ich ihm recht herzlich dafür danken. Die Gremien des IAP (Kuratorium, Wissenschaftlicher Beirat und Verein) haben im Berichtszeitraum mehrmals getagt. Den Mitgliedern sei für ihre tatkräftige Unterstützung bei der Führung des Instituts ebenfalls herzlichst gedankt.

Dieser Bericht wendet sich in erster Linie an die Zuwendungs- und Drittmittelgeber des IAP sowie an interessierte Kollegen im In- und Ausland. Er konnte daher nicht populär-wissenschaftlich formuliert werden. Wir hoffen dennoch, dass auch interessierte Laien einen Einblick in die wesentlichen Aspekte des wissenschaftlichen Arbeitsfeldes des IAP gewinnen können. Der Bericht wendet sich auch an Schulen, insbesondere an die naturwissenschaftlich orientierten Leistungskurse. In den nachfolgenden Einzelbeiträgen werden die wesentlichen wissenschaftlichen Arbeiten des Instituts vorgestellt. Sie konnten schon allein aus Platzgründen nicht wie ein wissenschaftlicher Übersichtsartikel verfasst werden. Dies erklärt auch das auf ein Mindestmaß reduzierte Zitieren von externen Arbeiten und die Tatsache, dass wir auf externe Koautoren verzichtet haben, obwohl selbstverständlich ein großer Teil der Ergebnisse in Kooperation mit anderen Einrichtungen entstanden ist.

Kühlungsborn, im Februar 2008

Prof. Dr. Franz-Josef Lübken

— Direktor —

Einleitung

Gründungsgeschichte

Auf Empfehlung des Wissenschaftsrates wurde am 1. Januar 1992 das „Institut für Atmosphärenphysik e. V. an der Universität Rostock“ 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 wissenschaftspolitischem 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 Vereins-Satzung ist ab Seite 157 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 156 am Ende dieses Berichtes aufgeführt.



Geographische Lage der Gelände des IAP in Kühlungsborn und Juliusruh.

Unternehmer gebaut wurde, und (3) einem separat liegenden Lager-Gebäude. Diese Gebäude

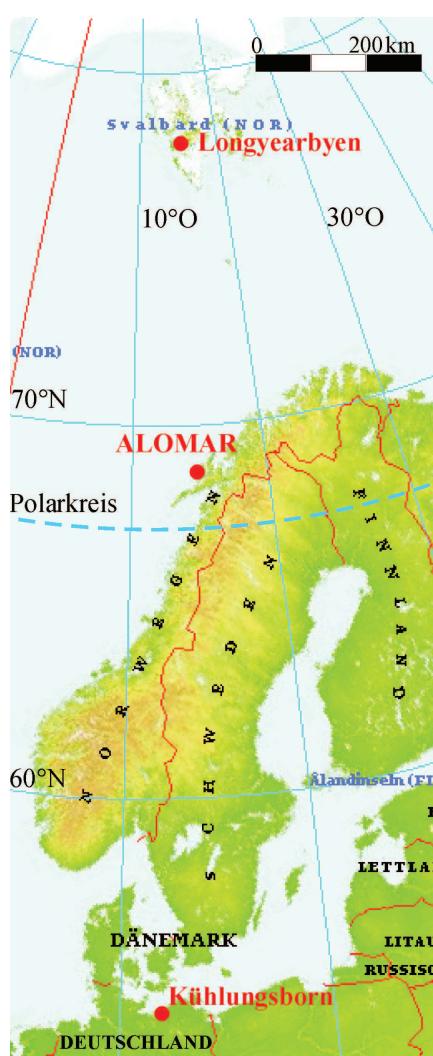
Die Mitgliederversammlung und das Kuratorium tagte im Berichtszeitraum einmal pro Jahr. Die wissenschaftlichen Arbeiten und Ergebnisse des Instituts wurden dem Wissenschaftlichen Beirat am 24.-26. Oktober 2006 und am 14./15. November 2007 vorgestellt. Bei dieser Gelegenheit wurde auch über zukünftige Zielstellungen und über das wissenschaftliche Rahmenprogramm beraten.

Lage und bauliche Ausstattung

Das IAP liegt ca. vier Kilometer südöstlich des Ostseebades Kühlungsborn an der Straße nach Kröpelin und damit Luftlinie 24 km westlich der Hafenstadt Rostock. Seine geographischen Koordinaten sind 54°07'N, 11°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-

bieten Raum für Büros aller Art, für moderne Labors, für die Bibliothek, für einen großen Versammlungs- und Vortragsraum, sowie für benötigte Werkstatt- und Lagerräume. Für die Unterbringung von Gastwissenschaftlern und zur vorübergehenden Unterstützung neueingestellter IAP-Mitarbeiter besitzt das Institut ferner 2 Gästeappartements im Ort Kühlungsborn.

Das IAP besitzt eine eigene Außenstation am nördlichen Rande des kleinen Ortes Juliusruh an der Ostküste der Insel Rügen. 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.



Geographische Lage des ALOMAR-Observatoriums auf der Insel Andøya in Nordnorwegen und des Ortes Longyearbyen auf Spitzbergen.

wissenschaftlich-technische Angestellte, 7 für Verwaltung, Bibliothek und Sekretariat, 21 mit der Abfassung von Diplom- und Doktorarbeiten sowie als Praktikanten beschäftigte Studenten, und 3 Arbeiter. Zur Vergütung dieser Mitarbeiter standen dem IAP im Berichtszeitraum 32 Planstellen, Annex-Mittel und eingeworbene Drittmittel zur Verfügung. Von den Planstellen sind 15 von Wissenschaftlern besetzt.

Zur Erfüllung seiner Forschungsaufgaben beteiligt sich das IAP ferner intensiv am Betrieb eines geophysikalischen Observatoriums - genannt ALOMAR - am Rande der Arktis, genauer gesagt auf der Insel Andøya in Nordnorwegen (geographische Koordinaten: 69°17'N, 16°01'O, d. h. 2 Grad nördlich des Polarkreises). Im Jahre 1993/94 wurde dort von norwegischen Forschungsinstitutionen ein modernes 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, der „Andøya Rocket Range“, liegt, wodurch der koordinierte Einsatz von bodengebundenen und raketengetragenen Messmethoden ermöglicht wird. Die im Observatorium und seiner unmittelbaren Umgebung installierten Instrumente werden durch verschiedene internationale Forschungseinrichtungen beigestellt, 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 VHF-Radar, ein MF-Radar und ein Meteor-Radar. Hierdurch bietet sich den Wissenschaftlern des IAP die Möglichkeit zum Studium der arktischen Atmosphäre mit modernen experimentellen Methoden.

Im vorliegenden Institutsbericht werden auch Ergebnisse des mobilen Kalium-Lidars verwendet, mit dem seit dem Jahre 2001 wichtige Messungen zur Temperaturstruktur der oberen Atmosphäre in hohen polaren Breiten (Spitzbergen, 78°N) durchgeführt wurden. Im September 2003 wurde das Lidar zurück nach Kühlungsborn befördert.

Zahl der Mitarbeiter

Ende Dezember 2007 waren am IAP insgesamt 62 Mitarbeiter tätig, davon 20 als Wissenschaftler, 11 als

Generelle Arbeitsmittel

Als generelle Arbeitsmittel standen den Mitarbeitern des IAP im Berichtszeitraum 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/Eisen-Lidar, 2 stationäre Metallatom-Lidars, 2 VHF-Radars, 2 MF-Radars, 2 Meteorwind-Radars, 1 Vakuumpumpstand für Tests und Kalibrierung von Instrumenten auf Höhenforschungsraketen, 1 Bodenstation für den Aufstieg von Radiosonden, Ozonsonden und sonstigen instrumentierten Ballons, 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. Für theoretische Arbeiten standen verschiedene Modelle zur Verfügung (KMCM, COMMA/IAP, LIMA, CARMA, ECHAM, MM5), teilweise durch Kooperation mit externen Einrichtungen.

Sonstige infrastrukturelle Maßnahmen

Im Berichtszeitraum wurde die Renovierung der Gebäude in Juliusruh abgeschlossen. Die technische Infrastruktur wurde praktisch komplett erneuert und um moderne Datenkommunikation erweitert. Die Grundstruktur des Gebäudes (Wände, Dach etc.) wurden ebenfalls renoviert oder erneuert. Die Außenstation bietet jetzt verbesserte Arbeitsbedingungen für unsere Mitarbeiter, sowie die Möglichkeit, kleinere Arbeitstreffen abzuhalten. Außerdem sind die räumlichen und technischen Voraussetzungen für die Installation weiterer Messinstrumente geschaffen worden.

Am IAP wurde die „Matrixstruktur“ weiter fortgeführt, d. h., neben der Abteilungsstruktur gibt es drei abteilungsübergreifende Arbeitsgruppen, die sich mit einer bestimmten wissenschaftlichen Thematik beschäftigen. Diese Arbeitsgruppen werden überwiegend von jungen Nachwuchswissenschaftlern aus dem IAP geleitet. Es haben eine Reihe von Treffen dieser Arbeitsgruppen stattgefunden, auf denen deutlich wurde, dass die Bündelung der Expertisen aus verschiedenen Abteilungen signifikante Fortschritte bei den behandelten Themen brachte.

Das IAP hat in Kooperation mit drei weiteren Instituten aus Mecklenburg-Vorpommern im Rahmen des sogenannten SAW-Verfahrens¹ Projektmittel zur Einrichtung einer Graduiertenschule über Wellen und Turbulenz in der Atmosphäre und im Ozean eingeworben. Seit etwa einem Jahr werden am IAP entsprechende Turbulenzmessungen auf Ballons vorbereitet. Der erste Messflug fand am 12. Dezember 2007 statt. Diese Messungen sind für die Erforschung der Kopplung der Höhenschichten wichtig, also für einen der wissenschaftlichen Schwerpunkte des IAP.

Im Berichtszeitraum wurde die Beschaffung eines Mikrowelleninstrumentes zur Messung von Wasserdampf über Kühlungsborn eingeleitet. Damit stehen dem IAP bald Messdaten zur Verfügung, die für die Interpretation von NLC und MSE sowie für die Kopplung durch Transport von Wasserdampf von großer Bedeutung sind.

Die Bund/Länder-Kommission (BLK) hat beschlossen, dass in allen WGL-Instituten die als „Kosten/Leistungs-Rechnung“ (KLR) bezeichnete betriebswirtschaftliche Organisationsform einzuführen ist. Außerdem soll die Planung der wissenschaftlichen Arbeiten anhand von Programm-budgets (PB) erfolgen. Die Einführung von KLR und PB wurden im Jahr 2006 abgeschlossen.

Rechentechnik

(Th. Linow, J. Schacht, M. Düffer)

Im Berichtszeitraum sind größere Veränderungen an der Rechnerinfrastruktur vorgenommen worden. Die Leistungsfähigkeit der vorhandenen Systeme, nämlich mehrerer Workstations und eines 8-Prozessor-Rechners, reichte nicht mehr aus, um den wissenschaftlichen Anforderungen zu genügen. Es wurde ein neuer Rechner angeschafft, auf dem mehrere Prozessoren parallel verwendet

¹SAW=Senatsausschuss Wettbewerb der WGL

werden können, bei gleichzeitiger Ausnutzung des gesamten Hauptspeichers. Es war zu beachten, dass die vorhandenen Programme einfach auf den neuen Rechner transferiert werden können. Nach einer europaweiten Ausschreibung wurde ein Rechner vom Typ Altix450 der Firma SGI angeschafft, der 22 Prozessoren (44 CPUs), 110 GByte Hauptspeicher sowie 2 TByte Festplattenplatz enthält. Damit verfügt das IAP über einen Höchstleistungsrechner mit einer Rechenleistung von etwa 200 Milliarden Fließkommaoperationen pro Sekunde (200 GFLOPS). Dieser Rechner wird vorrangig für rechenintensive Zwecke verwendet, während für kleinere Aufgaben, wie zum Beispiel Kommunikation, Datenaufbereitung und die grafische Nachbearbeitung der Resultate des Höchstleistungsrechners, für jede Abteilung ein so genannter Abteilungsserver beschafft wurde. Diese Hierarchie von Rechnern hat sich als sehr leistungsfähig herausgestellt.

Dem erhöhten Bedarf an Datenspeicherkapazität am Institut wurde ebenfalls Rechnung getragen. Das vorhandene Massenspeichersystem („tape library“) der Firma SGI war in seiner Kapazität von 70 TByte nicht mehr ausreichend, da immer höher auflösende Experimente und Modelle immer mehr Speicherplatz benötigen. Es wurden daher zusätzliche Stellplätze für Magnetbänder angeschafft und auf eine neue Magnetbandtechnologie gewechselt. Pro Band können nun bis zu 800 GByte gespeichert werden. Insgesamt verfügt das IAP nun über ein Speichersystem mit einer Kapazität von etwa 200 TByte.

Das IAP ist weltweit an wissenschaftlichen Projekten beteiligt und benötigt deshalb eine schnelle Anbindung an das Internet. Im Berichtszeitraum wurde die Bandbreite von 34 MBit/s auf momentan 150 MBit/s erhöht. Um diese hohe Geschwindigkeit bewältigen zu können, musste auch die Zugangstechnik erneuert werden.

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; im Berichtszeitraum wurden die beiden neu bestellten Abteilungsleiter zu Professoren berufen; damit halten jetzt insgesamt fünf Hochschullehrer des IAP zur Ausbildung von Physikern an der Universität Rostock Vorlesungen und führen Seminare durch. Die Doktoranden des IAP nehmen an einem Graduiertenseminar 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 Strömungsmechanik bei der Messung von Turbulenz 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.

Die Hochschulen der Bundesrepublik bemühen sich um eine stärkere Angleichung ihrer Studienabläufe an international vergleichbare Standards („Bachelor/Master“-Studiengang). Am Fachbereich Physik der Universität Rostock ist ein entsprechender Master-Studiengang mit speziellen Orientierungen seit dem Wintersemester 2003/2004 eingeführt. Es gibt in diesem Studiengang insgesamt vier Schwerpunkte, einer davon ist erfreulicherweise „Atmosphärenphysik/Ozeanographie“.

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“. Diese Vereinbarung wurde am 22. Oktober 2004 aktualisiert und hat sich bei der Berufung der beiden neuen Abteilungsleiter des IAP zu Professoren an der Universität Rostock bestens bewährt.

Drittmittelprojekte

Laut seiner Vereinssatzung 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 132 zeigen, war das IAP hierbei erfreulich erfolgreich. Drittmittel wurden im Berichtszeitraum von verschiedenen Einrichtungen eingeworben, so z. B. 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 und der Europäischen Gemeinschaft.

Nationale und internationale Kooperationen

Enge Kooperationsbeziehungen bestehen auf nationaler Ebene mit insgesamt 34 Einrichtungen, davon 17 Universitäts-Instituten, 6 Instituten der HGF, 3 WGL-Instituten, 2 Max-Planck-Instituten und 6 sonstigen Einrichtungen, u. a. mit dem Deutschen Klima-Rechenzentrum. Auf internationaler Ebene bestehen Kooperationen mit 61 ausländischen Forschungsinstitutionen. Einzelheiten zu diesen Kooperationspartnern sind am Ende des Berichtes ab Seite 136 zu finden.

Für eine vertiefte Analyse und Interpretation der am IAP gewonnenen Daten werden folgende aus Kooperationen stammende Datensätze hinzugenommen: PMSE-Messungen auf Spitzbergen mit dem SOUSY-Radar der Universität Tromsø, Wasserdampfprofile auf ALOMAR von einem Mikrowelleninstrument des Max-Planck-Instituts in Katlenburg-Lindau, Temperaturprofile der Mesopausenregion der Colorado State University, Lidardaten der Universität Bonn, LF-Drift- und Meteormessungen des Observatoriums Collm, Radar-Meteor-Daten aus niedrigen Breiten im Rahmen des CAWSES-Projektes CPEA, Daten der EISCAT- und Arecibo-Radars, Raketensondierungsdaten des Norwegian Defence Research Establishment in Kjeller, Satellitendaten von SME, UARS, TIMED, ODIN, ENVISAT, SNOE, sowie Ergebnisse des globalen MLT-Radarnetzes. Die theoretischen Arbeiten stützen sich u. a. auf die ECMWF-, NCEP- und UKMO-Analysen, sowie auf Satelliten-gestützte Ozonmessungen (TOMS, SAGE, GOME). Wir bedanken uns bei den zuständigen Einrichtungen für die Bereitstellung dieser Informationen.

Die Mehrheit der in den Einzelberichten vorgestellten Arbeiten sind in nationale und internationale Forschungsprogramme eingebunden. Zu den wichtigsten zählen CAWSES (sowohl ein internationales Programm von SCOSTEP als auch ein DFG-Schwerpunktprogramm), EG-Environment Program, ALOMAR, die Satelliten-Missionen UARS, TIMED, ENVISAT, SNOE, AIM, sowie 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. Das DFG Schwerpunktprogramm CAWSES ist hierbei von besonderer Bedeutung, da das IAP sowohl den Sprecher stellt als auch durch eine Reihe von Forschungsprojekten maßgeblich beteiligt ist.

Konferenzen am IAP

In den Jahren 2006/2007 haben am IAP insgesamt vier nationale und internationale Konferenzen stattgefunden. Hervorzuheben sind der „Ice Layer Workshop“ und das nationale CAWSES-Symposium im Frühjahr 2006. An den Tagungen nahmen jeweils auswärtige Gäste aus mehreren Ländern teil. Außerdem haben Mitarbeiter des IAP insgesamt 10 Fachsitzungen auf internationalen Tagungen organisiert, darunter in Wien (EGU), Perugia (IUGG), Fairbanks (LPMR), Hamburg (DACH) und in Visby (ESA/PAC-Tagung). Vom wissenschaftlichen Austausch abgesehen sollen die am IAP durchgeführten Konferenzen und die Organisation von Fachsitzungen die Rolle des IAP auf dem Gebiet der Atmosphärenphysik im internationalen Umfeld festigen.

Bilder aus dem Institutsleben

Legende zu den Bildern aus dem Institutsleben auf den nächsten drei Seiten:

- Bild 1: Luftaufnahme des IAP (Vordergrund) in Richtung Westen. Im Hintergrund ist die Halbinsel Wustrow und die Insel Poel zu erkennen.
- Bild 2: Einführung des neuen Leiters der Abteilung „Theorie und Modellierung“, Herrn Prof. Dr. Erich Becker, am 4. 9. 2006.
- Bild 3: Die Mitarbeiter/innen des Instituts am 18. 12. 2007.
- Bild 4: Verabschiedung des Leiters der Abteilung „Radarsondierungen“, Herrn Dr. Jürgen Bremer, am 17. 12. 2007.
- Bild 5: Verabschiedung des Leiters der Abteilung „Modellierung und Datenanalyse“, Herrn Prof. Dr. Gerhard Schmitz, am 27. 4. 2006.
- Bild 6: Teilnehmer am Promotionsverfahren von Herrn Dr. Armin Schöch vor dem Hauptgebäude der Universität Rostock. Nach bestandener Prüfung wird der Kandidat in einem Wagen durch die Straßen Rostocks gefahren.
- Bild 7: Institutswanderung durch die Kühlung am 16. 6. 2006.
- Bild 8: Institutsausflug mit Fahrt auf einer Draisine am 15. 6. 2007.
- Bild 9: Die jüngsten Gäste unseres „Tages der offenen Tür“ beim Experimentieren. (2. 12. 2006)
- Bild 10: Das ALWIN-VHF-Radar in unmittelbarer Nähe der Andoya Rocket Range.
- Bild 11: Der grüne Laserstrahl des RMR-Lidars am IAP.
- Bild 12: Die Laserstrahlen der beiden RMR-Lidars in der Teleskophalle auf ALOMAR.
- Bild 13: Teilnehmer des internationalen CAWSES „ice layer workshops“, 15-19. 5. 2006.
- Bild 14: Das ALOMAR-Observatorium mit den beiden Laserstrahlen der RMR-Lidars.
- Bild 15: Die ECOMA-Nutzlast auf der Startrampe der Andoya Rocket Range im August 2007.

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



Bild 1



Bild 2



Bild 3



Bild 4



Bild 5



Bild 6



Bild 7



Bild 8



Bild 9



Bild 10

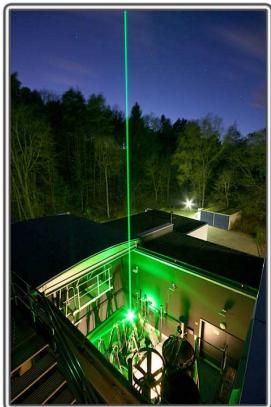


Bild 11



Bild 12



Bild 13



Bild 14

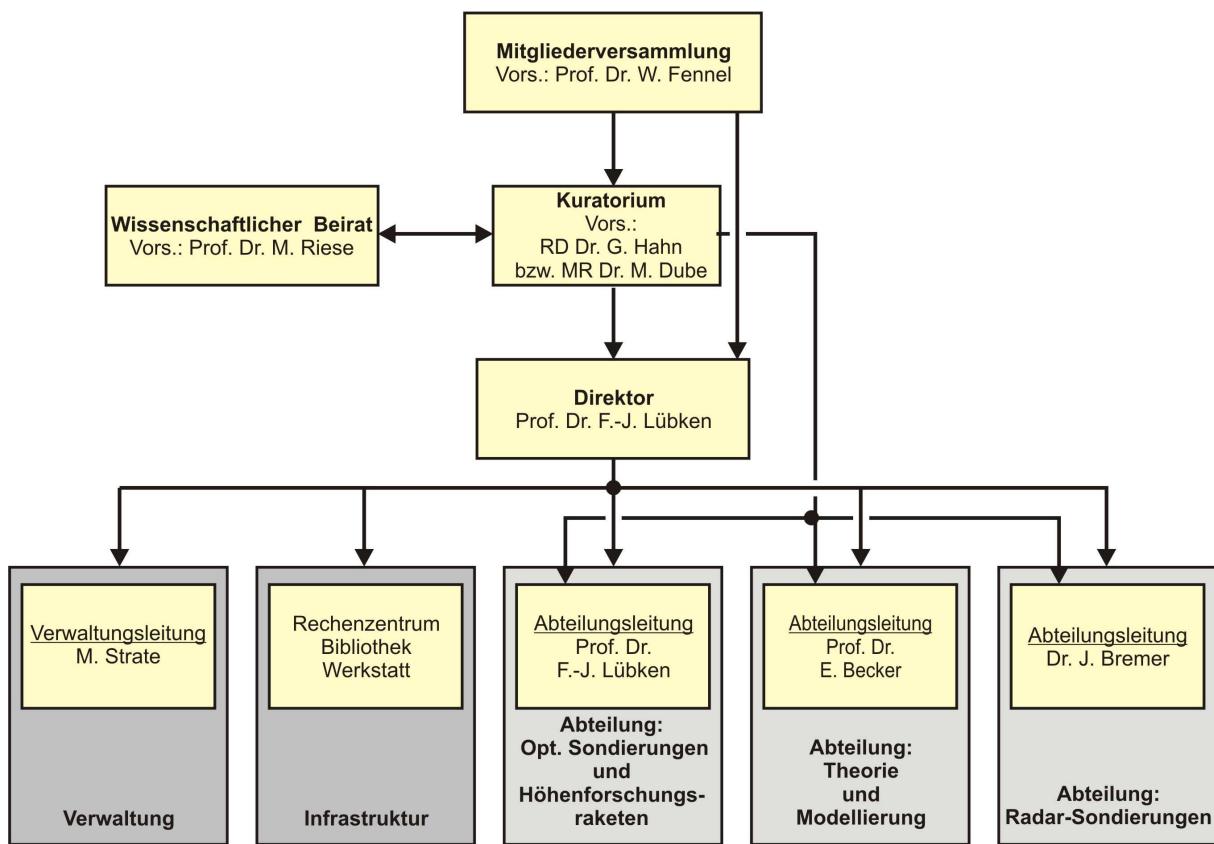


Bild 15

Organisation des IAP

Das IAP verfügt über eine Abteilungsstruktur mit abteilungsübergreifenden Forschungsschwerpunkten. Die Abteilungen heißen „Optische Sondierungen und Höhenforschungsraketen“, „Radar-Sondierungen“ sowie „Theorie und Modellierung“. 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 Jahren gebildet und von Nachwuchswissenschaftlern des IAP geleitet.

**Organigramm des Leibniz-Institutes für Atmosphärenphysik e.V.
(Stand vom 31.12.2007)**



Wissenschaftliche Arbeitsschwerpunkte in den Jahren 2006/2007

Das IAP arbeitet auf dem Gebiet der Atmosphärenphysik, wobei der Schwerpunkt auf der Erforschung der Atmosphäre zwischen 10 und 110 km liegt. Hierbei werden die Mesosphäre und die dynamischen Wechselwirkungen zwischen den verschiedenen Schichten der Atmosphäre besonders berücksichtigt. Ferner wird untersucht, ob es in der oberen Atmosphäre zu langfristigen Veränderungen kommt und ob diese u. U. zur frühzeitigen Warnung vor Klimaänderungen genutzt werden können. Am IAP werden drei Schwerpunkte bearbeitet:

- Erforschung der Mesosphäre
- Kopplung der atmosphärischen Schichten
- Langfristige Veränderungen in der mittleren Atmosphäre

Hinzu kommen zusätzliche wichtige Arbeitsfelder, die ab Seite 21 beschrieben werden.

Erforschung der Mesosphäre

Die Höhenschicht von etwa 50 bis 110 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. Dazu werden folgende Themen bearbeitet:

Thermische und dynamische Struktur der Mesosphäre

Das thermische und dynamische Verhalten der Mesosphäre wird in mittleren und polaren Breiten auf unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Skalen studiert. Die experimentellen Untersuchungen konzentrieren sich auf Temperatur- und Windmessungen mit Lidars, Raketen und Radars. Bodengebundene Messungen mit Lidars und Radars werden an den Standorten Kühlungsborn, Juliusruh und Andenes (Nordnorwegen) durchgeführt. Außerdem werden Daten aus vorangegangenen Messungen in Spitzbergen verwendet. Hervorzuheben sind die Temperaturmessungen unter Tageslichtbedingungen in der Mesopausenregion mit Resonanz- und Rayleigh-Lidars sowie die in der Entwicklung befindlichen Windmessungen mit dem RMR-Lidar in der oberen Stratosphäre und Mesosphäre. Turbulente Strukturen in der polaren Mesosphäre und unteren Thermosphäre werden mit Hilfe von insitu-Messungen auf Raketen und mit Radars erforscht. Die Messungen des IAP fließen in numerische Modelle der Dynamik und Chemie der Mesopausenregion ein.

NLC, PMSE und PMWE

Das IAP widmet sich besonders geschichteten Phänomenen in der oberen Mesosphäre, wie NLC, PMSE und PMWE. 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, Wasserdampf, 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. Der Vergleich von Temperaturen und PMSE in Spitzbergen hat zum ersten Mal Aussagen über die Häufigkeit von Turbulenz ermöglicht und gezeigt, dass gewisse physikalische Prozesse in der unteren Thermosphäre unzureichend beschrieben werden. Neben experimentellen Untersuchungen mit

Lidars, Radars und raketenge tragenen Instrumenten werden Modellrechnungen unterschiedlicher Komplexität zum tieferen Verständnis dieser Phänomene durchgeführt, z.B. mit den Modellen LIMA und CARMA. Mit LIMA ist es zum ersten Mal weltweit gelungen, das Auftreten von NLC und PMSE in mittleren Breiten (z. B. in Kühlungsborn) zu simulieren.

Ein bisher nicht beantworteter Aspekt bei der Erzeugung der o. g. Schichten betrifft den Nukleationsprozess, von dem allgemein angenommen wird, dass er heterogen an sogenannten Meteorstaubteilchen stattfindet. Zum Nachweis dieser Staubteilchen in der Mesosphäre wurden im Berichtszeitraum insgesamt drei Höhenforschungsraketen im Rahmen des ECOMA-Projektes gestartet, die mit einem am IAP entwickelten Partikeldetektor ausgestattet waren. Diese Messungen belegen erstmalig, dass Meteorstaubteilchen tatsächlich wie bisher theoretisch postuliert in der gesamten Mesosphäre existieren. Ziel der nächsten Jahre wird es sein, zu untersuchen, ob NLC und PMSE tatsächlich durch heterogene Nukleation an diesen Teilchen entstehen.

Kopplung der atmosphärischen Schichten

Ein physikalisches Verständnis einer bestimmten Höhenregion der Atmosphäre erfordert die Einbeziehung der anderen Höhenregionen. Das IAP widmet sich daher mit Vorrang dem Verständnis der Kopplung der Schichten bis zur unteren Thermosphäre. Die wichtigsten Fragen betreffen die Erzeugung, Ausbreitung und Brechung von Wellen sowie den Transport von strahlungsaktiven Spurengasen.

Wellen und Turbulenz

Atmosphärische Wellen findet man auf sehr unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Skalen. Die wichtigsten Wellentypen außerhalb der Tropen sind Rossby-Wellen, interne Schwerewellen und thermische Gezeiten. Diese Wellen werden in der unteren Atmosphäre angeregt, breiten sich vertikal aus, dissipieren in unterschiedlichen Höhen und treiben so die residuelle Zirkulation an. Wellen sind damit das zentrale Element der dynamischen Kopplung der Schichten. Jedoch ist unser Verständnis der relevanten Prozesse, insbesondere was die Verknüpfung der Mesosphäre mit der Troposphäre betrifft, noch unzureichend. Diese Thematik wird durch Kombination von Beobachtungen und Modellen bearbeitet.

Mit Hilfe von Metallresonanz/Rayleigh-Lidars und Radars vermessen Mitarbeiter des IAP die thermische und dynamische Struktur von der Troposphäre bis zur unteren Thermosphäre und leiten daraus Gezeiten- und Schwerewellenparameter ab. Der vorhandene Datensatz ist inzwischen so angewachsen, dass auch jahreszeitliche Variationen der Schwerewellenaktivität untersucht werden können. Das mechanistische globale Zirkulationsmodell KMCM und ein lineares Gezeitenmodell werden zur Interpretation der Schwerewellen- und Gezeitenmessungen eingesetzt.

Der Brechungsprozess von Schwerewellen und die damit verbundene Erzeugung von Turbulenz werden mit Hilfe von Stabilitätsanalysen und direkten numerischen Simulationen analysiert. Dies führt zu einem verbesserten Verständnis der Brechungsmechanismen und zu einer physikalischen Interpretation der mit den Raketensondierungen beobachteten turbulenten Schichten. Die zeitliche Variabilität der turbulenten Dissipation und deren mittleres klimatologisches Verhalten werden mit dem Modell KMCM und anhand von Raketen- und Radarmessungen untersucht. Weiterhin werden bezüglich Schwerewellenparametrisierungen, die häufig in komplexen Klimamodellen der mittleren Atmosphäre eingesetzt werden, wichtige theoretische Verbesserungen eingeführt.

Turbulenz spielt für unser Verständnis der gesamten Atmosphäre eine entscheidende Rolle. Sie ist eng mit der Brechung von Wellen und der Deposition von Wellenenergie und -impuls verknüpft, liefert direkte Beiträge zur Energiebilanz und mischt Spurenstoffe. Am IAP werden die Morphologie und Variabilität von Turbulenz eingehend untersucht. Mit Hilfe einer neuen Turbulenzparametrisierung für das Modell KMCM wird bei hoher Auflösung die räumliche und zeitliche Verteilung von Turbulenz in der MLT zum ersten Mal selbstkonsistent simuliert. Turbulenz und Schwerewellen werden am IAP nicht nur in der MLT, sondern auch in der oberen Troposphäre

und unteren Stratosphäre erforscht. Dazu werden neue Sensoren für hochaufgelöste Wind- und Temperaturmessungen auf Ballons entwickelt und eingesetzt. Dieses Themengebiet ist im Rahmen der „Leibniz-Graduate School for Gravity Waves and Turbulence“ (siehe Kapitel 24) für das IAP von besonderer Bedeutung.

Spurengasverteilungen - Dynamische und chemische Komponente

Spurengase koppeln die unterschiedlichen Höhenschichten sowohl über den Strahlungstransport als auch über chemische Reaktionen. Die Spurengasverteilungen werden wesentlich durch die residuelle Zirkulation bestimmt. Diese Zirkulation wird letztlich durch das Brechen der Wellen hervorgerufen und reicht in der Stratosphäre von den Tropen bis in hohe winterliche Breiten und in der oberen Mesosphäre vom Sommerpol bis zum Winterpol. Oberhalb der Mesopause kehrt sich die residuelle Zirkulation um. Turbulenz spielt ebenfalls eine entscheidende Rolle für die Umverteilung von Spurenstoffen. Dies betrifft z. B. den Transport von Methan, Wasserdampf und Eisteilchen in der Mesosphäre oder den für die Photochemie wichtigen Eintrag von atomarem Sauerstoff aus der Thermosphäre in die Mesosphäre.

Auf Grundlage des Klimamodells MAECHAM5 wird abgeschätzt, wie die Strahlungsforcierungen durch zonal variierende, dekadische Ozonänderungen in der Stratosphäre die Struktur und Stärke des Polarwirbels ändern und so die Rossby-Wellenausbreitung modulieren. Dieser Mechanismus erklärt einen großen Anteil der Abkühlung der Mesosphäre über Europa im Winter. Einige Spurengase, insbesondere Wasserdampf, spielen bei der Interpretation von NLC und PMSE eine wichtige Rolle. Diejenigen chemischen Prozesse, die bei der globalen Verteilung der Spurengase bis in die untere Thermosphäre wichtig sind, werden mit den Modellen COMMA/IAP und LIMA untersucht. Hierbei geht es auch um langfristige Variationen, z. B. im Zusammenhang mit dem solaren Zyklus.

Langfristige Veränderungen in der mittleren Atmosphäre

Die Untersuchung langfristiger Änderungen der Atmosphäre erfolgt sowohl aus grundlagenwissenschaftlichem als auch aus umweltpolitischem Interesse. Dabei ist am IAP vor allem die mittlere Atmosphäre von Interesse, in der Trendanalysen leichter möglich sind als in der Troposphäre, da die hier beobachteten langfristigen Temperaturänderungen zum Teil erheblich größer sind und sich von der natürlichen Variabilität deutlicher abheben als in Bodennähe. Im Gegensatz hierzu haben raketentragene 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 den beobachteten langfristigen Variation von Eisschichten (NLC und PMSE) führen. Inzwischen liegen diese Messungen seit 10 Jahren vor, so dass z. B. Veränderungen mit dem solaren Zyklus untersucht werden können. Die Messungen zeigen diesbezüglich Variationen, die mit unserem bisherigen Verständnis der involvierten Prozesse nicht erklärt werden können. Diese Studien sind u. a. für die im DFG-Schwerpunkt CAWSES behandelten Themen von Bedeutung.

Die Beobachtungen werden begleitet von Untersuchungen mit den Modellen COMMA/IAP und LIMA, womit die möglichen Ursachen für die große Diskrepanz zwischen dem beobachteten und dem modellierten Temperaturtrend in der Mesosphäre aufgespürt werden sollen. Die Klimasensitivität der Mesosphäre, die sich bereits allein aus einer bodennahen Erwärmung und den damit einhergehenden dynamischen Veränderungen der gesamten Atmosphäre ergibt, wird mit Hilfe des Modells KMCM abgeschätzt. Weiterhin werden theoretische Arbeiten zur dekadischen Ozonvariabilität und zum Ozontrend durchgeführt, wobei es insbesondere um die Wirkung der Dynamik auf die Ozonverteilung geht.

Zusätzliche wichtige Arbeitsfelder am IAP

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

Methodenentwicklung

Zur Ableitung verlässlicher atmosphärischer Messgrößen aus Radar- und Lidarverfahren werden die Mess- und Auswertemethoden ständig weiterentwickelt. Zur weiteren qualitativen Verbesserung der mittels Metallresonanz- und Rayleigh-Lidars gewonnenen Temperaturprofile wird die Einsatzfähigkeit bei Tageslicht entwickelt. Hierzu gehören u. a. besonders schmalbandige spektrale Filter im Nachweiszweig sowie Teleskope mit kleinem Sichtfeld, deren Überlapp mit dem Laserstrahl durch geeignete Regelungstechnik gewährleistet sein muss. In diesem Zusammenhang steht auch die inzwischen fast abgeschlossene Entwicklung eines Eisenlidars, mit dem ab Sommer 2008 Temperaturmessungen auf ALOMAR durchgeführt werden sollen. Die zur Zeit in Entwicklung befindliche Verbesserung der Tageslichtfähigkeit des RMR-Lidars in Kühlungsborn wird in den nächsten Monaten abgeschlossen sein. In einer weiteren Neuentwicklung wird das RMR-Lidar auf ALOMAR für Windmessungen in der Stratosphäre und Mesosphäre weiterentwickelt.

Seit kurzem werden am IAP Sensoren für hochaufgelöste Windmessungen auf Ballons getestet. Hiermit sollen Schwerewellen und Turbulenz in der Troposphäre und unteren Stratosphäre untersucht werden. Ein erster erfolgreicher Probeflug erfolgte am 12. Dezember 2007. Nach Optimierung der Messmethode sollen in den nächsten Jahren eine Reihe von Flügen erfolgen.

Im Berichtszeitraum wurde am IAP ein neuer Detektor für den Nachweis von kleinen Aerosolteilchen in der Mesosphäre entwickelt. Diese „Meteorstaubteilchen“ bilden vermutlich die Nukleationskeime für die Entstehung von NLC und PMSE. In den nächsten Jahren wird das Instrument im Rahmen des Drittmittelprojektes ECOMA in mehreren Feldmesskampagnen verwendet. Außerdem wurde am IAP eine neuer Sensor für die Druck- und Temperaturmessung auf Höhenforschungsraketen entwickelt, welcher in den bisher durchgeführten ECOMA-Messkampagnen erstmalig erfolgreich eingesetzt wurde.

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 wurden das Meteorradar in Juliusruh mit einer zweiten Sendefrequenz ausgestattet. Ziel dieser Erweiterung ist es, die Ableitung von Temperaturen aus Meteorzerfallszeiten von bisher benötigten Annahmen unabhängig zu machen.

Die Nutzung verfügbarer globaler und regionaler Zirkulationsmodelle und deren Verwendung für IAP-spezifischen Fragen ist permanenter Bestandteil der Forschungsarbeiten. Fortlaufende Aufgabe ist zudem die Weiterentwicklung von eigenen mechanistischen Modellen und Auswertealgorithmen sowie die Verbesserung von Turbulenz- und Schwerewellenparametrisierungen.

Metallatomschichten in 80 bis 110 km Höhe

Mit Hilfe von drei Resonanz-Lidars werden gelegentlich Metallatome untersucht, die bei der Verdampfung von Meteoroiden beim Eintritt in die Erdatmosphäre freigesetzt werden. Die Lidars werden wahlweise für Beobachtungen der Elemente Na, K, Fe und Ca sowie des Ca-Ions eingesetzt. In diesem Zusammenhang wurden auch Messungen mit einem Meteorradar durchgeführt, und zwar in Juliusruh und in Andenes. Seit wenigen Jahren gibt es experimentelle Hinweise von Lidars und Radars, dass die Konzentration von Metallatomen durch Wechselwirkung mit Eisteilchen (NLC, PMSE) reduziert wird. Die physikalische Erklärung dieser Beobachtungen und eine quantitative Beschreibung werden am IAP untersucht.

1 Übersichtsartikel: Möglichkeiten moderner Lidartechnik

(F.-J. Lübken, G. Baumgarten, J. Fiedler, M. Gerding, J. Höffner)

Grundlagen

Das Funktionsprinzip eines Lidars besteht darin, einen Laserpuls in die Atmosphäre zu senden und das rückgestreute Signal als Funktion der Zeit, und damit der Entfernung, zu detektieren. Ein Puls dauert ungefähr 10 ns, was einer geometrischen Länge von 3 m entspricht². Es werden 30 Pulse pro Sekunde ausgesandt, d. h. der Laser sendet nur weniger als ein Millionstel der Gesamtzeit. Die mittlere ausgestrahlte Leistung beträgt nur 10 Watt, während der Pulsdauer sind es 33 Megawatt. Pro Puls werden 1 Trillion (10^{18}) Photonen ausgesandt, von denen (bei einem Höhenintervall von 200 m) aus einer Höhe von 40 km nur 1 Photon (80 km: 1/1000 Photon) nach der Streuung detektiert wird. Die oft verwendeten Nd:YAG-Laser emittieren auf Wellenlängen von 532 nm (grün), 1064 nm (infrarot) und 355 nm (ultraviolet). Wegen der Absorption durch Ozon in der Stratosphäre kann man zur Untersuchung höherer Schichten nur Wellenlängen größer als ca. 310 nm verwenden. Das rückgestreute Licht wird in Höhenintervallen von 200 m aufgezeichnet und für wenige Minuten aufsummiert. Generell erreicht man mit Lidars heutzutage Höhen- bzw. Zeitauflösungen von wenigen Metern bzw. Bruchteilen einer Sekunde.

Das Laserlicht streut in der Atmosphäre hauptsächlich an Molekülen (Rayleighstreuung) und an Aerosolen (Mie-Streuung³), die in der Mesosphäre als Eisteilchen vorliegen. Wenn die Wellenlänge des Lasers auf einen quantenmechanisch erlaubten Übergang abgestimmt ist (z. B. im Kaliumatom), spricht man von Resonanzstreuung. Bei der Streuung an Molekülen unterscheidet man zwischen elastischer Streuung (Cabannes-Streuung, keine Änderung der Wellenlänge) und inelastischer Streuung (Raman-Streuung), bei der das Spektrum des rückgestreuten Lichtes durch die Vibrations/Rotationsstruktur des streuenden Moleküls bestimmt wird.

Informationen über die Atmosphäre werden in erster Linie aus der Intensität und den spektralen Eigenschaften des rückgestreuten Lichtes abgeleitet. Die Intensität ergibt sich aus der Anzahl der Streuzentren und dem Wirkungsquerschnitt σ des Streuprozesses. Letzterer variiert um viele Größenordnungen: so ist zum Beispiel $\sigma \sim 6 \cdot 10^{-28} \text{ cm}^2$ für Rayleighstreuung bei $\lambda=532 \text{ nm}$, während σ für Resonanzstreuung an Kalium um 14(!) Größenordnungen größer ist. Die Bewegung der Streuzentren führt dazu, dass die Frequenz des empfangenen Lichtes relativ zur ausgesandten Frequenz verschoben ist (Doppler-Effekt). Entsprechend der Maxwellschen Geschwindigkeitsverteilung treten viele Geschwindigkeiten auf, was zu einer spektralen Verbreiterung des Signals führt. Da die spektrale Breite $\Delta\nu$ („Dopplerbreite“) durch

²Im folgenden werden Zahlen für unser RMR-Lidar in Kühlungsborn angegeben. Für andere Lidars am IAP weichen die Parameter u. U. erheblich ab.

³Hiermit wird, streng genommen, die Streuung an kugelförmigen Teilchen bezeichnet.

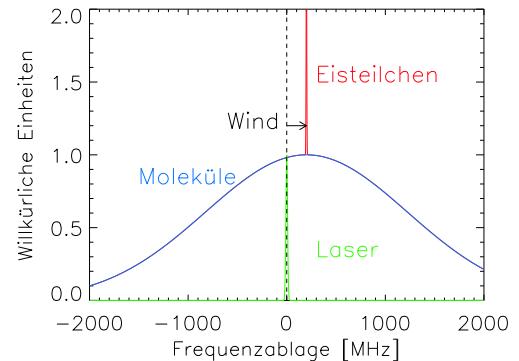


Abb. 1.1: Spektrale Form des ausgesandten Lasers (grün), sowie des an Molekülen (blau) und Eisteilchen (rot) zurückgestreuten Signals. Ein Wind in Richtung des Laserstrahls bewirkt eine Verschiebung des Spektrums.

Das rückgestreute Licht wird in Höhenintervallen von 200 m aufgezeichnet und für wenige Minuten aufsummiert. Generell erreicht man mit Lidars heutzutage Höhen- bzw. Zeitauflösungen von wenigen Metern bzw. Bruchteilen einer Sekunde.

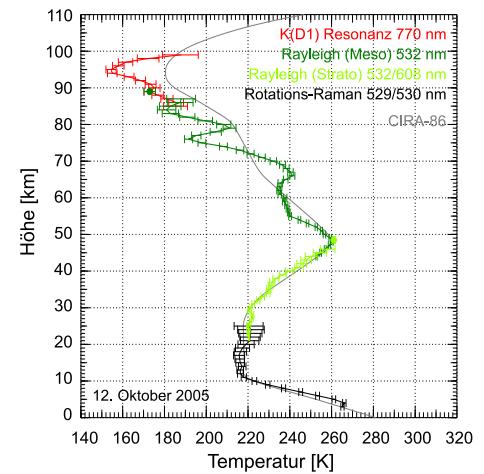


Abb. 1.2: Ein mit verschiedenen Lidarmethoden in Kühlungsborn nach einer Stunde Integrationszeit gemessenes Temperaturprofil.

$\sqrt{T/m}$ gegeben ist (T =Temperatur, m =Masse der Streuzentren), kann man daraus die Temperatur ableiten. Dazu benötigt man allerdings besonders gute Laser und ein Empfangssystem mit sehr genau bekannten spektralen Eigenschaften. Dies ist z. Zt. nur bei Resonanzlidars realisiert. Typische Dopplerbreiten liegen bei 2000 MHz (siehe Abb. 1.1). Da Eisteilchen viel schwerer sind als Moleküle, ist die Verbreiterung ($\sim 1/\sqrt{m}$) viel kleiner: für ein Eisteilchen mit einem Radius von 10 nm ergibt sich $\Delta\nu \sim 10$ MHz. Dies entspricht etwa der spektralen Breite des Lasers. Eine kollektive Bewegung der Streuzentren entlang des Laserstrahls (Wind) führt zu einer Verschiebung des Spektrums, was man zur Windmessung ausnutzen kann. Dabei entspricht eine Windgeschwindigkeit von 2 m/s einer relativen Frequenzänderung von $\Delta\nu/\nu=10^{-8}$ (absolut ca. 8 MHz).

Aus den rückgestreuten Signalen werden eine Reihe von geophysikalischen Messgrößen abgeleitet. Dazu gehört zunächst die Anzahldichte der Rückstreuere (Moleküle, Metallatome, Eisteilchen). Aus der Abnahme der Gesamtdichte mit der Höhe ergibt sich das Temperaturprofil (hydrostatisches Grundgesetz), welches unter guten Bedingungen und nach 1 Stunde Integration bis etwa 85 km reicht. Die Messung der Dopplerbreite der Resonanzstreuung (an Kalium, Eisen und Natrium) ist die direkteste Möglichkeit, Temperaturen in der Mesopausenregion zu bestimmen, genauer gesagt in der Metallschicht (ca. 85–115 km). Man kann auch aus der Frequenzabhängigkeit der Ramanstreuung eine Temperatur ermitteln, allerdings wegen der geringen Signalstärke nur bis ca. 25 km. Aus den Messungen von Eisteilchen bei mehreren Wellenlängen erhält man die Radien der Eisteilchen und aus der Änderung der Polarisation ihre Form. Wie in den nachfolgenden Kapiteln deutlich wird, spielen NLC⁴-Messungen am IAP eine große Rolle (Abb. 1.3)

Die am IAP eingesetzten Lidars müssen besonderen Anforderungen genügen, da sie zur Erforschung der Mesosphäre eingesetzt werden sollen, also bei sehr geringen Dichten. Außerdem müssen sie bei Tageslicht funktionieren, da sie z. B. im Sommer in polaren Breiten eingesetzt werden.

Tageslichtfähigkeit

Eine einzelne Lidarmessung dauert ca. 1 Millisekunde. In dieser Zeit erreicht der Laserpuls eine Höhe von mehr als 100 km, und das zurückgestreute Licht erreicht wieder den Detektor. Gleichzeitig ist der Detektor jedoch auch offen für alle anderen Photonen, die das Empfangsteleskop aus Richtung des Laserstrahls treffen. Bei Tag sind dies aufgrund des sonnenbeleuchteten Himmels mit einem handelsüblichen Filter immer noch ca. 1000 Photonen pro Höhenkanal⁵ und damit 50 Millionen Mal mehr Photonen als in der Nacht. Messungen in Polarregionen im Sommer oder tagsüber in mittleren Breiten erfordern eine effiziente Unterdrückung der solaren Photonen durch eine aufwändige Kombination von spektraler und räumlicher Filterung.

Ein Standardlidar benutzt heutzutage Interferenzfilter von 1 nm Bandbreite (ca. 1 Mio MHz bei 532 nm) und ein Teleskopgesichtsfeld von 1 mrad. Damit erreicht man Untergrundzählraten von ca. 1000 Photonen pro Laserpuls und Höhenkanal (Abbildung 1.4), was Signal/Untergrund-Verhältnissen von ~ 1 in 20 km Höhe, $\sim 10^{-6}$ in 80 km Höhe (jeweils Rayleighstreuung) und $\sim 10^{-4}$ in 90 km Höhe (K-Resonanzstreuung) entspricht. Als weitere Filterelemente kommen Fabry-Perot-Etalons oder sogenannte FADOF (Faraday Anomalous Dispersion Optical Filter) zum Einsatz. FADOF bestehen aus einer Metalldampf-gefüllten Glaszelle in einem starken Magnetfeld und erreichen bei 5000 MHz Bandbreite Unterdrückungen von 1:100 und eine Transmission auf der Metall-Resonanzwellenlänge von rund 75%. Sie eignen sich z.B. für Natrium und Kalium, aber aufgrund des hohen Siedepunkts nicht für Eisen. Fabry-Perot-Etalons können bei einer Band-

⁴Eisteilchen in der Mesopausenregion

⁵Höhenkanal: 200m, Sichtfeld: 1 mrad, spektrale Breite des Interferenzfilters: 1 nm

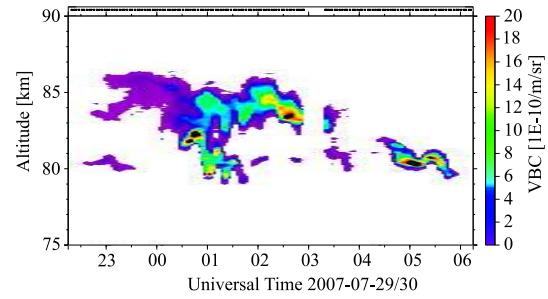


Abb. 1.3: Nachweis einer NLC mit dem RMR-Lidar auf ALOMAR. Das Lidar vermisst die Wolke mit großer zeitlicher und räumlicher Auflösung.

breite von ca. 500–4000 MHz auf beliebige Wellenlängen abgestimmt werden. Sie erreichen eine Transmission von 10–95% und eine Unterdrückung von 1:30, welche durch Kombination mehrerer Etalons und Interferenzfilter auf ca. 1:100 gesteigert werden kann. Damit man mehrstündige Lidarmessungen durchführen kann, muss die thermische Drift der Laserwellenlänge (bis 5000 MHz/h) durch hochstabile “Seedlaser” verhindert werden.

Eine weitere Maßnahme zur Unterdrückung des Untergrundes ist die Verkleinerung des Teleskopgesichtsfeldes. Dies ist allerdings bei Resonanzlidars nicht in jedem Fall möglich (siehe unten). Durch Verkleinerung des Gesichtsfeldes von 1 mrad auf 50 μ rad verringert sich der Untergrund bei unveränderter Signalstärke auf 1/400. Dabei muss der Laser und das Teleskop aber eine Richtungsstabilität von besser als 10 μ rad aufweisen, um den Laserstrahl jederzeit im Sichtfeld des Teleskops zu halten. Ohne Stabilisierung unterscheiden sich die Blickrichtungen von Laser und Teleskop aufgrund von Turbulenz in der Atmosphäre binnen weniger Sekunden um mehr als 20 μ rad. Am IAP ist deswegen ein System entwickelt worden, mit dem die Laserstrahlbewegung am Himmel mit Hilfe einer CCD-Kamera gemessen und durch einen piezo-gesteuerten Spiegel auf 5 μ rad reduziert wird (5 μ rad entspricht einer Länge von 50 cm auf 100 km Entfernung!). Die Verkleinerung des Sichtfeldes hat neben der Untergrundreduzierung auch Auswirkungen auf die optischen Eigenschaften des Nachweiszweiges. Hier kann der Strahldurchmesser ebenfalls reduziert werden. Dadurch lassen sich kleinere Etalons verwenden, mit denen man eine höhere Transmission erreicht.

Resonanzlidars

Bei Resonanzlidars ist die Wellenlänge durch den Resonanzübergang des beobachteten Metallatoms gegeben. Für die Bestimmung der Dopplerbreite bzw. -verschiebung muss die rückgestreute Intensität an mindestens 3 Wellenlängen gemessen werden. Aufgrund der schnellen Änderung der Metalldichte und Transmission der Atmosphäre müssen diese Messungen möglichst schnell aufeinander und mit hoher Präzision erfolgen. Für Temperaturbestimmung mit 1 K Genauigkeit muss die Dopplerbreite (ca. 2000 MHz) mit 1 MHz Genauigkeit bestimmt werden.

Die Vermessung des Dopplerspektrums durch nur 3 Stützstellen hat den Nachteil, dass sowohl gerätespezifische und theoretische Parameter der Streuung als auch atmosphärische Einflüsse bekannt sein müssen. Am IAP wird deshalb die Erfassung des vollständigen Spektrums bevorzugt. Diese Methode eröffnet außerdem noch die Möglichkeit, trotz der Anwesenheit von Eisteilchen Dopplermessungen an Luftmolekülen durchzuführen. Neben der Intensitätsmessung spielt die Frequenz der Laserpulse die entscheidende Rolle für die erreichbare Messgenauigkeit. Die Frequenz ändert sich von Puls zu Puls und kann nur auf einige Dutzend

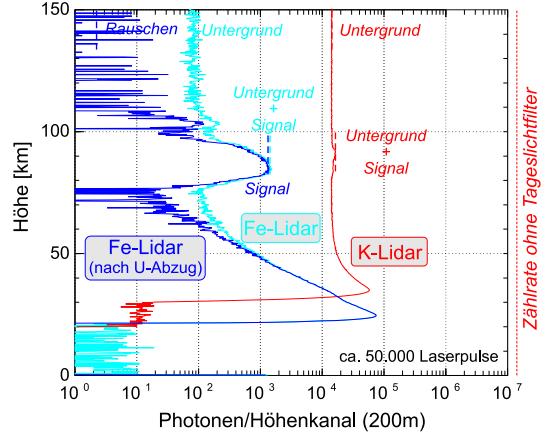


Abb. 1.4: Rohdaten des Kalium-Lidars (rot) und des Eisen-Lidars (blau und grün) unter Verwendung von Filtern für die Unterdrückung des Tageslichts (das Eisen-Lidar wurde nur mit ca. 10% seiner endgültigen Leistung betrieben). Zum Vergleich ist das Signal ohne Tageslichtfilter gezeigt (rechts am Bildrand).

Rohdaten des Kalium-Lidars (rot) und des Eisen-Lidars (blau und grün) unter Verwendung von Filtern für die Unterdrückung des Tageslichts (das Eisen-Lidar wurde nur mit ca. 10% seiner endgültigen Leistung betrieben). Zum Vergleich ist das Signal ohne Tageslichtfilter gezeigt (rechts am Bildrand).

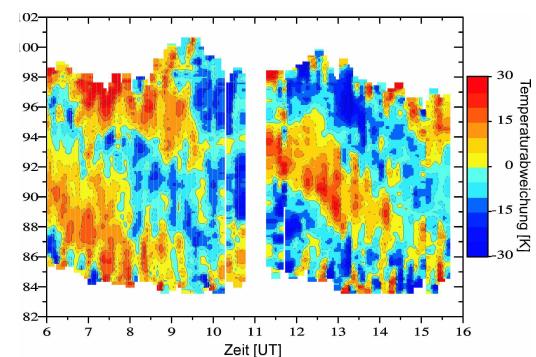


Abb. 1.5: Temperaturmessungen mit dem Kaliumlidar auf Spitzbergen (78°N). Gezeigt ist die Abweichung der aktuellen Temperatur vom Tagesmittel. Man erkennt deutlich die abwärts gerichtete Phasenausbreitung von Schwerewellen.

Temperaturmessungen mit dem Kaliumlidar auf Spitzbergen (78°N). Gezeigt ist die Abweichung der aktuellen Temperatur vom Tagesmittel. Man erkennt deutlich die abwärts gerichtete Phasenausbreitung von Schwerewellen.

MHz genau kontrolliert werden. Durch Messung der Frequenz der einzelnen Laserpulse und Vergleich zu einem Frequenzstandard wird eine Genauigkeit von bis zu 0,1 MHz erreicht. Außerdem werden seit kurzem spektral hochaufgelöste Filter eingesetzt (konfokale Etalons mit wenigen MHz Breite), mit deren Hilfe untergrundfreie Dopplermessungen von Aerosolen am Tage gelingen.

Temperatur- und Windmessungen von Resonanzlidars beruhen auf einer Frequenzverschiebung des rückgestreuten Signals (Dopplereffekt). Das tatsächlich gemessene Spektrum wird jedoch in der Regel durch Tageslichtfilter verzerrt, was die Messergebnisse verfälscht. Für verlässliche Messungen sind daher spektrale Filter mit genau bekannten Eigenschaften unabdingbar, die man z. B. mit Hilfe eines FADOF erreichen kann. Mit dem mobilen Kalium-Lidar des IAP und der Verwendung von FADOF wurden so Dopplermessungen am Tage in polaren Breiten durchgeführt (Abb. 1.5).

Am Tag begrenzen Sättigungseffekte die theoretisch erreichbare Leistungsfähigkeit. Sättigung tritt auf, sobald die eingestrahlte Energiedichte pro Atom einen Schwellwert überschreitet, sodass ein Photon das Atom erreicht, obwohl dieses sich noch im angeregten Zustand befindet. Die maximal mögliche Energiedichte hängt von der Laserstrahldivergenz ab und definiert so das minimale Sichtfeld. Die am IAP betriebenen K-Lidars haben diese durch die Atomphysik gesetzte Grenze bereits erreicht. Sättigung lässt sich durch eine geeignete Kombination von kleinem Rückstreuquerschnitt und großer Teilchenzahldichte umgehen. Unter allen Kombinationen zeigt Eisen die günstigsten Eigenschaften. Das neu entwickelte Fe-Lidar erreicht durch die im Vergleich zum K-Lidar 200-fach höhere Metalldichte bei gleichzeitig 16-fach kleinerem Rückstreuquerschnitt am Tag Messungen mit 100-fach geringerem Untergrund. Im Maximum der Eisenschicht erwartet man einen Temperaturfehler von 1-2 K bei Integration über 1 Stunde (bei Tageslicht).

Windmessungen

Die Frequenzverschiebung aufgrund des Windes ist sehr klein und schwer zu messen. Zufälligerweise besitzen Jod-Atome bei ca. 532 nm Absorptionslinien, was man zum Nachweis der Verschiebung ausnutzen kann. Dazu schickt man das rückgestreute Signal durch eine Zelle mit Jod-Atomen, wodurch ein Teil absorbiert wird. Wenn die Wellenlänge des rückgestreuten Lichtes verschoben wird, ändert sich die Absorption; diese Änderung ist ein Maß für die Windgeschwindigkeit. In Abb. 1.6 sind die ersten hiermit erzielten Windmessungen auf ALOMAR gezeigt. Wir erwarten, dass sich diese Methode auf die gesamte Mesosphäre ausdehnen lässt. Man erhält damit Windmessungen in Höhenbereichen, in denen ansonsten keine dauerhaften Messungen möglich sind. Bei Resonanzlidars wird der Wind aus der Doppler-Verschiebung der Resonanzlinie bestimmt. Diese Methode wird auf ALOMAR beim Natrium-Lidar der Colorado State University verwendet.

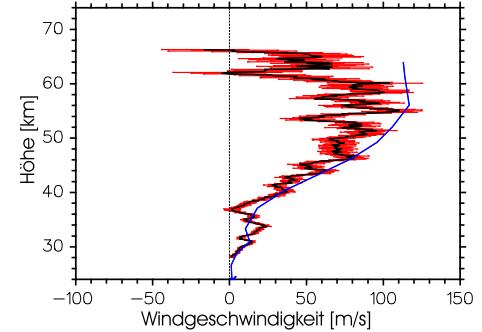


Abb. 1.6: Windmessungen mit dem RMR-Lidar des IAP auf ALOMAR. Zum Vergleich ist das nächst gelegene Profil von ECMWF gezeigt (blau).

Zukunft

Die in naher Zukunft avisierten technischen Entwicklungen von Lidars für die Erforschung der mittleren Atmosphäre erweitern die bisherigen Möglichkeiten erheblich. Neben den genannten Verbesserungen bei der Tageslichtfähigkeit, den Windmessungen und den spektral hochaufgelösten Messungen von Eisteilchen, wird an der Optimierung der räumlich/zeitlichen Abtastung der Atmosphäre gearbeitet (Stichwort: Tomographie). Ferner werden die Möglichkeiten zu Turbulenzmessungen mit Lidars untersucht. Das IAP beteiligt sich auch an Überlegungen, Lidars zur Untersuchung der MLT-Region auf Satelliten einzusetzen. Lidars decken bei der Erfassung von geophysikalisch relevanten Parametern einen Bereich ab, der zum größten Teil mit keiner anderen Technik erfasst wird, jedenfalls nicht mit vergleichbarer Genauigkeit. Lidars werden daher auch in Zukunft eine wichtige Rolle bei der Erforschung der Atmosphäre spielen.

2 Übersichtsartikel: Trends in der mittleren Atmosphäre

(J. Bremer)

Während der mögliche anthropogene Einfluss auf globale Klimaänderungen durch den letzten IP-CC (Intergovernmental Panel on Climate Change) Report jetzt zunehmend auch in der Öffentlichkeit diskutiert wird, begannen die wissenschaftlichen Aktivitäten zum Nachweis langfristiger Variationen in der Erdatmosphäre schon Jahrzehnte früher. Dabei spielen die Zunahme (Kohlendioxid, Wasserdampf, Methan, Stickoxide) oder Abnahme (Ozon) von atmosphärischen Spurengasen eine entscheidende Rolle. Trotz ihrer geringen Konzentration sind diese Gase wichtig insbesondere wegen des durch sie bedingten Treibhauseffekts und andererseits wegen der Absorption biologisch schädlicher UV-Strahlung (Problem: Abnahme der Ozonschicht). Infolge ihrer langen Lebensdauern verbleiben sie relativ lange in der Atmosphäre und sind auch in höheren Schichten der Atmosphäre wirksam. Diese Spurengase haben Absorptionsbanden im infraroten (IR) Spektralbereich und damit in jenem Bereich, in dem der Erdboden strahlt. Diese Strahlung bewirkt in Erdbodennähe und in der Troposphäre eine Erwärmung (eigentlicher Treibhauseffekt) und in den darüberliegenden Schichten (Strato-, Meso- und Thermosphäre) eine Abkühlung. Die Ursache dieser unterschiedlichen Wirkungen der klimarelevanten Spurengase beruht auf der Tatsache, dass die in der Troposphäre von ihnen abgestrahlten Photonen nach sehr kurzen Strecken wieder absorbiert und re-emittiert werden, während mit zunehmender Höhe infolge des exponentiellen Abfalls der Luftdichte die IR-Photonen zu einem großen Teil in den Weltraum entweichen können und damit eine Abkühlung in der oberen Atmosphäre bewirken. Die Untersuchungen der letzten Jahre konzentrierten sich auf die Frage, ob und in welchem Umfang die klimarelevanten Spurengasen die Struktur und Dynamik der Atmosphäre verändert haben. Dabei wurden unterschiedliche atmosphärische Parameter hinsichtlich möglicher langfristiger Trends untersucht und Modellrechnungen durchgeführt, um ihre physikalischen Ursachen zu verstehen. Die folgenden Untersuchungen beschränken sich ausschließlich auf Bereiche oberhalb der Tropopausenregion und dabei im Wesentlichen auf das Gebiet der Meso- und unteren Thermosphäre (MLT Region).

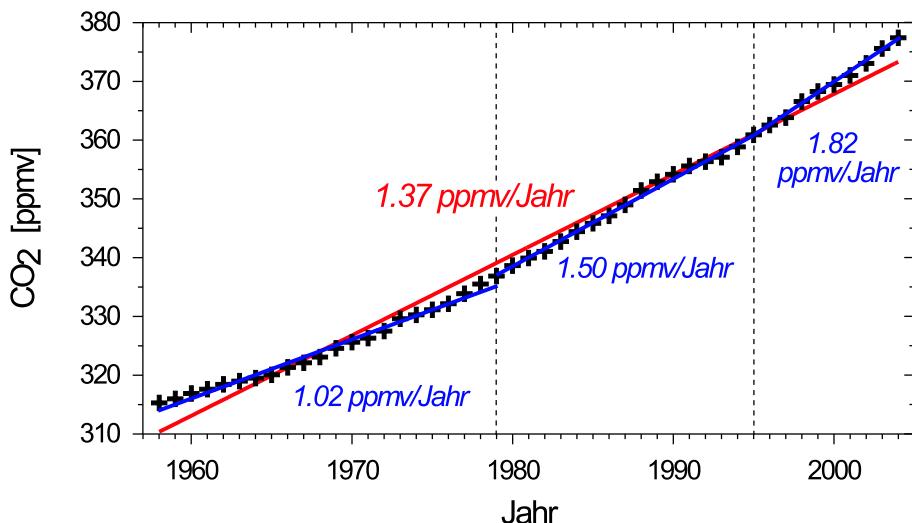


Abb. 2.1: Langzeitige Variation des atmosphärischen CO_2 Gehaltes nach bodennahen Messungen in Hawaii (*Keeling and Whorf, 2005*) mit linearen Trends für das Gesamtintervall (rote Gerade) und unterschiedliche Teilintervalle (blaue Geraden).

Als eines der wichtigsten Spurengase steigt die Konzentration des CO_2 seit Beginn der Messungen in Hawaii kontinuierlich an, wie aus der Abb. 2.1 unschwer zu entnehmen ist. Der CO_2 -Trend hat sich dabei in den letzten Jahrzehnten sogar noch verstärkt (siehe blaue Trends in den unterschiedlichen Teilintervallen). Wie aus langfristigen Beobachtungen der Reflexionshöhe elektro-

tromagnetischer Funkwellen im Langwellenbereich (kontinuierliche Beobachtungen seit 1959 am IAP in Kühlungsborn) nachgewiesen wurde, kann die stetige Abnahme dieser Reflexionshöhe auf eine Temperaturabnahme im Höhenbereich zwischen 48 km - 82 km zurückgeführt werden, die zu einem großen Teil durch diesen CO_2 -Anstieg bedingt ist. Andererseits spielen aber auch langzeitige Ozonvariationen eine Rolle bei der Erklärung der Trends der Reflexionshöhen.

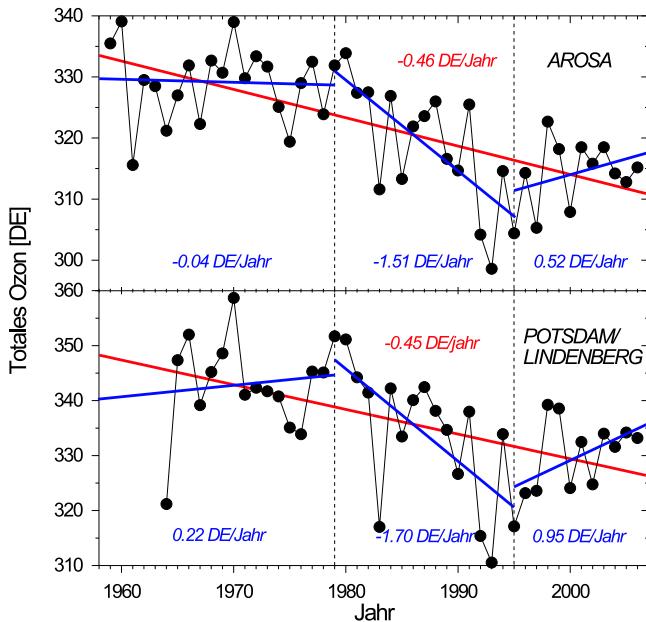


Abb. 2.2: Langzeitige Variationen des totalen Ozongehaltes über Arosa (oben) und Potsdam/Lindenberg (unten) mit Trends über das gesamte Intervall (rote Geraden) und über unterschiedliche Teilintervalle (blaue Geraden).

ausführlich dargelegt wird, konnte auch in der E-Schicht (Höhe um 110 km) der Einfluss der Ozonvariationen auf foE-Trends nachgewiesen werden.

In Abb. 2.3 bestätigt die signifikante Korrelation der mittleren foE-Änderungen mit Ozon-Änderungen diesen Zusammenhang. Dabei wurden in beiden Messgrößen die solar und geomagnetisch bedingten Anteile zuvor durch eine Regressionsanalyse eliminiert. Nach Modellrechnungen (Akmaev *et al.*, *JASTP*, 68, 1979-1889, 2006) sollte der Einfluss des Ozons sogar bis in 200 km Höhe nachweisbar sein. Dafür steht der experimentelle Nachweis allerdings bislang noch aus. Versuche mit Trendanalysen von Ionomosondendaten in der ionosphärischen F2-Region in ca. 250-350 km Höhe führten bislang noch zu keinem befriedigenden, abschließenden Ergebnis. Hier spielen vermutlich noch nicht voll verstandene dynamische Effekte bei der Beschreibung langzeitiger Variationen eine wichtige Rolle.

Seit 1994 werden an der Station Andenes in Nordnorwegen VHF-Radar Messungen von mesosphärischen Sommerechos (PMSE) durchgeführt. Da diese Echos maßgeblich an die Existenz von Eisteilchen und damit an die Temperatur in der Mesopausenregion gebunden sind, kann aus ihrer langzeitigen Variation auf mögliche langfristige Temperatur- und /oder Feuchteänderungen geschlossen

In Abb. 2.2 sind die langfristigen Variationen des totalen Ozoninhalts über zwei europäischen Messstationen aufgetragen. Beide Messreihen sind gekennzeichnet durch eine langfristige Abnahme des totalen Ozons (rote Geraden). Bei genauerer Analyse kann man aber Intervalle mit unterschiedlichen Trends erkennen, vor 1979 mit geringen Trends, im Intervall von 1979-1995 mit deutlich negativen Trends und nach 1995 mit einem positiven Anstieg. Wie im Beitrag 36 des Institutsberichtes 2004/2005 im Detail beschrieben wurde, beeinflussen diese unterschiedlichen Ozonvariationen infolge der durch sie bedingten Temperaturänderungen die Variationen der Reflexionshöhe deutlich. Um zu testen, ob der Einfluss der Ozonvariationen auch noch bis in die untere Thermosphäre reicht, wurden Trendanalysen mit weltweit beobachteten Ionomosondendaten durchgeführt (speziell für Werte der maximal von der E-Schicht reflektierten Frequenz, foE). Wie im Artikel 33

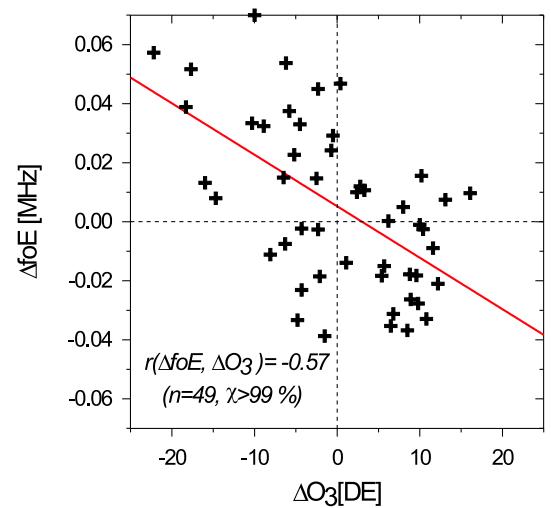


Abb. 2.3: Korrelation der mittleren foE Werte in mittleren Breiten (30° - 60° auf beiden Hemisphären) und der totalen Ozonwerte über Arosa nach jeweiligem Abzug der solar und geomagnetisch bedingten Anteile.

werden. In Abb. 2.4 ist die saisonale Häufigkeitsrate der PMSE in Abhängigkeit von der solaren Lyman α Strahlung (oben) und von der geomagnetischen Aktivität (Mitte) aufgetragen, während im unteren Teil die PMSE-Häufigkeit nach Eliminierung der solar und geomagnetisch bedingten Anteile in Abhängigkeit von der Zeit dargestellt ist. Dabei wurde der Trend bei Benutzung aller Daten bestimmt (schwarze Punkte und Gerade) und ohne die Daten für das Jahr 2002, das infolge einer interhemisphärischen Kopplung deutlich erhöhte Temperaturen und eine reduzierte PMSE-Häufigkeit aufweist. In beiden Fällen ergeben sich positive Trends, deren Signifikanzniveaus allerdings unter 90% liegen. Ähnliche Untersuchungen mit mesosphärischen Sommerechos in mittleren Breiten ergaben bislang gleichfalls nur einen sehr schwachen, nicht signifikanten positiven Trend.

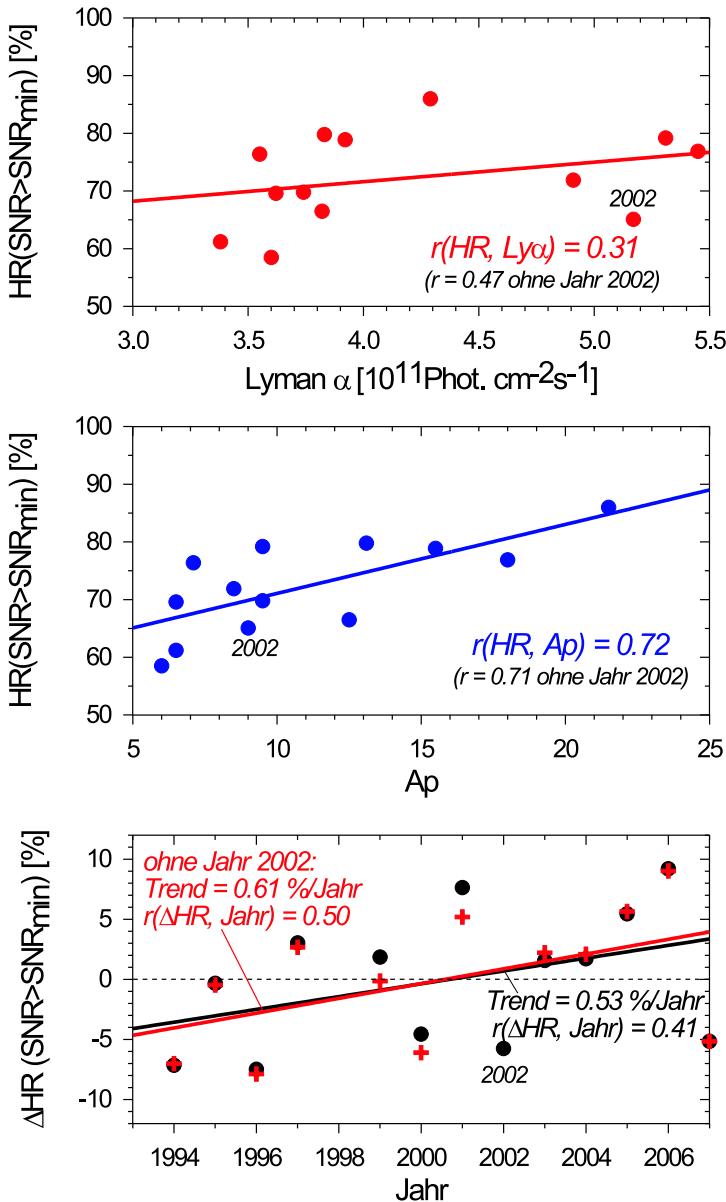


Abb. 2.4: Saisonale PMSE Häufigkeitsrate (Mittlungszeitraum vom 19. Mai - 28. August) nach Messungen in Andenes in Abhängigkeit von der solaren Lyman α Strahlung (oben) und von der geomagnetischen Aktivität (Mitte). Trend der PMSE-Häufigkeit (unten) nach Eliminierung der solar und geomagnetisch bedingten Anteile mit dem Jahr 2002 (schwarze Punkte und schwarze Gerade) bzw. ohne 2002 (rote Kreuze und rote Gerade).

Wegen der relativ kurzen Messreihen von mesosphärischen Eiswolken (NLC, noctilucent clouds) aus bodengebundenen Lidarmessungen, die längste weltweit verfügbare Messreihe umfasst einen Zeitraum von 1997 bis 2007 nach Messungen in Andenes (siehe Artikel 15), ist es derzeit nicht möglich, daraus signifikante Trends abzuleiten.

Im Gegensatz zu den oben vorgestellten PMSE-und NLC-Messungen liefern Satellitenmessungen von Eiswolken (PMC: polar mesospheric clouds) signifikante Trends in ihrer Häufigkeit und ihrer Helligkeit (Albedo). In Abb. 2.5 sind diese Ergebnisse dargestellt auf der Grundlage publizierter Daten (*de Land et al., JASTP, 68, 9-29, 2006*) getrennt für die südliche (blau) und die nördliche Hemisphäre (rot). Danach sind sowohl die Albedo-Trends als auch die Häufigkeitstrends auf beiden Hemisphären deutlich signifikant (Signifikanzniveaus größer als 99% bzw. 95%) und deuten auf negative Temperaturtrends und/oder positive Trends des Wasserdampfgehalt in der Mesopausenregion hin. Die PMSE Ergebnisse stimmen qualitativ mit den PMC Ergebnissen überein, wegen des geringen Signifikanzniveaus (maßgeblich bedingt durch die derzeit noch relativ kurzen Messreihen) sind die PMSE-Trendwerte allerdings noch nicht statistisch gesichert.

Auch im mesosphärischen Windfeld wurden Trends untersucht basierend auf MF-Radar Messungen in Juliusruh seit Beginn dieser Beobachtungen im Jahr 1990. In Abb. 2.6 sind

die Trends in der zonalen Windkomponente nach Eliminierung des solaren Einflusses durch eine Regressionsanalyse getrennt für Sommer und Winter in Abhängigkeit von der Höhe aufgetragen. Danach sind die Trends stark abhängig von der Jahreszeit und der Höhe. Details zu diesen Trends und ein Vergleich mit Modellrechnungen sind im Artikel 32 dargestellt.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass Trendmessungen in der MLT Region mit teilweise sehr unterschiedlichen Messdaten durchgeführt werden, um Aussagen über langzeitige Variationen in diesem Höhenbereich zu gewinnen. Die dabei erhaltenen Ergebnisse sind einerseits infolge der begrenzten Messreihenlänge nicht in jedem Falle signifikant und andererseits ist die Übereinstimmung mit Modellergebnissen noch nicht befriedigend. Das kann entweder daran liegen, dass die Modelle noch nicht alle Treibhausgase enthalten oder den Einfluss von Wellen (planetare Wellen und Schwerewellen) nur unzureichend berücksichtigen. Nur durch eine enge Zusammenarbeit zwischen Experiment und Modellierung wird es zukünftig möglich sein, langfristige Trends in den unterschiedlichen Bereichen der mittleren Atmosphäre signifikant nachzuweisen und ihre physikalischen Ursachen aufzuklären.

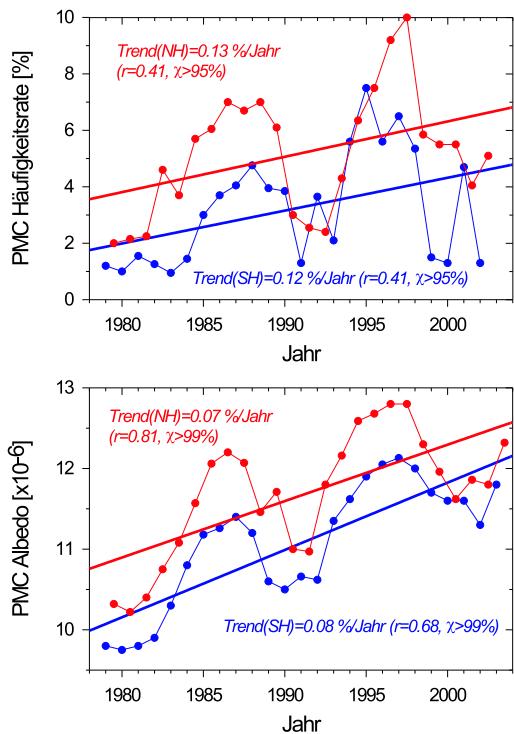


Abb. 2.5: Langzeitige Variationen der PMC Häufigkeit (oben) und Albedo (unten) für jeweils die nördliche (rote Kurven) und südliche Hemisphäre (blaue Kurven) aus Satellitenbeobachtungen (*de Land et al., 2006*).

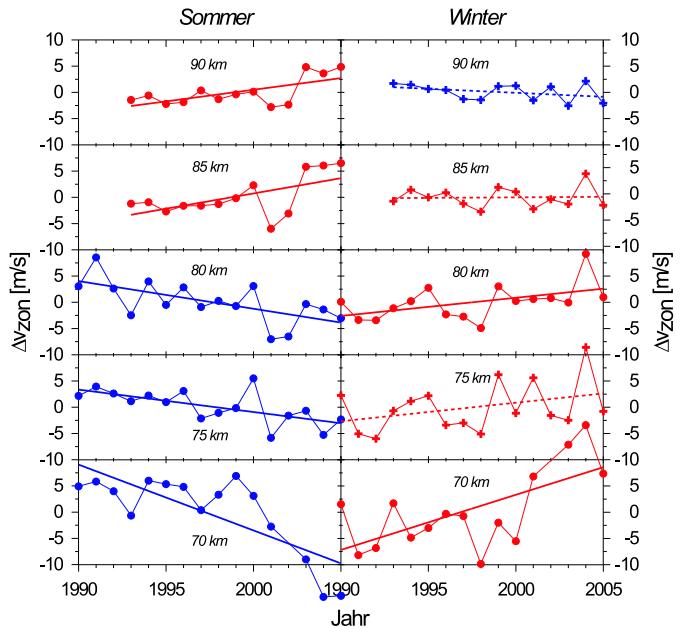


Abb. 2.6: Trends im zonalen Wind nach MF-Radar Messungen in Juliusruh in Abhängigkeit von der Höhe getrennt für Sommer und Winter (volle Linien und Punkte: Trends mit Signifikanzniveau größer als 95%; gestrichelte Linien und Kreuze: Trends mit Signifikanzniveaus kleiner als 90%).

3 Übersichtsartikel: Schwerewelleninstabilitäten und Turbulenzanfachung jenseits klassischer Konzepte

(U. Achatz)

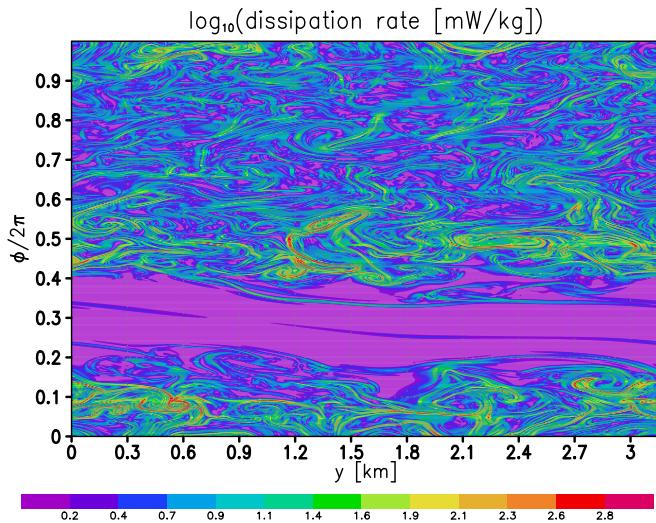


Abb. 3.1: Die räumliche Abhängigkeit der turbulenten Dissipationsrate 15 Minuten nach Störung einer statisch und dynamisch stabilen Trägheitsschwerewelle (TSW) durch ihren führenden transversalen singulären Vektor (SV). Das Bezugssystem bewegt sich mit der Phase ϕ der TSW nach unten. Die Wellenlänge der TSW ist 6 km.

darüber, welches das korrekte Bild ist, steht noch immer aus. Darüber hinaus verwendet jedes dieser Schemata eine nicht unerhebliche Zahl von frei einstellbaren Parametern, die gegenwärtig als Stellschrauben eines Modells verwendet werden. Eine physikalische Basis für die Parameterwahl fehlt häufig.

Die Relevanz von Schwerewellen (SW) für ein Verständnis der Zirkulation in der mittleren Atmosphäre ist allgemein anerkannt. Aufgrund verschiedener Prozesse werden SW aus der Troposphäre und Stratosphäre abgestrahlt. Im Verlauf ihrer Ausbreitung nach oben nimmt ihre Amplitude zu, da die Energie in einem Medium mit abnehmender Dichte erhalten sein muss. Wird sie zu stark, wird eine einzelne Welle instabil und depoziert ihren Impuls, wodurch die Zirkulation der mittleren Atmosphäre wesentlich angetrieben wird. Trotz des Konsenses zu diesem allgemeinen Bild gibt es diesbezüglich noch zahlreiche wichtige offene Fragen. Dies wird unter anderem durch die beträchtliche Zahl von Parametrisierungsansätzen dokumentiert. Diese unterscheiden sich in ihrem grundlegenden Bild der SW-Dynamik in der mittleren Atmosphäre. Eine Entscheidung

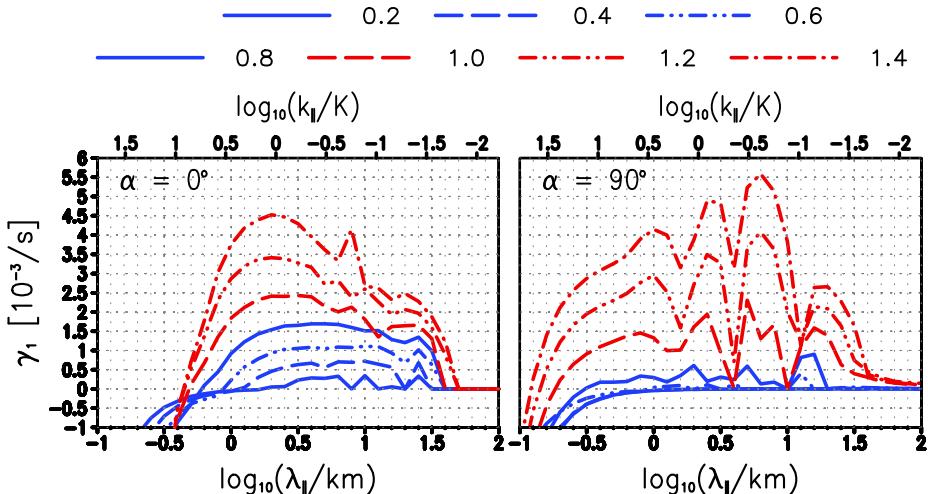


Abb. 3.2: Normalmoden (NM) von hochfrequenten Schwerewellen (HSW). Die Anwachsrate sind gezeigt als Funktion der Wellenlänge λ_{\parallel} (mit entsprechender Wellenzahl $k_{\parallel} = 2\pi/\lambda_{\parallel}$) der NM bezogen auf die Phasenebene der HSW. Die verschiedenen Kurven entsprechen unterschiedlichen Anfangsamplituden a relativ zur statischen Instabilitätsgrenze. Die Wellenlänge der HSW und der Neigungswinkel ihrer Phase zur Horizontalen betragen $\Lambda = 6$ km und $\Theta = 70^\circ$. $K = 2\pi/\Lambda$ ist die Wellenzahl der HSW.

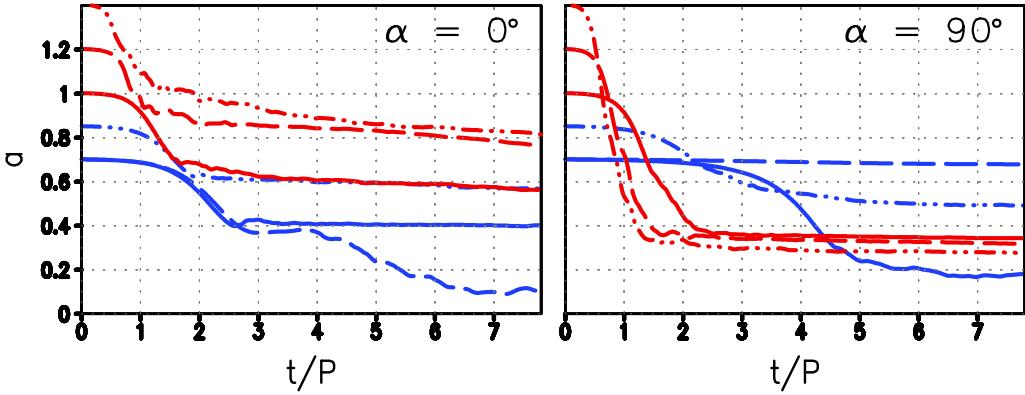


Abb. 3.3: Nichtlineare zeitliche Entwicklung der Amplitude einer hochfrequenten Schwerewelle (HSW). Die Amplitude ist relativ zur statischen Instabilitätsgrenze dargestellt. Die Störung erfolgte durch die führenden parallelen ($\alpha = 0^\circ$) oder transversalen ($\alpha = 90^\circ$ Normalmoden (NM). Die Zeiteinheit ist die Wellenperiode mit $P = 920$ s.

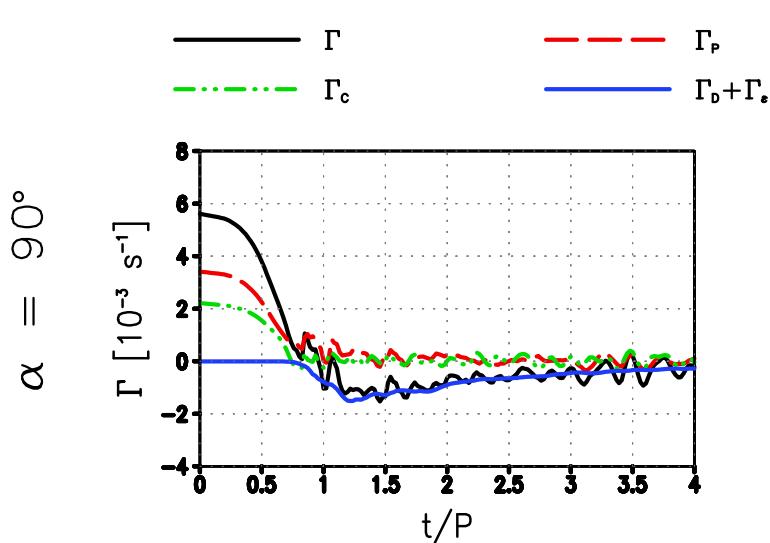


Abb. 3.4: Zerlegung der turbulenten Anwachsrate Γ in die Beiträge aus konvektiver Produktion Γ_C , Scherproduktion Γ_P und diffusiv-dissipativen Verlusten $\Gamma_D + \Gamma_\epsilon$. Gezeigt ist das Ergebnis der DNS einer anfänglich statisch instabilen hochfrequenten Schwerewelle (HSW) nach Störung durch ihren führenden transversalen NM. Die Anfangsamplitude relativ zur statischen Instabilität beträgt 1.4, die Wellenperiode P entspricht 920 s.

Einer der Gründe für diese missliche Situation ist unser unzureichendes Wissen darüber, unter welchen Bedingungen eine SW instabil wird, und wie der daraus resultierende Instabilitätsprozess abläuft. Das Wissen, das wir haben, hat noch nicht seinen Weg im Parametrisierungsschemata gefunden. Dies ist zum Teil eine Folge des komplexen Bildes, das entsprechende Untersuchungen entwerfen. In der Tat gibt es hier noch beträchtlichen Entwicklungsbedarf. Zumindest in Bezug auf die Interpretation von Messungen sollte eine unmittelbarere Anwendung aber möglich sein. Häufig findet man Turbulenzanfachung in der Atmosphäre im Rahmen klassischer Konzepte diskutiert,

worin eine Instabilitätsgrenze immer dann erreicht wird, wenn die statische oder dynamische Instabilität gestattet. Dabei tritt entweder eine instabile Schichtung auf oder der Vertikalgradient des Horizontalwinds führt zu Richardsonzahlen unterhalb des Schwellwertes 1/4. In der Tat führen uns diese Konzepte häufig in die Irre. Einerseits vernachlässigen sie die Rolle horizontaler Gradienten in den wellengenerierten thermodynamischen Feldern und Winden. Andererseits wird dabei die Möglichkeit nichtmodaler Instabilitäten übersehen. Fortschritte in der Untersuchung von Wellen und Turbulenz in der mittleren Atmosphäre hängen auch davon ab, dass diese Defizite erkannt werden und dass entsprechende Fehlinterpretationen von Daten vermieden werden. Dieser Bericht gibt eine kurze Zusammenfassung wichtiger relevanter Aspekte, zu deren Untersuchung in den letzten Jahren am IAP Beiträge geleistet wurden.

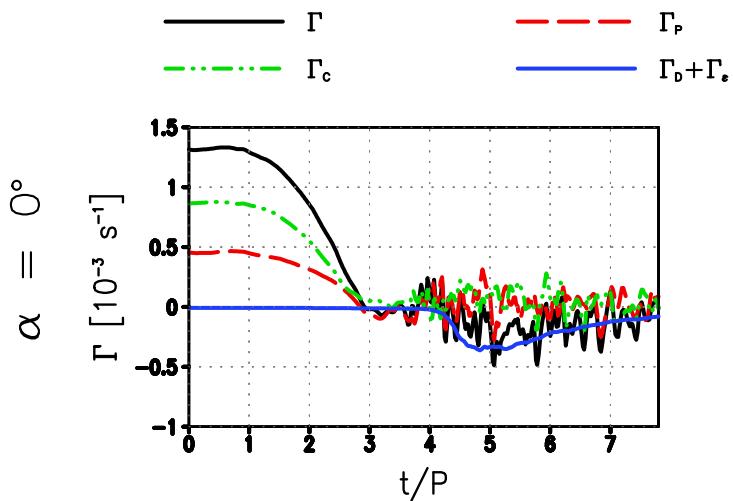


Abb. 3.5: Wie Abb. 3.4, aber für die Störung einer anfänglich statisch stabilen HSW ($a = 0.7$) durch ihren führenden parallelen NM.

ten gering ist. Dennoch greift das Richardsonkriterium nur unzureichend, denn es basiert auf der Annahme, dass die relevanten Störungsstrukturen, die den Brechungsprozess einleiten, Normalmoden (NM) sind. Diese zeigen im Rahmen der linearen Theorie einen exponentiellen Anwachs oder Abfall ihrer Energie mit der Zeit. In der Tat zeigt sich, dass auch wenn das Richardsonkriterium nicht erfüllt ist, somit also keine anwachsenden NM existieren, immer noch über endliche Zeiten singuläre Vektoren (SV) anwachsen können. Dies beruht auf Interferenzen zwischen gedämpften NM. Ist die anfängliche Stärke eines SV groß genug, kann sein Anwachs das Gesamtsystem aus Welle und SV aus dem linearen Regime herausführen, und ein irreversibler turbulenter Prozess setzt ein. Dies ist im vorhergehenden Institutsbericht bereits ausführlich geschildert worden. Hier ist in Ergänzung die turbulente Dissipationsrate gezeigt (Abb. 3.1), die sich gemäß einer direkten numerischen Simulation (DNS) nach einer Störung einer statisch und dynamisch stabilen TSW durch einen SV ergibt, der sich in der Horizontalen transversal zur TSW ausbreitet. Vergleichbare Messungen der Dissipation liegen im Bereich zwischen 1 und 1000 mW/kg. Die Simulation ist damit konsistent. Man findet weiterhin, dass die TSW in diesem Prozess stark abgebaut wird, und zwar auf etwa 70% der Amplitude, die marginaler statischer Instabilität entspricht.

Anders stellt sich die Situation bei hochfrequenten Schwerewellen dar (HSW). Die Anwachsraten der führenden parallelen und transversalen NM sind in Abb. 3.2 gezeigt. Diese haben eine deutlich gegenüber der Vertikalen geneigte Phasenausbreitung und damit intrinsische Perioden von etwa 10 bis 20 Minuten (einige Brunt-Väisälä-Perioden, ca. 5 Minuten). Hier ist das Richardsonkriterium bereits aufgrund der horizontalen Gradienten in den dynamischen Feldern der Welle nicht mehr gültig. In der Tat findet man, dass HSW bei nahezu allen Amplituden instabile NM haben. Bei großen Wellenamplituden dominieren die transversalen NM, während bei kleinen Amplituden die parallelen NM am stärksten anwachsen. Auch SV können anwachsen (Parallelkapitel 38). Man findet, dass sie zwar zu starken turbulenten Schichten führen können, aber keinen wesentlichen Einfluss auf den Wellenabbau haben.

Die zeitliche Entwicklung der Amplitude einer HSW nach Störung durch einen der verschiedenen führenden NM ist in Abb. 3.3 gezeigt. Dieses Verhalten wurde in DNS simuliert, die aufgrund der beiden ausgezeichneten räumlichen Richtungen des Problems, der Phasenausbreitung der HSW und des NM, im Raum nur zweidimensional ist, aber ein voll dreidimensionales Geschwindigkeitsfeld behandelt. Die Simulationen lassen sich deshalb unter dem Namen 2,5D-DNS führen. Es werden auf diese Weise die wichtigsten Ergebnisse von 3D-DNS aus der Literatur reproduziert. Gegenüber diesen, die mit einer zufälligen Störung der HSW initialisiert wurden, ermöglichen 2,5D-DNS eine klare Zuordnung zu den jeweils verantwortlichen Störungsstrukturen. Wesentliche Erkenntnisse sind, dass (1) statisch instabile HSW durch transversale NM bis auf

Zusammenfassend kann man feststellen, dass SW deutlich früher instabil werden und mehr Impuls deponieren, als in den klassischen Konzepten angenommen wird. Die dabei zugrunde liegenden Mechanismen unterscheiden sich je nach Neigungswinkel der Phasenausbreitung einer SW. Trägheits schwerewellen (TSW) haben eine wesentlich größere horizontale als vertikale Wellenlänge (und daraus resultierend auch lange intrinsische Perioden im Bereich der Trägheitsperiode, d.h. bis etwa 10h). Ihre Phasenausbreitung ist damit im wesentlichen vertikal, so dass der Einfluss horizontaler Gradienten

etwa 30% der statischen Grenzamplitude abgebaut werden, (2) anfänglich statisch stabile HSW sogar vollständig entfernt werden, nach einer Störung durch einen führenden parallelen NM. Dies steht in augenfälligem Kontrast zu Parametrisierungsansätzen, wo eine SW jeweils nur bis zur Grenze statischer Stabilität abgebaut wird.

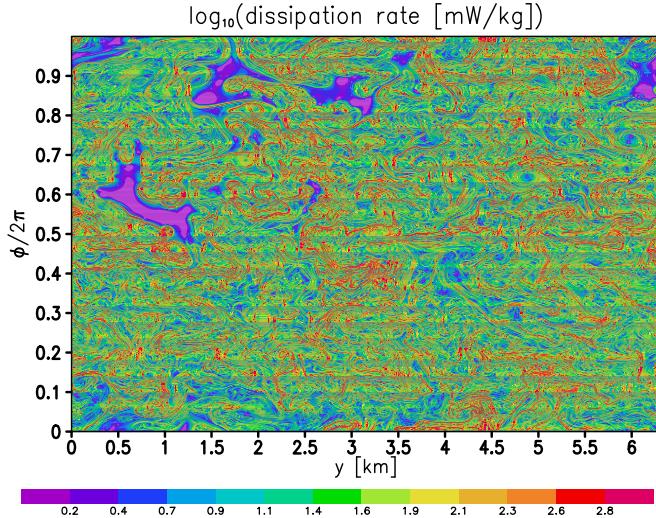


Abb. 3.6: Momentaufnahme der räumliche Verteilung der turbulenten Dissipationsrate beim Brechen einer anfänglich statisch instabilen hochfrequenten Schwerewellen (HSW). Gezeigt ist das Ergebnis einer direkten numerischen Simulation (DNS) zum Zeitpunkt der stärksten diffusiv-viskosen Dämpfung. Die Anfangsamplitude der HSW relativ zur statischen Instabilitätsgrenze ist $a = 1.4$ und ihre Wellenlänge 6 km. Die Störung erfolgt durch den führenden transversalen Normalmodus. Das Bezugssystem bewegt sich mit der Phase ϕ der HSW nach unten.

Wie in Abb. 3.6 und 3.7 abzulesen, ist die Stärke der Turbulenz in beiden diskutierten HSW-Fällen konsistent mit verfügbaren Messungen. Es bleibt festzuhalten, dass die Konzepte statischer oder dynamischer Instabilität nicht als Ausschlusskriterien für die Erzeugung der Turbulenz aus instabilen Wellen geeignet sind. TSW können bei Richardsonzahlen $Ri > 1/4$ durch SV destabilisiert werden. HSW werden in ihrer Instabilitätsdynamik wesentlich durch die horizontalen Gradienten in ihren Feldern beeinflusst. So attraktiv es auch sein mag, ein Kriterium zur Verfügung zu haben, das nur vertikale Gradienten benötigt, es besteht ein wachsender Bedarf nach Daten, die auch die Information zu den horizontalen Abhängigkeiten in der Umgebung der gemessenen Turbulenz liefern. Für eine korrekte SW-Parametrisierung werden physikalisch basierte Wege gefunden werden müssen, die hohe Instabilität der SW zu berücksichtigen.

Die Bedeutung der horizontalen Gradienten in der Welle wird weiter durch eine Betrachtung der Austauschprozesse verdeutlicht, mithilfe derer die erzeugte Turbulenz Energie gewinnt oder verliert. Für den Fall einer anfänglich statisch instabilen HSW ist eine entsprechende Zerlegung der zeitabhängigen Anwachsrate in Abb. 3.4 gezeigt, für eine statisch stabile HSW in Abb. 3.5. Zu späten Zeiten dominiert, bei voll entwickelter Turbulenz, der diffusiv-dissipative Energieabbau. Interessanter ist aber das Verhalten in der frühen Instabilitätsphase: Die Störung der statisch instabilen HSW wächst stärker aufgrund von Scherproduktion als durch konvektive Produktion an. Die Störung der statisch stabilen HSW gewinnt ihre Energie mehr aus der konvektiven Produktion als aus der Scherproduktion. Dafür sind die horizontalen Gradienten in den Wellenfeldern verantwortlich. Dies ist ein weiteres Beispiel dafür, wie irreführend die klassischen Konzepte sein können, die nur vertikale Gradienten betrachten.

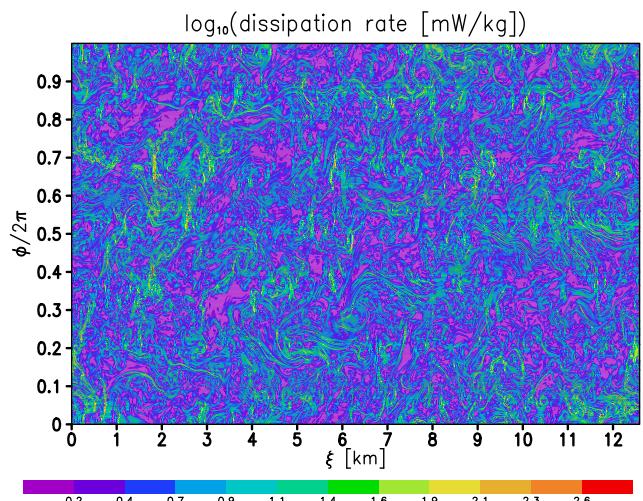


Abb. 3.7: Wie Abb. 3.6, aber für eine anfänglich stabile HSW mit $a = 0.7$ und einer Störung durch den führenden parallelen Normalmodus.

4 Stationen der optischen Sondierung mit Lidar-Systemen

(*M. Priester, G. Baumgarten, G. von Cossart, J. Fiedler, M. Gerding, H. Holste, J. Höfner, T. Köpnick, J. Lautenbach, F.-J. Lübken, M. Rauthe, A. Schöch*)

Zu den wissenschaftlichen Schwerpunkten des IAP gehört die Erforschung der mittleren Atmosphäre und die Untersuchung der vertikalen und meridionalen Kopplung. Dazu werden unter anderem Lidarmessungen über einen weiten Höhenbereich von teilweise 1 bis über 100 km Höhe durchgeführt. Breitenabhängige Prozesse werden durch Lidarmessungen an verschiedenen Standorten erfasst, die sowohl mittlere Breiten (Kühlungsborn, 54°N) als auch hohe Breiten (Andenes, 69°N, Longyearbyen, 78°N) abdecken (siehe Abb. 4.1). Die Lidarinstrumente werden vor allem zur Beobachtung thermodynamischer Parameter wie Temperatur und Wind sowie geschichteter Strukturen in der Meso- und unteren Thermosphäre, wie leuchtender Nachtwolken (NLC) oder Metallschichten eingesetzt.

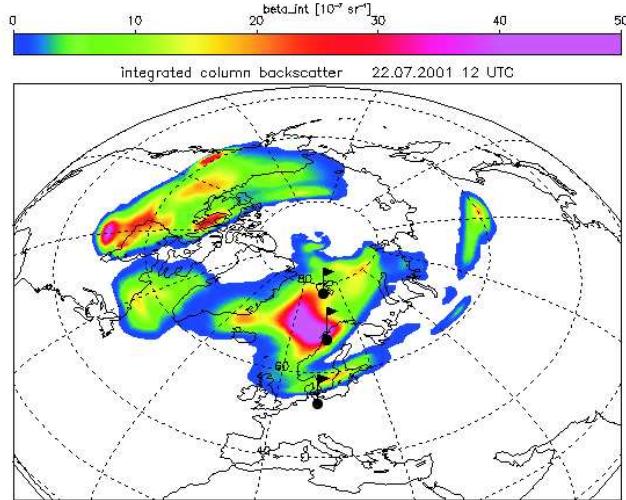


Abb. 4.1: Standorte der Lidar-Systeme des IAP (siehe Markierungen bei 54°N, 69°N und 78°N). Die Hintergrundgrafik zeigt farbig die Ausdehnung einer leuchtenden Nachtwolke nach Berechnungen des LIMA-Modells (siehe Kap. 11).



Abb. 4.2: Teleskophalle des IAP-Hauptgebäudes in Kühlungsborn mit dem Laserstrahl des RMR-Lidars (grün, sowie infrarot und ultraviolet). Das ALOMAR-RMR-Lidar in Andenes (69°N) erlaubt die Beobachtung von Temperaturen und ihrer Variation in der Stratosphäre und Mesosphäre bei

Ein gemeinsamer Aspekt der Messungen aller Standorte ist die Untersuchung von leuchtenden Nachtwolken (NLC), die vor allem in polaren Breiten (siehe Kap. 10, 12, 14 und 15) und gelegentlich auch in mittleren Breiten (siehe Kap. 9) beobachtet werden. Im Gegensatz zu den Standorten Andenes und Longyearbyen sind in Kühlungsborn auch im Sommer Messungen bei Dunkelheit und damit bei deutlich besserem Signal-Rausch-Verhältnis möglich. Durch die Kombination der Kühlungsborner Lidar-Systeme können NLC bei insgesamt fünf Wellenlängen untersucht und so Rückschlüsse auf Partikelgrößen und -Verteilungen gezogen werden. Nächtliche Sondierungen von NLC werden zur Zeit jedoch vor allem für einzigartige Lidar-Messungen der Temperatur in NLC-Höhe (ca. 83 km) genutzt, die Aussagen über die Entstehungs- und Transportmechanismen der Eispartikel ermöglichen. Diese Temperaturmessungen sind in Kühlungsborn nicht nur in der Mesopausenregion, sondern von der Troposphäre bis in die untere Thermosphäre möglich (ca. 1 bis 105 km). Die hohe zeitliche Auflösung ermöglicht über einen extrem weiten Höhenbereich Untersuchungen der zeitlichen Variation der Temperatur aufgrund von Schwerewellen und Gezeiten (siehe Kap. 7).

Das ALOMAR-RMR-Lidar in Andenes (69°N) erlaubt die Beobachtung von Temperaturen und ihrer Variation in der Stratosphäre und Mesosphäre bei

Tag und Nacht (siehe Kap. 6, 7). Mehrfarbenmessungen an NLC werden seit 1997 mit hoher Empfindlichkeit (und bereits seit 1994 mit geringerer Empfindlichkeit) durchgeführt. Der daraus entstandene Datensatz von 1270 Stunden NLC-Messungen ermöglicht umfangreiche statistische Auswertungen (Kap. 15).

Zudem sind hier zukünftig Untersuchungen des Horizontalwinds mit dem Lidar möglich, die die am gleichen Standort durchgeführten Radar-Windmessungen auf einen für die Wellenausbreitung sehr wichtigen Höhenbereich ausdehnen (siehe Kap. 1). Die Messungen des RMR-Lidars am ALOMAR-Observatorium werden durch eine Reihe weiterer aktiver und passiver Fernerkundungsinstrumente ergänzt, die von internationalen Instituten betrieben werden, sowie durch wenige Kilometer entfernt an der Andøya Rocket Range (ARR) gestartete Höhenforschungsraketen für in-situ-Messungen.

Neben den stationären Lidar-Systemen in Kühlungsborn und Andenes betreibt das IAP ein mobiles Kalium-Temperatur-Lidar (Abb. 4.4). Zwischen Mai 2001 und August 2003 wurden mit dem K-Lidar mehrere mehrmonatige Messkampagnen nahe Longyearbyen (Inselgruppe Spitzbergen, 78°N) durchgeführt. Das Lidar hat in dieser Zeit auch unter extremen arktischen Bedingungen bei Tag und Nacht sehr erfolgreich Daten aus der atmosphärischen Kalium-Schicht in ca. 80 bis 100 km Höhe gesammelt. Neben der Untersuchung der Kalium-Schicht lagen die Schwerpunkte vor allem auf der Bestimmung der Temperatur in diesem Höhenbereich und auf der Detektion von NLC. Die Auswertung des umfangreichen Datenmaterials dauert auch nach Ende der Kampagnen an (siehe Kap. 10).

Der Container mit dem gesamten Lidar steht seit August 2003 wieder auf dem Institutsgelände in Kühlungsborn. Hier werden zur Zeit die Umstellung auf eine Eisen-Rückstreuwellenlänge sowie zahlreiche Umbauten und Verbesserungen an Laser, Teleskop und Detektoren vorgenommen. Erste Testmessungen zeigen die verbesserte zeitliche Auflösung und Taglichtfähigkeit sowie die Möglichkeiten der Erfassung neuer Messgrößen (siehe Kap. 8).

Die Kombination der Beobachtungen an den drei Stationen Kühlungsborn (54°N), Andenes (69°N) und Longyearbyen (78°N) ermöglicht die breitenabhängige Untersuchung der Temperaturstruktur (siehe Kap. 6) der leuchtenden Nachtwolken (siehe Kap. 12) oder der Aktivität von Schwerewellen (siehe Kap. 7). Zudem kann damit für die Modellierung und Interpretation von physikalischen und chemischen Vorgängen in der mittleren Atmosphäre auf vergleichbare Datensätze an mehreren Stationen zurückgegriffen werden.



Abb. 4.3: Teleskope des ALOMAR RMR-Lidars in Nord-Norwegen mit Nd:YAG-Laserstrahlen (grün, sowie infrarot und ultraviolet). Die Teleskope sind für Windmessungen 30° aus dem Zenit geneigt.



Abb. 4.4: Das mobile Kalium-Temperatur-Lidar während der Messkampagne auf Spitzbergen

5 Die Lidar-Systeme des IAP

(*J. Fiedler, G. Baumgarten, G. von Cossart, M. Gerding, J. Höffner, J. Lautenbach, F.-J. Lübken, M. Priester, M. Rauthe, A. Schöch*)

Die Lidars in Kühlungsborn und ALOMAR wurden auch in den letzten beiden Jahren intensiv für Atmosphärenmessungen genutzt. Zusätzlich fanden instrumentelle Weiterentwicklungen statt. Der Schwerpunkt der Arbeiten in Kühlungsborn lag auf der Herstellung der Tageslichtfähigkeit des RMR-Lidars. Das System auf ALOMAR wurde für Windmessungen in der mittleren Atmosphäre erweitert. Mit dem Fe-Lidar wurde ein neues Resonanzlidar entwickelt, welches durch den Einbau in einen Container mobil einsetzbar ist.

Betrieb und Erweiterung der Kühlungsborner Lidarsysteme

Durch Kombination von Kalium-Lidar und RMR-Lidar werden durchgehende Temperaturprofile von der Troposphäre bis in die untere Thermosphäre gemessen. Es wurde mit entscheidenden technischen Weiterentwicklungen am RMR-Lidar begonnen, um den Datensatz von Nacht- auf Tagmessungen auszudehnen. Die Zuverlässigkeit und Automatisierung der Lidar-Systeme wird kontinuierlich verbessert, so dass auch Studenten und Praktikanten für die Messtätigkeit eingesetzt werden können. Weitere Arbeiten dienten der Aufrechterhaltung des hohen technischen Standards der Lidars. So wurde u.a. die Umrüstung der Teleskopspiegel des RMR-Lidars auf Glasspiegel einer höheren optischen Qualität fortgesetzt.

Parallel zum vorhandenen Detektionssystem des RMR-Lidars wurde ein neuer Detektor mit einem separaten Teleskop aufgebaut. Dieses System soll bei Tag für Temperaturmessungen im Höhenbereich 30 – 85 km eingesetzt werden. Da das vorhandene Detektionssystem unverändert in Betrieb bleibt, können die laufenden Temperaturmessungen fortgesetzt und für die Validierung des neuen Nachweiszweiges herangezogen werden.

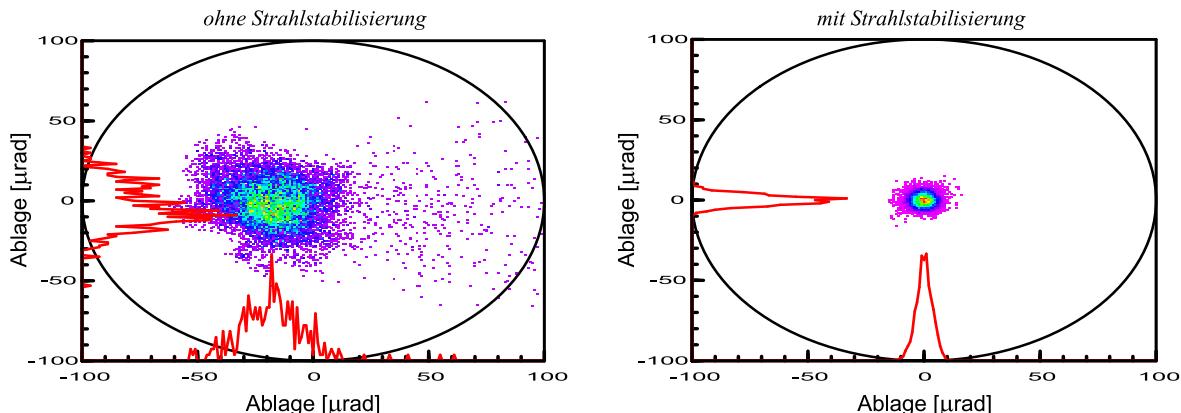


Abb. 5.1: Ablage der Position des RMR-Laserstrahls vom Sollwert ohne und mit Strahlstabilisierung (je- weils ca. 9000 Laserpulse). Die einzelnen Punkte zeigen die Ablage jedes einzelnen Laserpulses. Die Farbkodierung und die rote Linie geben die Häufigkeit der Laserpulse in einem bestimmten Raumwinkelbereich an. $10 \mu\text{rad}$ entsprechen 1 m in 100 km Entfernung.

Thermische Änderungen des Instruments verursachen eine langsame Drift der Strahllage am Himmel von bis zu 1 mrad/h (100 m in 100 km Entfernung). Gleichzeitig kommt es aufgrund von Turbulenz in der Atmosphäre zu Schwankungen in der Strahllage von ca. $20 \mu\text{rad}$ binnen weniger Sekunden. Diese Schwankungen sind zukünftig nicht mehr akzeptabel, da das tageslichtfähige Lidarsystem ein Teleskopgesichtsfeld von rund $80 \mu\text{rad}$ haben soll. Deswegen wurde auch die vorhandene, langsame Strahlstabilisierung (Regelung alle 30 s) durch eine Puls-zu-Puls-Stabilisierung ersetzt. Die neue Regelung berechnet nach jedem Laserpuls aus einem Bild des Laserstrahls in

ca. 11 km Höhe die Ablage des Strahls vom Sollwert. Diese Ablage wird innerhalb weniger tausendstel Sekunden, d.h. noch vor dem nächsten Laserpuls durch einen Piezo-kontrollierten Spiegel ausgeglichen. Die typische Bewegung des Laserstrahls am Himmel kann damit auf ca. 5 μ rad reduziert werden (0,5 m in 100 km Entfernung, Abb. 5.1). Damit ist eine wichtige Voraussetzung für eine Verkleinerung des Teleskopgesichtsfelds geschaffen. Weitere Maßnahmen wie z.B. die Verringerung der Laserstrahl-Divergenz werden zur Zeit vorgenommen.

Der Detektionszweig befindet sich zur Zeit im Aufbau. Zusätzlich zu einem schmalbandigen Interferenzfilter ist er mit einem Fabry-Perot-Etalon ausgestattet. Vergleiche beider Detektionssysteme bei Nacht ergaben eine sehr gute Übereinstimmung der Profile. Zur besseren spektralen Filterung des empfangenen Signals bei Tag soll ein weiteres Etalon eingebaut werden. Aufgrund des geplanten kleinen Teleskopgesichtsfeldes sind beide Etalons relativ kompakt (25 mm Apertur) und besitzen eine hohe Transmission (>90 %). Abbildung 5.2 zeigt, dass mit den vorhandenen Filtern bei Tag bereits eine Höhe von ca. 50 km erreicht wird. Mit den weiteren geplanten Maßnahmen ist die Abdeckung eines Höhenbereichs von 30–85 km zu erwarten.

Das mobile Fe-Lidar

Für verbesserte Temperaturmessungen am Tage in der Mesosphäre wurde in den letzten Jahren ein neues Eisen-Resonanzlidar entwickelt. Messungen am Tage in der Mesosphäre werden nur von wenigen Lidars durchgeführt, da der Untergrund im Vergleich zu Nachtmessungen um ca. 7 Größenordnung ansteigt. Durch aufwendige spektrale Filterung kann der Untergrund um mehrere Größenordnungen reduziert werden, es verbleibt allerdings ein im Vergleich zu Nachtmessungen zirka 10000-fach höherer Untergrund. Durch die Entwicklung einer pulsweisen Strahlstabilisierung und der Entwicklung eines achromatischen Aufweitungssteleskopes für den neu erdings frequenzverdoppelten Alexandrit Ringlaser wurde beim Fe-Lidar erstmals ein Sichtfeld von nur 50 μ rad für 2 Wellenlängen realisiert, wodurch der Untergrund um eine weitere Größenordnung gesenkt werden konnte. Die Verkleinerung des Sichtfeldes ist die entscheidende Voraussetzung für den Aufbau kompakter und gleichzeitig nahezu perfekter spektraler Filter auf der Grundlage von Etalons. Trotz der beengten Platzverhältnisse im containerisierten Instrument konnte so ein Empfänger mit insgesamt 5 Etalons und 8 Detektoren für 772 nm und 386 nm entwickelt und auf einer Fläche von 35 x 140 cm untergebracht werden (Abb. 5.3).

Die geringe Linienbreite der Fe-Resonanzlinie bei 386 nm von nur 0,5 pm ermöglicht im Vergleich zum vorherigen K-Lidar zusätzlich eine 5 mal geringere spektrale Breite des Empfängers. Die gleichzeitig geringere solare Strahlung bei dieser Wellenlänge (Fraunhofer-Linie) reduziert den Untergrund nochmals. Insgesamt wurde der Untergrund bei ungefähr gleicher Signalstärke im Vergleich zum bereits tageslichtfähigen K-Lidar um mehr als zwei Größenordnungen gesenkt.

Dieselbe Technik erlaubt auch auf der fundamentalen Wellenlänge des Alexandritlasers (772 nm)

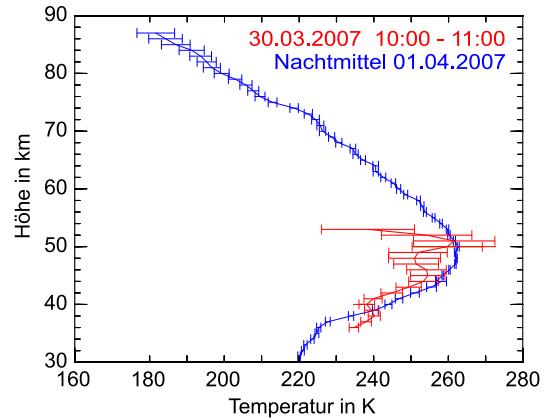


Abb. 5.2: Temperaturprofil aus Messungen des RMR-Lidars bei Tag (rot, 1 h Integration) und Nacht (blau, Nachtmittel über 8 h)

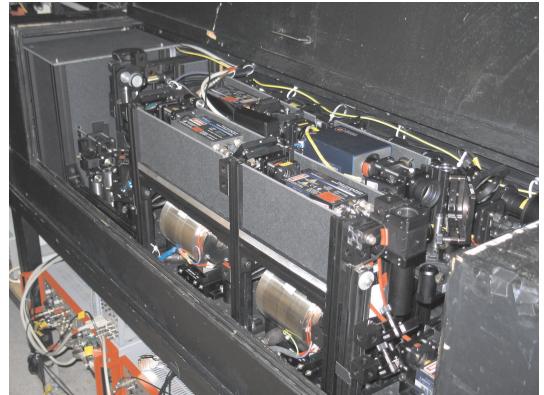


Abb. 5.3: Neuentwickelte Nachweisbank des mobilen Fe-Lidars mit insgesamt 5 Etalons und 8 Kanälen zum schmalbandigen Nachweis des rückgestreuten Signals bei 772 nm & 386 nm.

Messungen mit reduziertem Untergrund, wie der direkte Vergleich mit dem stationären K-Lidar in Abb. 5.4 zeigt. Bei 772 nm wird zusätzlich durch ein drittes, konfokales Etalon die spektrale Breite nochmals um einen Faktor 100 auf ca. 0,02 pm reduziert, wodurch bei Tageslicht praktisch untergrundfreie Messungen möglich werden. Außerdem lassen sich spektrale Messungen von Aerosolen durchführen (siehe Kapitel 8).

Die Entwicklung einer neuen, flexiblen Wellenlängenkontrolle für den gepulsten Alexandrit Ringleaser erlaubt sowohl Dopplermessungen auf nahezu beliebig vielen, einige tausend MHz auseinanderliegenden Frequenzen (Dopplertemperaturen bei 386 nm), als auch parallel dazu Aerosolmessungen in einem extrem engen Frequenzband von nur wenigen MHz (772 nm). Die Stabilisierung des gesamten Systems erfolgt durch den Vergleich der gemessenen Frequenzen jedes einzelnen Laserpulses mit einem auf eine Sättigungsspektroskopie frequenzstabilisierten Referenzlaser bei 780 nm. Nahe beinanderliegende Frequenzen können mit diesem neuen Verfahren auf ca. 0,1 MHz genau bestimmt werden.

Die besondere Schwierigkeit spektraler Messungen ist die Erfassung des Einflusses spektraler Filter auf das rückgestreute Signal (siehe Kapitel 8). Da Labormessungen aufgrund der Eigenschaften von Etalons nur mit geringer Genauigkeit durchführbar sind, wurde für das Fe-Lidar eine neue Methode entwickelt, mit der die Filterkurven aus der Messung selbst bestimmt werden. Hierzu war die Neuentwicklung der gesamten Datenerfassung einschließlich spezieller, am IAP entwickelter Zählelektroniken für die 8 Empfangskanäle notwendig, mit denen jeder einzelne Laserpuls ausgelesen, der Frequenzmessung zugeordnet und anschließend durch ein ebenfalls neu entwickeltes Verfahren komprimiert und abgespeichert werden kann. Diese pulsweise Datenerfassung erlaubt Messungen mit sehr hoher spektraler, zeitlicher und vertikaler Auflösung, die mit herkömmlichen Verfahren aufgrund der dabei entstehenden Datenmengen nicht durchführbar sind. Erste Ergebnisse solcher spektraler Messungen sind in Kapitel 8 beschrieben.

Weiterentwicklung des ALOMAR RMR-Lidars

Das ALOMAR Rayleigh/Mie/Raman-Lidar (RMR-Lidar) ist für die gleichzeitige Messung von Temperaturen, Winden und Aerosolen in der Atmosphäre konzipiert. Dafür ist es als komplexes Doppelsystem ausgelegt, bestehend aus 2 Leistungslasern, 2 Empfangsteleskopen und einer optischen Bank zur spektralen Analyse und Intensitätsteilung des aus der Atmosphäre zurückgestreuten Lichts. Die Entwicklungsarbeiten der letzten beiden Jahre hatten drei Ziele, die insbesondere der Bestimmung von Dopplerwinden in der mittleren Atmosphäre zugute kommen: Maximierung der detektierten Signale, Erhöhung der Stabilität des Gesamtsystems sowie Überwachung der spektralen Eigenschaften der Sende- und Empfangswellenlängen.

Einen Überblick der aktuellen Systemkonfiguration gibt Abb. 5.5. Im Jahre 2006 wurden in drei Kanälen die vorhandenen Photomultiplier durch APDs⁶ ausgetauscht, was Signalgewinne um den Faktor 2–10 bewirkte. Um bei gegebenem Dynamikbereich der Empfänger den unteren Höhenbereich nicht zu verlieren, wurde die Intensitätsabstufung für 1064, 608, 532 und 355 nm durch den Aufbau von vier neuen Kanälen angepasst. Im Frühjahr 2007 wurde die seit 1994 genutzte Datenerfassungselektronik gegen ein neues System ausgetauscht. Dieses ist in der Lage, die 15 derzeitig installierten Kanäle simultan zu erfassen und kann bis auf 24 Kanäle erweitert werden

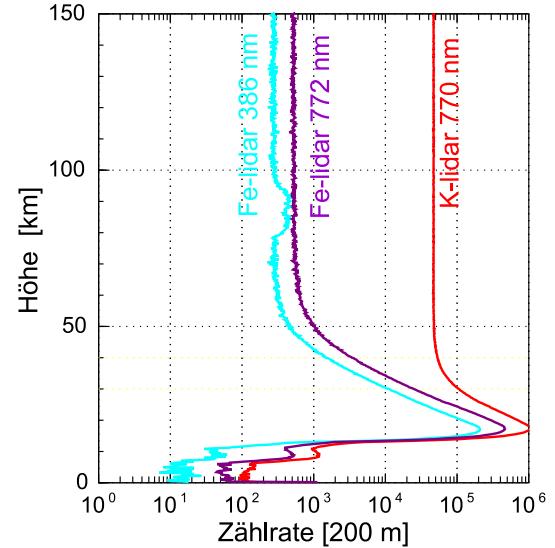


Abb. 5.4: Vergleich der Signale ohne Untergrundabzug des stationären K-Lidars (770 nm) mit den beiden Wellenlängen (772 nm & 386 nm) des neuen Fe-Lidars unter Tageslichtbedingungen.

⁶ Avalanche Photodiodes

(das alte System hatte nur 12 Kanäle).

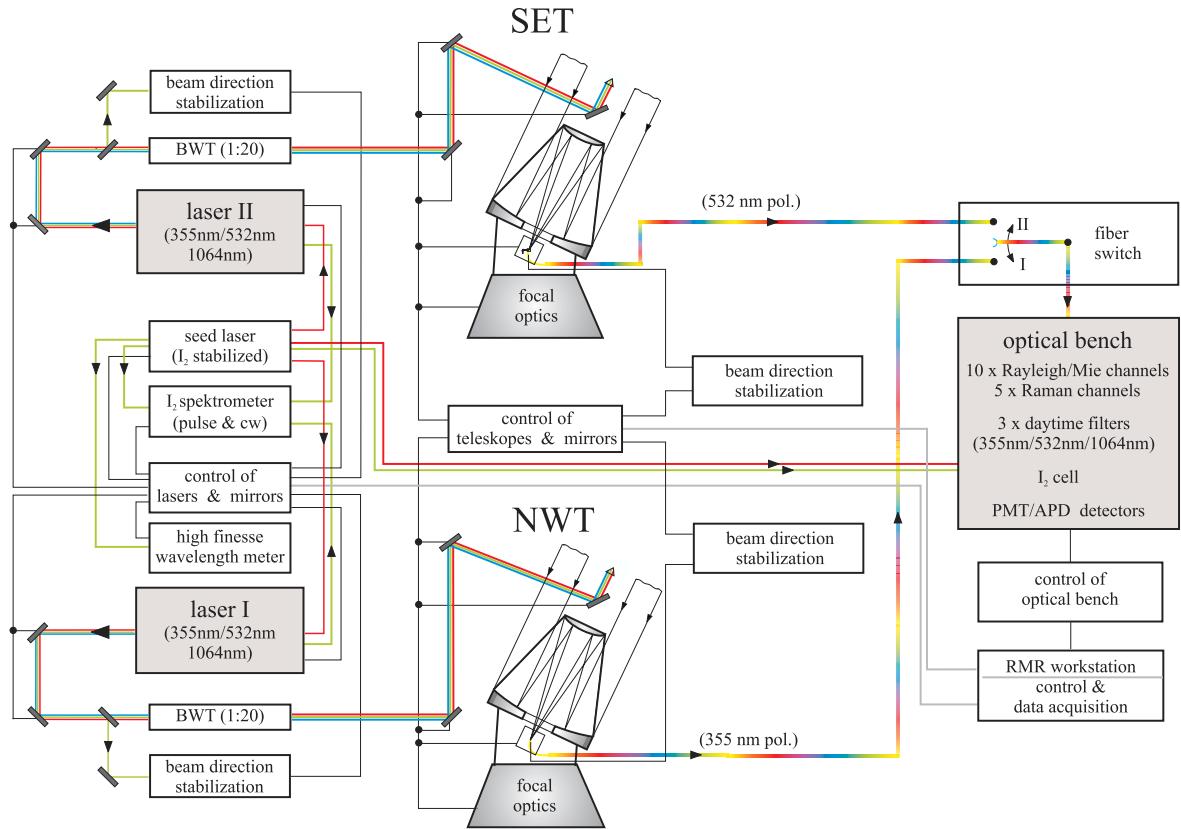


Abb. 5.5: Schematischer Aufbau des ALOMAR RMR-Lidars in Nordnorwegen ($69,3^{\circ}\text{N}$; $16,0^{\circ}\text{O}$). Die Leistungslaser (I+II) werden von einem spektral hochstabilen Seedlaser gespeist. Licht auf drei Wellenlängen wird über Spiegel in die Atmosphäre emittiert und das rückgestreute Licht über Lichtleitfasern in die optische Bank transportiert. Dort wird es spektral geteilt, gefiltert und analysiert.

Sowohl die spektrale Stabilisierung des Seedlaser als auch die Bestimmung der Dopplerverschiebung des rückgestreuten Signals wird durch Jod-Absorptionsspektroskopie realisiert. Zusätzlich wurde ein auf diesem Prinzip basierendes Pulsspektrometer aufgebaut, um eine kontinuierliche Überwachung der Frequenzstabilität der in die Atmosphäre emittierten Laserpulse relativ zur Seedfrequenz zu gewährleisten. Die spektrale Ablage der Leistung zum Seedlaser wurde zu $\sim 20\text{ MHz}$ bestimmt, was für Windmessungen ausreichend genau ist. Alle drei im Lidar eingebauten Jodzellen sind auf $\pm 0,05\text{ K}$ temperaturstabilisiert (entspricht ca. $3,5\text{ MHz}$).

Der optische Aufbau der Seedlaser-Einheit wurde grundlegend erneuert (Abb. 5.6). Dadurch sind die spektralen und geometrischen Eigenschaften der Laserstrahlen auf 1064 und 532 nm wesentlich verbessert worden. Das Licht wird jetzt ausschließlich über Fasern transportiert, was sich positiv auf die Justierbarkeit auswirkt. Das Seedlicht für die Leistungslaser kann mittels elektro-optischer Modulatoren nach dem Laserpuls abgeschaltet werden. Dadurch soll die Rückstreuung des Seedlichts aus der Atmosphäre verhindert und so die Qualität in den Infrarotkanälen erhöht werden.



Abb. 5.6: Neue Seedlaser-Einheit des ALOMAR RMR-Lidars. Oben hinten von links nach rechts: Laser, Jodzelle, elektro-optische Modulatoren.

6 Mittlere Jahresgänge der Temperatur aus Lidarmessungen in 54° N, 69° N und 78° N

(A. Schöch, M. Gerdig, J. Höffner, G. Baumgarten, J. Fiedler, T. Köpnick, J. Lautenbach, F.-J. Lübken, M. Priester, M. Rauthe)

Die Temperaturstruktur der Atmosphäre wird bestimmt durch Absorption oder Emission von Strahlung, adiabatischer Abkühlung oder Erwärmung von aufsteigender oder absinkender Luft sowie durch andere Wärmequellen wie chemische Reaktionen oder Dissipation von Wellenenergie. Umgekehrt kann man aus der beobachteten Temperaturstruktur Rückschlüsse über diese Prozesse gewinnen. Im Folgenden werden die Lidar-Temperaturmessungen in mittleren, hohen und sehr hohen Breiten präsentiert sowie einige Unterschiede der Temperaturstruktur in den verschiedenen Breiten diskutiert.

Am IAP wurden in den vergangenen Jahren Lidar-Messungen der Temperaturstruktur an drei Stationen durchgeführt (siehe auch Kap. 4): Kühlungsborn (54° N), ALOMAR nahe Andenes (69° N) und Spitzbergen (78° N). Dazu wurden das RMR-Lidar und K-Lidar in Kühlungsborn, das RMR-Lidar in ALOMAR und das mobile K-Lidar in Spitzbergen eingesetzt (siehe auch Kap. 5). Durch die verschiedenen Instrumente und Messmethoden ergeben sich für jede Station etwas unterschiedliche Ergebnisse im Bezug auf Höhenbereich und Abdeckung der Temperaturbeobachtungen. Die Messungen in Kühlungsborn und ALOMAR werden bereits über viele Jahre im Sinne von klimatologischen Messreihen durchgeführt. Das mobile K-Lidar stand zweieinhalb Jahre lang auf Spitzbergen und wurde in mehreren Messkampagnen zur Untersuchung der Mesopausenregion in sehr hohen Breiten benutzt.

Durch Kombination von RMR-Lidar und K-Lidar werden über Kühlungsborn Temperaturen vom Boden bis in 105 km Höhe gemessen. Diese Messungen werden seit Juni 2002 am IAP durchgeführt. Bis Juli 2007 wurden in 266 Nächten Temperatur-Profile gemessen, was insgesamt einer Messdauer von 1850 Stunden entspricht. Abb. 6.1 zeigt die Abhängigkeit der mittleren Temperatur über Kühlungsborn von der Jahreszeit und Höhe. Dabei sind die Temperaturen durch harmonischen Analyse geglättet.

Die RMR-Lidar-Messungen über ALOMAR decken im Winter den Höhenbereich 30 km – 85 km ab und im Sommer, wenn wegen der Mitternachtssonne durchgehend bei Tageslicht gemessen wird, den Bereich 30 km – 65 km. In den Jahren 1997 – 2005 konnten 834 Messungen mit insgesamt 6470 Stunden Messzeit durchgeführt werden. Zur Erweiterung des Höhenbereichs wurden die Lidar-Temperaturmessungen unterhalb von 30 km mit gemittelten Temperaturen aus ECMWF-Analysen ergänzt. In den Sommermonaten wird der Datensatz in der oberen Mesosphäre und der Mesopausenregion mit einer Temperatur-Klimatologie aus Messungen mit meteorologischen Raketen erweitert. Die so zusammengesetzte mittlere Temperaturstruktur ist in Abb. 6.2 dargestellt. Dabei wurden die Lidar-Daten mit einem 15-Tage-Filter geglättet.

Der Container des mobilen K-Lidars wurde im Mai 2001 nach Spitzbergen transportiert und dort auf dem Platåfjell oberhalb von Longyearbyen aufgestellt. Bis zum August 2003 wurden in mehreren Kampagnen an insgesamt 120 Tagen Temperatur-Messungen durchgeführt, was zusammen 667 Stunden entspricht. Die gemittelten Temperaturen sind in Abb. 6.3 gezeigt. Der Höhen-

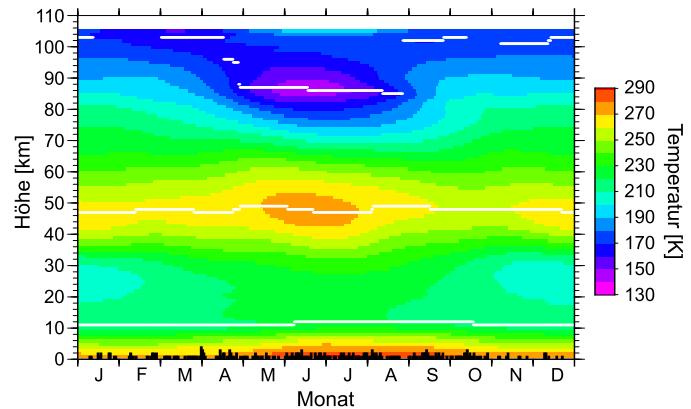


Abb. 6.1: Temperatur-Klimatologie über Kühlungsborn (54° N) aus Messungen mit dem RMR-Lidar und K-Lidar am IAP. Die schwarzen Balken am unteren Rand geben die Anzahl der Messungen pro Tag an ($1 \text{ km} \hat{=} 1 \text{ Messung}$). Die weißen Linien geben die Höhe der Tropopause, Stratopause und Mesopause an.

1997 – 2005 konnten 834 Messungen mit insgesamt 6470 Stunden Messzeit durchgeführt werden. Zur Erweiterung des Höhenbereichs wurden die Lidar-Temperaturmessungen unterhalb von 30 km mit gemittelten Temperaturen aus ECMWF-Analysen ergänzt. In den Sommermonaten wird der Datensatz in der oberen Mesosphäre und der Mesopausenregion mit einer Temperatur-Klimatologie aus Messungen mit meteorologischen Raketen erweitert. Die so zusammengesetzte mittlere Temperaturstruktur ist in Abb. 6.2 dargestellt. Dabei wurden die Lidar-Daten mit einem 15-Tage-Filter geglättet.

bereich, in dem Temperaturen gemessen werden können, wird dabei durch die Kalium-Schicht vorgeben und ist im Sommer am kleinsten und im Winter am größten. Zwischen Mitte Oktober und Mitte Februar fanden keine Messungen statt. Als besonderes Ergebnis dieser Messungen hat sich herausgestellt, dass die Temperaturen in der Mesopause und darüber (90–100 km) im Sommer viel niedriger sind als es nach Modellen zu erwarten war.

Beim Vergleich der Temperaturstruktur an den drei Stationen zeigt sich besonders in der Mesopausenregion eine starke Breitenabhängigkeit. Die tiefsten Temperaturen (< 120 K) werden über Spitzbergen beobachtet. Gleichzeitig werden diese tiefen Temperaturen über einen etwas größeren Höhenbereich beobachtet als über ALOMAR. Über Kühlungsborn erreichen die Nachtmitteltemperaturen nur 145 K. In der kalten Phase von Schwerewellen (Kap. 7) werden aber auch über Kühlungsborn deutlich tiefere Temperaturen erreicht. Diese Breitenabhängigkeit der Temperaturen an der Sommermesopause, die zum Pol hin kälter wird, passt zum Bild der meridionalen (Nord-Süd) Zirkulation, bei der die über den Polen aufsteigende Luft sich adiabatisch abkühlt und damit trotz Mitternachtssonne diese tiefen Temperaturen erreicht. Zu mittleren Breiten hin ist die Aufwärtsbewegung schwächer und entsprechend auch die adiabatische Abkühlung in der Mesopausenregion geringer.

An der Stratopause kehrt sich der Temperatur-Gradient um. Hier wird die Temperatur zu großen Teilen durch Absorption solarer Strahlung in der Ozonschicht bestimmt. Im Sommer nimmt die verfügbare solare Einstrahlung zu den Polen hin zu (längere Tage bzw. Mitternachtssonne). Zusätzlich steigt auch die Gesamtsäulendichte von Ozon in Richtung der Pole an. Zusammen führt dies zu höheren Temperaturen an der Stratopause in polaren Breiten (ALOMAR) im Vergleich zu mittleren Breiten (Kühlungsborn).

Ein weiterer Unterschied in der Temperaturstruktur über Kühlungsborn und ALOMAR besteht in der Auftrittshäufigkeit und Stärke von stratosphärischen Erwärmungen. Sie zeigen sich als lokale Temperatur-Maxima an der Stratopause in den Wintermonaten (vgl. Abb. 6.2) und werden in Kapitel 18 diskutiert.

Lidar-Messungen geben einen guten Überblick über die Temperaturstruktur in der mittleren Atmosphäre und erlauben unter anderem auch die Untersuchung von leuchtenden Nachtwolken (Kap. 10 & 12) und Schwerewellen (Kap. 7). Die Vorteile gegenüber anderen Messmethoden liegen vor allem in der Verfügbarkeit von langen Zeitreihen über einer Station sowie der hohen vertikalen Auflösung der Lidar-Messungen (je nach Höhe zwischen 50 m und 2 km). Außerdem ist eine auf wenige Kelvin genaue Bestimmung der Temperatur in der mittleren Atmosphäre (10–105 km) möglich.

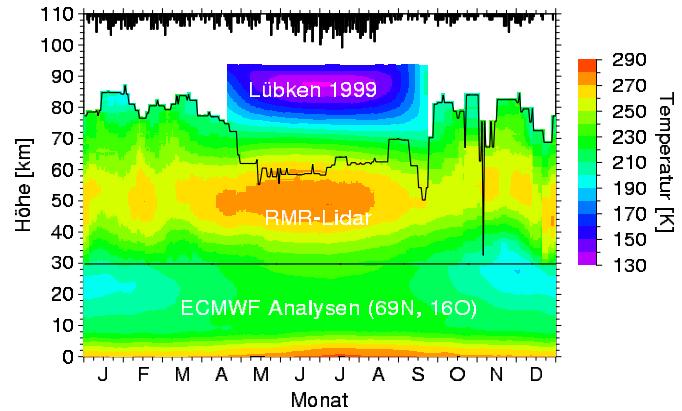


Abb. 6.2: Temperatur-Klimatologie über ALOMAR (69° N) aus Messungen mit dem ALOMAR RMR-Lidar (gemittelt über 15 Tage), meteorologischen Raketen (Lübken, 1999) und ECMWF-Analysen (ebenfalls über 15 Tage gemittelt). Die schwarzen Balken am oberen Rand geben die Anzahl der Messungen pro Tag an.

Die schwarzem Balken am oberen Rand der Abbildung zeigen die Anzahl der Messungen pro Tag. Die Balken sind am Tag mit den höchsten Messhäufigkeiten am längsten.

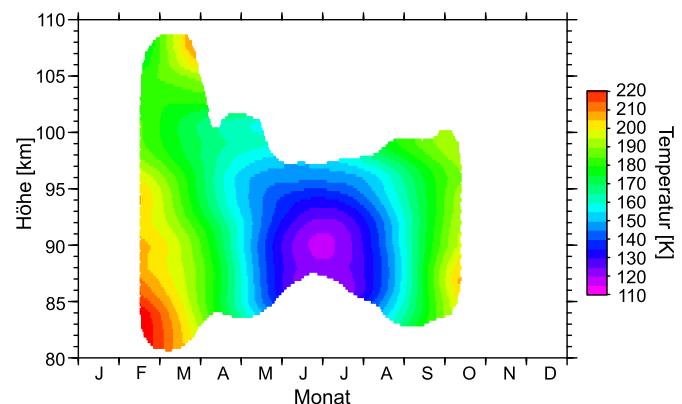


Abb. 6.3: Temperatur-Klimatologie über Spitzbergen (78° N) aus Messungen mit dem mobilen K-Lidar des IAP

7 Lidarmessungen von Schwerewellen in mittleren und polaren Breiten

(M. Rauthe, A. Schöch, G. Baumgarten, J. Fiedler, M. Gerding, J. Höffner, F.-J. Lübben, T. Köpnick, M. Priester)

Neben der Bestimmung der Absoluttemperaturen (vgl. Kap. 6) werden mit Hilfe der Lidar-Messungen Wellenstrukturen in der Atmosphäre beobachtet, die durch Gezeiten oder Schwerewellen verursacht werden. Beide Arten von Wellen spielen eine wichtige Rolle für die atmosphärische Zirkulation und beeinflussen die beobachtete Temperaturstruktur und deren Variabilität. In diesem Bericht werden Ergebnisse der Analysen zur Wellenaktivität über Kühlungsborn (mittlere Breiten) und ALOMAR (polare Breiten) vorgestellt und miteinander verglichen. Die beiden Stationen unterscheiden sich im beobachteten Höhenbereich und in der maximalen Länge der Messungen. In Kühlungsborn sind mit der Kombination aus RMR- und K-Lidar Temperaturmessungen von 1 km bis 105 km bei Nacht möglich, d.h. im Sommer für maximal 3–5 h. In ALOMAR hingegen kann aufgrund der Tageslichtfähigkeit des RMR-Lidars auch im Sommer ununterbrochen gemessen werden. Dafür wird mit den Messungen nur der Höhenbereich zwischen 30 km und 65 km (bzw. bis 80 km im Winter) abgedeckt. Die vertikale Auflösung der Einzelmessung beträgt an beiden Standorten rund 1 km und die Integrationszeit 1 h (weitere Details zu den Lidars vgl. Kap. 5).

Als Beispiel für Wellen in der Temperaturstruktur sind in Abb. 7.1 die Temperaturabweichungen vom Nachtmittel dargestellt. Deutlich sind die mit der Zeit nach unten wandernden Strukturen zu erkennen, die typisch für Schwerewellen und auch z. T. für Gezeiten sind. Die Amplituden steigen mit der Höhe von etwa 2 K bei 30 km auf 12 K bei 80 km an, wie es wegen der Energieerhaltung bei abnehmender Luftdichte zu erwarten ist.

Um die Schwerewellenaktivität zu quantifizieren wird die Schwerewellen-Energie-dichte berechnet. Diese potentielle Energie der Wellen pro Masse wird wie folgt berechnet: $E_{pot,M} = \frac{1}{2} \left(\frac{g}{N} \right)^2 \cdot \left(\frac{T'}{\bar{T}} \right)^2$, mit der Erdbeschleunigung g , der Brunt-Väisälä-Frequenz N , der Nachtmittelttemperatur \bar{T} und den Temperaturabweichungen T' . In

Abb. 7.2 ist die potentielle Energie pro Masse für Messungen länger als 6 h seit 1999 über ALOMAR dargestellt. Dabei stellen die Kreuze die Ergebnisse aller Einzelmessungen dar, die farbigen Rauten die Jahresmittel und die schwarzen Rauten das Gesamtmittel. Als erstes fällt

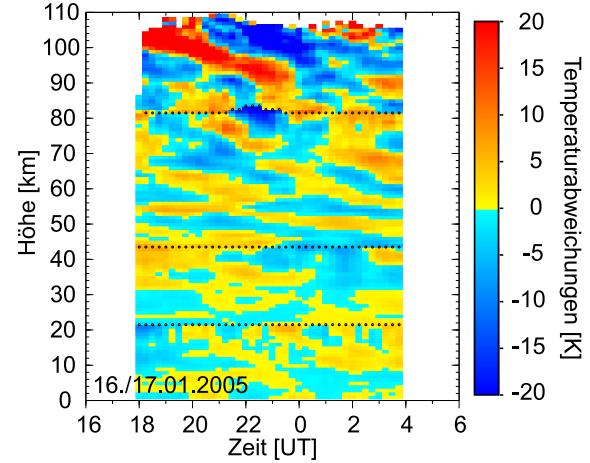


Abb. 7.1: Beispiel einer Wintermessung mit dem IAP RMR-Lidar und dem K-Lidar am 16./17.01.2005. Gezeigt sind die Abweichungen der Temperatur vom Nachtmittel als Funktion der Höhe und Zeit. Die gepunkteten Linien stellen die Übergänge zwischen den verschiedenen Messmethoden dar.

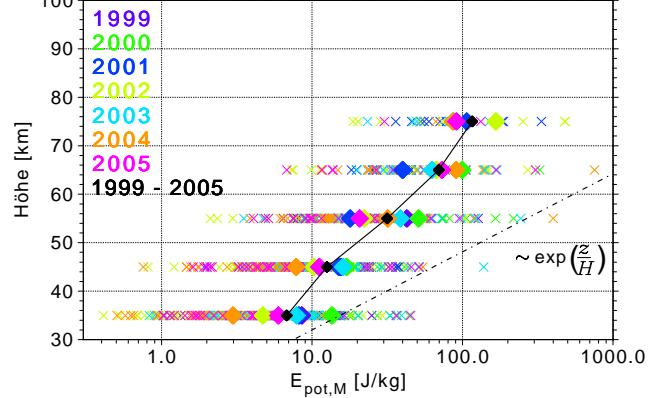


Abb. 7.2: Anwachsen der Energiedichte der Schwerewellen über ALOMAR mit der Höhe. Die Kreuze zeigen die Einzelmessungen (jedes Jahr in anderer Farbe). Die Rauten geben die Jahresmittel-Werte an. Die schwarze Linie zeigt den Mittelwert aller Messungen, die gestrichelte Linie den Anstieg der Energiedichte einer ungedämpften Welle.

die große Streuung der Einzelwerte auf. Die Schwerewellenaktivität ist also von Tag zu Tag variabel. Dies gilt auch für die Unterscheide von Jahr zu Jahr. Läge eine ungestörte Ausbreitung der Wellen nach oben vor, müsste die potentielle Energie pro Masse mit $\exp(z/2H)$ ($H \approx 7$ km) anwachsen (gestrichelte Linie). Doch beim Vergleich des Mittelwerts aller Messungen (schwarze Linie) mit diesem theoretisch erwarteten ungestörten Wachstum ist klar zu erkennen, dass das beobachtete Wachstum der Energiedichte geringer ist. Dies weist auf Dämpfung und Filterung der Wellen hin.

Für den Vergleich der Schwerewellenaktivität in polaren und mittleren Breiten wurde die potentielle Energie der Wellen pro Masse für beide Stationen berechnet und jeweils über einen Monat und 10 km Höhe gemittelt. In Abb. 7.3 ist der Jahresgang über Kühlungsborn und ALOMAR zu sehen. Über Kühlungsborn beruhen die Ergebnisse ausschließlich auf Nachtmessungen. Dort zeigt sich in allen Höhen zwischen 40 km und 70 km ein klarer Jahresgang mit maximalen Werten im Winter. Oberhalb und unterhalb ist kaum ein saisonaler Unterschied festzustellen. Die größte Variabilität zwischen den Messungen findet sich wie das Maximum der Variation im Winter, in dem es allerdings insgesamt wenig Messungen gibt. Über ALOMAR sind hingegen Maxima im Winter und im Sommer zu erkennen, unabhängig von der Höhe. Da die Messungen über ALOMAR reine RMR-Lidarmessungen sind, fehlt das oberste Höhenintervall. Außerdem ist aufgrund der Mitternachtssonne im Sommer der Höhenbereich bis auf 65 km eingeschränkt. Dies ist beim Vergleich mit den Kühlungborner Daten zu berücksichtigen. Die Jahresgänge unterscheiden sich grundsätzlich, weil über ALOMAR neben dem über Kühlungsborn beobachteten Maximum im Winter noch eines im Sommer zu sehen ist. Dazu ist die über Kühlungsborn beschriebene Veränderung des Jahresgangs in den verschiedenen Höhen über ALOMAR nicht zu erkennen. Die Streuung der Messungen ist tendenziell in allen Jahreszeiten größer als über Kühlungsborn, was auf eine höhere Variabilität der Atmosphäre in polaren Breiten schließen lässt.

Weitere Analysen haben gezeigt, dass nicht nur der Jahresgang, sondern auch der Höhenverlauf der Schwerewellen-Energiedichte je nach Jahreszeit über beiden Stationen verschieden ist. Grund dafür sind Unterschiede in der Wellen-Dämpfung durch Wind-Filterung und Instabilitäten, die von den jeweiligen Wind- und Temperatur-Profilen über beiden Stationen abhängen. Das Dichte-Profil und der Temperatur-Gradient haben auch direkten Einfluss auf die Stärke der Schwerewellenaktivität. Um diese Analysen weiterzuführen, ist eine Kombination der Lidardaten mit anderen Datensätzen angestrebt wie Windmessungen mit Radars (vgl. Kap. 35), OH-Imagern oder einem Wind-Lidar (vgl. Kap. 1). Daneben ist auch ein bessere Bestimmung der Quellen notwendig, was durch Rückwärtsberechnung der Wellenausbreitung erreicht werden soll.

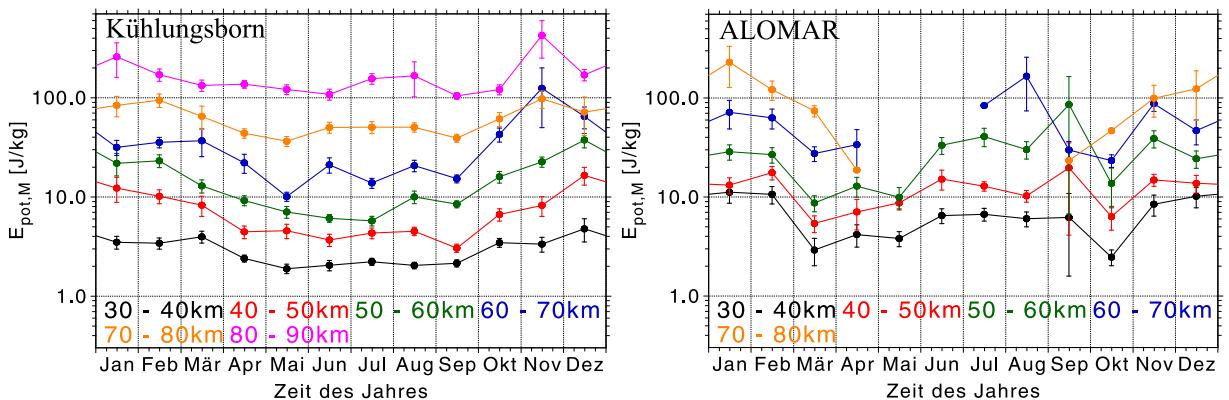


Abb. 7.3: Jahresgänge der Schwerewellen-Energiedichte aus den Lidar-Messungen über Kühlungsborn (links) und ALOMAR (rechts). Die Linien zeigen die Monatsmittelwerte in verschiedenen Höhen. Die Fehlerbalken geben die Streuung der Einzelwerte an.

8 Erste Ergebnisse des neuen Eisen-Lidars des IAP

(J. Höffner, J. Lautenbach, F.-J. Lübben)

Für verbesserte Dopplermessungen am Tage wurde in den letzten Jahren ein neues Resonanzlidar, das mobile Fe-Lidar, entwickelt. Aufgrund der günstigen Atomphysik (siehe Kapitel 1) kann ein Fe-Lidar am Tage eine wesentlich bessere Untergrundunterdrückung als andere Resonanzlidars erreichen (siehe Kapitel 5). Dopplermessungen anhand der Resonanzstreuung erfolgen durch einen Vergleich von Intensitätsmessungen auf verschiedenen Wellenlängen und erfordern daher zusätzlich sehr genaue Kenntnis der Filterkurven der im Nachweis eingesetzten spektralen Filter. Bei den Heute existierenden K- und Na-Lidars kommen dafür spezielle FADOF (Faraday Anomalous Dispersion Optical Filter) zum Einsatz, die aufgrund der günstigen Eigenschaften alle Anforderungen erfüllen, jedoch für ein Fe-Lidar nicht verfügbar sind. Beim Einsatz eines in seiner Wirkung vergleichbaren Doppeletalons können die Filterkurven nicht mit der notwendigen Genauigkeit durch Labormessungen bestimmt werden, weil die Filtereigenschaften stark von den Parametern des eingekoppelten Lichtes abhängen und diese weder genau genug bekannt noch reproduzierbar sind. Beim neu entwickelten Fe-Lidar mit Doppeletalon erfolgt daher die Bestimmung der Filterkurve weltweit erstmalig aus der Messung selbst.

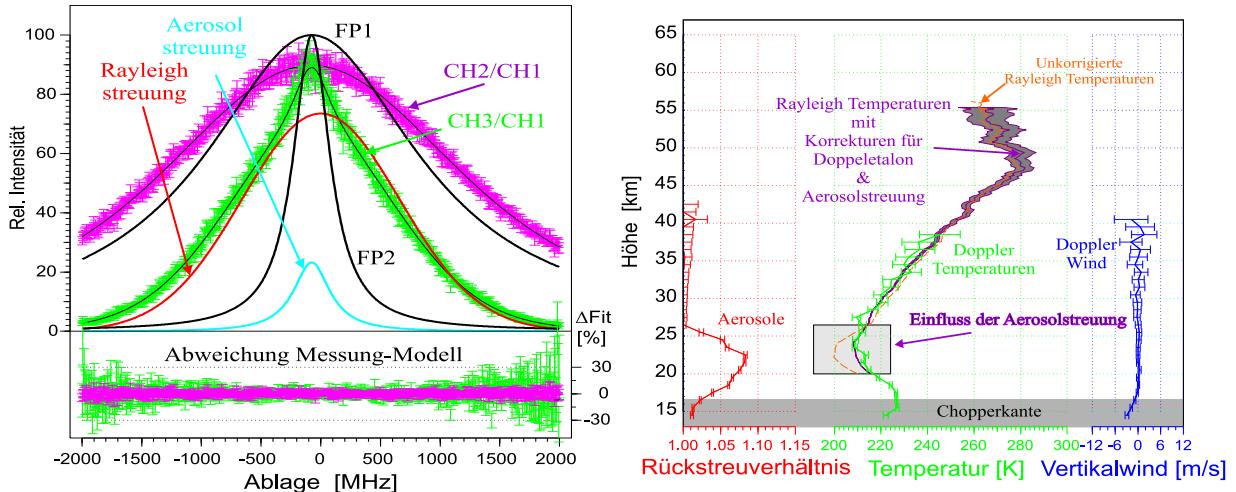


Abb. 8.1: Linke Seite: Frequenzauflöste Messung in der Stratosphäre. Aus den Signalen (CH2/CH1 & CH3/CH1) lassen sich sowohl die Filterkurven (schwarz) als auch die Rayleigh- (rot) bzw. Aerosolstreuung (blau) bestimmen. Rechte Seite: Sind die Filterkurven bestimmt, können Dopplertemperaturen und -winde, der Anteil der Aerosolstreuung und korrigierte Rayleightemperaturen in allen Höhen berechnet werden.

Hierzu wird, wie in Abb. 8.1 linke Seite gezeigt, das Signal aus der Atmosphäre mit hoher spektraler Auflösung abgetastet. Aus insgesamt 3 gemessenen Signalen vor, nach dem ersten bzw. nach dem zweiten Etalon können gleichzeitig die Filterkurven und das dopplerverbreiterte Rayleighsignal mit Aerosolanteil rekonstruiert werden. Wird diese Analyse in jeder Höhe durchgeführt, können zunächst Dopplertemperaturen und -winde anhand der Rayleightreuung und der Aerosolanteil bestimmen werden (Abb. 8.1, rechte Seite). Sind Aerosolanteil und Filterkurven bekannt, kann das ungestörte Rayleighsignal rekonstruiert werden, was die Berechnung von Rayleightemperaturen in Anwesenheit von Aerosolen ermöglicht. Da Aerosole jederzeit bis ca. 35 km Höhe auftreten können, erweitert diese Methode den Höhenbereich für Rayleightemperaturen nach unten hin und ermöglicht gleichzeitig Aerosolmessungen am Tage.

Für die gezeigten stratosphärischen Messungen genügen bereits ca. 10 % des Gesamtsignals. Der größte Teil des rückgestreuten Signals gelangt zu einem dritten, konfokalen Etalon. Dessen spektrale Breite beträgt ca. 1/100 der in Abb. 8.1, linken Seite gezeigten Dopplerbreite der Rayleightreuung, wodurch Rayleightreuung stark unterdrückt wird, Aerosolstreuung aber nahezu unverändert den spektralen Filter passieren kann (siehe Kapitel 1).

Bei Messungen mit sehr hoher spektraler Auflösung über ein Frequenzintervall von ca. 100 MHz lässt sich zusätzlich die Rayleighstreuung von der Aersolstreuung separieren. Abb. 8.2 zeigt das Aerosolsignal mit einer instrumentenbedingten spektralen Breite von ca. 25 MHz. Das Signal in den Flügeln entspricht reiner Rayleighstreuung und ist aufgrund der Filterwirkung stark unterdrückt. Obwohl Streuung an Aerosolen in der Stratosphäre nur wenige Prozent zum Geamtsignal beiträgt, hebt sich bei einer Differenzmessung auf geeignet gewählten Frequenzintervallen das Aerosolsignal als deutliche Überhöhung gegenüber der Referenzmessung (Rayleighsignal) ab (blaue Fläche in Abb. 8.3). Diese auch am Tage untergrundfreie Technik erlaubt den empfindlichsten Nachweis von Aerosolen, insbesonder auch von Eisteilchen in der Mesosphäre (siehe auch Kapitel 10).

Die technisch anspruchsvollsten Messungen sind Dopplermessungen anhand der Resonanzstreuung bei 386 nm, da hier die spektrale Breite von ca. 1000 MHz auf ungefähr 2 MHz genau bestimmt werden muss. Neben der zusätzlich notwendigen Frequenzverdopplung des Lasers muss, anders als bei Rayleigh- bzw. Aeorsolstreuung wo die Wellenlänge frei wählbar ist, die absolute Wellenlänge des Systems mit der Resonanzfrequenz übereinstimmen. Sowohl Laser als auch Doppeltealon müssen auf diese Frequenz abgestimmt und langfristig stabil gehalten werden. Erste Messungen bei Tag und Nacht wurden erfolgreich durchgeführt und soweit möglich mit den Messungen des K-Lidars verglichen. Bei der in Abb. 8.4 gezeigten Tageslichtmessung waren Temperaturmessungen mit dem K-Lidar wegen ungünstiger Wetterbedingungen nicht möglich (zu geringes Signal, hoher Untergrund). Aufgrund des 100-mal geringeren Untergrundes konnten mit dem Fe-Lidar nicht nur Dopplertemperaturen sondern auch Dopplerwinde zeitaufgelöst bestimmt werden.

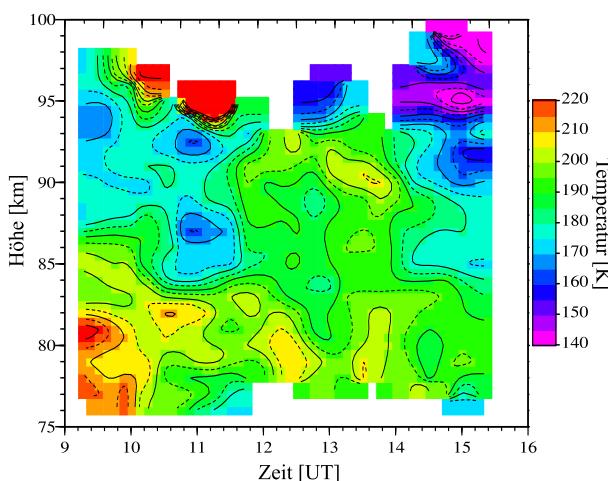


Abb. 8.4: Tageslichtmessung von Dopplertemperaturen und -winden anhand der Resonanzstreuung bei 386 nm am 25.9.2007.

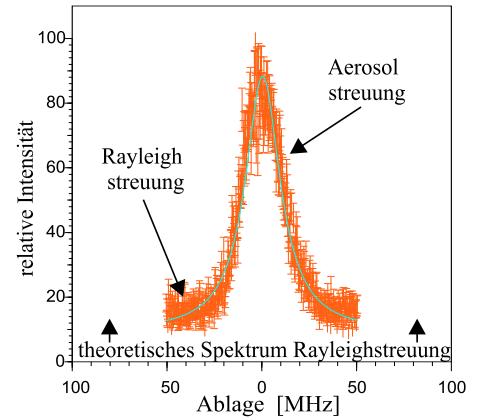


Abb. 8.2: Aerosolsignal mit Rayleighstreuung (konfokales Etalon).

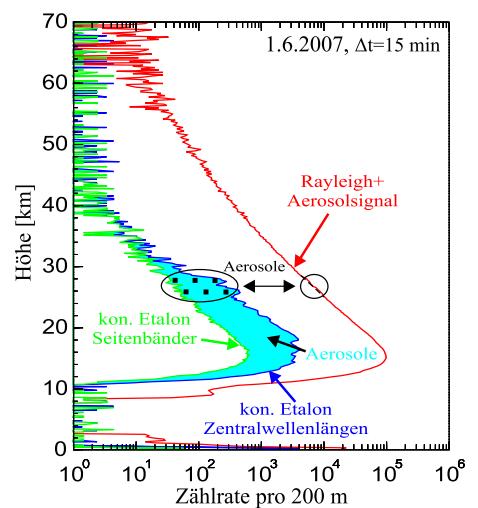
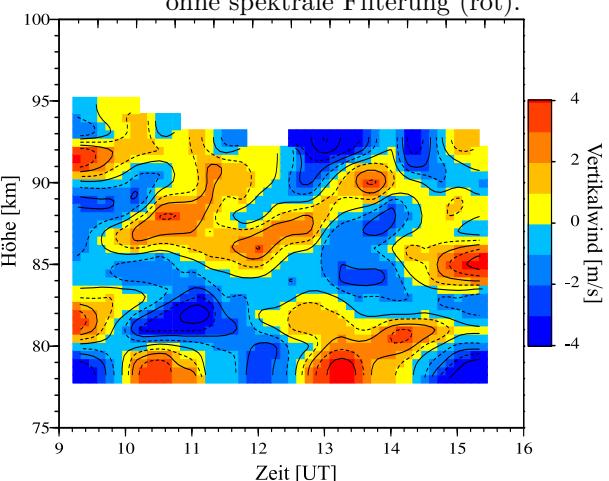


Abb. 8.3: Aerosolmessung (konfokales Etalon). Der Aerosolanteil wird aus dem Vergleich der Rückstreuung bei verschiedenen Frequenzen (blau minus grün) bestimmt. Zum Vergleich: Kanal ohne spektrale Filterung (rot).



9 Leuchtende Nachtwolken über Kühlungsborn: Abhängigkeit von Temperaturen und Winden

(M. Gerdig, J. Höffner, J. Lautenbach, F.-J. Lübken, M. Priester, M. Rauthe, W. Singer, M. Zecha)

Im Mittel sind die Temperaturen zwischen 80 und 85 km Höhe über Kühlungsborn zu hoch für die Existenz von Eisteilchen (vgl. Kapitel 6). Trotzdem werden immer wieder leuchtende Nachtwolken (engl. noctilucent clouds, NLC) mit den Lidars am IAP beobachtet. Die gleichzeitigen Temperaturmessungen der letzten Jahre zeigen, dass Temperaturen aufgrund von Schwerewellen und Gezeiten bis zu ca. 30 K niedriger sein können als im mittleren Sommerzustand (vgl. Kapitel 7) und damit niedrig genug für die Existenz von Eisteilchen. Es stellt sich dabei die Frage, inwieweit die Eisteilchen erst über Kühlungsborn gebildet werden oder ob Transportprozesse die entscheidende Rolle spielen. In diesem Kapitel werden deswegen gleichzeitige Messungen von Wind, Temperaturen und NLC untersucht. Die Sondierungen erfolgten mit dem Ostsee-Windradar (OSWIN), dem Kalium-Lidar und dem Rayleigh-Mie-Raman-Lidar in Kühlungsborn.

Am 22./23. Juni 2005 wurde eine NLC über die gesamte Laufzeit der RMR-Lidarmessungen detektiert (22:40 – 1:30 UT, siehe Abbildung 9.1 links). Mit dem K-Lidar konnte die NLC sogar bis 2:25 UT beobachtet werden (nicht gezeigt). Über die gesamte Zeit wurden durch die Kombination beider Lidars Temperaturen in der Mesosphäre und unteren Thermosphäre gemessen. Direkt in Höhe der NLC können jedoch mit dem RMR-Lidar keine Temperaturen gemessen werden, da das Messverfahren Aerosolfreiheit voraussetzt. Gleichzeitig ist in Höhe der NLC die Kaliumdichte stark herabgesetzt, so dass auch mit dem K-Lidar keine Temperaturmessungen möglich sind. Es zeigt sich aber, dass oberhalb der NLC die Temperaturen bis unter 140 K sinken, unterhalb werden ca. 160 K beobachtet. Bei gleichzeitiger Kenntnis der Wasserdampfkonzentration ist die Berechnung des Sättigungsgrades möglich. Die weißen Konturlinien in Abb. 9.1 zeigen, dass oberhalb der NLC der Sättigungsgrad $S > 1$ ist, d.h. Eisteilchen existieren und sogar wachsen können. Unterhalb der NLC ist $S < 1$. Die NLC wird also tatsächlich in genau der Höhe beobachtet, in der sie aufgrund des Sättigungsgrades erwartet wird. Da keine gleichzeitigen Wasserdampfmes- sungen über Kühlungsborn vorliegen, sind die Wasserdampfkonzentrationen dem Modell LIMA entnommen (siehe Kapitel 11).

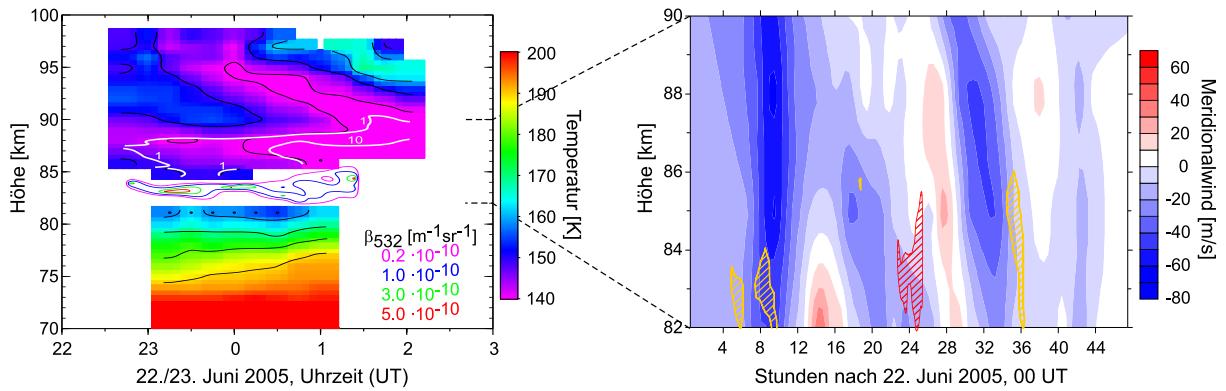


Abb. 9.1: Messungen vom 22./23. Juni 2005. links: Temperaturen und NLC-Rückstreu koef fizienten (offene Konturlinien) aus Lidarmessungen sowie Wasserdampf-Sättigungsgrade (weiße Konturlinien); rechts: Meridionalwind aus OSWIN-Radarmessungen mit MSE-Beobachtungen (gelbe Konturlinien) und NLC- Messungen (rote Konturlinien).

Windmessungen mit dem OSWIN-Radar in Kühlungsborn zeigen, dass zur Zeit der NLC- Beobachtung und auch schon mehrere Stunden vorher in Höhe der NLC Nordwind herrschte (Abbildung 9.1 rechts). Das bedeutet, dass die NLC-Partikel aus Richtung Norden herangetrieben wurden. Auch während der Beobachtung mesosphärischer Sommer-Echos (MSE, vgl. Kapitel 27)

am 22. und 23. Juni wurde jeweils Nordwind beobachtet (gelbe Konturlinien in Abb. 9.1). Eine der Voraussetzungen für MSE sind Eisteilchen im entsprechenden Höhenbereich.

Zwei Tage nach der oben beschriebenen NLC-Messung fanden wieder Lidar-Sondierungen in Kühlungsborn statt. Wiederum wurden über die gesamte Messzeit zwischen 83 und 90 km Höhe sehr niedrige Temperaturen und Sättigungsgrade $S > 1$ gemessen, teilweise sogar $S > 100$ (Abbildung 9.2 links). Obwohl also die Existenzbedingungen erfüllt waren, wurde keine NLC beobachtet! Abhängig von den Umgebungsbedingungen beträgt der Zeit für die Neubildung von NLC teilweise mehr als 4 h, könnte also zu lang für die Dauer der beobachteten Übersättigung sein. Somit stellt sich die Frage, ob ein Transport existierender Eisteilchen möglich gewesen wäre. Abb. 9.2 zeigt rechts den Meridionalwind am 24./24. Juni 2005 aus OSWIN-Messungen. Zur Zeit der Lidar-Messungen herrschte im gesamten Höhenbereich von 82 bis 90 km Nordwind, der den Transport von Eisteilchen unterstützt hätte. Am 24. Juni wurden darüber hinaus vereinzelt MSE beobachtet, wie am 22./23.6. bei Nordwind.

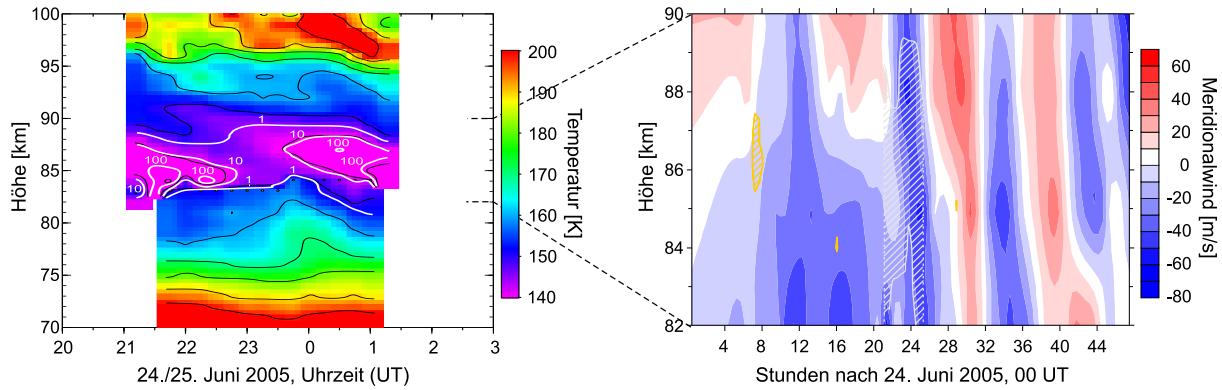


Abb. 9.2: Messungen vom 24./25. Juni 2005. links: Temperaturen und Wasserdampf-Sättigungsgrade; rechts: Meridionalwind, MSE und Sättigungsgrade. Weitere Informationen siehe Abb. 9.1.

Betrachtet man die mittleren Temperaturprofile im Juni/Juli, so sind die Temperaturen in NLC-Nächten rund 4 K niedriger als in nicht-NLC-Nächten (nicht gezeigt). Die Variabilität in beiden Gruppen ist jedoch sehr viel größer, so dass die Unterschiede nicht signifikant sind. Beispielsweise wurden die niedrigsten Nachtmittel-Temperaturen in 83 km in einer nicht-NLC-Nacht gemessen. Im Folgenden schränken wir die Auswahl auf Nächte mit Übersättigung ein, also auf die Unterschreitung einer höhenabhängigen Grenztemperatur. Zwischen 2003 und 2005 wurde in insgesamt 24 Nächten Übersättigung unterhalb von 85 km Höhe beobachtet, also im Hauptverbreitungsgebiet von NLC. Nur in fünf Fällen wurden dabei tatsächlich NLC detektiert. In rund 80% der Ereignisse war die Übersättigung nicht hinreichend für die Beobachtung von NLC über Kühlungsborn. Auch Nordwind stellt kein hinreichendes Kriterium für NLC-Existenz dar. Unabhängig von der Existenz von Eisteilchen herrschte bei Übersättigung immer Nordwind. Als Schlussfolgerung ergibt sich, dass die direkt über Kühlungsborn beobachteten Umgebungsbedingungen nur notwendige Kriterien für die Existenz von NLC-Teilchen bilden. Das tatsächliche Auftreten von NLC entscheidet sich jedoch schon beim Transport der NLC-Wolke aus dem Norden nach Kühlungsborn. Sofern die Wolke hier aufgrund der Erwärmung der Umgebungsluft aufgeschmolzen wird, können sich später in den periodisch kalten Phasen keine ausreichend großen Eisteilchen für die NLC-Detektion mehr bilden. In den letzten Jahren wurde zunehmend diskutiert, ob sich das NLC-Verbreitungsgebiet äquatorwärts ausdehnt oder sich die Häufigkeit von NLC in mittleren Breiten ändert. Die hier beschriebenen Ergebnisse zeigen, dass für Trend-Untersuchungen anhand von NLC-Beobachtungen in mittleren Breiten nicht nur lokale Temperatur- und Feuchtemessungen herangezogen werden müssen, sondern auch Änderungen im Windfeld in der Umgebung der Beobachtungsstation berücksichtigt werden müssen.

10 Vergleich von Temperaturen und Eisschichten über Spitzbergen

(J. Lautenbach, J. Höffner, M. Zecha, F.-J. Lübben)

In den Jahren 2001 und 2003 wurden auf der Insel Spitzbergen (78°N) simultane Temperatur-Messungen mit dem mobilen K-Lidar und PMSE-Messungen mit dem SOUSY-Radar durchgeführt (siehe Kapitel 6 und 27). Somit liegen erstmalig 254 Stunden gleichzeitige, im selben Messvolumen durchgeführte Beobachtungen vor. Mit dem mobilen K-Lidar wurden in dieser Zeit außerdem 226 Stunden NLC beobachtet. Der Temperaturverlauf von April bis September ist in Abb. 10.1 dargestellt. Die niedrigsten Temperaturen mit knapp unter 120 K treten Anfang Juli in zirka 90 km Höhe auf. Sie liegen in dieser Höhe mehr als 20 K unterhalb der Temperatur, die zur Bildung von Eisteilchen notwendig ist. Das Auftreten von PMSE ist ebenfalls in Abb. 10.1 für Häufigkeiten von 10 %, 30 % und 50 % eingezeichnet. Die so definierte Oberkante der PMSE befindet sich den gesamten Sommer über in derselben Höhe, z. B. für 10 % Häufigkeit bei zirka 92 km. Der Vergleich aller Messungen von PMSE und Temperaturen zeigt, dass in Anwesenheit der PMSE die Temperaturen (T) praktisch immer unterhalb der Frostpunkttemperaturen (T_f) liegen, was die Notwendigkeit von Eisteilchen für die Existenz von PMSE unterstreicht. Dies wird auch durch die gleichzeitige Beobachtung von PMSE und NLC in Höhen um 83 km bestätigt. Um die genaue Frostpunkttemperatur (T_f) zu ermitteln, wird neben der Temperatur auch die Wasserdampfkonzentration benötigt. Da solche Messungen nicht vorliegen, wurden zwei unterschiedliche Modellprofile (mit und ohne „freeze-drying“-Effekt) aus von Zahn & Berger (J. Geophys. Res., 2003) verwendet. Der Übergang von Über- zu Untersättigung ($T = T_f$) ist ebenfalls in Abb. 10.1 eingezeichnet.

Aus sporadischen Temperaturmessungen mit raketengeträgten Experimenten ist bekannt, dass PMSE nur in einem Bereich mit Übersättigung ($T < T_f$) auftreten, was durch unsere Messungen bestätigt wird. Andere notwendige Voraussetzungen, wie z. B. Turbulenz, scheinen an der Unterkante der PMSE praktisch immer vorzuliegen. Dies ist an der Oberkante der PMSE offensichtlich nicht der Fall. Wie Abb. 10.1 zeigt, liegt dort oft Übersättigung vor, aber dennoch wurde keine PMSE beobachtet. Eine quantitative Analyse dieses Sachverhalts zeigt Abb. 10.2, in der die Temperaturabweichungen zwischen gemessenen Temperaturen (T) und errechneten Frostpunkttemperaturen (T_f) innerhalb (rote Punkte) und außerhalb der PMSE (grüne Punkte) dargestellt sind. In Höhe der Mesopause (~ 90 km) wurden nur ~ 25 Stunden PMSE beobachtet, obwohl die Atmosphäre für zirka 120 Stunden übersättigt war. Dies bedeutet, dass in 80 % der Fälle die Frostpunkttemperatur unterschritten ist und trotzdem keine PMSE

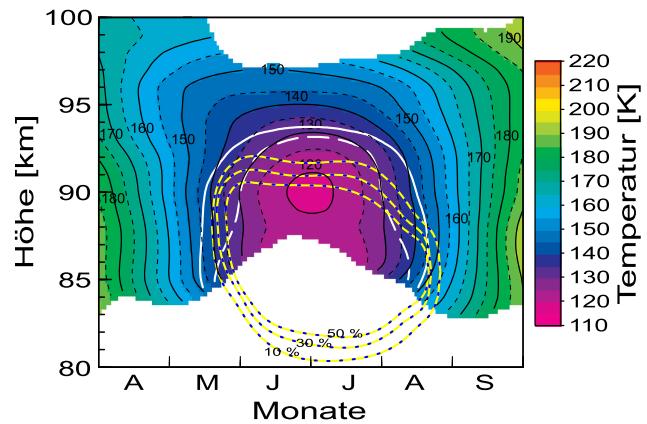


Abb. 10.1: Verlauf von Temperatur und PMSE-Häufigkeit (gelb gestrichelten Linien) über Spitzbergen. Die weißen Linien zeigen den Übergang von Über- zu Untersättigung ($T = T_f$) mit (gestrichelte Line) und ohne „freeze-drying“-Effekt (durchgezogene Linie).

aus der Oberkante der PMSE befindet sich den gesamten Sommer über in derselben Höhe, z. B. für 10 % Häufigkeit bei zirka 92 km. Der Vergleich aller Messungen von PMSE und Temperaturen zeigt, dass in Anwesenheit der PMSE die Temperaturen (T) praktisch immer unterhalb der Frostpunkttemperaturen (T_f) liegen, was die Notwendigkeit von Eisteilchen für die Existenz von PMSE unterstreicht. Dies wird auch durch die gleichzeitige Beobachtung von PMSE und NLC in Höhen um 83 km bestätigt. Um die genaue Frostpunkttemperatur (T_f) zu ermitteln, wird neben der Temperatur auch die Wasserdampfkonzentration benötigt. Da solche Messungen nicht vorliegen, wurden zwei unterschiedliche Modellprofile (mit und ohne „freeze-drying“-Effekt) aus von Zahn & Berger (J. Geophys. Res., 2003) verwendet. Der Übergang von Über- zu Untersättigung ($T = T_f$) ist ebenfalls in Abb. 10.1 eingezeichnet.

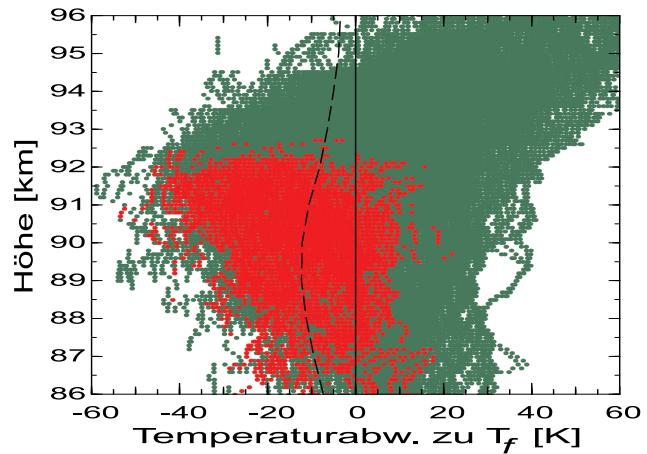


Abb. 10.2: Temperaturabweichungen zwischen gemessenen Temperaturen und errechneten Frostpunkttemperaturen innerhalb (rote Punkte) und außerhalb der PMSE (grüne Punkte), jeweils mit (gestrichelte Line) und ohne (durchgezogene Linie) „freeze-drying“-Effekt.

für zirka 120 Stunden übersättigt war. Dies bedeutet, dass in 80 % der Fälle die Frostpunkttemperatur unterschritten ist und trotzdem keine PMSE

auftritt. Oberhalb von 92 km ist praktisch niemals PMSE zu beobachten, obwohl die Frostpunkttemperatur sehr stark und auch für längere Zeit unterschritten ist. Aus Abb. 10.2 wird außerdem deutlich, dass der „freeze-drying“-Effekt offensichtlich nicht immer relevant sein kann (die roten Punkte müssten sonst „links“ von der gestrichelten Linie liegen). Mit und ohne „freeze-drying“-Effekt ergeben sich in Höhen zwischen 90 und 94 km Sättigungsgrade von teilweise über 100000, was homogene (spontane) Nukleation der Eisteilchen ermöglicht. Aus dem Vergleich der Frostpunkttemperaturen mit den gemessenen Temperaturen lässt sich schlussfolgern, dass oberhalb von 92 km Eisteilchen existieren sollten, trotzdem wurden keine PMSE beobachtet.

Eine weitere wichtige Voraussetzung für PMSE ist Neutralgas-Turbulenz. Es ist zu vermuten, dass oberhalb der Mesopause (~ 90 km) die Turbulenzstärke nicht mehr ausreicht um PMSE zu erzeugen. Da es in Spitzbergen nur wenige insitu-Messungen vom Turbulenz gibt, wird im folgenden der Einfluss der Turbulenzstärke mit Hilfe von Modellrechnungen untersucht. PMSE lässt sich mit Hilfe des Proxys $P = N_A \cdot |Z_A| \cdot r_A^2$ beschreiben (N_A =Anzahldichte, Z_A =Ladung, r_A =Radius der Teilchen). Mit dem mikrophysikalischen Modell CARMA wurden die Eisteilchenverteilung und -ladung berechnet und anschließend das Höhenprofil des Proxys bestimmt. Dazu wurde ein kombiniertes Temperaturprofil aus Messungen mit dem K-Lidar und Raketen verwendet. Für den unteren Bereich der PMSE zeigen die CARMA-Simulationen gute Ergebnisse. So ist z. B. die Unterkante von PMSE und NLC in der selben Höhe, was mit den Beobachtungen übereinstimmt. Jedoch müsste die PMSE laut diesem Modell bis in 95 km Höhe zu beobachten sein, was in den Radar-Messungen aber nicht der Fall ist. Der Grund für die Diskrepanz ist, dass der Proxy voraussetzt, dass ständig Turbulenz in genügender Stärke vorhanden ist. Dies ist offensichtlich nicht der Fall.

Um den Einfluss der Turbulenzstärke auf PMSE genauer zu untersuchen, wurde ein theoretisches Modell der Streuung von elektromagnetischen Wellen in einem turbulenten Plasma verwendet. Die Radarreflektivität wird hauptsächlich von der Turbulenzstärke, von den Eisteilchenparametern, von der kinematischen Viskosität der Atmosphäre und von der Elektronendichte bestimmt. Das hieraus bestimmte theoretische Radarsignal ist in Abb. 10.3 dargestellt. Um die PMSE-Oberkante zu untersuchen, wurden die modellierten Profile auf das obere Signalmaximum der Doppelschicht der PMSE normiert. Oberhalb des Signalmaximums ist ein starker Signalabfall von zirka 25 dB innerhalb von 2–4 km zu erkennen, was mit den PMSE-Beobachtungen übereinstimmt. Grund für diesen Signalabfall ist die mit der Höhe rapide ansteigende kinematische Viskosität, die die Bildung von kleinskaligen Strukturen und somit von PMSE erschwert.

Die Untersuchungen haben gezeigt, dass PMSE bis etwa 90 km ein guter Indikator für Eisteilchen und für eine übersättigte Atmosphäre bei niedrigen Temperaturen ist. Oberhalb von 90 km ist dies jedoch nicht mehr der Fall. Trotz hoher Übersättigung treten oberhalb von 92 km praktisch nie PMSE auf, weil die mit der Höhe zunehmende kinematische Viskosität die Bildung kleinskaliger Strukturen verhindert. Außerdem erwartet man aufgrund theoretischer Überlegungen und Beobachtungen in anderen Breiten, dass die Turbulenz generell oberhalb der Mesopause abnimmt. Die Abwesenheit von PMSE ist also nicht in jeder Höhe ein Indiz für fehlende Eisteilchen. Ein Nachweis von Eisteilchen über Spitzbergen in Höhen oberhalb von 92 km steht noch aus.

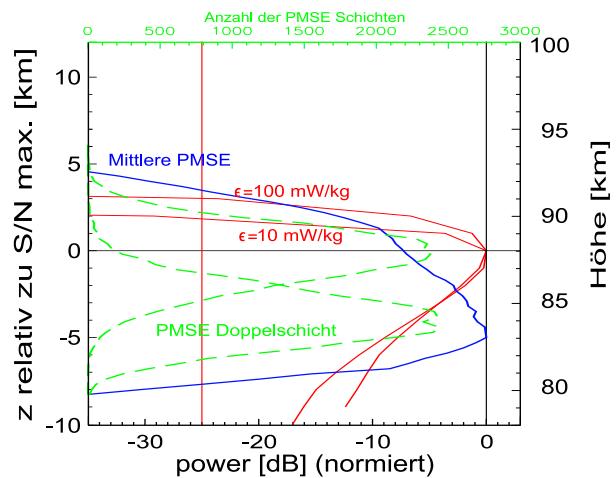


Abb. 10.3: Modelliertes Rückstreusignal des Radars bei verschiedenen Turbulenzstärken (rote Linien) im Vergleich zur gemessenen PMSE (blau). Die grünen Linien stellen die Häufigkeiten von Doppelschichten dar.

49

11 Modellierung der globalen Verteilung von mesosphärischen Eisschichten mit LIMA

(U. Berger, G. Baumgarten, F. Herbort, F.-J. Lübken, S. Schönemann, G. Sonnemann)

Mit Hilfe eines dreidimensionalen, zeitabhängigen Eisteilchenmodells (LIMA-ICE) wurden Modellstudien zur Bildung von Eisschichten (NLCs und PMSEs) in der oberen Mesosphäre durchgeführt und mit Messungen (Lidar-, Radar- und Satellitendaten) verglichen. LIMA-ICE erlaubt eine Berechnung der großräumigen Verteilung dieser Eiswolken über der Nord- und Südhemisphäre für jeweils eine ganze Saison seit dem Jahr 1960. Die Modellsimulationen zeigen hierbei ein sehr variables Verhalten aller Parameter der Eisschichten (Auftrittshäufigkeit, Helligkeit, Höhe, räumliche Struktur, Eispartikelgröße und -anzahl), die in sehr guter Übereinstimmung mit Beobachtungen sind. Das allgemeine Zirkulationsmodell LIMA ist das Nachfolgemodell des COMMA/IAP-Modells und beschreibt wie sein Vorgänger die wichtigsten physikalischen Prozesse in der unteren und oberen Atmosphäre (0-150 km), bestehend aus Dynamik, Strahlung, Chemie und Transport. LIMA weist im Vergleich zu COMMA/IAP zwei fundamentale Neuentwicklungen auf, nämlich den Einsatz einer hochauflösten sphärischen Dreiecksgitterstruktur und den Einsatz einer einfachen Datenassimilationstechnik für eine reale Beschreibung der Troposphäre und unteren Stratosphäre anhand von ECMWF-Daten.

Der Einsatz von Dreiecksgittern (Ikosaederbasis) wurde erstmalig vom Deutschen Wetterdienst in Offenbach beschrieben, der in seinem operationellen Wettervorhersagemodell diese Technik nun seit mehreren Jahren erfolgreich einsetzt. Dieser Ansatz wurde aufgegriffen und erfolgreich für die Modellierung der Atmosphäre bis zur Thermosphäre (135 km) umgesetzt. Damit besitzt LIMA als erstes GCM der unteren und oberen Atmosphäre eine sphärische Dreiecksgitterstruktur. Abbildung 11.1 zeigt eine Realisation des Gitters mit 6812 Gitterpunkten und einer Kantenlänge von circa 270 km. Die aktuelle operationelle LIMA-Version basiert auf einer Dreiecksgitterweite von 110 km und besitzt 41248 Eckpunkte (dies entspricht einem Spektralmodell mit T120 in niedrigen Breiten). Im Gegensatz dazu besteht das alte COMMA/IAP Gitter aus 16 (bzw. 64) Längen- und 36 Breitenpunkten und ist damit um eine Größenordnung größer.

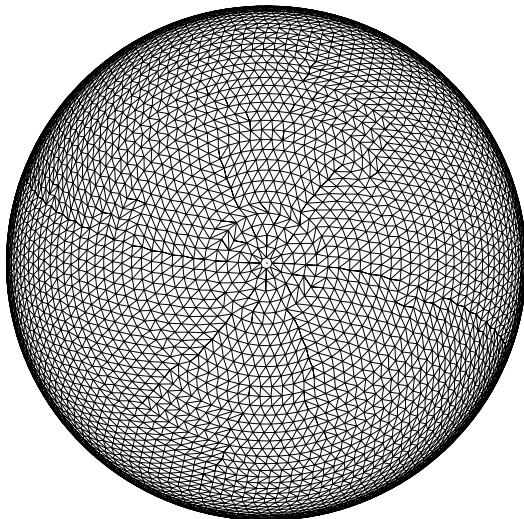


Abb. 11.1: Beispiel eines LIMA Dreiecksgitters mit einer Kantenlänge von 270 km (6812 sphärische Punkte).

Der zweite Schwerpunkt bei den Neuentwicklungen für LIMA basiert auf der Einbindung realer Daten aus der Troposphäre und unteren Stratosphäre. Die zu assimilierende Datenbank besteht aus ECMWF-Reanalysedaten, die ab dem Jahr 1960 vorliegen. Das IAP transferiert automatisch (einmal pro Tag) die jeweils tagesaktuellen ECMWF-Daten auf den Fileserver des IAP. Die auf diese Weise entwickelte LIMA-Datenbank speichert alle wichtigen meteorologischen Größen (Horizontalwind, Temperatur und Bodengeopotential) für den Zeitraum von 1960 bis zur Gegenwart. Jeder ECMWF-Datensatz liegt global in einem horizontalen Spektralraster von $1^\circ \times 1^\circ$ auf 21 Druckniveaus (0-45 km Höhe) jeweils alle 6 h vor. LIMA interpoliert diese Daten auf sein horizontales Dreiecksgitter in einem Höhenbereich 0-40 km und assimiliert diese Daten mittels eines einfachen linearen 'Nudging-Verfahrens' zu jedem dynamischen Modellzeitschritt (150 s).

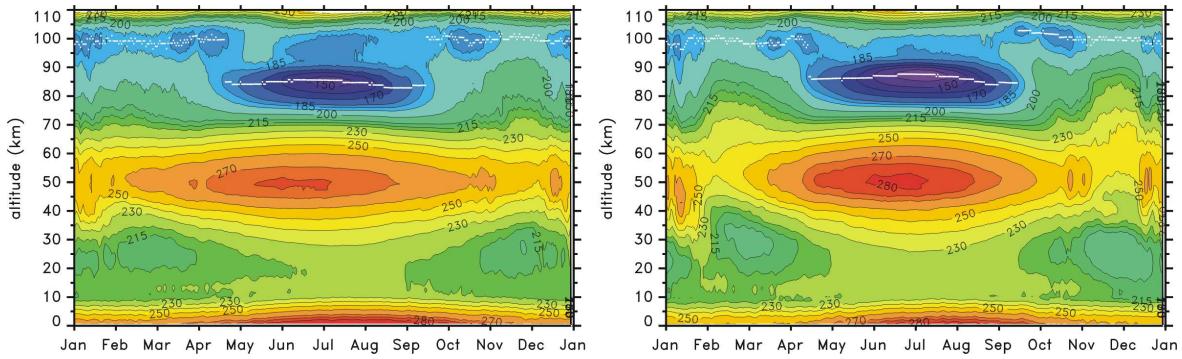


Abb. 11.2: Tägliche Mittel der zonal gemittelten Temperatur (K) für das Jahr 2006, Breite Kühlungsborn 54°N (links) und Breite ALOMAR 69°N (rechts) der Temperatur (K). In den Höhen der unteren Atmosphäre wird LIMA durch ECMWF-Daten angepasst.

Abbildung 11.2 zeigt ein Beispiel der Datenassimilation. Das aktuelle troposphärische Wettergeschehen breitet sich mittels einer Vielzahl verschiedenster Wellen bis in die Mesosphäre aus und prägt deren Struktur. Es entwickelt sich über Kühlungsborn eine kalte Sommermesopause mit Temperaturen knapp unter 150 K in einer Höhe von circa 86 km . Diese Werte stimmen gut mit Beobachtungen überein (siehe auch Abb. 6.1). Auch über höheren Breiten zeigt der mit LIMA berechnete Sommerzustand der Mesopausentemperatur (z.B. ALOMAR 69°N) eine sehr gute Wiedergabe der beobachteten thermischen Struktur (siehe Abb. 6.2 mit $\sim 130\text{ K}$ in einer Höhe von $\sim 88\text{ km}$ im Juli). Die Temperaturen in der Mesopausenregion liegen unterhalb der Frostpunkt-Temperatur und erlauben damit die Existenz von Eiswolken (NLC).

LIMA-ICE deckt nur einen Teil des globalen LIMA-Modells ab, nämlich den Höhenbereich $78\text{-}94\text{ km}$ und die Sommerhemisphäre, d. h. von $38\text{-}90^{\circ}\text{N}$ von Mai bis September und $38\text{-}90^{\circ}\text{S}$ von Oktober bis März. Die in LIMA berechnete Hintergrundatmosphäre (z.B. Temperaturen, Winde, Wasserdampfkonzentrationen) wird für jede Stunde von LIMA-ICE geladen. Daraus wird mit einer zeitlichen Auflösung von 90 s unter Berücksichtigung von mikrophysikalischen Prozessen die Verteilung von Eisteilchen berechnet, die ihrerseits einen dreidimensionalen, zeitabhängigen Transport erfahren und auf den Wasserdampf rückwirken. Aus der aktuellen Eisverteilung werden weitere Parameter berechnet, so z. B. der mit einem Lidar gemessene Volumenrückstreuoeffizient (BSC) oder die mittlere Höhe der NLC.

Abbildung 11.3 zeigt ein Beispiel aus LIMA-ICE für die modellierte NLC-Helligkeit aus dem Sommer 2006. Die räumliche Struktur der Eiswolke besitzt Fleckenmuster und sogar Einbrüche, wie sie ähnlich von Satelliten beobachtet werden. Die Eiswolke leuchtet intensiv über hohen Breiten während der äußere Rand der Eiswolke zu diesem Zeitpunkt gerade Kühlungsborn ($54^{\circ}\text{N}, 12^{\circ}\text{E}$) erreicht. Die Lidarbeobachtungen des IAP bestätigen, dass über Kühlungsborn im Sommer nur vereinzelt NLCs zu beobachten sind, während die Beobachtungswahrscheinlichkeiten von NLC zu hohen Breiten hin drastisch zunehmen (ALOMAR 30 %, Spitzbergen 75 %).

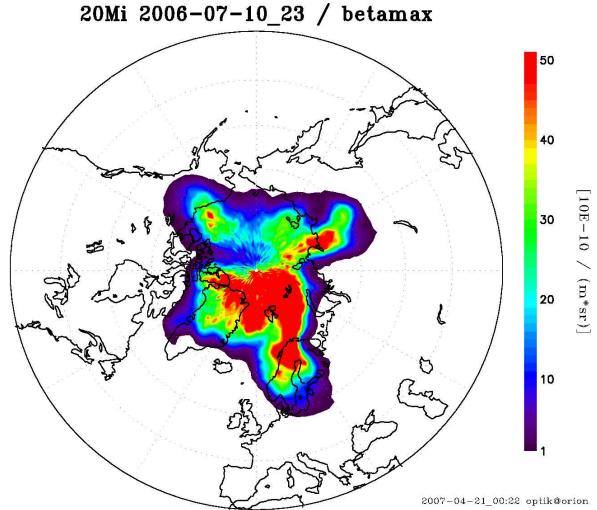


Abb. 11.3: Schnapschüß aus LIMA-ICE des maximalen Rückstreuoeffizienten, dies entspricht einer Lidar-Wellenlänge von 532 nm , für den 10. Juli 2006 23 UT.

12 Variation der NLC-Höhe mit Jahreszeit und geografischer Breite

(F.-J. Lübken, M. Gerdin, G. Baumgarten, U. Berger, J. Fiedler, J. Höffner)

Schon kurz nach der Entdeckung der leuchtenden Nachtwolken (NLC) vor mehr als 120 Jahren ergaben erste Triangulationsmessungen eine Höhe von ca. 82 km. Seitdem wurden die Höhenmessungen mit immer genaueren Methoden wiederholt. Heute weiß man nicht zuletzt aus den hochgenauen Höhenmessungen mit Lidars, dass NLC im Mittel bei ca. 83 km auftreten und sich die NLC-Höhe seit ihrer Entdeckung nicht signifikant geändert hat. Gleichzeitig ist z. B. aus Modellstudien bekannt, dass bereits Temperaturänderungen von nur 3–4 K in 83–85 km Höhe eine Höhenänderung der NLC von rund 1 km bewirken können (siehe auch Kapitel 11 und 13). NLC bilden damit einen empfindlichen Indikator für Temperaturänderungen, und die Höhe von NLC erlaubt gleichzeitig Rückschlüsse auf wichtige Parameter der Hintergrundatmosphäre. Im Folgenden werden umfangreiche NLC-Beobachtungen von verschiedenen IAP-Lidars benutzt, um die Abhängigkeit der NLC-Höhen von Jahreszeit und geografischer Breite zu untersuchen.

In Abbildung 12.1 ist die Schwerpunktshöhe der NLC aus Messungen des ALOMAR RMR-Lidars gezeigt. Das ALOMAR RMR-Lidar liefert mit bisher 1270 h Beobachtungszeit den weltweit größten NLC-Datensatz und ermöglicht damit u. a. einzigartige statistische Aussagen. Man erkennt zunächst eine sehr große Streuung der Werte aufgrund der natürlichen Variabilität der Atmosphäre. Im Mittel ändert sich die NLC-Höhe jedoch systematisch im Verlauf der Saison. Betrachtet man alle Werte bis Tag 180 (29. Juni), so erhält man eine mittlere NLC-Höhe von 83,55 km. Zwischen Tag 180 und Tag 210 (29. Juli) liegt die mittlere Höhe etwas tiefer (83,11 km), während sie danach wieder auf 83,47 km ansteigt. Diese Höhenvariation ist klein gegenüber der natürlichen Variabilität, jedoch ist sie aufgrund der Genauigkeit der Höhenbestimmung und der Anzahl der Messungen statistisch signifikant. In Abb. 12.1 sind die NLC-Höhen im Vergleich zu einer Temperaturklimatologie für die Breite von ALOMAR (69°N) dargestellt. Die NLC-Höhen sind zur Verdeutlichung über 5 Tage geglättet. Man erkennt eine Häufung der NLC-Höhen bei einer Temperatur von ca. 145 K.

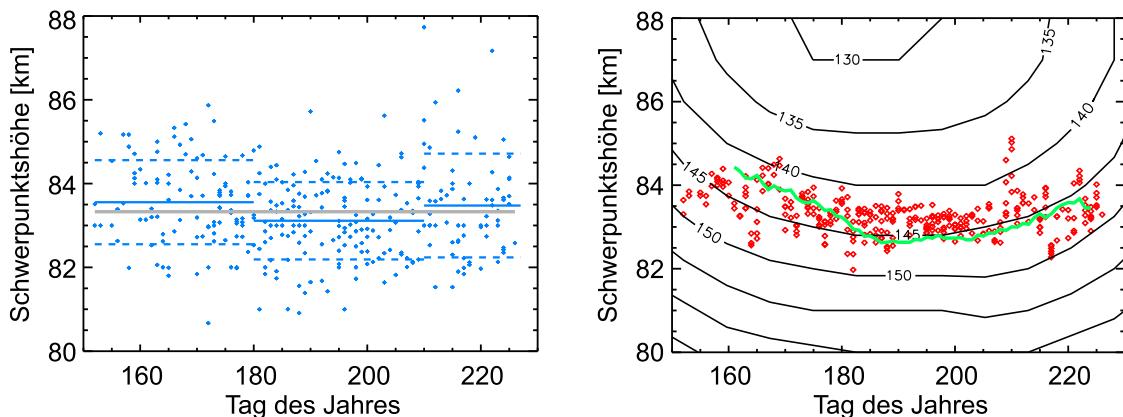


Abb. 12.1: links: Täglicher Mittelwert der NLC-Höhen aus ALOMAR RMR-Lidar-Messungen (Punkte), Periodenmittelwert und Standardabweichungen (blaue Linien) sowie Gesamt-Mittelwert (graue Linie); rechts: Saisonale Verteilung der NLC-Höhen nach Mittelung über 5 Tage (rote Einzelwerte) im Vergleich zur Temperaturverteilung (Isolinien) und LIMA-ICE-Daten (grün, verschoben um 300 m).

Aus den Messungen der K-Lidars auf Spitzbergen (78°N) in den Jahren 2001 und 2003 liegen insgesamt 226 h an NLC-Beobachtungen vor. Die mittlere NLC-Höhe beträgt dort 83,68 km. In der Verteilung der NLC-Höhen aus einzelnen Messungen findet man wiederum eine Häufung in Höhe der 145-K-Isolinie (nicht gezeigt). Der umfangreiche Datensatz an NLC-Messungen auf ALOMAR und Spitzbergen deutet also an, dass die 145-K-Isolinie als Kennlinie für die Höhenverteilung von

NLC in polaren Breiten genutzt werden kann. Für mittlere Breiten trifft dies jedoch nicht zu. Hier ist das mittlere Temperaturprofil weniger entscheidend für das Auftreten und die Höhe der NLC (siehe Messungen in Kühlungsborn in Kapitel 9). Vielmehr können NLC hier nur dann auftreten, wenn es aufgrund von Schwerewellen, Gezeiten oder planetaren Wellen kälter als im Mittel ist.

Die Messungen bei 78°N, 69°N und 54°N zeigen eine Abhängigkeit der NLC-Häufigkeit von der geografischen Breite (abnehmend von ~75 % auf max. 10 %). Demgegenüber ist die mittlere Höhe der NLC an den drei Standorten bemerkenswert konstant und variiert nur um rund 900 m. In den vergangenen Jahren wurden verschiedene Studien zur Breitenabhängigkeit der NLC-Höhe veröffentlicht. Dabei wurde ein Anstieg der NLC-Höhe mit der Breite vermutet. Die in diesem Bericht vorgestellten Messungen aus Spitzbergen, ALOMAR und Kühlungsborn gehören zu den vier umfangreichsten Datensätzen von NLC-Messungen überhaupt. In Abbildung 12.2 sind die mittleren NLC-Höhen dieser Standorte dargestellt. Ergänzend ist der Wert für Sondre Stromfjord (67°N) gezeigt, mit 220 h Messungen der drittgrößte Datensatz. Diese Mittelwerte zeigen in der Tat einen Anstieg der NLC-Höhe mit der geografischen Breite. In Abb. 12.2 sind jedoch auch die Standardabweichungen der NLC-Höhen sowie die Fehler des Mittelwerts dargestellt. Es zeigt sich, dass aufgrund der systematischen natürlichen Variation und der Unterschiede zwischen den Lidars (tageszeitliche Abdeckung, Empfindlichkeit der Messungen etc.) der statistische Fehler kein geeignetes Maß für die Unsicherheit in der Höhenbestimmung ist. Wird stattdessen die Standardabweichung als Unsicherheit zugrunde gelegt, ergibt sich ein Anstieg der NLC-Höhe mit der Breite von 43 ± 65 m/Grad. Das bedeutet, dass der Anstieg der NLC-Höhe mit der Breite auf Basis der vorhandenen Messungen nicht signifikant ist. Im Unterschied zu früheren Studien werden hier die Messungen an weiteren Standorten wie Logan, Utah (42°N) oder dem Nordpol nicht in die Untersuchung einbezogen, da sie nur sehr wenige Messungen wiederspiegeln, was bei der oben beschriebenen natürlichen Variabilität nicht ausreichend ist, um die mittlere NLC-Höhe wiederzugeben.

Zum Vergleich ist in beiden Abbildungen die mittlere NLC-Höhe aus Ergebnissen des LIMA-ICE-Modells gezeigt. Das Modell gibt die mittlere Höhenvariation gut wieder, wenn man von einem breiten-unabhängigen Versatz von ca. 300 m absieht. Polwärts von ca. 65°N ist die NLC-Höhe in LIMA-ICE nahezu konstant. Äquatorwärts zeigt sich ein leichter Höhengradient von ca. 40 m/Grad, vergleichbar mit den Beobachtungen. Die Erklärung der Gleichheit der NLC-Höhen liegt in den Temperaturen, die sich in diesen Höhen mit der geografischen Breite praktisch nicht ändern. So variiert z. B. die Höhe der 145 K-Isolinie in LIMA polwärts von 60°N nur um weniger als 200 m.

Das Verständnis der regionalen Unterschiede von NLC-Parametern ist wichtig bei der Interpretation von Datensätzen verschiedener Stationen und der Betrachtung langfristiger Veränderungen. Eine konsequente Berücksichtigung der Variabilität und systematischer Unsicherheiten ist dabei unerlässlich. Die hier dargestellten Ergebnisse widerlegen keine Breitenabhängigkeit der NLC-Höhe, können diese aber auch nicht bestätigen. Weitere Messungen (bei vergleichbarer Empfindlichkeit der Instrumente und möglichst 24 h pro Tag) sind zur Untersuchung der Breitenabhängigkeit notwendig. Die beobachtete saisonale Variation über ALOMAR und die Beziehung zur Höhe der 145 K-Isolinie zeigen bereits die große Empfindlichkeit der NLC für Änderungen der Hintergrundatmosphäre z. B. aufgrund von Temperaturtrends.

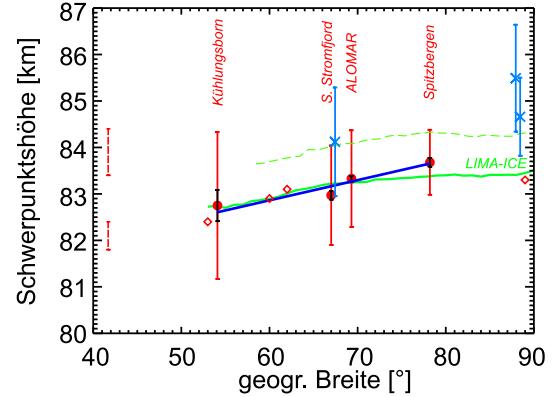


Abb. 12.2: Mittlere NLC-Höhen aus Messungen an verschiedenen Standorten (rote Einzelwerte bzw. Strichelung). Für vier Standorte wurden Standardabweichungen (rot), Fehler des Mittelwerts (schwarz) sowie eine Regressionsgerade berechnet (blau). Die mittlere NLC-Höhe aus LIMA-ICE-Daten ist in grün eingezeichnet (verschoben um 300 m). Daten der Südhemisphäre sind hellblau bzw. grün gestrichelt gezeigt (siehe Kap. 13).

13 Interhemisphärischer Vergleich von Eisschichten

(F.-J. Lübken, G. Baumgarten, U. Berger, F. Herbort, S. Schönemann, G. Sonnemann)

Polare mesosphärische Eiswolken entstehen im Sommer in Höhen zwischen 82 und 92 km in mittleren und polaren Breiten. In der Mitte der Sommersaison erstrecken sich Eisteilchen über die gesamte nördliche Polarregion (polwärts von zirka 60°N). Der untere Teil der Eiswolke bei ~82 km, in dem sich relativ große Eisteilchen befinden (> 20 nm), ist in mittleren Breiten mit dem bloßen Auge sichtbar und wird daher üblicherweise als „leuchtende Nachtwolken“ (NLC) bezeichnet. Entsprechende Beobachtungen von Satelliten werden als PMC (polar mesosphere clouds) bezeichnet. Die als „polare mesosphärische Sommerechos“ (PMSE) bekannten sehr starken Radarechos sind ebenfalls auf die Existenz von Eisteilchen zurückzuführen.

Mit Hilfe des dreidimensionalen, zeitabhängigen Eisteilchenmodells LIMA-ICE wurde die räumliche Struktur dieser großräumigen Eiswolkenverteilung einschließlich ihres zeitlichen Verlaufs sowohl für die Nord- als auch Südhemisphäre simuliert. LIMA wird in Kapitel 11 beschrieben. Damit lassen sich die physikalischen Prozesse, die für die unterschiedliche Ausbildung von Eiswolken in beiden Hemisphären verantwortlich sind, studieren. In LIMA-ICE agieren 20 Millionen Teilchen als potentielle Kondensationskeime in einer kalten und u. U. übersättigten Atmosphäre. Die Kondensationskeime unterliegen einem dreidimensionalen, zeitabhängigen „Lagrange'scher“ Transport in einer variablen Hintergrundatmosphäre, die von LIMA bereitgestellt wird. Dies beinhaltet zeitabhängige vertikale und horizontale Winde, Temperaturen, Drücke, Dichten und Wasserdampfkonzentrationen. Die im Modell verwendete Eisphasen-Mikrophysik enthält die heterogene Kondensation von Wasserdampf auf Staubteilchen, das Anwachsen von Eis auf den Kondensationskeimen und ein Sublimieren der Eisteilchen während ihres Transports in wärmere Regionen. Die Wechselwirkung von Eisteilchen mit dem Wasserdampfhintergrund ist wesentlicher Bestandteil des Modells. Aus der aktuellen Eisverteilung werden dann Parameter der Eisschicht berechnet, so z. B. Auftrittswahrscheinlichkeiten, Helligkeiten und Höhen der NLC.

Eine Hauptanwendung von LIMA-ICE ist die Untersuchung interhemisphärischer Unterschiede von Eisschichten. In den letzten Jahren zeigen eine Reihe von Messungen mit Lidars, Satelliten und Radars, dass NLC/PMC/PMSE in der Nordhemisphäre häufiger, heller, tiefer und mit einer größeren Breitenausdehnung in der Nord- als in der Südhemisphäre zu beobachten sind. Es stellt sich die Frage, was die physikalischen Ursachen für diese Unterschiede sind.

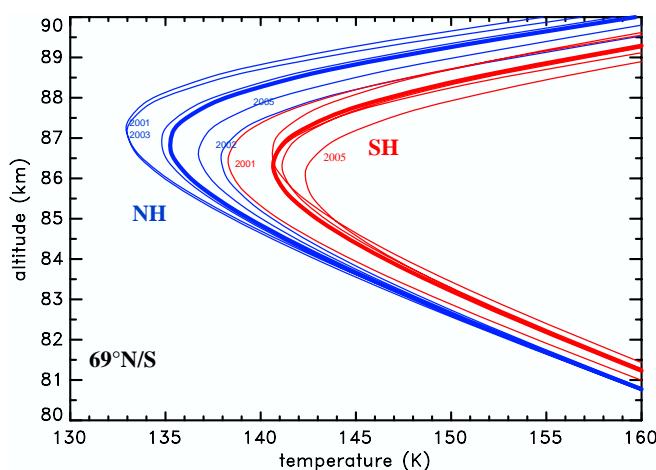


Abb. 13.1: Temperaturprofile (Monatsmittel) aus LIMA für 69°N (blau, Juli) und 69°S (rot, Januar) für die Sommer der Jahre 2001 bis 2005 (in der SH steht z. B. 2005 für den Sommer 2004/2005). Die dicke Linie gibt das Mittel über die 5 Sommer an.

3 K). Diese geringfügigen Temperaturunterschiede sind im Einklang mit Messungen (siehe Lübken et al., J. Geophys. Res., 2004). Aus den LIMA-Ergebnissen in Abb. 13.1 kann man ablesen, dass

Die Modellrechnungen mit LIMA-ICE reproduzieren diesen Unterschied in den verschiedensten Beobachtungsgrößen mit erstaunlicher Genauigkeit. Es stellt sich heraus, dass eine leicht veränderte thermische Struktur der Hintergrundatmosphäre für den relativ großen Unterschied in der Morphologie der Eisschichten verantwortlich ist. In Abb. 13.1 sind mittlere monatliche Temperaturen für eine Breite von 69°N/S für fünf verschiedene Sommer von 2001 bis 2005 gezeigt. Allgemein ist die Mesopausenregion in der Südhemisphäre (SH) etwas wärmer und tiefer, jedoch beträgt die Differenz nur einige Kelvin bzw. weniger als 1 km (~5 K bzw. ~600 m für das 5-jährige Sommermittel in Mesopausenhöhe). In typischen NLC- und PMSE-Höhen (83-85 km) ist die Differenz sogar noch kleiner (2-

die Temperaturunterschiede zwischen verschiedenen Jahren in der NH oder SH vergleichbar sind mit dem Nord/Süd-Unterschied. So ist z. B. das Temperaturprofil des kältesten Sommers in der SH (2000/2001) fast identisch mit dem wärmsten Sommer in der NH (2002). Es kann also durchaus der Fall eintreten, dass in bestimmten NH/SH-Sommern fast identische thermische Hintergrundbedingungen herrschen, die dann auch zu einer ähnlichen Eisbildung und damit zu ähnlichen NLC und PMSE führen sollten. In der Tat haben Satellitendaten gezeigt, dass es einzelne Sommer in der SH gibt, in denen die NLC sehr ähnlich zu typischen NH-Verhältnissen sind. Insgesamt bleibt jedoch ein Unterschied zwischen beiden Hemisphären.

Welchen Einfluss hat nun diese unterschiedliche thermische Struktur auf die Eisbildung? Sowohl Lidarbeobachtungen über ALOMAR (69°N) als auch das LIMA-ICE-Modell zeigen, dass NLC im Mittel in einer Höhe mit Temperaturen von $\sim 145\text{ K}$ anzutreffen sind (siehe Abb. 12.1 in Kapitel 12). Die mittleren Höhen von NLC und PMC sollten also in der SH etwas höher liegen als in der NH. Tatsächlich zeigen Lidar- und Satellitenbeobachtungen, dass NLC/PMC-Schichten über der SH im Mittel um 0,5-1,0 km höher liegen als in der NH. Quantitativ stimmt die Höhendifferenz exakt mit dem in LIMA-ICE berechneten Wert überein und lässt sich auf die unterschiedliche Höhenlage des 145 K Temperaturwertes zurückführen.

Aus Abb. 13.2 ist zu entnehmen, dass die Temperaturdifferenz zwischen NH und SH zu niedrigen Breiten hin zunimmt. Im Bereich der Mesopause ist dieser Unterschied am größten. So ist z. B. die Mesopause über Kühlungsborn (54°N) bis zu 10 K kälter verglichen mit der entsprechenden Breite auf der Südhalbkugel. Dies hat zur Folge, dass es über antarktischen Breiten äquatorwärts von 60°S praktisch keine Eisschichten mehr geben sollte, weil dort die Temperaturen der Hintergrundatmosphäre ständig oberhalb der Frostpunkttemperatur liegen. In Abb. 13.3 ist ein Vergleich der breitenabhängigen Wahrscheinlichkeit im Auftreten von NLC/PMC-Ereignissen zwischen NH und SH gezeigt, und zwar sowohl von LIMA-ICE also auch von Satellitenmessungen. Die Modellrechnungen stimmen sehr gut mit den Beobachtungen überein. NLC/PMC treten in der SH weniger häufig auf und erstrecken sich in der NH weiter äquatorwärts.

Auch in den PMSE-Schichten ist ein hemisphärischer Unterschied festzustellen. Für die „PMSE-Community“ war es für mehr als anderthalb Jahrzehnte ein ungelöstes Rätsel, warum über der antarktischen Station Machu Picchu (62°S) praktisch keine PMSE zu beobachten waren, während über entsprechenden nördlichen Breiten im Sommer solche Ereignisse regelmäßig auftreten (z. B. in Kühlungsborn 54°N oder in Poker Flat 65°N). LIMA-ICE sagt voraus, dass in der SH polwärts von zirka 65°S PMSE wieder auftreten sollten. Vor wenigen Jahren hat ein australisches Institut ein neues VHF-Radarsystem in der Antarktis aufgebaut, und zwar in Davis (68°S). Tatsächlich detektierte dieses Radar schon in der ersten Saison PMSE mit einer ähnlichen Häufigkeit wie in vergleichbaren nördlichen Breiten.

In Abb. 13.4 sind LIMA-ICE Resultate zur saisonalen Variation der Auftrittswahrscheinlichkeiten von PMSE für drei geografische Breiten gezeigt (54° , 69° und 78°), und zwar für die NH und SH. Im Gegensatz zu PMC/NLC sind PMSE-Ereignisse häufiger und erreichen über hohen polaren Breiten während der Hauptsaison fast 100%. Äquatorwärts von ca. 70 Grad sind interhemisphärische Unterschiede festzustellen (z. B. beim Vergleich von ALOMAR, 69°N , mit Davis, 68°S), die sich zu niedrigeren Breiten verstärken. Der große Unterschied zwischen den Häufigkeiten in Machu Picchu und Poker Flat lässt sich mit LIMA-ICE hervorragend reproduzieren und ist, wie bereits erwähnt, auf einen Temperaturunterschied zwischen den beiden Hemisphären zurückzuführen. Die vorhandenen Messungen lassen sich dahingehend zusammenfassen, dass Eisschichten in der

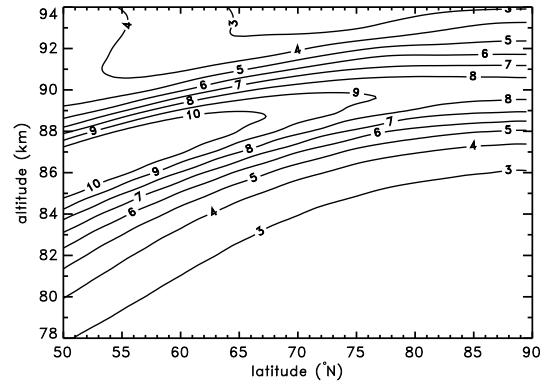


Abb. 13.2: Modellierung der Breitenabhängigkeit des NH/SH-Temperaturunterschiedes der polaren Sommermesopause mit LIMA (SH minus NH, Mittel über 5 Jahre).

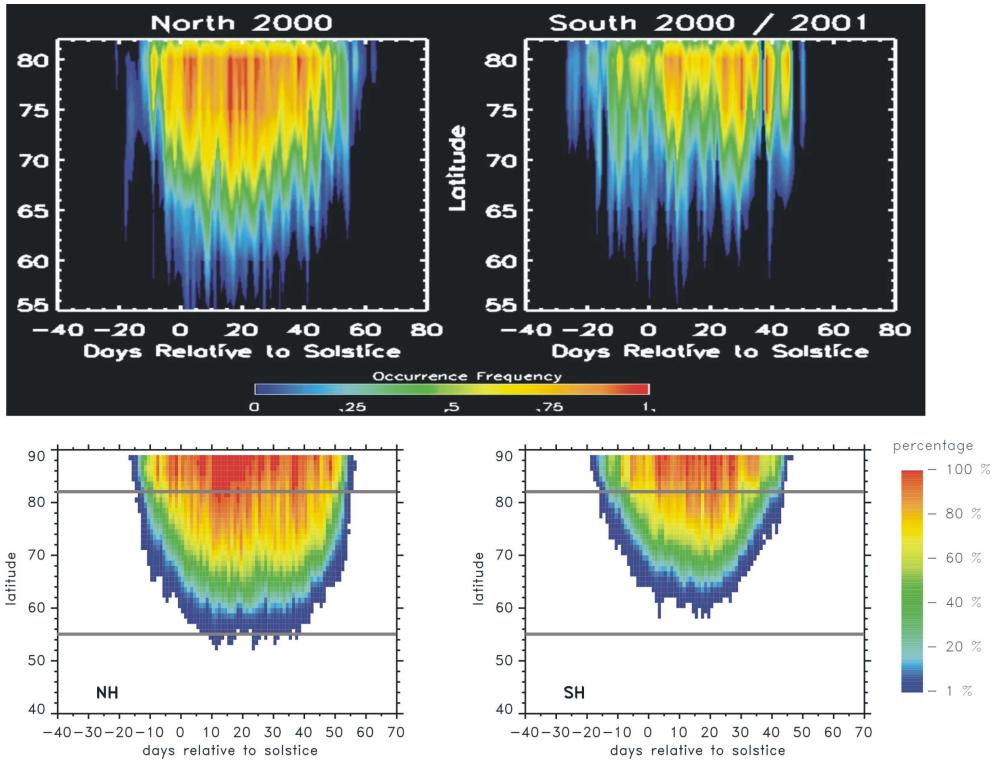


Abb. 13.3: Saisonale Variation von PMC/NLC-Häufigkeiten als Funktion der geografischen Breite für NH/SNH. Die beiden oberen Abbildungen sind Beobachtungen von PMC mit dem Satelliten SNOE im NH Sommer 2000 (links) und im SH Sommer 2000/01 (rechts) (Bailey et al., J. Geophys. Res., 2005). Im Vergleich dazu LIMA-ICE Modellergebnisse (untere Reihe) für einen Volumenrückstreuoeffizient $> 4 \times 10^{-10} / (\text{sr m})$ für NH Sommer 2001 (links) und SH Sommer 2004/05 (rechts). Der geografische Bereich der Satellitenmessung ist durch graue Linien hervorgehoben.

NH signifikant häufiger, heller, tiefer und mit einer größeren Breitenausdehnung auftreten. Mit LIMA-ICE lassen sich alle wesentlichen Beobachtungsfakten reproduzieren und auf die unterschiedliche thermische Struktur der beiden Sommerhemisphären zurückführen.

Der Temperaturunterschied zwischen beiden Hemisphären ist in erster Linie auf eine unterschiedliche Wellenaktivität zurückzuführen. Diese wird in LIMA durch ECMWF-Reanalysedaten in der unteren Atmosphäre vorgegeben. Außerdem führt die Exzentrizität der Erdbahn zu einer etwas wärmeren Südhemisphäre. Eventuelle Unterschiede in der Wasserdampfkonzentration sind in den geschilderten LIMA-ICE-Rechnungen ignoriert worden, d. h. es wurden zum Start der Modellläufe gleiche Verteilungen in beiden Hemisphären angenommen.

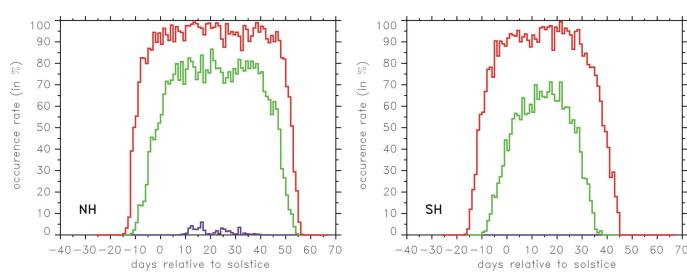


Abb. 13.4: Saisonale Variation von modellierten PM-SE Häufigkeiten für 3 geografische Breiten 54°N/S (blau), 69°N/S (grün) und 78°N/S (rot) für die NH (links) und SH (rechts).

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass die Modellrechnungen mit LIMA-ICE hervorragend mit einer Vielzahl verschiedenster Beobachtungen von Eisschichten übereinstimmen, und zwar sowohl für die Nord- als auch für die Südhemisphäre. Der NH/SNH-Unterschied belegt die Klimasensitivität von Eisschichten: schon kleine Temperaturunterschiede bewirken eine signifikante Änderung in der Morphologie dieser Schichten.

14 Eigenschaften von Eisteilchen aus Lidar- und Satellitenmessungen

(G. Baumgarten, J. Fiedler, G. von Cossart, M. Rapp, U. Berger)

Durch die extrem niedrigen Temperaturen in der Mesopausenregion kann Wasserdampf gefrieren und Eisteilchen bilden. Sind die Eisteilchen zu einer Größe von wenigen 10 Nanometern angewachsen, können sie durch optischen Instrumente beobachtet werden. Die genaue Kenntnis der Form und Größe der Teilchen in NLC ist für die Interpretation und Modellierung der NLC von Bedeutung, da diese die Existenz und Helligkeit sowie die Wachstums- und Fallgeschwindigkeit der NLC-Teilchen bestimmen. Die letzten beiden Parameter sind von entscheidender Bedeutung für die Bildung der NLC. Um aus Messungen der Eiswolken in der Sommermesopausenregion Rückschlüsse auf den Zustand der Hintergrundatmosphäre (z.B. Temperatur oder Wasserdampfverteilung) ziehen zu können müssen präzise Beobachtungen der Teilcheneigenschaften und komplexe Modelle kombiniert werden. Selbst zur Analyse der Signale von verschiedenen Messinstrumenten, wie SCIAMACHY auf ENVISAT oder bodengebundenen Lidars, ist die Kenntnis der Teilcheneigenschaften notwendig, da die Streugeometrien unterschiedlich sind (Abb. 14.1). Die Größe der NLC-Teilchen wird mittels Lidar über den Unterschied der Rückstreuung auf den drei ausgesendeten Laserwellenlängen (1064 nm, 532 nm, 355 nm) bestimmt (Abb. 14.2).

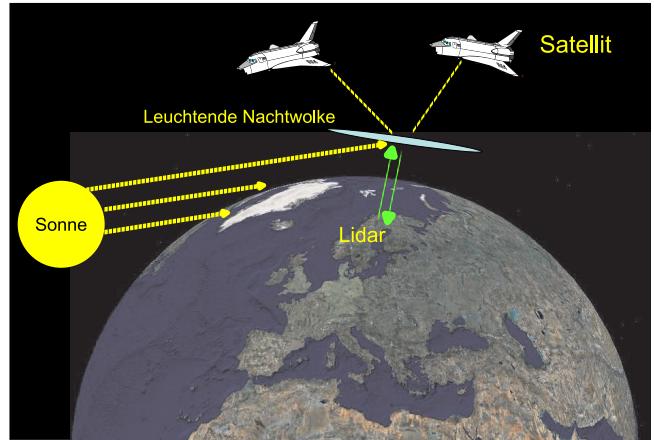


Abb. 14.1: Leuchtende Nachtwolken werden von Satelliten und Lidars in verschiedenen Beobachtungsgeometrien untersucht. Während beim Lidar die Rückstreuung des im Labor erzeugten Laserlichts untersucht wird, nutzen Satelliten das gestreute Sonnenlicht. Bei den unterschiedlichen Methoden werden außerdem verschiedene Wellenlängen des Lichts verwendet. Für eine gemeinsame Interpretation der Beobachtungen ist die Kenntnis der Teilcheneigenschaften notwendig.

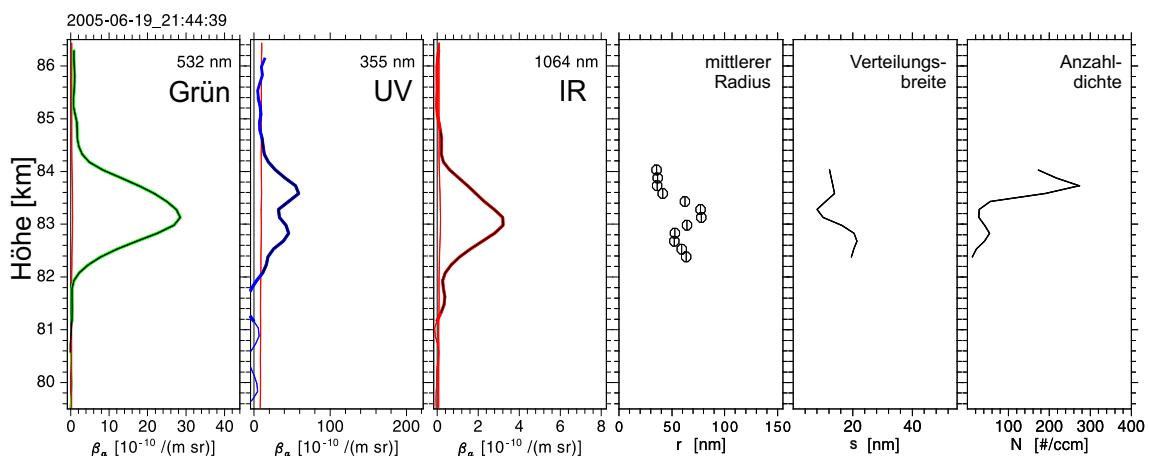


Abb. 14.2: NLC-Teilcheneigenschaften (r, s, N), berechnet aus 14 min Mehrfarbenbeobachtung am 19. Juni 2005. Die Beobachtung zeigt eine starke Wolke mit unterschiedlicher vertikaler Struktur für die drei Wellenlängen des Lidars. Dies ist ein direkter Hinweis auf eine vertikale Variation der Teilcheneigenschaften. In der Höhe der maximalen Rückstreuung der grünen und der infraroten Wellenlänge ist, durch die größeren Teilchen, die UV Rückstreuung verringert.

Mit dem ALOMAR RMR-Lidar wurde ein weltweit einmaliger Datensatz von Mehrfarbenbeobachtungen von NLC gewonnen und dieser auf Teilcheneigenschaften hin ausgewertet. Dabei ist die Ableitung der Teilchengröße nicht analytisch aus den Messungen möglich, sondern erfolgt durch den Vergleich der Messdaten mit einer Simulation der Streuung von Licht an Eisteilchen. Hierbei wird neben der Teilchengröße und der Wellenlänge des Lichts auch die Form der Teilchen sowie eine Verteilung der Teilchengröße vorgegeben. Aus dem numerischen Vergleich der simulierten Daten mit den tatsächlichen Messdaten wird auf die Teilchengröße und deren Verteilung geschlossen. Aussergewöhnlich ist bei den Lidardaten, dass diese Parameter simultan und in einem Volumen bestimmt werden, was mit Satellitenbeobachtungen nicht immer möglich ist. Um die mikrophysikalischen Prozesse zu quantifizieren ist jedoch die simultane Beobachtung der Größe, der Anzahldichte und der Verteilungsbreite der Teilchen in den Wolken notwendig. So zeigt sich z.B. im Höhenschnitt der NLC eine deutliche Veränderung der Parameter Anzahldichte und Teilchengröße. Während am oberen Rand der NLC viele kleine Teilchen vorhanden sind, finden sich die großen Teilchen am unteren Rand der NLC (Abb. 14.3).

Diese genaue Untersuchung der vertikalen Struktur ist auch zur Interpretation von Satellitenmessungen notwendig, da diese häufig nur das integrale Signal aus der vertikalen Säule sehen. Insbesondere für die Interpretation der langen Beobachtungsreihe mit den SBUV-Instrumenten sind die Beobachtungsgeometrie und die Teilchenform zu berücksichtigen (Abb. 14.4). Neueste Messungen von Experimenten auf ENVISAT (Environmental Satellite - ESA) oder AIM (Aeronomy of Ice in the Mesosphere - NASA) werden mit unseren Ergebnissen verglichen, einerseits zur Validierung dieser Experimente, andererseits zur Ergänzung unserer präzisen, aber lokalen Lidarmessungen durch Beobachtungen in der gesamten Polarregion. In enger Kooperation unterstützen wir unsere amerikanischen Kollegen insbesondere bei der Interpretation von Effekten die sich durch die nicht-sphärische Form der NLC-Teilchen ergeben.

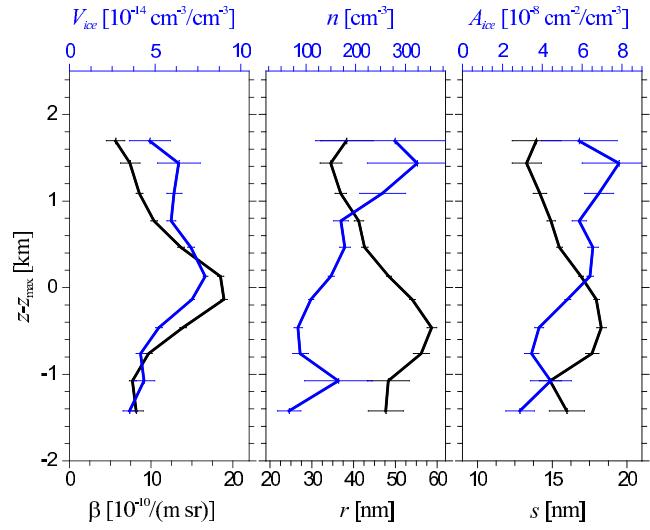


Abb. 14.3: Mittlere vertikale Struktur von NLC im Zeitraum 1998 – 2005. Zur Analyse der Struktur wird die Höhe der maximalen Rückstreuung (z_{\max}) als Referenz genutzt. Die Volumendichte (V_{ice}) ist in dieser Höhe am größten, obwohl die Teilchen hier nicht die maximale Größe (r) erreichen. Dies ist durch den Höhenverlauf der Anzahldichte (n) begründet.

Diese genaue Untersuchung der vertikalen Struktur ist auch zur Interpretation von Satellitenmessungen notwendig, da diese häufig nur das integrale Signal aus der vertikalen Säule sehen. Insbesondere für die Interpretation der langen Beobachtungsreihe mit den SBUV-Instrumenten sind die Beobachtungsgeometrie und die Teilchenform zu berücksichtigen (Abb. 14.4). Neueste Messungen von Experimenten auf ENVISAT (Environmental Satellite - ESA) oder AIM (Aeronomy of Ice in the Mesosphere - NASA) werden mit unseren Ergebnissen verglichen, einerseits zur Validierung dieser Experimente, andererseits zur Ergänzung unserer präzisen, aber lokalen Lidarmessungen durch Beobachtungen in der gesamten Polarregion. In enger Kooperation unterstützen wir unsere amerikanischen Kollegen insbesondere bei der Interpretation von Effekten die sich durch die nicht-sphärische Form der NLC-Teilchen ergeben.

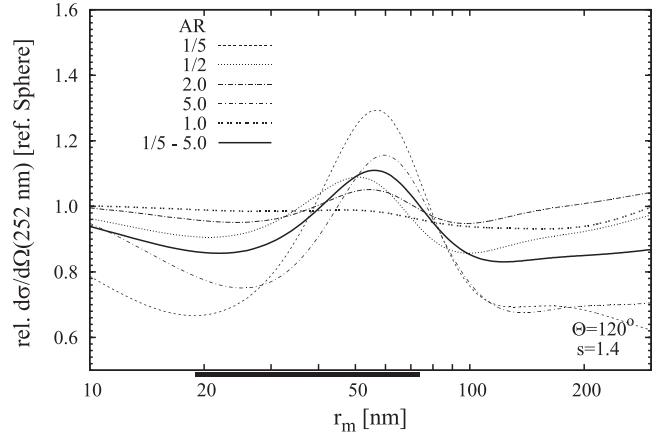


Abb. 14.4: Auswirkung der Form der Eisteilchen auf die Helligkeit der Wolken wie sie von SBUV-Instrumenten beobachtet werden. Gezeigt ist die Änderung der Helligkeit von NLC durch die Form der Partikel als Funktion der Teilchengröße (im Vergleich zur Helligkeit von sphärischen Teilchen). Die Beobachtungsreihe der SBUV-Instrumente wird für eine Wellenlänge von 252 nm seit 1979 durchgeführt und ist die einzige Langzeitbeobachtung von NLC von Satelliten aus. Gerade bei der typischen Größe von NLC-Teilchen (markiert durch einen schwarzen Balken an der Abszisse) gibt es Unterschiede der Helligkeit um bis zu 30% für verschiedene Teilchenformen.

15 NLC über ALOMAR: Variationen mit der Saison und dem solaren Zyklus

(J. Fiedler, G. Baumgarten, F.-J. Lübken)

Das ALOMAR RMR-Lidar wird seit 11 Jahren regelmäßig für die Beobachtung von NLC eingesetzt und zeigt die Variabilität des Auftretens und der Eigenschaften der Eisteilchen auf unterschiedlichen Zeitskalen. Die NLC-Saison bei $69^\circ N$ reicht von Anfang Juni bis Mitte August. In diesem Zeitraum wurde von 1997–2007 mit dem Lidar ca. 3300 Stunden gemessen, davon zeigten ca. 1300 Stunden NLC. Dies ist weltweit der umfangreichste mit einem Lidar bestimmte NLC-Datensatz.

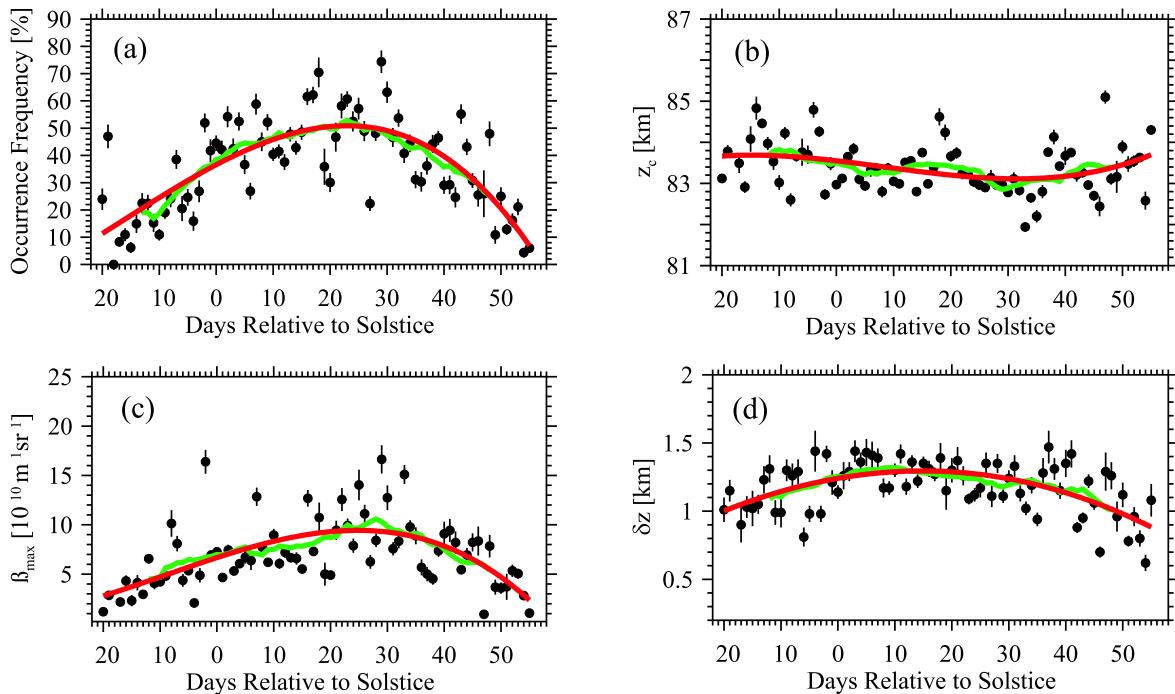


Abb. 15.1: Saisonale Variationen von NLC-Häufigkeit (a), -Höhe (b), -Helligkeit (c) und -Höhenausdehnung (d) für den integrierten Datensatz von 1997 bis 2007. Gezeigt sind Tagesmittelwerte und ihre Fehler, gleitende Mittel über 15 Tage (grün) sowie Polynomfits 3. Grades (rot).

Abb. 15.1 zeigt die saisonalen Variationen der NLC-Häufigkeit, -Höhe, -Helligkeit und -Höhenausdehnung. Als Maß für die Wolkenhelligkeit wird der Volumenrückstreuoeffizient (β_{max} , Einheit $10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ sr}^{-1}$) verwendet. Anfang und Ende der Saison zeichnen sich durch geringe Häufigkeiten sowie eine schwache Helligkeit der Wolken aus. Alle dargestellten Parameter erreichen ihre saisonalen Maxima bzw. Minima 15–30 Tage nach der Sommersonnenwende. Dafür ist der saisonale Temperaturverlauf in der Mesopausenregion verantwortlich, der sein Minimum ebenfalls in diesem Zeitraum erreicht. So folgen z. B. die NLC-Höhen über ALOMAR weitgehend dem Verlauf der 145 K Isolinie der Temperaturklimatologie für diesen Messort.

Die untere Detektionsgrenze für NLC ist variabel, da sie von den Wetterbedingungen und der Instrumentenempfindlichkeit abhängt. Im 11-jährigen Datensatz können wir Wolken mit einer Helligkeit von $\beta_{max} > 4$ zu jeder Tageszeit detektieren, in den letzten beiden Jahren wurde diese Grenze durch technische Weiterentwicklungen auf $\beta_{max} > 1$ verbessert. Alle gemessenen NLC-Parameter zeigen auf einer Zeitskala von Jahren beträchtliche Variationen. Die Sortierung der NLC-Ereignisse nach Helligkeitsklassen ($\beta_{max} > 0$: alle NLC, $\beta_{max} > 4$: zu jeder Tageszeit messbare NLC, $\beta_{max} > 13$: starke NLC) macht dieses Verhalten deutlicher (Abb. 15.2).

Es wird erwartet, dass sich Variationen der solaren Strahlung auf die Bildung leuchtender Nachtwolken auswirken. Als zugrunde liegende Prozesse werden vor allem die Lyman- α beeinflus-

ste Fotolyse von Wasserdampf sowie Temperaturvariationen in der Mesopausenregion angesehen. Danach wird erwartet, dass die Wolken während solarer Minima häufiger auftreten als zu den Maxima, wofür es in langen Beobachtungsreihen gewisse Hinweise gibt.

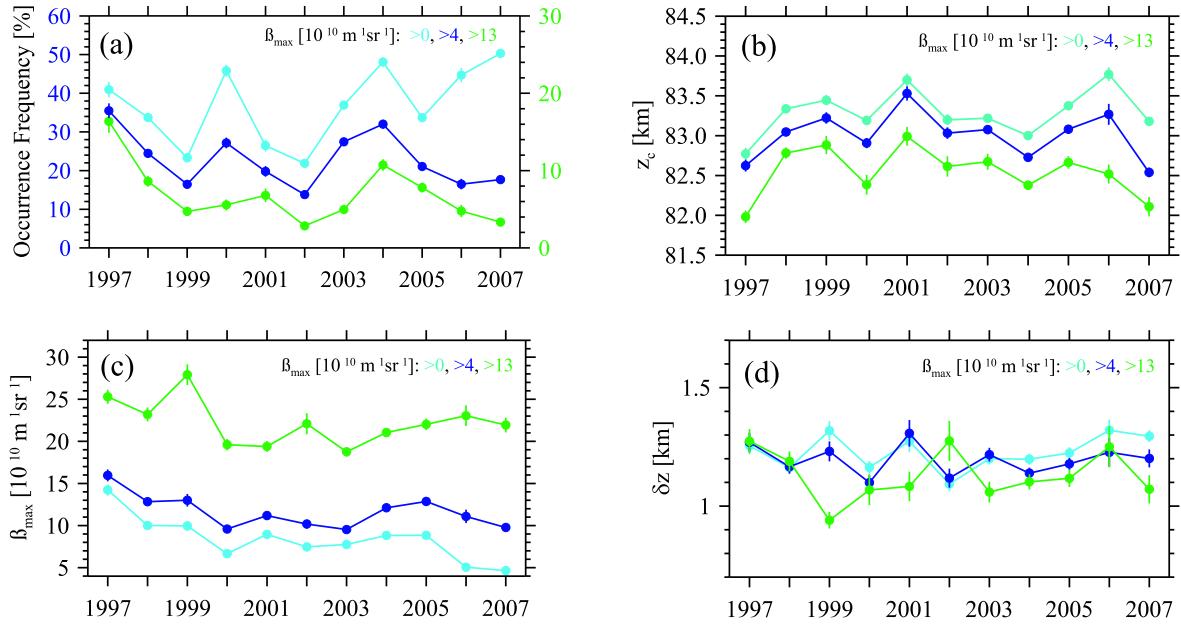


Abb. 15.2: Jahr-zu-Jahr Variationen von NLC-Häufigkeit (a), -Höhe (b), -Helligkeit (c) und -Höhenausdehnung (d). Gezeigt sind saisonale Mittelwerte und ihre Fehler für unterschiedliche Helligkeitsklassen.

Abb. 15.3 zeigt die Häufigkeit starker NLC über ALOMAR im Vergleich zu Wolkenhäufigkeiten, die von Satelliten beobachtet werden (*Shettle et al., 2007*). Von 1997 bis 2004 sind die Jahr-zu-Jahr-Variationen vergleichbar, danach unterscheiden sie sich. Unsere Lidarbeobachtungen zeigen ab 2004 eine stetige Abnahme der Wolkenhäufigkeit bei gleichzeitiger Abnahme der solaren Lyman- α Strahlung. Das zeigt einerseits, dass andere Prozesse wesentlich auf die Bildung der Wolken einwirken und sogar den erwarteten solaren Effekt übertreffen können. Andererseits werfen die unterschiedlichen Häufigkeitsverläufe die Frage nach der Interpretation der Ergebnisse unterschiedlicher Beobachtungsmethoden auf. Unsere Untersuchungen zeigen, dass für diese Unterschiede weder Gezeiteeffekte noch longitudinale Effekte in Frage kommen. In Abb. 15.3 ist zusammenfassend die Korrelation der Häufigkeit unserer starken NLC mit der solaren Aktivität gezeigt. Bis 2004 ist dieser Zusammenhang signifikant ($> 95\%$, $r = 0.78$). Dies gilt jedoch nicht für den gesamten 11-Jahres-Datensatz ($r = 0.33$). Unsere Messungen zeigen, dass der Einfluss der solaren Strahlung auf leuchtende Nachtwolken nicht ausreichend verstanden ist.

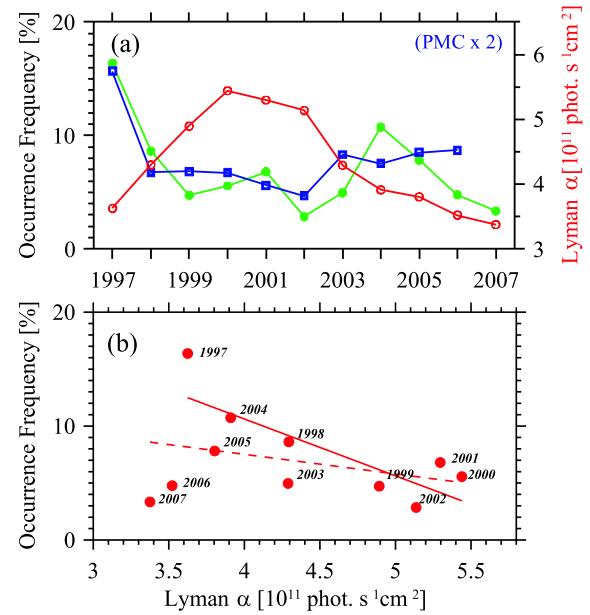


Abb. 15.3: (a) NLC/PMC-Häufigkeiten, gemessen vom Boden (ALOMAR RMR Lidar, 69°N , 16°O , grün) und vom Satelliten (SBUV, $64 - 74^\circ \text{N}$, zonales Mittel, blau). Die rote Kurve zeigt den solaren Lyman- α -Fluß. (b) Häufigkeit starker NLC über ALOMAR als Funktion der solaren Aktivität. Bis 2004 ist die Korrelation statistisch signifikant (durchgezogene Linie), jedoch nicht für den gesamten Datensatz (gestrichelte Linie).

16 Wassergehalt von leuchtenden Nachtwolken

(G. Baumgarten, U. Berger, J. Fiedler, F.-J. Lübken, M. Rapp)

Die NLC bewirkt eine Umverteilung des mesosphärischen Wassergehalts, und kann dadurch im Extremfall zum so genannten Gefriertrocknen der Mesopausenregion führen. Die Effektivität des Wassertransports hängt von der Häufigkeit der Wolken und dem in den Wolken gebundenen Wasservolumen ab. Das Wasservolumen kann mit präzisen Lidar-Messungen aus den beobachteten Teilchenparametern bestimmt werden. Hierbei ist von entscheidender Bedeutung, dass das Volumen nicht aus den gemittelten Teilcheneigenschaften, sondern aus den Einzelmessungen direkt bestimmt wird, da ansonsten die Korrelationen der Parameter untereinander das Ergebnis verfälschen. Die entscheidende Korrelation ist dabei zwischen Teilchengröße und Anzahldichte zu finden. In Abbildung 16.1 ist dies im Höhenverlauf der Anzahldichte und der Teilchengröße zu sehen.

Mit dem ALOMAR RMR-Lidar ist es erstmalig gelungen die Teilchenparameter nicht nur in sporadischen Messungen zu untersuchen, sondern den mittleren Zustand der Teilchen in den leuchtenden Nachtwolken über einen längeren Zeitraum zu beobachten. Aus den Beobachtungen konnten wir den mittleren Teilchenradius im Zeitraum 1998–2005 zu 48 nm bestimmen, wobei die Anzahldichte bei nur 85 Teilchen pro Kubikzentimeter liegt. Bemerkenswert ist, dass weniger als 1% aller Messungen Teilchen größer als 100 nm zeigen, während ca. 70 % aller Teilchen zwischen 30 und 65 nm groß sind (Abb. 16.2). Besonders interessant ist die Untersuchung des Wassertransports bezogen auf die Helligkeitsklassen, die typischerweise zur Quantifizierung von Wolkeneignissen verwendet werden. Es zeigt sich, dass starke Wolken vier mal mehr Wasser transportieren als schwache Wolken. Diese Beobachtungen sind für das Verständnis der langfristigen Änderungen in den leuchtenden Nachtwolken wichtig, da sich die jährliche Häufigkeit von NLC für die unterschiedlichen Wolkengruppen ändert. Um diese Veränderungen quantifizieren zu können, beobachten wir die Wolken seit mehreren Jahren bezüglich der Teilchenparameter.

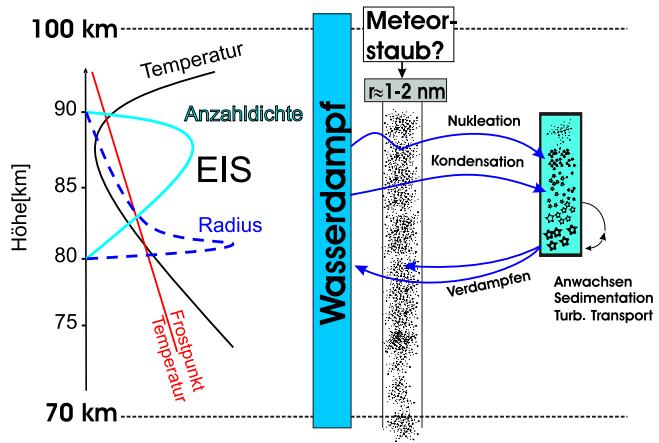


Abb. 16.1: Überblick über die mikrophysikalischen Vorgänge in leuchtenden Nachtwolken, die zu einem Wasserdampftransport durch die Wolken führen. Wasserdampf wird beim Anwachsen der Partikeln in diesen gebunden wodurch diese so schwer werden, dass sie nach unten sedimentieren. Dadurch entsteht ein Wassertransport, der dem aufwärts gerichteten klimatologischen Transport entgegen wirkt.

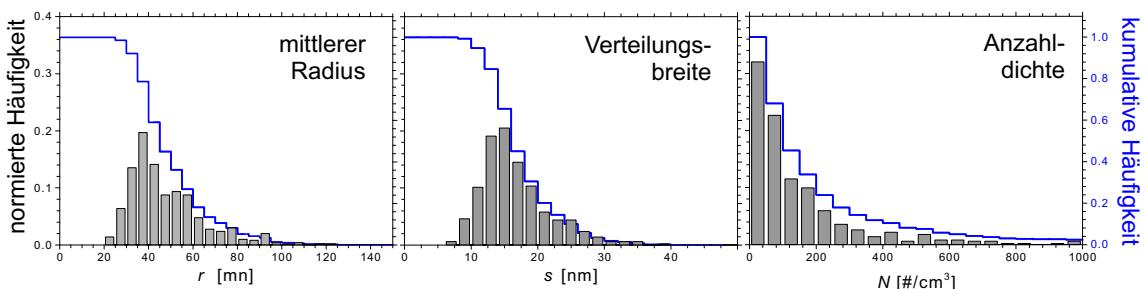


Abb. 16.2: Mittlere Eigenschaften von NLC partikeln im Zeitraum 1998 – 2005. Aus der Kombination der drei Parameter Teilchengröße (r), Verteilungsbreite (s) und Anzahldichte (n) kann der mittlere Wassergehalt der NLC bestimmt werden.

In Abb. 16.3 haben wir die verschiedenen Kenngrößen der Wolken im Zeitraum 1998 – 2005 zusammengefasst. Dies ist die weltweit einzige mehrjährige Beobachtungsreihe von Teilchen- und Ensembleparametern der Wolken. Die Eigenschaften des Partikelensembles wie die Volumendichte (Wassermenge pro Volumen) sowie die Oberflächendichte (reaktive Fläche pro Volumen) sind für das Verständnis der Vorgänge in NLC von besonderer Bedeutung; letztere ist z.B. für die Abnahme der Metallschichten in der sommerlichen Mesopausenregion verantwortlich. Während der mittlere Wassergehalt der Wolken (V) von Jahr zu Jahr um weniger als 15% variiert ist die effektiv durch die Wolken transportierte Wassermenge (CWC) vier mal variabler.

Rechnet man das Volumen in die Eismasse um so sehen wir, dass sich ca. 370 t Wasser im Breitenkreis von 65–75° N befinden. Im saisonalen Mittel werden ca. 11000 t Wasser durch den Breitenkreis 70° N südwärts (und nach unten transportiert). Anhand dieser Abschätzung kann erstmalig die Bedeutung des Wasserdampfeintrags durch das Space-Shuttle bewertet werden, welche mit ca. 150 t pro Start zwar zu einer kurzzeitigen Erhöhung der NLC Häufigkeit führen kann, allerdings im saisonalen Mittel nur eine untergeordnete Rolle spielen dürfte.

Erstaunlich ist, dass die jährlich gemittelte Volumendichte der NLC über die Jahre fast konstant ist, obwohl sich die Anzahldichte der Teilchen fast verdoppelt hat. Laut mikrophysikalischer Modelierungen kann eine Erhöhung der Anzahldichte durch eine Verängerung der mittleren Temperatur entstehen. Dennoch transportieren die NLC annähernd dieselbe Menge an Wasser. Dies ist dadurch begründet, dass gleichzeitig der Teilchenradius so gesunken ist, dass die Volumendichte letztendlich fast konstant blieb. Allerdings hat sich die Verteilung der Wolken in den verschiedenen Klassen geändert, wodurch schliesslich der saisonal gemittelte Wolken-Wassergehalt variabler ist.

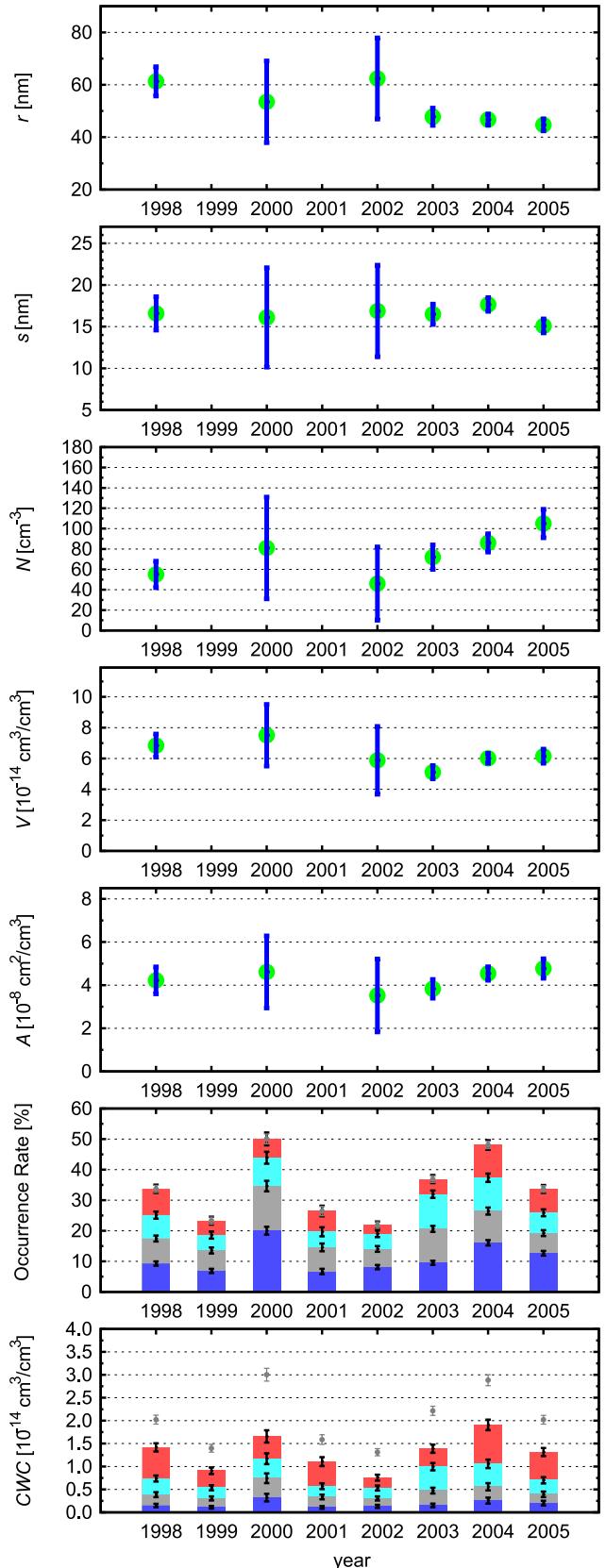


Abb. 16.3: Saisonale gemittelte Teilcheneigenschaften (r, s, n) und Ensembleparameter (A, V) der leuchtenden Nachtwolken. Zusätzlich sind saisonale Kenngrößen wie Häufigkeit der Wolken (OR) für verschiedene Wolkenklassen und der mittlere Wolken-Wassergehalt (CWC) gezeigt.

17 Solarer Zyklus und Trends von Spurengasen in der Mesosphäre und unteren Thermosphäre

(G. R. Sonnemann, M. Grygalashvily)

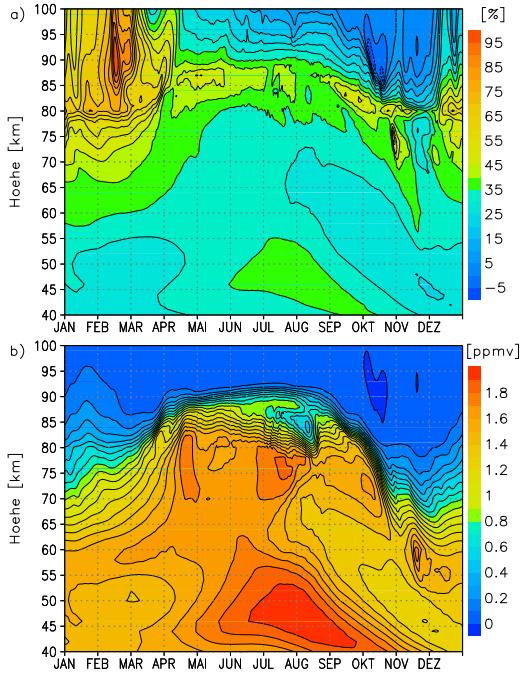


Abb. 17.1: Relativer (oben) und absoluter (unten) Anstieg der Wasserdampfkonzentration zwischen 1890 und 1997.

COMMA-IAP berechnet, wie die zeitliche Entwicklung aller chemisch aktiven Spurenstoffe in der MLT-Region (Mesosphere/Lower Thermosphere) verlief. Da besonders die solare Lyman- α Strahlung einen starken Einfluss auf die Wasserdampfverteilung oberhalb der mittleren Mesosphäre hat, wurde deren Variation aus der Sonnenfleckenrelativzahl unter Verwendung der in den letzten Aktivitätszyklen gemessenen solaren Lyman- α Strahlungsflüsse reproduziert. Um die Veränderungen der Spurenstoffe genauer aufzeigen zu können, verwenden wir nur Vergleiche von Jahren der ruhigen Sonne (Bezugsjahre 1890 und 1997), in denen die Strahlungsflüsse für alle Aktivitätszyklen etwa gleich sind.

Als ein großes Problem erweist sich bei der Modellierung, dass über die dynamischen Felder (Temperatur und Windkomponenten) in historischer Zeit nichts bekannt ist. Durch die Veränderung unter anderem der infrarotaktiven Spurenstoffe sollten diese Felder auch modifiziert gewesen sein. Allerdings ist das gesamte System so stark rückgekoppelt, dass es unter dem gegenwärtigen Entwicklungstand des Modells angeraten erschien, die aktuellen dynamischen Felder für die Trendrechnung zu verwenden. Somit resultieren alle Veränderungen der stofflichen Komposition unmittelbar aus den Einflüssen des Anstiegs der oben angeführten Konstituenten. Für die Feuchte am unteren Modellrand in der Hygropause gehen wir bei

Die Sondierung von wichtigen atmosphärischen Spurenstoffen ist die Voraussetzung dafür, mittels entwickelter photochemischer Modelle auch die Verteilung jener Spurenstoffe zu berechnen, die bislang nicht sondierbar waren. Die Modelle erlauben auch, die globale raum-zeitliche Verteilung für messbare Spurenstoffe zu bestimmen, die nur lokal oder auch nur temporär gemessen werden konnten. Die Sondierung wichtiger Spurenstoffe der Atmosphäre war vor allem dank der Satellientechnik nur in den letzten wenigen Dekaden möglich. Lediglich für einige Schlüsselspurenstoffe der unteren Atmosphäre war es möglich, ihr vorindustrielles Niveau abzuschätzen. Für die Hochatmosphäre gibt es dagegen nur wenige vage indirekte Hinweise auf die Konzentration von Spurenstoffen wie z.B. die Veränderung der Häufigkeit des Auftretens von leuchtenden Nachtwolken (NLCs) oder ältere Messungen des Totalozons. Ausgehend von den Abschätzungen des vorindustriellen Niveaus solcher Spurenstoffe wie Methan, Kohlenstoffdioxid und Lachgas (Distickstoffoxid) unter der Annahme eines exponentiellen Anwachsen ihres Anstiegs wurde mittels des globalen 3D-Modells

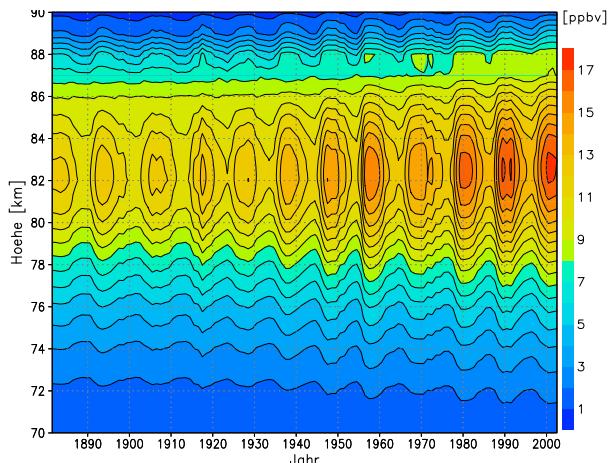


Abb. 17.2: Zeitlicher Verlauf der OH-Konzentration zwischen 1880 und 2004 in 67,5° N für den 1. Juli.

den Rechnungen von einem um 10 % niederen Wert in 1880 aus. Dieser Wert liegt erheblich unter dem der Zunahme der Feuchte, berücksichtigt diese aber etwas.

Von besonderem Interesse für die Untersuchung der Trends und des Einflusses des solaren Zyklus auf NLCs und PMSEs ist die Wasserdampfkonzentration in der MLT-Region der hohen sommerlichen Breiten. Durch den anthropogenen Methananstieg nahm allgemein die Feuchte in der mittleren Atmosphäre zu. Eine solche Pauschalaussage muss jedoch in der Weise spezifiziert werden, wie diese von der Höhe und geographischen Breite, von der Saison und der solaren Aktivität abhängt. Abbildung 17.1 oben zeigt die relativen Abweichungen für die Breite von ALOMAR in einem saisonalen Schnitt. Der Sommer-Winter-Unterschied ist klar zu erkennen. Da die winterlichen Wasserdampfmischungsverhältnisse aber deutlich geringer sind als im Sommer, müssen auch die absoluten Veränderungen betrachtet werden. Abbildung 17.1 unten verdeutlicht, dass nur im Sommer auf Grund des aufwärtsgerichteten Transports die Absolutwerte [in ppmv] entscheidend zugenommen haben. Wasserdampf hat als Quelle der Wasserstoffradikale einen starken Einfluss auf die Komposition aller chemisch aktiven Spurenstoffe. Als Beispiel gibt Abbildung 17.2 den zeitlichen Verlauf der OH-Konzentration in 67,5° N für den 1. Juli wieder. Die solaren Zyklen bilden sich klar in den OH-Mischungsverhältnissen ab, deren Werte oszillierend angestiegen sind.

Einen Zusammenhang zwischen dem Auftreten von stratosphärischen Erwärmungen (SSWs) und der solaren Aktivität fand K. Labitzke bereits vor 30 Jahren nur dann, wenn die Phase der QBO berücksichtigt wird. Bei den SSWs handelt es sich nicht um eine kontinuierlich messbare Größe, sondern um seltene singuläre Ereignisse, die ausschließlich in der Wintersaison zwischen Dezember und März auftreten, aber auch ausbleiben können. Eine Statistik führt dann zu Verzerrungen, wenn nicht berücksichtigt wird, dass sich die Sonne unterschiedlich lange in den verschiedenen Aktivitätsphasen befindet. Abbildung 17.3 links zeigt die Anzahl der Winter zwischen 1950/51 und 2006/07 mit einem bestimmten Lyman- α Fluss. Man erkennt z. B., dass sich die Sonne überproportional lange in der Phase minimaler Aktivität befindet. In Abbildung 17.3 rechts ist die Häufigkeit der SSW in Abhängigkeit vom Lyman- α Fluss dargestellt. Um die o. g. Verzerrungen durch die Länge der Aktivitätsphase zu vermeiden, ist die SSW-Zahl auf die Häufigkeit des jeweiligen solaren Aktivitätszustandes normiert (sog. relative SSW-Anzahl R). Es ergibt sich eine signifikant positive Korrelation zwischen SSW-Häufigkeit R und Lyman- α Fluss. Ohne Berücksichtigung der Aktivitätshäufigkeiten wäre die Korrelation jedoch nicht signifikant.

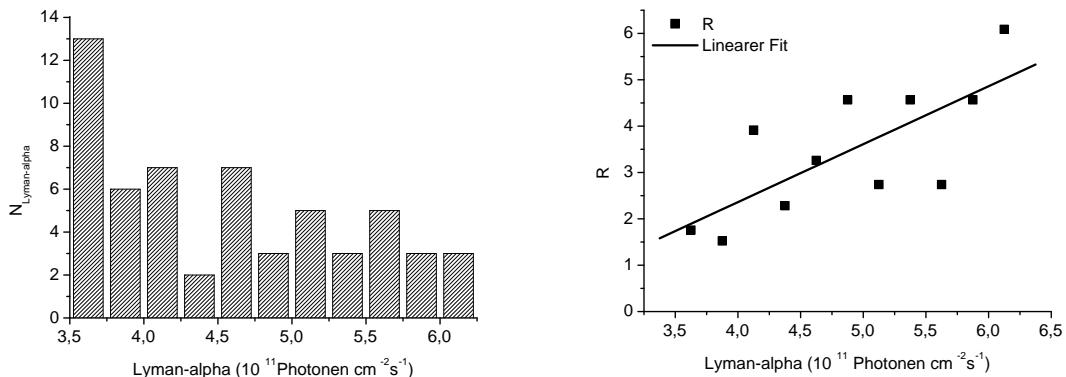


Abb. 17.3: links: Anzahl der Winter zwischen 1950/51 und 2006/07 mit einem bestimmten Lyman- α Fluss (gemittelt von Dezember bis März) (links). rechts: Korrelation zwischen der relativen SSW-Häufigkeit R (siehe Text) und der solaren Aktivität.

18 Stratosphärische Erwärmungen und mesosphärische Abkühlungen aus Lidarmessungen

(A. Schöch, M. Rauthe, G. Baumgarten, J. Fiedler, M. Gerding, J. Höffner, T. Köpnick, M. Priester)

Mit dem ALOMAR RMR-Lidar und dem RMR- und K-Lidar in Kühlungsborn werden in der mittleren Atmosphäre Temperaturen gemessen (siehe Kap. 5 & 6). Bei der Untersuchung des Jahresgangs der Temperaturen in der mittleren Atmosphäre über Kühlungsborn (54° N) und ALOMAR (69° N) ist aufgefallen, dass es im Winter Zeiten mit ungewöhnlich hohen Temperaturen in der Stratopausenregion gibt (Abb. 6.2). Solche Ereignisse sind seit gut 50 Jahren bekannt und werden stratosphärische Erwärmungen genannt. Dabei steigt die Temperatur der Stratopause um bis zu 80 K gegenüber dem ungestörten Winterzustand an. Ursache dafür sind planetare Wellen, die in der Troposphäre angeregt werden und beim Brechen in der Mesosphäre zu einer Veränderung der meridionalen Zirkulation führen.

Im Winter 2000/2001 wurden mit dem RMR-Lidar über ALOMAR zwei stratosphärische Erwärmungen beobachtet. Abb. 18.1 zeigt die Entwicklung der Temperaturen in der mittleren Atmosphäre über ALOMAR in diesem Winter. Die stratosphärischen Erwärmungen sind Mitte Dezember und Mitte Januar zu sehen. Während dieser Ereignisse war die Stratopause deutlich wärmer (> 10 K) und lag mit 45 km Höhe etwa 10 km tiefer als im Rest des Winters. Auch in fast allen anderen Wintern zwischen 1997 und 2005 wurden über ALOMAR stratosphärische Erwärmungen registriert. Insgesamt wurden in 30 von 325 Nächten stratosphärische Erwärmungen beobachtet. Über Kühlungsborn wurden in den Wintern (Nov.–Feb.) von 2002 bis 2006 während insgesamt 13 von 42 Nächte erhöhte Stratopausentemperaturen festgestellt. Um die Stärke der stratosphärischen Erwärmung zu bestimmen, wird für jedes Profil die Differenz zum ungestörten Winterzustand berechnet. Für ALOMAR wird dazu der Temperatur-Verlauf mit einem 31-Tage Median-Filter geglättet und als ungestörter Winterzustand definiert. Für Kühlungsborn wurde eine harmonische Analyse der Einzelmessung mit Perioden von 12 Monaten, 6 Monaten und 3 Monaten durchgeführt und deren Summe als ungestörter Winterzustand definiert.

Die Differenz der Temperaturen während stratosphärischer Erwärmungen zum ungestörten Winterzustand ist in Abb. 18.2 dargestellt (links für ALOMAR, rechts für Kühlungsborn). Dabei wurden nur die Profile dargestellt, die neben der stratosphärischen Erwärmung gleichzeitig eine Abkühlung in der Mesosphäre aufweisen. Dies betrifft 25 von insgesamt 30 Profile über ALOMAR gezeigt. Die rote Linie gibt jeweils den Mittelwert an. Die mittlere Erwärmung an der Stratopause beträgt über ALOMAR 36 K und über Kühlungsborn 16 K. In Einzelfällen werden Erwärmungen von bis zu 80 K (ALOMAR) bzw. ~ 45 K (Kühlungsborn) erreicht. Oberhalb von 55 km (ALOMAR) bzw. 58 km (Kühlungsborn) sind die beobachteten Temperaturen während stratosphärischer Erwärmungen also tiefer als im ungestörten Winter. Diese mesosphärische Abkühlung erreicht im Mittel über ALOMAR 22 K und über Kühlungsborn 10 K. In Extremfällen wurden über ALOMAR auch Abkühlungen von mehr als 50 K beobachtet.

Die Ursache dieser großen Abweichungen vom ungestörten Winterzustand sind planetare Wellen, die in der Troposphäre angeregt werden. Wenn sie in der Mesosphäre brechen, beeinflussen sie die meridionale Zirkulation. Dies ist schematisch in Abb. 18.3 gezeigt. Unter ungestörten Winterbedingungen (links) können sich die westwärts laufenden planetaren Wellen und Schwei-

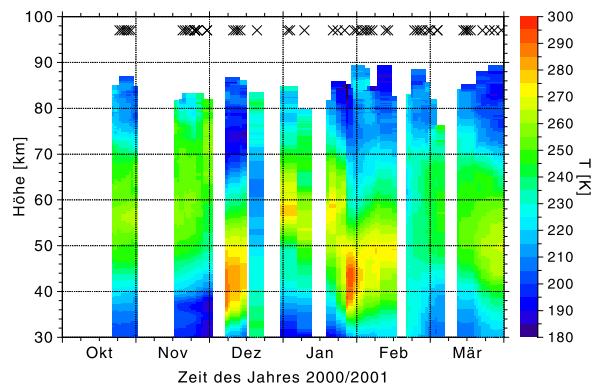


Abb. 18.1: Temperaturen über ALOMAR im Winter 2000/2001 mit stratosphärischen Erwärmungen. Die Kreuze zeigen die Einzelmessungen.

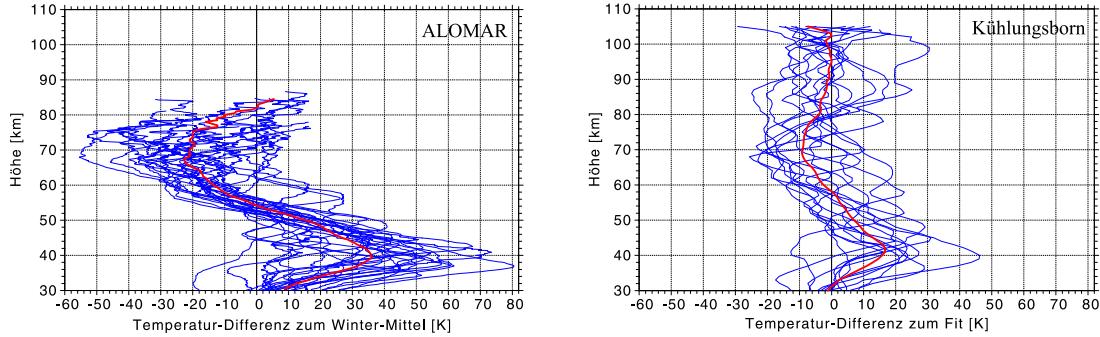


Abb. 18.2: Abweichung der Nachmittagstemperaturen vom ungestörten Wintermittel über ALOMAR (links, 25 Profile) bzw. zum Fit des Jahresgangs über Kühlungsborn (rechts, 13 Profile) während stratosphärischer Erwärmungen und gleichzeitiger mesosphärischer Abkühlung. Die blauen Linien zeigen die Einzelprofile, die roten Linien den Mittelwert.

rewellen bis in die obere Mesosphäre ausbreiten. Dort brechen sie aufgrund der zonalen Windumkehr und regen dabei eine polwärts gerichtete Strömung an (dicker schwarzer Pfeil). Über den Polregionen sinkt diese Luft ab und es kommt zu einer adiabatischen Erwärmung der gesamten mittleren Atmosphäre (roter Pfeil). Dies bestimmt den mittleren Zustand im Winter.

Im Vorfeld einer stratosphärischen Erwärmung werden in mittleren Breiten (um 60° N) besonders viele planetare Wellen angeregt. Wenn sie in der oberen Mesosphäre brechen, kommt es zu einem Absinken der Windumkehr, so dass sich die Wellenbrechung nach unten verlagert. Diese nach unten verlagerte Brechung führt wiederum zu einer Strömung in Richtung Pol (grüner Pfeil in Abb. 18.3 rechts). In der Polregion steigt diese Luft dann je nach Höhe auf oder sinkt ab (blauer bzw. dicker roter Pfeil). Die damit verbundene adiabatische Abkühlung bzw. Erwärmung führt zu höheren Temperaturen in der Stratosphäre und niedrigeren Temperaturen in der Mesosphäre. Gleichzeitig verringert sich das Wellenbrechen in der oberen Mesosphäre (dünner schwarzer Pfeil) und damit auch die adiabatische Erwärmung durch absinkende Luft (dünner roter Pfeil), weil weniger Wellen bis in die Mesopausenregion kommen. Dies ist auch in der Stärke der Wellenaktivität zu beobachten (vgl. Kap. 34). Diese veränderte Wellenausbreitung trägt zusätzlich zur Temperatur-Änderung während stratosphärischer Erwärmungen bei. Die Wechselwirkungen zwischen Wellenbrechen und Temperaturen sind anhand von Einzelfällen in den Lidarmessungen nachgewiesen worden.

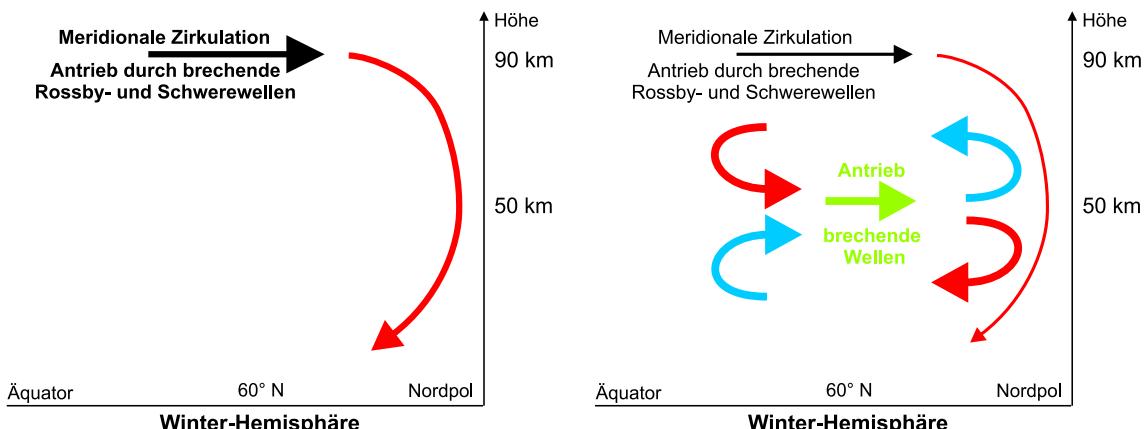


Abb. 18.3: Schematische Darstellung der meridionalen Zirkulation im ungestörten Winterzustand (links) und während einer Stratosphärenerwärmung (rechts) nach Matsuno et al., 1971. Rote Pfeile zeigen adiabatische Erwärmung durch absinkende Luft, blaue Pfeile adiabatische Abkühlung durch aufsteigende Luft. Die schwarzen und grünen Linien zeigen die Anregung von polwärts gerichteter Strömung durch brechende Wellen.

19 Der Effekt von planetaren Wellen auf die Chemie der Mesosphäre

(G. R. Sonnemann, M. Grygalashvily, U. Berger)

In der Mesosphäre beeinflusst die Dynamik wesentlich die Chemie. Dies trifft nicht nur für die saisonalen Variationen von Spurenstoffen wie den Wasserdampf zu, welcher gerade im Sommer durch einen vertikalen Aufwärtstransport höchste Konzentrationen erreicht, sondern auch für Veränderungen, die durch planetare Wellen und Ereignisse wie den stratosphärischen Erwärmungen induziert worden sind. Diese Phänomene gehen mit Veränderungen der globalen Zirkulation und des Temperaturregimes einher. Die Umstellung der Windfelder beeinflusst vor allem die Verteilung langlebiger Spurenstoffe gekennzeichnet durch eine saisonale Lebenszeit wie die des Wasserdampfs oder molekularen Wasserstoffs, aber sie wirkt sich indirekt auch in Abhängigkeit von der Höhe, geographischen Breite, Saison und Tageszeit auf Konstituenten wie Ozon, Stickstoffmonoxid oder atomaren Sauerstoff aus. Die Temperatur hat vor allem über die Temperaturabhängigkeit der chemischen Reaktionsraten einen starken Einfluss auf die kurzlebigen Konstituenten.

Neben der quasi 2-Tagewelle und der so genannten 16-Tagewelle ist die quasi 5-Tagewelle die prominenteste mittelatmosphärische Welle. Die 5-Tagewelle wurde in verschiedenen aeronomischen Parametern wie in dem Luftdruck, dem Windfeld und der Temperatur, in dem Plasma der D-Schicht, in der Ozonkonzentration und der Erscheinungsrate von leuchtenden Nachtwolken nachgewiesen, aber bislang nicht im Wasserdampf. Sie wird als planetarer Normalmod (1,1) Rossby-Welle interpretiert. Im Mai 2003 ereignete sich ein starker Ausbruch dieser Welle. Dies war Anlass, die Variationen der chemischen Komposition in einer Fallstudie mittels des Real-Datum GCM LIMA zu untersuchen. Spezielle Aufmerksamkeit galt dabei dem mesosphärischen Wasserdampf, dessen in einer zu ALOMAR korrespondierenden geographischen Position berechnete Mischungsverhältnisse mit gemessenen Werten in ALOMAR verglichen wurden.

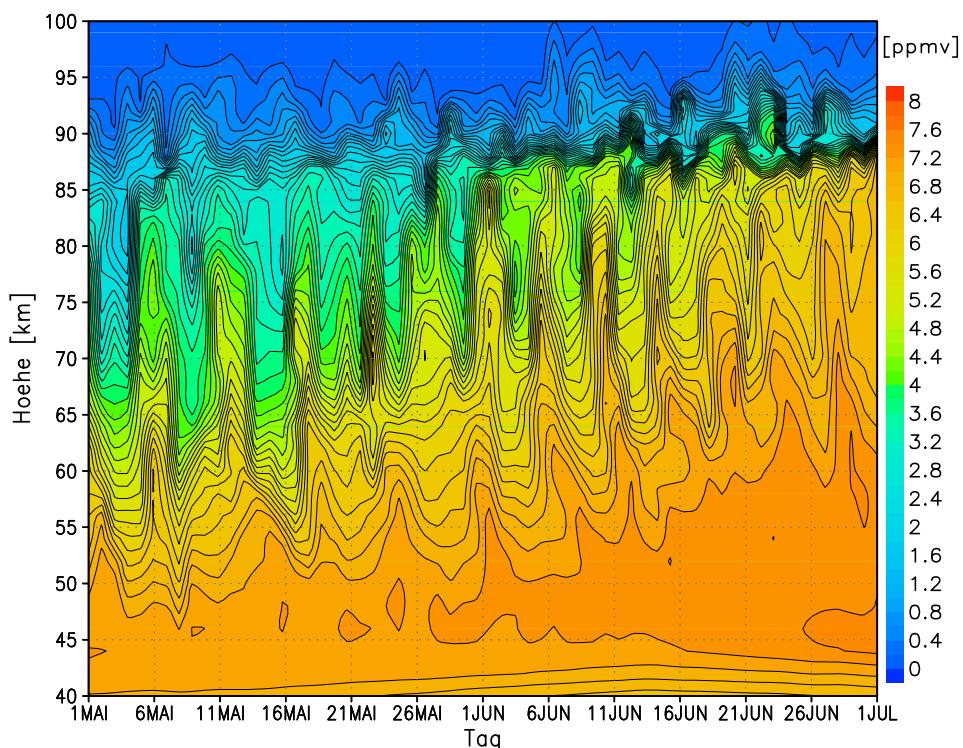


Abb. 19.1: Wasserdampfmischungsverhältnisse zwischen dem 1. Mai und 1. Juli 2003 berechnet mittels LIMA.

Abbildung 19.1 zeigt die berechneten Wasserdampfmischungsverhältnisse zwischen dem 1. Mai und dem 1. Juli 2003. Die quasi 5-Tagewelle im Wasserdampf ist sehr klar zu erkennen. Abbildung 19.2 vergleicht in 70 km Höhe die Wasserdampfvariation gemessen in ALOMAR mit den mittels LIMA berechneten Werten. Obgleich es im Detail betrachtet einzelne Unterschiede gibt, stimmen die quasi 5-Tage-Variationen und die Absolutwerte überraschend gut überein. Jedoch scheint die Realität etwas variabler zu sein. Dies ist womöglich durch die Tatsache bedingt, dass die Zeit- und Raumauflösung der assimilierten Daten begrenzt ist und gleichfalls das Modell durch endlich große Dreiecksgitterabstände gekennzeichnet ist. Da Wasserdampf in der Mesosphäre in Abhängigkeit von der Höhe eine sehr lange chemische Lebenszeit von vielen Wochen bis Monaten besitzt, müssen die Variationen seiner Konzentration innerhalb weniger Tage aus Transporten resultieren. Zumindest in der unteren und mittleren Mesosphäre ist der vertikale Transport zu langsam und der Höhengradient des Mischungsverhältnisses des Wasserdampfs zu gering, so dass als einzige mögliche Erklärung für die Variation dieses Wertes ein meridionaler Transport entlang des im Sommer zum Pol hin ansteigenden Mischungsverhältnisses bleibt. Mit anderen Worten, planetare Wellen triggern diesen meridionalen Transport. Dies wird durch die Rechnungen bestätigt. Die Maxima des Wasserdampfs erscheinen in mittleren Breiten später als in hohen Breiten.

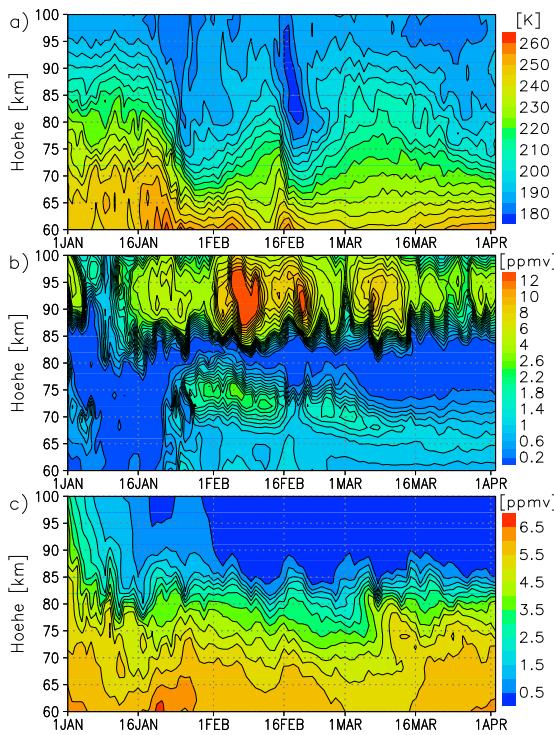


Abb. 19.3: Zeitliche Veränderung verschiedener Parameter infolge der stratosphärischen Erwärmungen zwischen Januar und April 2001.

gekoppelt ist, aber auch andere Einflüsse wie die Variation des Wasserdampfs reflektiert. Die Rechnungen belegen, dass die chemische Reaktion auf SSWs entscheidend von der Höhe abhängt und der dynamische Verlauf dieser Reaktion von verschiedenen Faktoren wie Temperatur und Transportprozessen bestimmt wird.

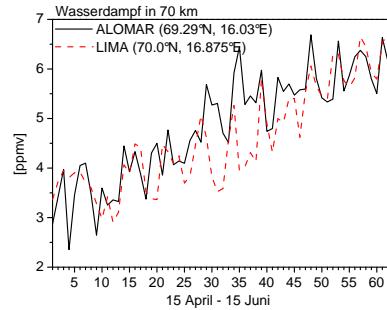


Abb. 19.2: Vergleich der Mikrowellenwasserdampfmessungen in ALOMAR (mit freundlicher Genehmigung von P. Hartogh und Song Li) mit den Berechnungen von LIMA zwischen dem 15. April und 15. Juni 2003 in 70 km Höhe.

Zumindest in der unteren und mittleren Mesosphäre ist der vertikale Transport zu langsam und der Höhengradient des Mischungsverhältnisses des Wasserdampfs zu gering, so dass als einzige mögliche Erklärung für die Variation dieses Wertes ein meridionaler Transport entlang des im Sommer zum Pol hin ansteigenden Mischungsverhältnisses bleibt. Mit anderen Worten, planetare Wellen triggern diesen meridionalen Transport. Dies wird durch die Rechnungen bestätigt. Die Maxima des Wasserdampfs erscheinen in mittleren Breiten später als in hohen Breiten.

Plötzliche stratosphärische Erwärmungen (Sudden Stratospheric Warnings - SSWs) werden durch planetare Wellen verursacht, die aus der Troposphäre kommend sich in die mittlere Atmosphäre hinein ausbreiten und Impuls und Wärme transportieren. Sie beginnen im Mesopausenbereich mit einer drastischen Abkühlung bis zu 30 K, die nach tieferen Höhen zu abnimmt. Etwa in 65 km Höhe befindet sich der Umkehrpunkt zur stratosphärischen Erwärmung mit maximalen Erwärmungen bis zu 60 K in der Stratosphäre. Die Windsysteme stellen sich dabei zumindest teilweise auf Sommerbedingungen um.

Das Jahr 2001 wurde mittels LIMA in einer Fallstudie berechnet. Zwei SSWs ereigneten sich eine Ende Januar und eine schwächere nach dem 16. Februar 2001. Die Abbildungen 19.3a bis 19.3c zeigen für den Zeitraum Januar bis April 2001 in 67,5° N die Temperaturvariation (a), die Ozonvariation (b) und die Wasserdampfvariation (c) zwischen 60 und 100 km. In Höhe des sekundären Ozonmaximums um 90 km treten höchste Ozonwerte nach den SSWs auf (aftermath effect), während in Höhe des tertiären Ozonmaximums in 72 km die Variation stärker an die Temperatur

20 Vergleich von insitu- und Radarmessungen von Turbulenz

(B. Strelnikov, M. Rapp, W. Singer, R. Latteck, G. Baumgarten, H.-J. Heckl)

Im September 2006 wurde unter Leitung des IAP und des norwegischen Forschungsinstitutes FFI die erste ECOMA-Kampagne (ECOMA = ‘Existence and charge state Of Meteoric smoke particles in the middle Atmosphere’) durchgeführt. Das ECOMA-Projekt beschäftigt sich vorrangig mit der Vermessung von Eigenschaften sogenannter Meteostaubpartikel (siehe auch Kapitel 21).

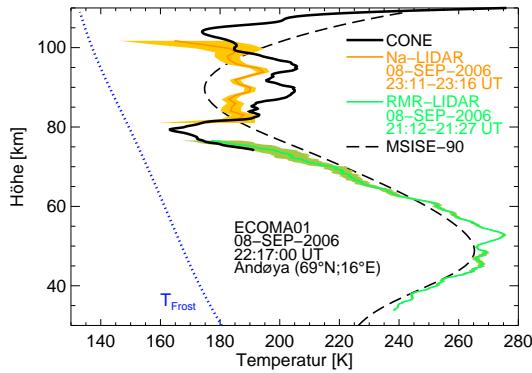


Abb. 20.1: Temperatur-Profile aus Messungen mit dem CONE-Ionisationsmanometer, dem ALOMAR RMR-Lidar und dem ALOMAR Weber Na-Lidar während der ECOMA Kampagne im Jahr 2006.

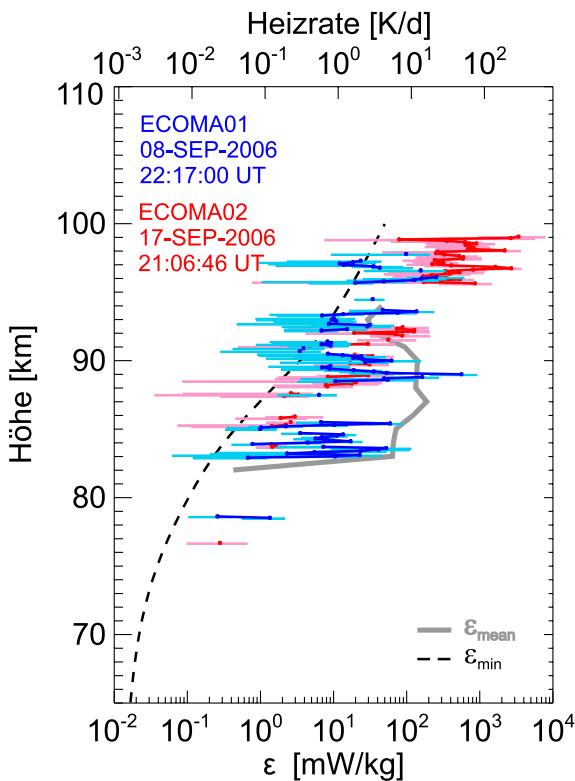


Abb. 20.2: Profile der turbulenten Energiedissipationsrate aus insitu-Messungen mit dem CONE-Ionisationsmanometer.

Als nächstes wurden die oben dargestellten insitu-Turbulenzmessungen mit Messungen mit dem Saura MF-Radar verglichen. Turbulenzmessungen mit diesem Radar beruhen auf der Analyse gemessener Dopplerspektren, wobei gemessene spektrale Breiten auf Verbreiterungseffekte, die durch die endliche Breite des Radarstrahls hervorgerufen werden, korrigiert werden müssen.

Zusätzlich werden bei jedem Flug wesentliche Parameter der Hintergrundatmosphäre gemessen, wie die Temperatur sowie die turbulente Energiedissipationsrate. Zur Messung dieser Größen setzt das IAP ein Ionisationsmanometer, den CONE-Sensor (CONE = ‘Combined measurement of Neutrals and Electrons’), ein, mit dem die Neutralgasdichte mit sehr hoher räumlicher Auflösung bestimmt wird. Unter der Annahme hydrostatischen Gleichgewichts wird aus dem gemessenen Dichteprofil ein Temperaturprofil bestimmt. Ferner lässt sich aus der Spektralanalyse kleinskaliger Fluktuationen der Dichte die turbulente Energiedissipationsrate ableiten. Abb. 20.1 zeigt Ergebnisse von Temperaturmessungen, die während des ersten ECOMA-Fluges am 8. September 2006 gemacht wurden.

Aus der Kombination von bodengebundenen Messungen mit dem ALOMAR RMR-Lidar, dem ALOMAR Weber Na-Lidar sowie den insitu-Messungen ergibt sich ein durchgehendes Temperaturprofil von 35 km bis in 110 km Höhe. An diesem Profil ist die ausgeprägte Inversionsschicht zwischen 80 km und 100 km Höhe besonders auffällig. In Abb. 20.2 zeigen wir zum Vergleich die aus den Neutralgasdichte-Fluktuationen abgeleiteten turbulenten Energiedissipationsraten. Sowohl beim ersten Flug am 8. September als auch beim zweiten Flug der ECOMA-Kampagne am 17. September wurde Turbulenz im gesamten Höhenbereich zwischen 80 km und 100 km Höhe beobachtet. Unterhalb von 80 km wurde dagegen so gut wie keine turbulente Aktivität registriert. Dies deutet darauf hin, dass sich die Atmosphäre immer noch in einem relativ ‘sommerlichen’ Zustand befand, für den diese Einschränkung der turbulenten Aktivität auf Höhen größer als 80 km typisch ist (siehe auch das mittlere Sommerprofil im Vergleich).

Als nächstes wurden die oben dargestellten insitu-Turbulenzmessungen mit Messungen mit dem Saura MF-Radar verglichen. Turbulenzmessungen mit diesem Radar beruhen auf der Analyse gemessener Dopplerspektren, wobei gemessene spektrale Breiten auf Verbreiterungseffekte, die durch die endliche Breite des Radarstrahls hervorgerufen werden, korrigiert werden müssen.

Der entscheidende Vorteil der Radarmessungen ist es jedoch offensichtlich, dass sie kontinuierlich durchgeführt werden können, während hochgenaue insitu-Messungen nur punktuell möglich sind. Durch die Kombination von insitu-Messungen mit gleichzeitigen Radarmessungen sollte es möglich sein, die Qualität der Radarmessungen zu beurteilen und gegebenenfalls entsprechende Korrekturverfahren zu entwickeln.

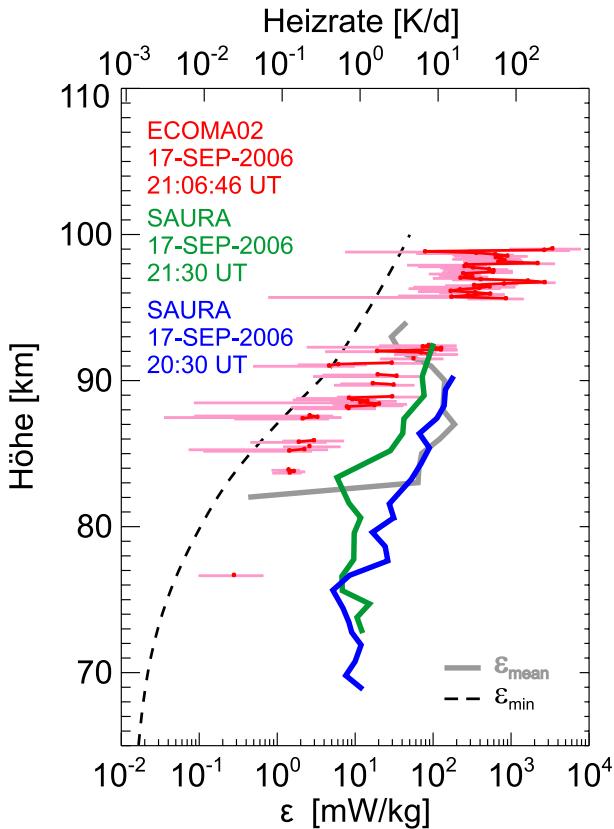


Abb. 20.3: Profile der turbulenten Energiedissipationsrate aus insitu-Messungen mit dem CONE-Ionisationsmanometer und Messungen mit dem SAURA-MF-Radar während der ECOMA Kampagne im Jahr 2006.

voneinander abweichen. Um diese Frage aufzulösen, beabsichtigt das IAP, in Zukunft sowohl mit Radars als auch mit Höhenforschungsraketen horizontal aufgelöste Messungen durchzuführen. Beim Radar bieten sich hier interferometrische Methoden an, während bei den Höhenforschungsraketen während des Raketenfluges mehrere autarke Messinstrumente ausgeworfen werden sollen, welche sich im Laufe des Fluges von der Nutzlast horizontal entfernen und so eine horizontale Sondierung vornehmen.

Abb. 20.3 zeigt den ersten Vergleich von insitu- und MF-Radarmessungen der turbulenten Energiedissipationsrate. Messungen mit dem Saura MF-Radar vom 8. September stehen leider nicht zur Verfügung, da die Messungen durch Einstreuung externer Störsender stark verfälscht wurden. Die Abbildung vergleicht die insitu-Messungen mit mittleren Radarprofilen, welche über jeweils 60 Minuten gemittelt wurden, hier also von 20 - 21 Uhr bzw. von 21 - 22 Uhr. Während die verschiedenen Messungen oberhalb von 82 km einen ähnlichen Höhenverlauf zeigen, fällt besonders ins Auge, dass die Radarmessungen unterhalb von 82 km deutliche turbulente Aktivität zeigen, während die insitu-Messungen in diesem Höhenbereich keinerlei Anzeichen von Turbulenz nachweisen. Mögliche Ursachen für diese Diskrepanz könnten die sehr unterschiedlichen räumlichen Volumina sein, in denen die Messungen vorgenommen werden: während die insitu-Messungen quasi als Punktmessungen betrachtet werden können, stellen die Radarmessungen eine Mitteilung über das Radarvolumen dar, welches z.B. in 90 km Höhe mehr als 100 km^3 groß ist. Da über die räumliche Verteilung der Turbulenz so gut wie nichts bekannt ist, könnte also eine starke räumliche Anisotropie dazu führen, dass Radar- und insitu-Messungen hier stark

21 Insitu Messungen von Meteorstaubteilchen

(M. Rapp, I. Strelnikova, H.-J. Heckl)

Meteoriten verdampfen in einem Höhenbereich zwischen 70 - 110 km und deponieren dabei ihr Material in der Atmosphäre. Es wird angenommen, dass ein Teil dieses Materials rekondensieren kann, wobei sehr kleine sub-nanometergroße Meteorstaubpartikel (abgekürzt MSPs) gebildet werden. Von diesen MSPs wird angenommen, dass sie an einer Vielzahl atmosphärenphysikalisch relevanter Prozesse beteiligt sind, wie der Nukleation leuchtender Nachtwolken und polarer Stratosphärenwolken. Aufgrund ihrer winzigen Abmessungen haben sich aber direkte Messungen von MSP bisher als sehr schwierig erwiesen.

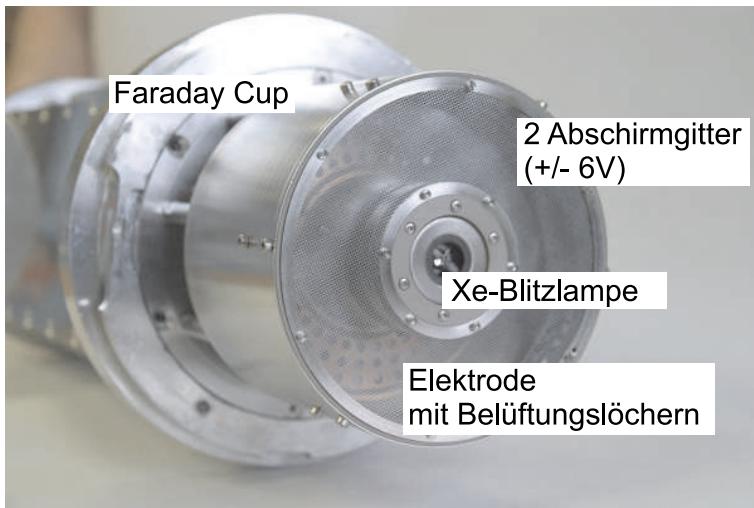


Abb. 21.1: Foto des ECOMA-Partikeldetektors.

Um die Eigenschaften der MSPs erstmalig genau experimentell zu quantifizieren, hat das IAP einen neuartigen Partikeldetektor entwickelt, der in Abbildung 21.1 gezeigt ist. Der Detektor ist eine Kombination eines sogenannten Faraday-Cups und einer Xenon-Blitzlampe, mit der MSPs aktiv ionisiert werden sollen. Bei diesem Ionisationsprozess werden Photoelektronen erzeugt, die im Faraday-Cup als kurzer Strompuls nachgewiesen werden. Um den Faraday-Cup vor Leckströmen durch natürlich vorkommende positive Ionen und freie Elektronen zu schützen, wird das Innere des Faraday-Cups durch zwei Gitter mit Potentialen von +6 V und -6V nach außen hin elektrostatisch abgeschirmt.

Um verlässliche Aussagen über die Eigenschaften der MSPs zu gewinnen, ist es offensichtlich essentiell, dass erzeugte Photoelektronen wirklich von MSPs stammen und nicht von anderen Spurenstoffen in der Atmosphäre, die ebenfalls von den UV-Photonen der Blitzlampe (maximale Energie 11.3 eV) ionisiert werden können.

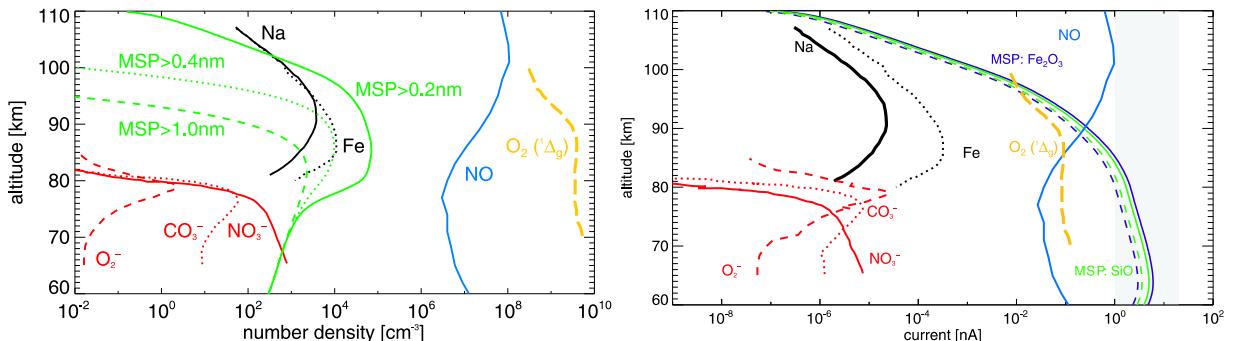


Abb. 21.2: Linkes Bild: Höhenprofile von Konstituenten, die prinzipiell von Photonen der Xenon-Blitzlampe des Partikeldetektors ionisiert werden können. Rechtes Bild: Resultierende berechnete Ströme durch Photoelektronen.

Abbildung 21.2 zeigt Höhenprofile von allen bekannten mesosphärischen Spurenstoffen, die durch die UV-Photonen der Blitzlampe ionisiert werden können. Zu diesen Konstituenten zählen neben den MSPs die Metallatome, sowie Stickoxid und das angeregte Sauerstoffmolekül. Außerdem können auch Elektronen von negativen Ionen abgelöst werden, welche sich in der unteren D-Schicht bei Nacht durch Anlagerung von Elektronen an neutrale Moleküle bilden. Der rechte Teil

der Abbildung zeigt die auf der Grundlage der links gezeigten Konzentrationsprofile berechneten erwarteten Ströme, die durch den Partikeldetektor nachgewiesen werden sollen. Diese Abbildung zeigt, dass die zu erwartenden Ströme unterhalb von 90 km Höhe wesentlich durch MSPs bestimmt werden, während Beiträge von anderen Konstituenten vernachlässigt werden können. Oberhalb von 90 km Höhe, erwartet man allerdings, dass das gemessene Signal durch die Photoionisation von Stickoxid bestimmt wird. Daraus ergibt sich die interessante Möglichkeit, mit unserem Detektor die Stickoxidkonzentration in der E-Schicht direkt zu messen, was ebenfalls sehr interessant ist, da bisher nur wenige insitu Messungen dieses Moleküls erfolgreich durchgeführt werden konnten.

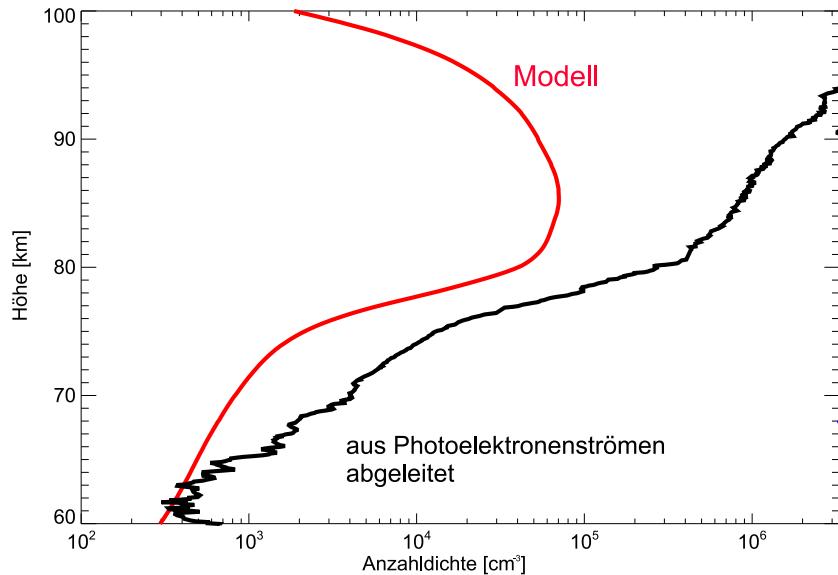


Abb. 21.3: Vergleich gemessener (schwarze Linie) und modellierter (rote Linie) Höhenprofile der Anzahldichte von MSPs. Die gemessenen Photoelektronenströme wurden unter der Annahme einer Partikelzusammensetzung aus Fe_2O_3 und einer Größenverteilung, welche einem Modell entnommen wurde, in Anzahldichten umgerechnet.

In Abbildung 21.3 zeigen wir das Ergebnis der ersten Messung mit diesem neuen Partikeldetektor, welche im September 2006 im Rahmen der ersten ECOMA-Kampagne (ECOMA = Existence and Charge state Of Meteor smoke particles in the middle Atmosphere) von der nordnorwegischen Andøya Rocketrange aus durchgeführt wurde. Dieser Vergleich zeigt, dass die ECOMA-Messungen den vom Modell vorhergesagten Höhenverlauf der Anzahldichte der MSPs qualitativ bestätigen. Allerdings zeigt der Verlauf auch, dass die aus den Messungen abgeleiteten Anzahldichten etwa fünfmal so groß sind wie die Modellabschätzungen, wobei die Diskrepanz oberhalb von 80 km weiter zunimmt, was durch eine erhöhte Konzentration von Stickoxid in diesem Höhenbereich erklärt werden kann. Unterhalb von 80 km kann die Diskrepanz zwischen Messung und Modell auf die kombinierte Unsicherheit der beiden Verfahren zurückgeführt werden. So ist bei der Modellierung etwa der Eintrag des meteorischen Materials sicher nur auf einen Faktor 2-5 bekannt. Ebenso gibt es bei der Umrechnung der Photoelektronenströme in Anzahldichten Unsicherheiten wie die unbekannte Zusammensetzung der Partikel und die unbekannte Quanteneffizienz für Photoemission, welche aus Labormessungen nur abgeschätzt werden kann. Alles in allem zeigen unsere Messungen aber trotzdem erstmalig, dass MSPs tatsächlich wie von Modellen vorhergesagt im gesamten Höhenbereich zwischen 60 und 90 km existieren. Damit können solche Messungen in den kommenden Jahren genutzt werden, um z. B. die jahreszeitliche Variation von MSPs zu studieren und um ihre Rolle bei der Nukleation leuchtender Nachtwolken erstmalig experimentell zu untersuchen.

22 Staubteilchenmessungen mit Radars

(I. Strelnikova, M. Rapp)

Wie bereits in Kapitel 21 dargestellt, prognostizieren mikrophysikalische Modelle die Existenz sogenannter Meteorstaubpartikel (MSPs) in der gesamten mittleren Atmosphäre als Konsequenz des Eintrages meteorischen Materials durch verdampfende Meteoriten und der anschließenden Rekondensation in kleine sub-nanometergroße Partikel, welche danach durch Koagulationsprozesse weiter anwachsen können. Von diesen MSPs wird angenommen, dass sie an einer Vielzahl atmosphärenphysikalisch relevanter Prozesse beteiligt sind, wie der Nukleation leuchtender Nachtwolken und polarer Stratosphärenwolken. Aufgrund ihrer winzigen Abmessungen haben sich aber direkte Messungen von MSP bisher als sehr schwierig erwiesen, so dass zum heutigen Zeitpunkt nur sehr wenige insitu-Messungen von MSPs existieren. Neben den in Kapitel 21 beschriebenen insitu-Methoden verfolgt das IAP daher Möglichkeiten, MSPs vom Boden aus mit Radars zu beobachten.

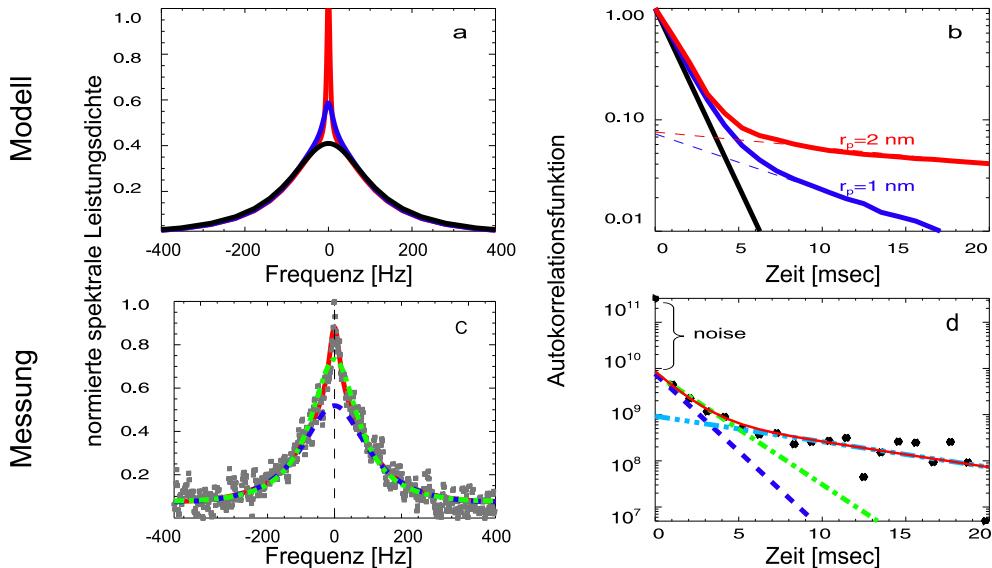


Abb. 22.1: Obere Reihe: Berechnete Spektren (links) und Autokorrelationsfunktionen (rechts) für den Fall eines reinen Elektronen/Ionen-Plasmas (schwarze Linien) sowie in der Anwesenheit positiv geladener Partikel mit Radien von 1 nm (blaue Linien) und 2 nm (rote Linien). Untere Reihe: Beispiele von Messergebnissen mit dem Arecibo-Radar aus einer Höhe von 88.2 km.

Dabei wird ausgenutzt, dass die Theorie der inkohärenten Streuung prognostiziert, dass sich das Spektrum in Anwesenheit geladener Partikel aus zwei Linien zusammensetzen sollte: einer breiten aufgrund der ambipolaren Kopplung der Elektronen mit positiven Ionen und einer schmalen aufgrund der Kopplung der Elektronen mit (schweren) geladenen Partikeln. Der obere Teil von Abb. 22.1 zeigt zur Illustration berechnete Spektren und dazugehörige Autokorrelationsfunktionen für drei verschiedene Fälle, nämlich in der Abwesenheit geladener MSPs und in der Anwesenheit positiv geladener MSPs mit Radien von 1 nm (blaue Linien) und 2 nm (rote Linien). Im Rahmen einer Zusammenarbeit mit dem Arecibo-Observatorium in Puerto Rico (Dr. Raizada und Dr. Sulzer) konnten in September 2006 erstmalig spektral hochauflöste Messungen von MSPs erfolgreich durchgeführt werden. Die untere Reihe in Abb. 22.1 zeigt als Beispiel ein gemessenes Spektrum und die daraus bestimmte Autokorrelationsfunktion aus einer Höhe von 88.2 km. Deutlich ist in dieser Messung die zentrale schmale Linie zu erkennen, die durch die Anwesenheit geladener MSPs erzeugt wird. Durch Anpassung zweier Geraden an den Logarithmus der Autokorrelationsfunktion (welche durch Fouriertransformation aus dem Spektrum bestimmt wird) kann die Anzahldichte der geladenen MSPs sowie ihr mittlerer effektiver Radius bestimmt

werden. Für das in Abb. 22.1 gezeigte Spektrum ergibt sich daraus eine Anzahldichte von $200/\text{cm}^3$ bei einem mittleren effektiven Radius von 0.85 nm . Entsprechende Analysen konnten für alle Höhen durchgeführt werden, für die Messungen mit ausreichendem Signal-zu-Rausch-Verhältnis zur Verfügung standen, also für welche die Ionisation hoch genug war, um Messungen mit dem Arecibo-Radar zu ermöglichen.

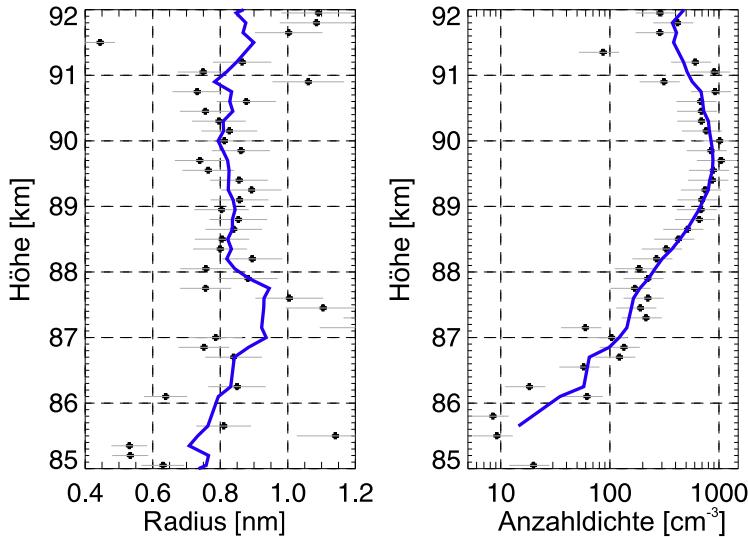


Abb. 22.2: Gemessene Partikelradien und Anzahldichten.

der erwarteten Radarspektren unter der Annahme verschiedener theoretisch erwarteter Partikelgrößenverteilungen durchgeführt. Die verfügbaren mikrophysikalischen Modelle prognostizieren Größenverteilungen, die durch eine Exponentialfunktion der Form $\propto \exp(-r_p/r_0)$ beschrieben werden können, wobei r_p der Partikelradius und r_0 ein Parameter ist, der die Steilheit der Verteilung beschreibt.

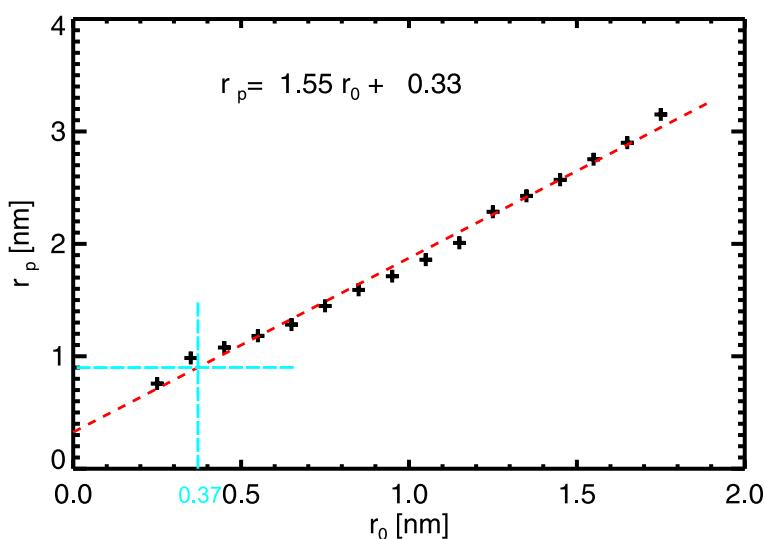


Abb. 22.3: Mittlere effektive Partikelradien als Funktion der Steilheit exponentieller Größenverteilungen der MSPs. Der aus den Arecibo-Messungen ermittelte mittlere Radius von $0.8 - 0.9 \text{ nm}$ entspricht einem r_0 von 0.37 nm .

und physikalisch wertvolle Parameter liefern, die derzeit mit werden können. Damit öffnen diese Messungen ein neues Fenster zum Studium der Eigenschaften dieser Partikel, über die bisher fast nichts bekannt ist. In Zukunft sollen entsprechende Messungen fortgeführt werden, um erstmalig eine Klimatologie der Eigenschaften von MSPs zu erhalten.

Abb. 22.2 zeigt die resultierenden Höhenprofile des mittleren effektiven Partikelradius und der Anzahldichte geladener MSPs. Anzahldichten im Bereich $10 - 1000 \text{ cm}^{-3}$ stimmen mit den theoretischen Erwartungen hervorragend überein. Bezuglich des mittleren effektiven Radius stellt sich allerdings die Frage, wie dieser mit Modellergebnissen verglichen werden soll, da Modelle aufgrund der Annahme des Wachstums der Partikel durch Koagulation eine Größenverteilung von MSPs und keine monodispersen Partikel vorhersagen. Um diese Frage zu beantworten, wurden Berechnungen

Radarspektren wurden nun unter der Annahme verschiedener r_0 berechnet. Anschließend wurde wie oben beschrieben der mittlere effektive Radius durch Gedenanpassung an den Logarithmus der Autokorrelationsfunktion bestimmt. Das Ergebnis dieser Analyse ist in Abb. 22.3 dargestellt. Diese Abbildung zeigt, dass der aus den Messungen bestimmte mittlere effektive Radius von $0.8 - 0.9 \text{ nm}$ einem $r_0 = 0.37 \text{ nm}$ entspricht. Interessanter Weise ist dieser Wert für r_0 mit dem von Modellen vorhergesagten Wert nahezu identisch.

Unsere Messungen demonstrieren also, dass Staubpartikel prinzipiell mit Radars beobachtbar sind keiner anderen Methode gemessen

23 Mehrfrequenz-Radarmessungen von PMSE

(M. Rapp, I. Strelnikova, R. Latteck, P. Hoffmann)

Nach der derzeitigen Standardtheorie polarer mesosphärischer Sommerechos (PMSE) werden die Echos durch Turbulenz im Neutralgas in Kombination mit einer erniedrigten Diffusivität des Elektronengases aufgrund der Anwesenheit geladener Eisteilchen erzeugt. Nach dieser Theorie erwartet man, dass die PMSE-Volumenreflektivität, also der absolute Streuquerschnitt der PMSE pro Einheitsvolumen, stark von der durch die Radarwellenlänge ausgewählten Längenskala, der sogenannten Bragg-Wellenlänge (= halbe Radarwellenlänge), abhängt.

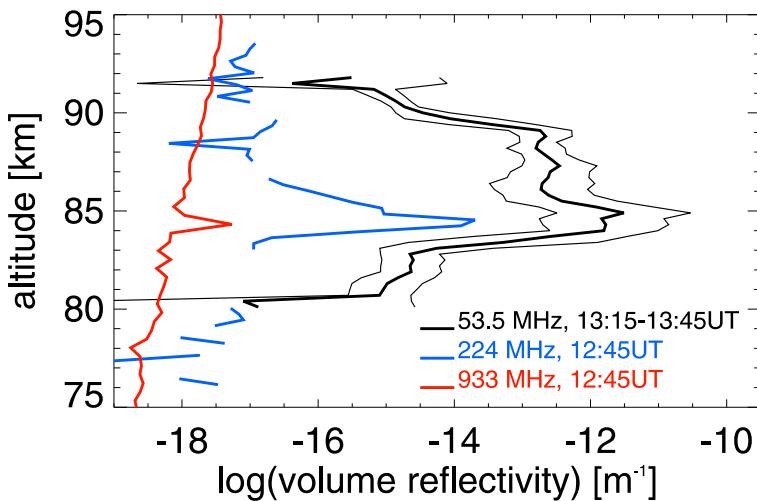


Abb. 23.1: Höhenprofile der Volumenreflektivität von PMSE wie sie mit dem ALWIN Radar bei 53.5 MHz (schwarze Linie), dem EISCAT VHF-Radar bei 224 MHz (blaue Linie) und dem EISCAT UHF-Radar bei 933 MHz (rote Linie) gemessen wurden.

Um nun quantitative Vergleiche mit der oben erwähnten Theorie vornehmen zu können, wurden UHF-Messungen der Elektronendichte sowie Abschätzungen der turbulenten Energiedissipationsrate aus spektral aufgelösten Messungen mit den EISCAT-Radars benutzt. Abb. 23.2 zeigt die aus den UHF-Messungen abgeleiteten Elektronendichtheprofile zum Zeitpunkt der PMSE-Beobachtungen. Deutlich ist in diesen Messungen die PMSE in einer Höhe von 84.3 km zu erkennen. Zum Vergleich mit der PMSE-Theorie wurden daraus nun die Elektronendichte sowie der Elektronendichthegradient in der Höhe der PMSE ermittelt. Da die Messungen in PMSE-Höhe eine Überlagerung aus inkohärenter Streuung durch freie Elektronen und kohärente Streuung durch PMSE darstellen, musste dazu die Elektronendichte in PMSE-Höhe durch Interpolation ermittelt werden (siehe die rote gestrichelte Linie).

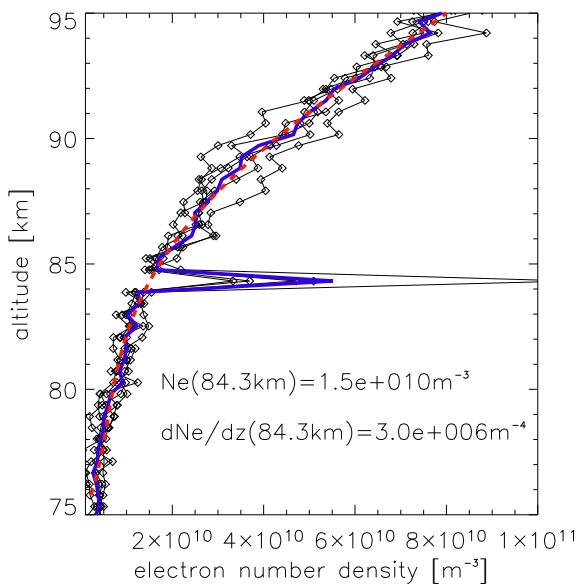


Abb. 23.2: Höhenprofile der Elektronendichte aus Messungen mit dem EISCAT UHF-Radar. Man beachte, dass der Peak in 84.3 km Höhe die bei 933 MHz beobachtete PMSE zeigt.

Somit bieten Messungen der Volumenreflektivität bei verschiedenen Radarfrequenzen und damit auch verschiedenen Bragg-Wellenlängen die Möglichkeit, die Theorie experimentell und quantitativ zu überprüfen. Zu diesem Zwecke wurden im Juli 2006 Messungen mit dem ALWIN VHF-Radar (53.5 MHz) auf der Andøya Rocketrange sowie dem EISCAT VHF und UHF Radar (224 MHz und 933 MHz) im 130 km entfernten Tromsø durchgeführt. Abb. 23.1 zeigt die Ergebnisse solcher Messungen vom 5. Juli 2006 aus einem Zeitraum, in dem PMSE bei allen drei Frequenzen beobachtet wurden. Dabei wurden die horizontalen Transportzeiten von Tromsø nach Andøya unter Zuhilfenahme eigener Windmessungen mit einem MF- und Meteорradar explizit berücksichtigt.

Um nun quantitative Vergleiche mit der oben erwähnten Theorie vornehmen zu können, wurden UHF-Messungen der Elektronendichte sowie Abschätzungen der turbulenten Energiedissipationsrate aus spektral aufgelösten Messungen mit den EISCAT-Radars benutzt. Abb. 23.2 zeigt die aus den UHF-Messungen abgeleiteten Elektronendichtheprofile zum Zeitpunkt der PMSE-Beobachtungen. Deutlich ist in diesen Messungen die PMSE in einer Höhe von 84.3 km zu erkennen. Zum Vergleich mit der PMSE-Theorie wurden daraus nun die Elektronendichte sowie der Elektronendichthegradient in der Höhe der PMSE ermittelt. Da die Messungen in PMSE-Höhe eine Überlagerung aus inkohärenter Streuung durch freie Elektronen und kohärente Streuung durch PMSE darstellen, musste dazu die Elektronendichte in PMSE-Höhe durch Interpolation ermittelt werden (siehe die rote gestrichelte Linie).

Abb. 23.3 zeigt spektrale Breiten und die daraus abgeleiteten turbulenten Energiedissipationsraten, die aus Messungen mit dem EISCAT VHF- und UHF-Radar bestimmt wurden.

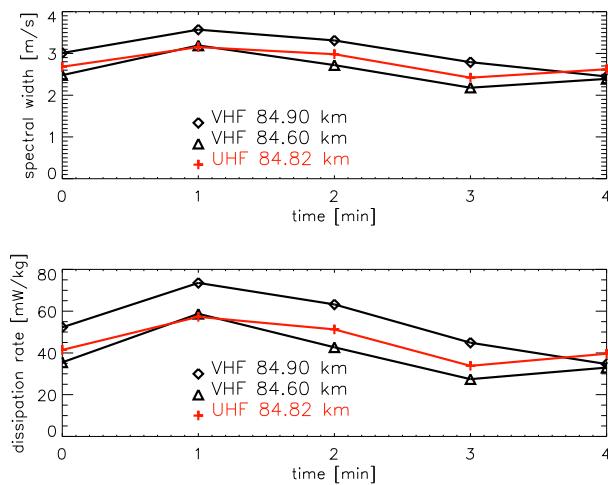


Abb. 23.3: Aus spektralen Messungen mit den EISCAT VHF und UHF-Radars ermittelte spektrale Breiten (oberes Bild) und daraus abgeleitete turbulente Energiedissipationsraten (unteres Bild).

Volumenreflektivitäten mit den Beobachtungen zu vergleichen. Dabei ist lediglich die Schmidtzahl, also das Verhältnis der kinematischen Viskosität und des Elektronendiffusionskoeffizienten, der einzige verbleibende freie Parameter.

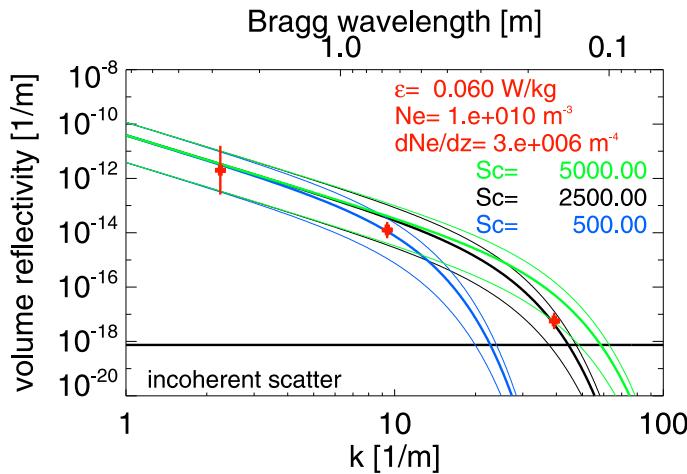


Abb. 23.4: Vergleich gemessener (rote Kreuze mit Fehlerbalken) und berechneter Volumenreflektivitäten. Dabei zeigen die blauen Linien Ergebnisse für eine Schmidtzahl von 500, und die schwarzen und grünen Linien für Schmidtzahlen von 2500 und 5000. Die dünnen dazugehörigen Linien geben die theoretische Unsicherheit aufgrund nicht vollständig bekannter ‘Konstanten’ an. Die horizontale schwarze Linie kennzeichnet die Volumenreflektivität aufgrund inkohärenter Streuung.

dass die beobachteten PMSE-Volumenreflektivitäten bei alle konsistent unter der Annahme der Präsenz von Eisteilchen erklärt werden können, wie sie im relevanten Höhenbereich mit Lidarexperimenten auch beobachtet werden. Zukünftig sollten Mehrfrequenz-Radarmessungen von PMSE durch solche Lidarmessungen im selben Volumen begleitet werden.

Messungen der spektralen Breite mit den EISCAT Radars sind besonders aussagekräftig, da durch die extrem geringe Strahlbreite der EISCAT Radars (nur etwa 1°) Effekte, wie die Verbreiterung durch die Strahlbreite selbst, nur eine untergeordnete Rolle spielen. Der untere Teil der Abbildung zeigt, dass abgeleitete Disipationsraten zwischen 30 und 70 mW/kg liegen, was eine moderate turbulente Aktivität zu diesem Zeitpunkt andeutet (Spitzenwerte liegen bei bis zu 1 W/kg). Hierbei ist besonders erwähnenswert, dass Messungen mit beiden Radars konsistente Werte für die Energiedissipationsrate liefern, was die Qualität dieser Messungen deutlich unterstreicht. Mit den vorliegenden gemessenen Werten der Elektronendichte, des Elektronendichthegradienten und der turbulenten Energiedissipationsrate, sind wir nun in der Lage, die theoretisch erwarteten Volumenreflektivitäten mit den Beobachtungen zu vergleichen. Dabei ist lediglich die Schmidtzahl, also das Verhältnis der kinematischen Viskosität und des Elektronendiffusionskoeffizienten, der einzige verbleibende freie Parameter.

Der Vergleich gemessener und berechneter Volumenreflektivitäten zeigt, dass die Messungen unter der Annahme von Schmidtzahlen zwischen 2500 und 5000 in hervorragender Übereinstimmung mit der Theorie sind. Schmidtzahlen in diesem Wertebereich werden durch Eisteilchen mit Radien im Bereich von 20 - 30 nm erzeugt. Die verbleibende Frage ist nun, ob solche Radien im Einvernehmen mit unseren sonstigen Kenntnissen über Eiswolken in der polaren Sommermesopausenregion stehen. Bei der Betrachtung dieser Fragestellung muss ferner berücksichtigt werden, dass PMSE im UHF-Bereich bisher immer in relativ niedrigen Höhen von etwa 82-84 km Höhe beobachtet wurden. Dies ist genau der Höhenbereich, in dem regelmäßig leuchtende Nachtwolken beobachtet werden, also Eisteilchen, deren Radius mindestens etwa 20-30 nm beträgt. Zusammenfassend kann also geschlossen werden, dass die beobachteten PMSE-Volumenreflektivitäten bei alle konsistent unter der Annahme der Präsenz von Eisteilchen erklärt werden können, wie sie im relevanten Höhenbereich mit Lidarexperimenten auch beobachtet werden. Zukünftig sollten Mehrfrequenz-Radarmessungen von PMSE durch solche Lidarmessungen im selben Volumen begleitet werden.

24 Internationale Leibniz Graduiertenschule für Schwerewellen und Turbulenz in der Atmosphäre und im Ozean

(F.-J. Lübken, E. Becker, J. Bremer, U. Achatz, M. Gerding, O. Suminska, A. Theuerkauf)

Die Leibniz-Gemeinschaft hat sich verpflichtet, einen Teil der avisierten Erhöhungen der institutionellen Förderung im Wettbewerbsverfahren zu vergeben (Stichwort „Pakt für Forschung“). Das Verfahren zur Bewertung und Empfehlung von Projekten wird vom Senatsausschuss Wettbewerb (SAW) der WGL geleitet. Das IAP hat im September 2006 einen Antrag zur Einrichtung einer „International Leibniz Graduate School for Gravity Waves and Turbulence in the Atmosphere and Ocean“ (ILWAO) eingereicht. Der Projektvorschlag wurde im April 2007 nach einer kompetitiven Bewertung vom SAW zur Förderung empfohlen und vom BMBF und vom MBWK ab dem Jahr 2008 in den Institutshaushalt aufgenommen (Laufzeit: bis 2011). An der Graduiertenschule sind außer dem IAP drei weitere Forschungseinrichtungen aus Mecklenburg-Vorpommern beteiligt (siehe Abb. 24.1). Insgesamt werden 8 Doktoranden eingestellt.

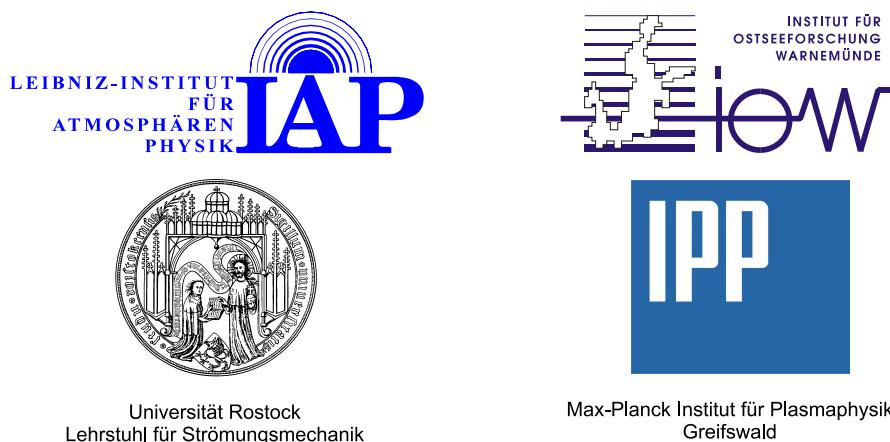


Abb. 24.1: Die an der Graduiertenschule beteiligten Forschungseinrichtungen.

Schwerewellen und Turbulenz spielen für die Atmosphärenphysik und Ozeanographie eine entscheidende Rolle, da sie ganz wesentlich die relevanten Erhaltungsgrößen, wie z. B. Energie, Impuls und Spurenkonzentrationen, beeinflussen. Da sich Schwerewellen über große Entfernen ausbreiten können, stellen sie außerdem einen der wichtigsten Koppelungsmechanismen in der Atmosphäre und im Ozean dar. Die Bedeutung von Schwerewellen und Turbulenz für das Verständnis der Atmosphäre zeigt sich zum Beispiel am ungewöhnlichen Jahresgang der Temperatur in der polaren Mesopausenregion („kalt“ im Sommer, „warm“ im Winter). Diese drastische Abweichung vom Strahlungsgleichgewicht ist praktisch ausschließlich auf den Einfluss von Wellen und Turbulenz zurückzuführen. Schwerewellen werden in den unteren Schichten erzeugt, breiten sich nach oben aus und brechen in der oberen Atmosphäre, wobei sie Turbulenz erzeugen. Leider ist unser Verständnis nahezu aller beteiligter Prozesse mangelhaft. In den letzten Jahren sind deutliche Fortschritte bei den Messungen von Schwerewellen und Turbulenz sowie bei deren Modellierung zu verzeichnen. So ist es am IAP gelungen, die weltweit ersten

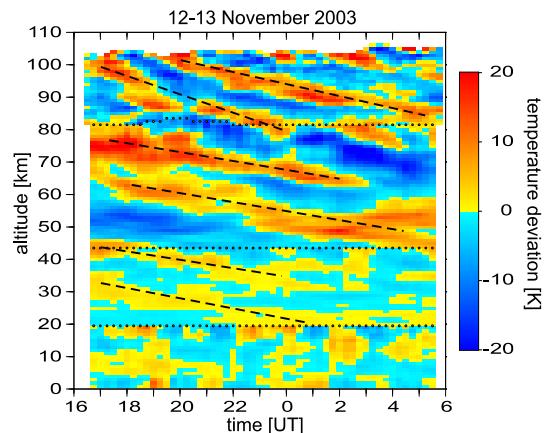


Abb. 24.2: Messungen von Schwerewellen mit dem RMR-Lidar am IAP. Man erkennt in den Temperaturfluktuationen deutlich die abwärts gerichtete Phasenausbreitung (aus Rauthe et al., J. Geophys. Res., 2006).

Schwerewellen-Messungen mit Lasern von der Troposphäre bis ca. 120 km durchzuführen (Abb. 24.2). Außerdem werden am IAP zum ersten Mal Turbulenzmessungen in der Troposphäre und Stratosphäre mit ballongetragenen Sensoren durchgeführt. Der erste erfolgreiche Ballonflug fand am 12. Dezember 2007 statt. Die experimentellen Untersuchungen werden durch theoretische Studien über Wellen und Turbulenz und durch hochauflöste Modellrechnungen zu deren Einfluss auf die globale Zirkulation begleitet (Abb. 24.3). Schwerewellen und Turbulenz spielen wegen ihrer Rolle als Kopplungsmechanismus auch für Klimafragen eine wichtige Rolle.

Im Weltozean kann die großkalige meridionale Zirkulation nur durch mittlere vertikale Mischungskoeffizienten erklärt werden, die viel größer sind als typische Messwerte. Diese Diskrepanz ist vermutlich durch sogenannte *hot spots* begründet, in denen die vertikale Vermischung lokal einige Größenordnungen über den Durchschnittswerten liegen. Als Anregungsprozess hierfür werden interne Schwerewellen und deren sukzessives Zerfallen in Turbulenz vermutet. Eine ähnliche Diskrepanz wie im Weltozean liegt interessanterweise auch in der Ostsee vor. In den letzten Jahren hat die Methodik zur Messung mariner Turbulenz erheblich an Zuverlässigkeit und räumlich-zeitlicher Auflösung gewonnen. Kürzlich ist es am IOW gelungen, erstmals räumlich hochauflöste Turbulenz-, Strömungs- und Dichtemessungen in einer dichtegetriebenen Bodenströmung durchzuführen. In enger Verbindung mit der numerischen Modellierung am IOW und IAP besteht so auch die Expertise, die Prozesse brechender interner Schwerewellen in der Ostsee im Detail zu studieren.

Im Rahmen der Graduiertenschule werden einzigartige Messungen in der Atmosphäre und im Ozean durchgeführt. Die Experimente werden begleitet von theoretischen Prozess-Studien sowie von Modellrechnungen über den Einfluss von Wellen und Turbulenz auf die großkalige Zirkulation und den Transport von Spurenstoffen (Abb. 24.4). Untersuchungen im Labor werden durchgeführt, um unter kontrollierten Bedingungen Einzelheiten zum Übergang Welle/Turbulenz studieren zu können. Turbulenz-ähnliche Strukturen, die man gelegentlich im Plasma der unteren Thermosphäre beobachtet, werden ebenfalls analysiert.

Neben den wissenschaftlichen Arbeiten in den Instituten sind im Rahmen der Graduiertenschule gemeinsame Lehrveranstaltungen geplant. Dazu zählen Vorlesungen und Seminare sowie der Besuch von internationalen Forschungseinrichtungen. Die Vorlesungen sind eingebettet in den Studienschwerpunkt „Physics of Atmosphere and Ocean“, der im neuen Studiengang „Master of Science in Physics“ am Physikalischen Institut der Universität Rostock eingerichtet wurde.

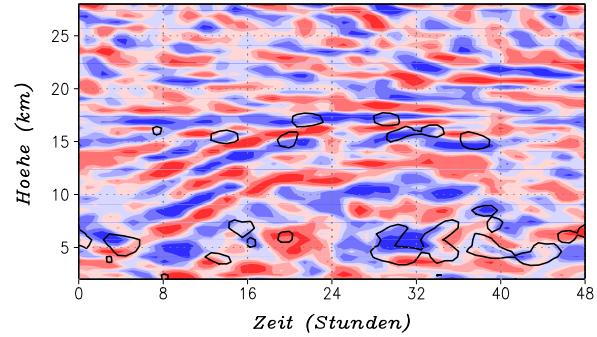


Abb. 24.3: Erzeugung von Schwerewellen und Turbulenz in der Troposphäre und unteren Stratosphäre in einer am IAP durchgeföhrten Simulation. Die horizontale Divergenz des Windfeldes (farbig) zeigt die Phasen der Schwerewellen. Bereiche mit turbulenter Dissipation größer als 0.02 K/Tag sind durch eine schwarze Linie umrandet.

In enger Verbindung mit der numerischen Modellierung am IOW und IAP besteht so auch die Expertise, die Prozesse brechender interner Schwerewellen in der Ostsee im Detail zu studieren.

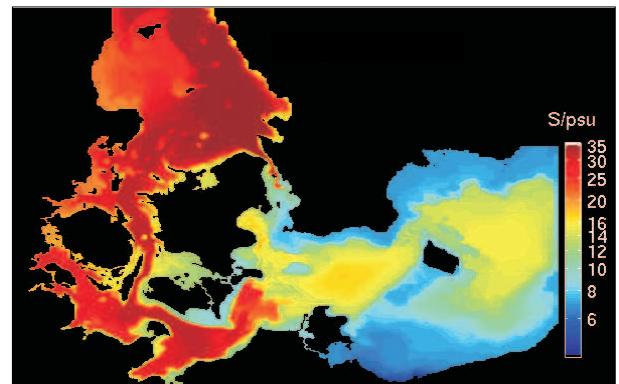


Abb. 24.4: Simulation des Salzwassergehaltes am Boden der Ostsee. Die Mischung von Salzwasser wird auch durch Wellen und Turbulenz bestimmt (die Abbildung wurde vom IOW zur Verfügung gestellt).

Dazu zählen Vorlesungen und Seminare sowie der Besuch von internationalen Forschungseinrichtungen. Die Vorlesungen sind eingebettet in den Studienschwerpunkt „Physics of Atmosphere and Ocean“, der im neuen Studiengang „Master of Science in Physics“ am Physikalischen Institut der Universität Rostock eingerichtet wurde.

25 Die Radar-Systeme des IAP

(R. Latteck, T. Barth, P. Hoffmann, D. Keuer, W. Singer, J. Trautner, J. Wedrich, M. Zecha)

Die Radarstationen in Kühlungsborn, Juliusruh und auf der Insel Andøya in Nordnorwegen (Abb. 25.1) sind ein wesentlicher Bestandteil der bodengebundenen Experimente am IAP. Alle Radare werden im unbeaufsichtigten Dauerbetrieb und entsprechend ihrer Sendefrequenz (siehe Tab. 25.1) zur Beobachtung der Mesosphäre und unteren Thermosphäre (60–110 km) sowie der Troposphäre und unteren Stratosphäre (2–18 km) betrieben. Insbesondere die Radare auf Andøya, die sich in unmittelbarer Nähe zur Andøya-Rocket-Range (69°N , 16°O) und zum ALOMAR-Observatorium befinden, ermöglichen einen koordinierten Einsatz der Radarexperimente in Verbindung mit Lidarbeobachtungen und insitu Messungen mittels Höhenforschungsraketen im Rahmen internationaler Messkampagnen.

Die VHF-Radare ALWIN und OSWIN

Die VHF-Radare OSWIN in Kühlungsborn und ALWIN in Andenes senden auf 53,5 MHz und können daher zur Untersuchung der Dynamik und der Struktur der Tropo-, Strato- und Mesosphäre eingesetzt werden.



Abb. 25.2: Blick durch das Antennenfeld des OSWIN-VHF-Radars

monaten sehr starke Radarechos, die als (Polare) Mesosphärische Sommerechos ((P)MSE) bekannt sind, detektiert werden.

Durch den parallelen Betrieb beider kalibrierter Radare im selben Betriebsmodus sind Vergleiche zwischen mittleren und polaren Breiten möglich, die Aufschluss über Breitenunterschiede der relevanten Hintergrundparameter der Atmosphäre geben. Beide Radare besitzen zusätzlich die Möglichkeit, mit einer separaten Sendeantenne und einem räumlich abgesetzten Empfangs-Antennenfeld Untersuchungen an Ionisationsspuren einfallender Meteoroiden durchzuführen. Aus der radialen Driftgeschwindigkeit der Ionisationsspuren und der Lebensdauer dieser Echos können z.B. das Windfeld im Bereich zwischen etwa 80 bis 110 km und die mittlere Temperatur bei 90 km Höhe abgeleitet werden.



Abb. 25.1: IAP-Radar-Standorte

Beide Systeme besitzen gleichartige Antennenfelder, die aus 144 Vier-Elemente-Yagi-Antennen bestehen. Die 6° schmale Antennenkeule kann durch phasenverzögerte Einspeisung des Sendesignals in die Zeilen oder Spalten des Antennenfeldes in vier Himmelsrichtungen mit einem Zenitwinkel von 7° oder 14° geschwenkt werden. Höhenprofile des 3-D Windvektors können nach der klassischen Doppler-Beam-Swinging (DBS) Methode, aber auch nach der Spaced-Antenna (SA) Methode bestimmt, und Radarreflektivität sowie Turbulenz abgeleitet werden. Besonderes Augenmerk liegt dabei auf dem Höhenbereich zwischen 80 und 90 km, wo in den Sommermonaten sehr starke Radarechos, die als (Polare) Mesosphärische Sommerechos ((P)MSE) bekannt sind, detektiert werden.



Abb. 25.3: Blick durch das Antennenfeld des ALWIN-VHF-Radars

Die MF-Radare auf Andøya und in Juliusruh

Radarbeobachtungen auf Frequenzen zwischen 2 und 3 MHz ermöglichen die kontinuierliche Beobachtung der Mesosphäre in Höhen von etwa 50 km bis 95 km während des ganzen Jahres.

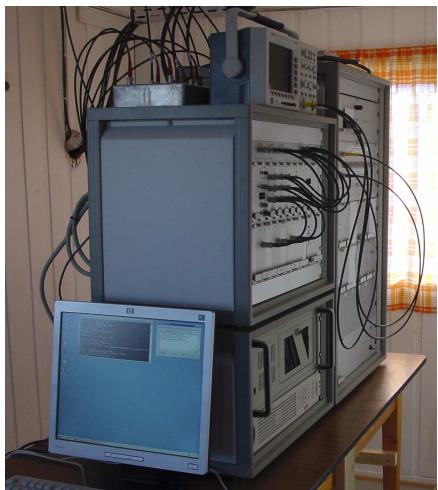


Abb. 25.4: Sende- und Empfangs-Technik des Andenes-MF-Radars

Die vom IAP auf der Insel Andøya und in Juliusruh betriebenen MF-Radare werden zum Studium der Dynamik der Mesosphäre in einem weiten Skalenbereich, der Turbulenz, interne Schwerewellen, Gezeiten und planetare Wellen umfasst, eingesetzt.

Das Andenes-MF-Radar in Norwegen sendet auf 1,98 MHz mit einer Spitzenleistung von 40 kW. Über eine vertikal ausgerichtete Antenne mit einem breiten Öffnungswinkel werden elektromagnetische Impulse von $27 \mu\text{s}$ Länge abgestrahlt, die nach Reflexion und Streuung an Irregularitäten des Brechungsindexes im Bereich der ionosphärischen D-Region mit drei räumlich getrennten Empfangsantennen aufgenommen werden. Aus den Beobachtungsreihen werden nach Eliminierung durch Fremdsender bedingter Störungen das mesosphärische Windfeld und Gezeiten in Höhen zwischen 60 km und 92 km unter Anwendung der vollen Korrelationsmethode abgeleitet.

Das Saura-MF-Radar (Abb. 25.5) wurde im Sommer 2002 etwa 20 km südlich der Andøya Rocket Range nahe der Ortschaft Saura in Betrieb genommen. Es arbeitet auf 3,17 MHz mit einer Spitzenleistung von 116 kW und zeichnet sich im Gegensatz zum Andenes-MF-Radar durch einen sehr schmalen Antennenstrahl mit einem Öffnungswinkel von $6,4^\circ$, einer flexiblen Strahlsteuerung und einer wesentlich besseren Entfernungsauflösung von 1 km aus. Das im Jahre 2003 modernisierte MF-Radar in Juliusruh arbeitet auf 3,18 MHz mit einer Spitzenleistung von 128 kW. Auf Grund der beschränkten räumlichen Bedingungen ließ sich in Juliusruh nur der Aufbau einer kleineren Antenne (Abb. 25.6) bestehend aus 13 gekreuzten Halbwelldipolen realisieren, die einen 18° breiten Öffnungswinkel besitzt.



Abb. 25.5: Blick auf die Hütten und den Nord-Arm des Saura-MF-Radars



Abb. 25.6: Blick entlang eines Arms der Antenne des Juliusruh-MF-Radars

Das Konzept beider MF-Radare basiert auf einem modularen Sende-/Empfangssystem mit verteilter Leistung und einer, aus der Radioastronomie bekannten, sogenannten Mills-Cross-Antenne, die aus 29 bzw. 13 gekreuzten Halbwelldipolen besteht. Der schmale Antennenstrahl kann durch phasenversetztes Ansteuern der Einzelantennen in verschiedene Richtungen mit unterschiedlichen Zenitwinkeln geschwenkt werden, wodurch erstmalig kontinuierliche Experimente zur Untersuchung der dynamischen Eigenschaften (kleinskalige Strukturen, Turbulenz) der oberen Mesosphäre aber auch klassische Dopplerwindmessungen möglich sind. Die vier Empfangskanäle können aber auch mit einzelnen Kreuzdipolen verbunden werden, womit sich

Windbestimmung als auch ein 4-Kanal-Interferometer für Meteorbeobachtungen realisieren lassen. Die alternierende Aussendung von Signalen mit ordentlicher (O-Mode) und außerordentlicher (E-Mode) Polarisation mit einem Polarisationswechsel von Datenpunkt zu Datenpunkt erlaubt zudem die Bestimmung der Elektronendichte aus differentiel-

len Absorptions- (DAE) und differentiellen Phasenmessungen (DPE) im Höhenbereich von ca. 60 bis 90 km.

Die Meteor-Radare in Andenes und Juliusruh

Das IAP betreibt seit September 2001 in Andenes ein All-Sky-Meteor-Radar (SKiYMET) auf 32,55 MHz, das durch die Meteor-Experimente des ALWIN-VHF-Radars auf 53,5 MHz ergänzt wird. Ein neues SKiYMET-Meteor-Radar wurde 2007 in Juliusruh aufgebaut. Es arbeitet auf zwei Frequenzen (siehe Tab. 25.1) und setzt die Meteor-Messungen, die von 1999 bis September 2001 an diesem Standort durchgeführt wurden, fort. Über eine Sendeantenne mit breitem Öffnungswinkel werden 13 μs lange elektromagnetische Impulse ausgesendet, die von Ionisationsspuren einfallender Meteoroide zurückreflektiert werden, wenn der Radarstrahl senkrecht auf die Ionisationsspur trifft. Das Meteorecho wird mit 5 gekreuzten Yagi-Antennen separat aufgenommen und interferometrisch ausgewertet. Meteore werden im Höhenbereich von ungefähr 78 – 100 km mit einer Entfernungsauflösung von 2 km und einer Windauflösung von 2° bestimmt. Das SKiYMET-Radar erfasst ungefähr 3000 bis 9000 Meteore pro Tag bei einer Mehrdeutigkeitsrate von 4 – 10 %. Das Maximum der Meteore wird in ungefähr 90 km Höhe beobachtet, so dass neben der Windbestimmung im gesamten Höhenbereich die mittlere Temperatur bei 90 km Höhe abgeleitet werden kann. Die Experimente auf zwei Frequenzen bewirken dabei eine neue Qualität der Temperaturbestimmung, da auf zusätzliche Annahmen verzichtet werden kann.



Abb. 25.7: Empfangsantennen des SKiYMET-Radars in Andenes

Meteoroide zurückreflektiert werden, wenn der Radarstrahl senkrecht auf die Ionisationsspur trifft. Das Meteorecho wird mit 5 gekreuzten Yagi-Antennen separat aufgenommen und interferometrisch ausgewertet. Meteore werden im Höhenbereich von ungefähr 78 – 100 km mit einer Entfernungsauflösung von 2 km und einer Windauflösung von 2° bestimmt. Das SKiYMET-Radar erfasst ungefähr 3000 bis 9000 Meteore pro Tag bei einer Mehrdeutigkeitsrate von 4 – 10 %. Das Maximum der Meteore wird in ungefähr 90 km Höhe beobachtet, so dass neben der Windbestimmung im gesamten Höhenbereich die mittlere Temperatur bei 90 km Höhe abgeleitet werden kann. Die Experimente auf zwei Frequenzen bewirken dabei eine neue Qualität der Temperaturbestimmung, da auf zusätzliche Annahmen verzichtet werden kann.

Die Ionosonde in Juliusruh

Zur Prognose der ionosphärischen Funkwellenausbreitung und zur Analyse langzeitiger ionosphärischer Trends betreibt das IAP in Juliusruh seit März 1995 eine Ionosonde des Typs DPS (Digital Portable Sounder). Kurze elektromagnetische Impulse werden im Frequenzbereich zwischen 1 und maximal 30 MHz in 50 kHz-Schritten senkrecht in die Atmosphäre abgestrahlt und nach ihrer Reflexion an Ionosphärenschichten empfangen. Aus den Echos werden Amplitude, Laufzeit (scheinbare Reflexionshöhe), Dopplerverschiebung, Polarisation und Einfallsinkel abgeleitet und in einem Ionogramm in Abhängigkeit von der Frequenz dargestellt. Beobachtungsdaten sind ionosphärische Standardparameter, wie z.B. die Grenzfrequenzen und Höhen der ionosphärischen E-, Es-, F1- und F2-Schichten, sowie Elektronendichteprofile aus den Höhenbereichen von 100 bis 300 km.

Tab. 25.1: Vergleich ausgewählter technischer und experimenteller Parameter der IAP-Radare in Andenes⁽¹⁾, Saura⁽²⁾, Kühlungsborn⁽³⁾ und Juliusruh⁽⁴⁾

	VHF-Radare	MF-Radare	Meteor-Radare
Sendefrequenz / MHz	53,5	1,98 ⁽¹⁾ / 3,17 ⁽²⁾ / 3,18 ⁽⁴⁾	32,5 ^(1,4) / 53,5 ^(1,4)
Spitzenleistung / kW	36 ⁽¹⁾ / 72 ⁽³⁾	50 ⁽¹⁾ / 116 ⁽²⁾ / 128 ⁽⁴⁾	12
Höhenbereiche / km	1,5 – 18; 65 – 95	50 – 98 ⁽¹⁾ / 60 – 90 ^(2,4)	80 – 110
Höhenauflösung / m	≥ 150	4000 ⁽¹⁾ / ≥ 1000 ^(2,4)	2000
Impulsbreite / μs	≥ 1	27 ⁽¹⁾ / ≥ 6,7 ^(2,4)	13,3
Empfangskanäle	6	3 ⁽¹⁾ / 4 ^(2,4)	5
Messergebnisse	Wind, Turbulenz	Wind, Turbulenz ^(2,4) Elektronendichte ^(2,4)	Wind Temperatur (90 km)

26 Ähnlichkeiten und Unterschiede im Auftreten von PMSE in Nordnorwegen, Nordkanada und in der Antarktis

(R. Latteck, W. Singer)

Polare mesosphärische Sommerechos (PMSE) werden mit VHF-Radars an verschiedenen Standorten auf der Nordhalbkugel seit über 20 Jahren, auf der Südhalbkugel aber erst seit einigen Jahren kontinuierlich beobachtet. Am IAP wird dafür das VHF-Radar ALWIN in Andenes/Nordnorwegen (69°N , 16°O) genutzt. Seit Oktober 2003 betreibt die Australian Antarctic Division ein VHF-Radar in Davis (68°S , 78°O) auf einer zu Andenes vergleichbaren südlichen geographischen Breite. Das VHF-Radar in Resolute Bay/Nordkanada (75°N , 95°W) wurde im April 1998 installiert. Die Radars an den drei Standorten wurden mit identischer Methodik und Messtechnik kalibriert, wodurch ein Vergleich der Ergebnisse der PMSE-Beobachtungen aller drei Stationen möglich wurde. Erstmalig konnten so Untersuchungen zu hemisphärischen Unterschieden im Auftreten von PMSE durchgeführt werden.

Tab. 26.1: System- und Experimentparameter der VHF-Radars in Andenes, Davis und Resolute Bay.

Standort	Andenes	Davis	Resolute
Radarwellenlänge / m	5,6	5,5	5,8
Spitzenleistung / kW	36	41	12
Antennengewinn / dBi	28,3	28,9	24,0
Verlustfaktor	0,6	0,5	0,12
Eff. Pulsbreite / m	300	450	750
Koh. Integrationen	32	104	16
Kodeelemente	16	8	1
Rx-Verstärkung / dB	101	81	116
Rx-Bandbreite / kHz	500	280	140

Abb. 26.2 zeigt die Verteilung der PMSE-Reflektivitäten, die aus mehrjährigen Messungen an den drei Standorten bestimmt wurden. Die in Andenes ($1,9 \cdot 10^{-9} \text{ m}^{-1}$) beobachteten maximalen Reflektivitäten liegen etwa eineinhalb Größenordnung über denen von Davis ($3,7 \cdot 10^{-11} \text{ m}^{-1}$). Dies bestätigt frühere Vermutungen, daß die PMSE auf der Nordhalbkugel deutlich stärker sind als auf vergleichbarer südlicher Breite und kann durch Temperaturunterschiede erklärt werden (siehe Kapitel 13). In der Arktis wurde ein Unterschied von mehr als zwei Größenordnungen zwischen Andenes und Resolute Bay ($5,8 \cdot 10^{-12} \text{ m}^{-1}$) gefunden, der auf eine mögliche Längenabhängigkeit der PMSE auf der Nordhalbkugel hinweist. Resolute Bay liegt dicht am magnetischen Nordpol, wo der Einfluss der Abregnung hochenergetischer Teilchen auf die PMSE-Bildung deutlich geringer ist als in Andenes.

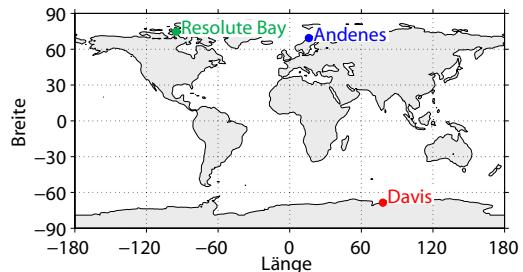


Abb. 26.1: Geographische Lage der VHF-Radars in Andenes, Davis und Resolute Bay.

Tab. 26.1 zeigt die wichtigsten System- und die für die PMSE-Beobachtung verwendeten Experimentparameter. Die drei VHF-Radars sind zwar in wesentlichen Eigenschaften wie z.B. Radarwellenlänge und Antennengewinn vergleichbar, die Experimente zur PMSE-Beobachtung wurden aber mit unterschiedlichen Parametern durchgeführt. Der PMSE-Vergleich wurde daher anhand der Radarreflektivitäten durchgeführt, deren Bestimmung alle System- und Experimentparameter berücksichtigt.

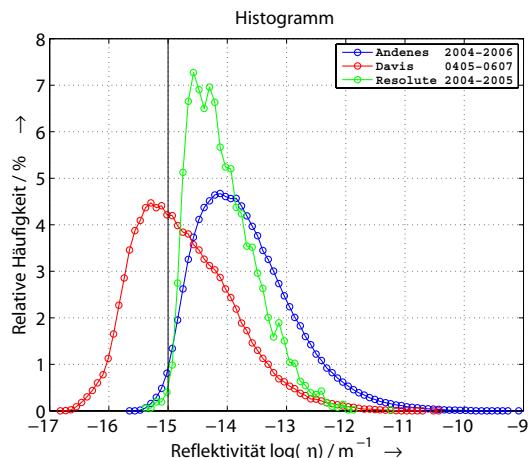


Abb. 26.2: Verteilung der PMSE-Reflektivitäten über Andenes, Davis und Resolute Bay.

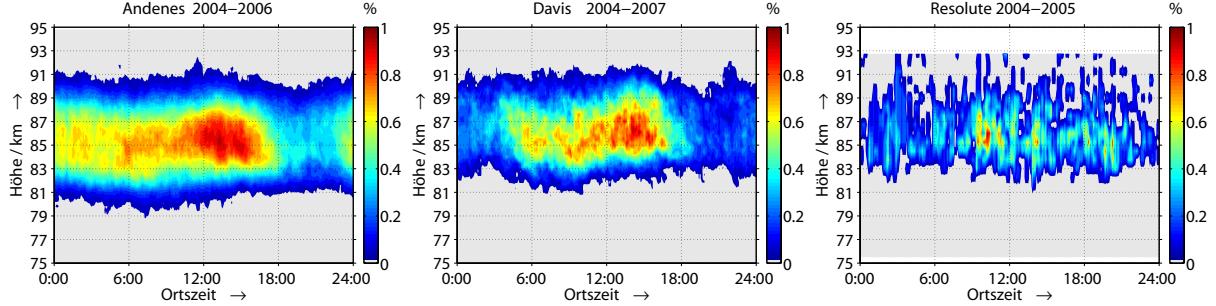


Abb. 26.3: Tageszeitliche Variation der auf das jeweilige Maximum normierten mittleren PMSE-Häufigkeiten über Andenes, Davis und Resolute Bay.

Zum weiteren Vergleich wurden PMSE-Häufigkeitsraten für Reflektivitäten $\eta > 1 \cdot 10^{-15} m^{-1}$ bestimmt. Die statistische Auswertung der Ergebnisse aus Resolute Bay war allerdings nur bedingt möglich, da das Radar im ausgewählten Zeitraum nicht kontinuierlich betrieben wurde.

Die tageszeitliche Variation der mittleren PMSE-Häufigkeit in Abb. 26.3 erreicht ihr Maximum über Andenes zwischen 11 und 16 Uhr und hat ein ausgeprägtes Minimum zwischen 18 und 22 Uhr Ortszeit. Ein ähnliches Verhalten hinsichtlich des Maximums wurde für Davis gefunden, allerdings ist das Nachmittagsminimum nicht so ausgeprägt wie in Andenes.

Die Halbwertsbreite der mittleren PMSE-Höhenverteilung (Abb. 26.4) beträgt 5,4 km in Davis und ist damit 0,9 km geringer als in Andenes. Die untere Höhe der Halbwertsbreite wird über Davis in 83,7 km erreicht, ungefähr 1,5 km höher als in Andenes. Das Maximum der Verteilung liegt in Davis mit 85,6 km etwa 0,7 km über dem von Andenes und Resolute Bay. Ein ähnliches Verhalten ist aus dem

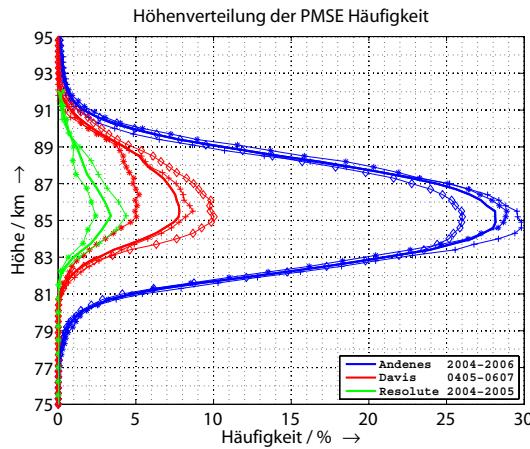


Abb. 26.4: Höhenvariation der PMSE-Häufigkeiten über Andenes, Davis und Resolute Bay.

Vergleich der Höhenverteilungen mesosphärischer Eiswolken nach Satellitenbeobachtungen in der Nord- und Südhemisphäre bekannt.

Die jahreszeitliche PMSE-Häufigkeitsrate ist auf vergleichbarer geographischer Breite in der südlichen Hemisphäre deutlich geringer und über die Saison variabler als auf der Nordhalbkugel (Abb. 26.5). Die mittlere PMSE-Saison beginnt in Andenes und Davis etwa gleichzeitig relativ zur Sonnenwende, sie endet aber in Davis früher und ist etwa 16 Tage kürzer als in Andenes. Dies deckt sich mit der ebenfalls früher erfolgenden Umstellung des mesosphärischen Windsystems von Sommer- zu Winterbedingungen, die mit MF-Radar-Experimenten in Davis sowie mit insitu Windmessungen mit Hilfe fallender Kugeln in Rothera (67°S , 68°W) beobachtet wurde. Die PMSE-Häufigkeit ist über Resolute Bay sehr viel geringer als über Andenes. Ihre Abnahme beginnt in Resolute Bay sehr viel früher, das absolute Ende ist aber für beide Standorte vergleichbar.

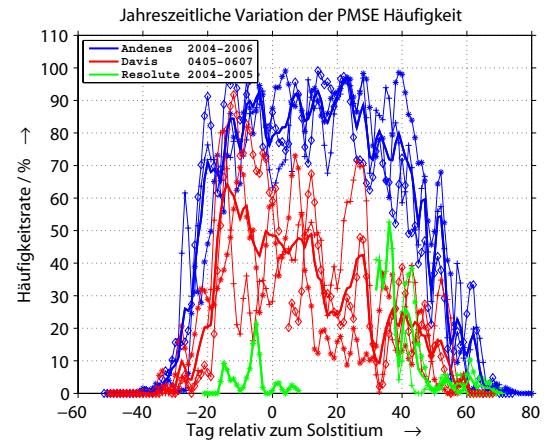


Abb. 26.5: Jahreszeitliche Variation der PMSE-Häufigkeiten über Andenes, Davis und Resolute Bay.

27 Tages- und jahreszeitliche Variationen von PMSE in unterschiedlichen geographischen Breiten

(M. Zecha, J. Bremer, P. Hoffmann, R. Latteck, W. Singer, J. Trautner)

Polare mesosphärische Sommerechoes (PMSE) sind unerwartet starke Radarechos aus der sommerlichen Mesopausenregion, die bevorzugt auf Frequenzen um 50 MHz beobachtet werden. Sie werden besonders häufig in polaren Breiten beobachtet, treten aber auch in mittleren Breiten auf, wo sie als MSE (mesosphärische Sommerechoes) bezeichnet werden. Die Radarwellen werden an Irregularitäten der mesosphärischen Elektronendichte bei räumlichen Skalen von der halben Radarwellenlänge rückgestreut. Da solche Irregularitäten (ungefähr 3 m bei 50 MHz) im viskosen Bereich der Neutralgas-Turbulenz liegen, können sie durch molekulare Diffusion schnell vernichtet werden. Bei Anwesenheit kleiner Eisteilchen, deren Bildung durch die extrem kalten Temperaturen in der sommerlichen Mesopausenregion möglich ist, wird jedoch die Elektronendiffusivität stark reduziert. Dadurch können die für den Rückstreuoprozess notwendigen irregulären Strukturen im Elektronengas über einen längeren Zeitraum erhalten bleiben. Da die Existenz dieser Eisteilchen stark von der mesosphärischen Temperatur und dem zur Verfügung stehenden Wasserdampf abhängt, gestatten die (P)MSE-Beobachtungen Aussagen über den Zustand der Atmosphäre im Höhenbereich zwischen etwa 80-92 km Höhe.

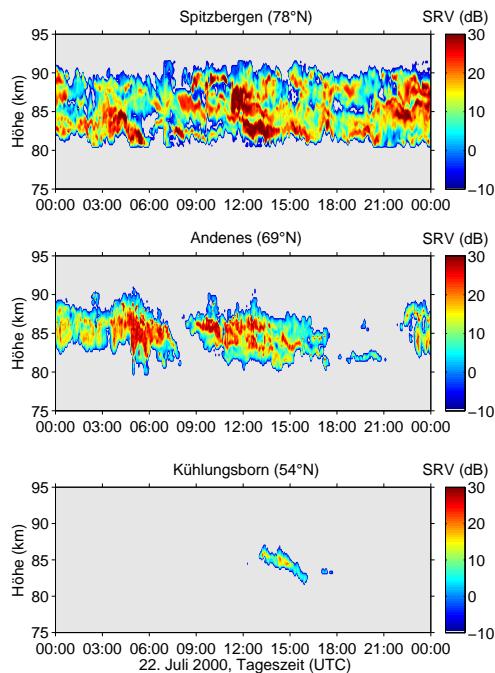


Abb. 27.1: Gleichzeitige (P)MSE-Beobachtungen über Spitzbergen, Andenes und Kühlungsborn am 22. Juli 2000.

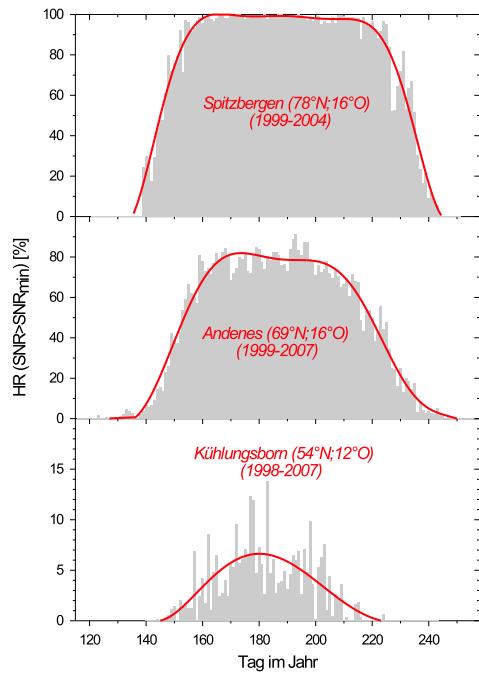


Abb. 27.2: Jahreszeitlicher Verlauf der (P)MSE-Häufigkeiten über Spitzbergen, Andenes und Kühlungsborn.

In Abb. 27.1 sind (P)MSE-Detektionen für ein und denselben Tag in drei verschiedenen geographischen Breiten in Abhängigkeit von Höhe und Zeit dargestellt. Die verwendeten Radargeräte an den Messstationen Spitzbergen (78°N , SOUSY-Svalbard-Radar), Andenes (69°N , ALWIN-Radar) und Kühlungsborn (54°N , OSWIN-Radar) sind in ihrer Größe, Sendeleistung und Frequenz ähnlich. Alle drei Radars können eindeutige Sommerechos detektieren. Es zeigen sich aber bereits in diesem Beispiel deutliche Unterschiede. Die im Höhen- und Zeitverlauf variablen Echostärken verringern sich im Mittel mit zunehmender Entfernung vom Pol. Die PMSE über Spitzbergen kommen kontinuierlich zwischen etwa 80 bis 92 km vor, während über Andenes zwischenzeitlich Lücken auftreten und über Kühlungsborn das Auftreten von MSE sogar auf einen kleinen Teil des Tages beschränkt ist.

Im Folgenden werden statistische Ergebnisse dieser Beobachtungen auf der Basis von nahezu kontinuierlichen Messungen seit Ende der 1990er Jahre dargestellt. Abb. 27.2 zeigt die täglichen relativen Auftrittsraten der Sommerechos. Die (P)MSE-Saison beginnt in allen drei Breiten etwa Mitte Mai und dauert bis Ende August, in Kühlungsborn nur bis Mitte August. Der steilste Anstieg und Abfall der Auftrittsraten ist dabei über Spitzbergen zu beobachten. Dort ändert sich die Auftrittsrate innerhalb von etwa zwei bis drei Wochen von 0 % auf 100 % zu Beginn und ähnlich schnell von 100 % auf 0 % am Ende der PMSE-Saison. Bemerkenswert ist auch das permanente Vorkommen von PMSE von Anfang Juni bis Mitte August. Dies bedeutet, dass während der gesamten Zeit Temperaturen unter dem Frostpunkt (etwa 140 K) auftreten müssen. Über Andenes ist der Anstieg und Abfall der täglichen PMSE-Häufigkeitsraten deutlich moderater. Die maximalen Werte von rund 80 % werden nur von etwa Mitte Juni bis Mitte Juli erreicht. Noch wesentlich seltener ist das MSE-Auftreten über Kühlungsborn mit einem Maximum von etwa 7 % um die Sommersonnenwende. Ansonsten gibt es deutlich Schwankungen von Tag zu Tag, im August können MSE nur noch sporadisch beobachtet werden. Die mittleren Temperaturen liegen dann deutlich oberhalb des Frostpunktes, so dass dieser nur noch bei sehr starken Wellenaktivitäten kurzzeitig unterschritten werden kann (vgl. Kapitel 6, 7 und 9).

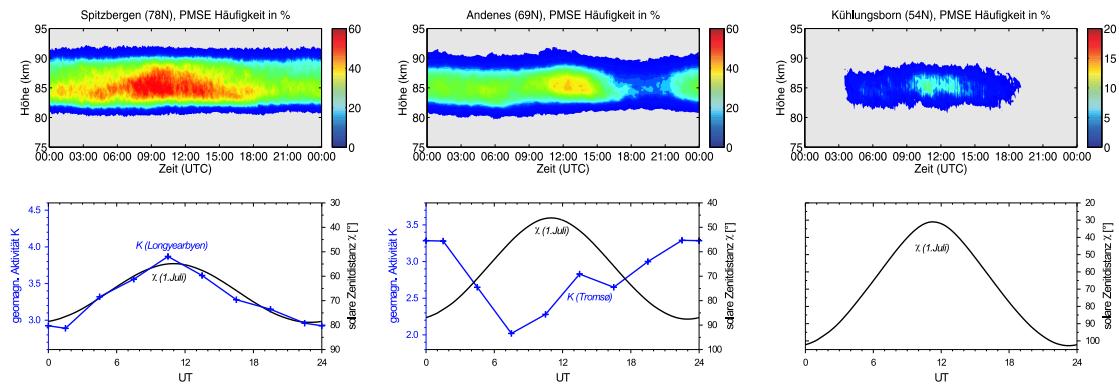


Abb. 27.3: oben: Mittlere tageszeitliche Variationen der (P)MSE-Häufigkeiten über Spitzbergen, Andenes und Kühlungsborn; unten: die entsprechenden Tagesverläufe solarer und geomagnetischer Indizes

Für das Vorkommen der Radar-Sommerechos sind nicht nur tiefe Temperaturen bei ausreichenden Wasserdampfkonzentrationen notwendig, sondern es müssen auch genügend freie Elektronen vorhanden sein, an deren Irregularitäten die Radarwellen gestreut werden können. Da sich der Ionisationsgrad der Atmosphäre durch die solare Strahlung und den Einfall hochenergetischer Teilchen ändert, sollten ihre Variationen auch Einfluss auf die (P)MSE-Häufigkeit haben (siehe auch Kapitel 28 für Langzeituntersuchungen). Abb. 27.3 zeigt die mittleren tageszeitlichen Variationen der (P)MSE-Häufigkeiten (oben), sowie des solaren Zenitwinkels als Maß für die solare Strahlung und des lokalen geomagnetischen K-Indexes als Maß für den Partikeleintritt (unten) für Spitzbergen, Andenes und Kühlungsborn. Auffällig ist, dass in allen geographischen Breiten eindeutige Tagesverläufe erkennbar sind, die aber voneinander abweichen. Über Spitzbergen haben sowohl der solare als auch der geomagnetische Index ihr Maximum gegen 11 UTC und ihr Minimum gegen 23 UTC. Dies stimmt sehr gut mit dem Verlauf der PMSE-Häufigkeit überein. Über Andenes sind der Tagesgang der solaren Strahlung und des Partikeleinfalls deutlich gegeneinander verschoben. Der Verlauf der PMSE-Häufigkeit wird von beiden Faktoren beeinflusst und zeigt ein Maximum um die Mittagszeit und ein deutliches Minimum gegen 18 UTC. Da Kühlungsborn außerhalb der polaren Breiten liegt, in die die hochenergetischen Teilchen aufgrund des Erdmagnetfeldes größtenteils abgelenkt werden, ist der Partikeleintritt hier gering und beeinflusst das PMSE-Auftreten kaum. Die Hauptursache für die Variationen liegt bei der solaren Strahlung, die sich aufgrund des hier existierenden Tag-Nacht-Rhythmus stark ändert. Das Maximum wird um 11 UTC erreicht (lokal höchster Sonnenstand), in der Zeit von etwa 19 UTC bis 3 UTC treten dagegen normalerweise aufgrund der zu geringen Ionisation keine MSE auf.

28 Solarer und geomagnetischer Einfluss auf PMSE

(O. Zeller, J. Bremer)

PMSE (polar mesosphere summer echoes) sind starke Radarechos, die zumeist im VHF-Bereich von Mitte Mai bis Ende August in 80 – 92 km Höhe in polaren Breiten beobachtet werden. Voraussetzung für die Rückstreuung der Radarwellen sind eine ausreichend hohe Elektronendichte und Irregularitäten derselben im Skalenbereich der halben Radar-Wellenlänge. Diese Irregularitäten können nur existieren, wenn neben Turbulenz auch Eisteilchen zur Reduzierung der Diffusivität der Elektronen beitragen. Die Ionisation von Stickoxid (NO) ist dabei die wichtigste Quelle für freie Elektronen in der D-Schicht. Sie ist insbesondere abhängig von der Stärke der solaren Lyman- α -Strahlung und dem Einfall hochenergetischer solarer Partikel. Hier wird der Einfluss dieser beiden Ionisationsquellen auf PMSE gezeigt. Eine verstärkte Ionisation bewirkt eine erhöhte Elektronendichte. Dadurch sind größere Variationen der Elektronendichte und damit stärkere Radarechos möglich.

Die Lyman- α -Strahlung (kurz: Ly α) unterliegt verschiedenen Variationen, unter anderem denjenigen des 11-jährigen Sonnenfleckenzylusses. Diese Variation bewirkt eine Schwankung der Elektronendichte in der oberen Mesosphäre ungefähr um den Faktor 2. Als Maß für Ly α werden die täglichen Werte der 10,7cm-Strahlung (F10.7) verwendet, die mit Ly α hoch korreliert ist. Die linke Graphik von Abb. 28.1 zeigt die Korrelation zwischen den täglichen Werten von PMSE und F10.7 aus dem Zeitraum Juni und Juli der Jahre 1994 – 2005 und die rechte Graphik die jeweiligen saisonalen Mittel (01.06. – 31.07.) aus demselben Zeitraum. Dabei ist besonders im saisonalen Zeitbereich ein Zusammenhang zwischen F10.7 und der PMSE-Stärke sehr deutlich erkennbar. Somit unterstützen die Ergebnisse die Annahme, dass insbesondere Ly α -Variationen durch den 11-jährigen solaren Zyklus die PMSE-Stärke beeinflussen.

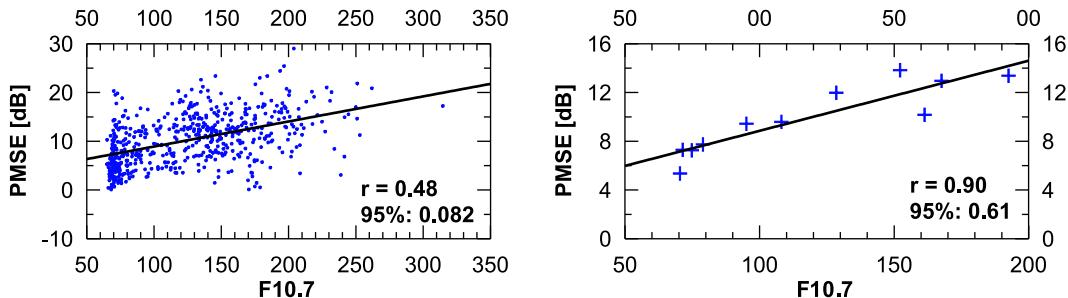


Abb. 28.1: links: Korrelation zwischen dem F10.7-Index und den Tagesmitteln des Signal-Rausch-Verhältnisses der PMSE-Stärke über Andenes in einer Höhe von 81,2 – 88,4 km vom 01.06. – 31.07. der Jahre 1994 – 1997 und 1999 – 2005, rechts: Korrelation zwischen den saisonalen Mitteln (01.06. – 31.07.) des F10.7-Indexes und der PMSE-Stärke desselben Zeitraumes.

Verstärkte geomagnetische Aktivitäten durch den Einfall hochenergetischer Teilchen (dargestellt durch den globalen Ap-Index oder durch den lokalen Index ΣK von Tromsø) treten im Vergleich zum 11-jährigen Sonnenzyklus wesentlich unregelmäßiger auf. Dadurch ausgelöste Ionisationsprozesse führen in extremen Fällen zu einer Erhöhung der Elektronendichte von mehreren Größenordnungen. Das betrifft insbesondere die polaren Breiten, weil durch das Erdmagnetfeld diese hochenergetischen Teilchen zum größten Teil dorthin abgelenkt werden. Bei verstärkter geomagnetischer Aktivität kann man daher eine Verstärkung der PMSE erwarten. Abb. 28.2 zeigt zwei Stichtaganalysen mit deutlichen Maxima geomagnetischer Störungen am Stichtag Null. Dabei wurde zwischen mittelhohen Ap-Maxima zwischen 35 und 89 (obere Graphik) und extrem hohen Ap-Maxima mit $Ap \geq 90$ unterschieden. Mittelstarke geomagnetische Störungen bewirken verstärkte PMSE 1 – 4 Tage nach dem Ap-Maximum. Ursache ist, dass hochenergetische Partikel nicht nur während, sondern auch Tage nach dem Störungsmaximum in die Atmosphäre abregnen und sie ionisieren. Bei extrem starken Aktivitäten kommt es dagegen zu einer vorübergehenden

Schwächung der PMSE an den Tagen 0 und 1 (untere Graphik). Mögliche Ursachen sind Transporte von geladenen Aerosolen durch elektrische Felder, die durch intensive Teilchenströme entstehen. Damit kann es gebietsweise zu einer Reduzierung der Dichte geladener Aerosole und folglich zu einer Schwächung der PMSE kommen.

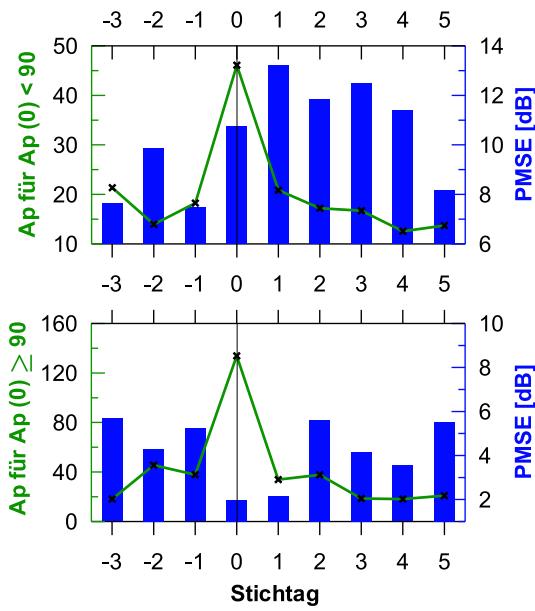


Abb. 28.2: Stichtaganalyse aus Intervallen mit einem Maximum des Ap-Indexes (grüne Linie) von $35 \leq Ap < 90$ (oben) bzw. $Ap > 90$ (unten) am Stichtag Null mit den zugehörigen PMSE-Medianen (dunkelblaue Säulen) über Andenes in einer Höhe von 81,2 – 88,4 km aus den PMSE-Zeiträumen (11.05. – 04.09.) von 1999 – 2005.

deutlich die PMSE-Stärke. Während Variationen der solaren Ly α -Strahlung PMSE-Schwankungen insbesondere im 11-jährigen Sonnenfleckenzzyklus hervorbringen, liegt die Dauer von PMSE-Schwankungen durch geomagnetische Aktivitäten bevorzugt im Bereich von Tagen.

Wie erwähnt werden die meisten hochenergetischen Teilchen durch das Erdmagnetfeld hauptsächlich in polare Breiten abgelenkt. Daher trägt dort die geomagnetische Aktivität auch unter ruhigen Bedingungen zur PMSE-Bildung bei. Ist die geomagnetische Aktivität besonders gering, dann ist das stets mit einem deutlichen Rückgang der PMSE-Stärke verbunden. Abb. 28.3 zeigt die PMSE-Stärke und die täglichen Werte von ΣK während der PMSE-Saison 2003. Dabei fällt auf, dass an Tagen mit sehr ausgeprägten ΣK -Minima (Pfeile) und auch einigen Tagen mit mäßig starken ΣK -Minima deutliche PMSE-Minima auftreten. Solche zeitgleich starken Minima von PMSE und ΣK findet man in jedem Jahr. Eine sehr schwache geomagnetische Aktivität bedeutet einen sehr geringen Einfall hochenergetischer Partikel in die Erdatmosphäre. In solch einem Fall kann man erwarten, dass hauptsächlich nur noch solare Lyman α -Strahlung zur Ionisation in der D-Schicht beiträgt. Das bedeutet eine niedrigere Elektronendichte und damit auch geringere mögliche Variationen der Elektronendichte, was das verminderte Auftreten der PMSE unter sehr schwacher geomagnetischer Aktivität erklären würde.

Insgesamt beeinflussen Variationen der Ionisation deutlich die PMSE-Stärke. Während Variationen der solaren Ly α -Strahlung PMSE-Schwankungen insbesondere im 11-jährigen Sonnenfleckenzzyklus hervorbringen, liegt die Dauer von PMSE-Schwankungen durch geomagnetische Aktivitäten bevorzugt im Bereich von Tagen.

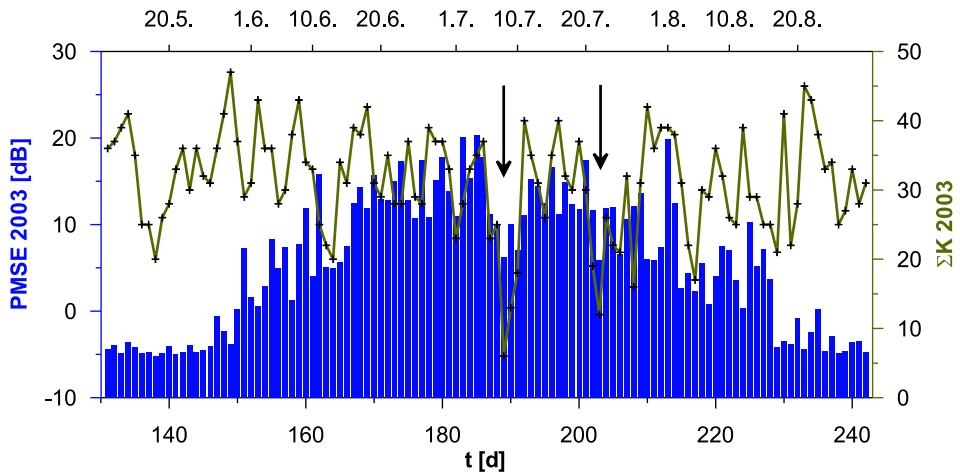


Abb. 28.3: Tagesmittel der PMSE-Stärke (Signal-Rausch-Verhältnis) in einer Höhe von 81,2 – 88,4 km über Andenes (blaue Säulen) und ΣK (grüne Kurve) vom 11.05. – 30.08.2003, Pfeile deuten auf sehr starke Minima von PMSE und ΣK hin.

29 Turbulenz als Erzeugungsmechanismus für polare Winterechos

(W. Singer, R. Latteck, F.-J. Lübken)

Radarexperimente werden vielfältig genutzt, um Atmosphärenparameter aus den Charakteristika des zurückgestreuten Radarsignals (Echoleistung und spektrale Breite) zu bestimmen. Dabei ist es wichtig, die Prozesse zu kennen, die die Rückstreuung des Radarsignals bewirken. Seit mehreren Jahren werden ungewöhnliche VHF-Radarechos, sogenannte polare mesosphärische Winterechos (PMWE), aus Höhen unterhalb von 80 km im Winter in mittleren und hohen Breiten beobachtet. Ähnliche Echos, sogenannte polare mesosphärische Sommerechos (PMSE), sind aus der sommerlichen Mesopausenregion aus Höhen oberhalb von 80 km bekannt. PMSE sind mit dem Auftreten geladener Eisteilchen in der kalten sommerlichen Mesopausenregion verbunden. Diese verringern die Diffusivität der freien Elektronen und ermöglichen die Ausbildung von Fluktuationen des Radiowellen-Brechungsindex in der Größe der Bragg-Skala des Radars ($\lambda/2 = 3$ m für ein VHF-Radar bei 50 MHz). Für die Entstehung von PMWE wurde ein ähnlicher Prozess vorgeschlagen oder die Reflexion des Radarsignals an kleinskaligen Wellenstrukturen angenommen. PMWE treten aber in der unteren Mesosphäre auf, wo die kinematische Viskosität um Größenordnungen kleiner ist als in der Mesopausenregion. Kleinskalige Strukturen des Brechungsindexes der Radiowellen können hier allein durch Turbulenz im Neutralgas erzeugt werden, wie es im Folgenden gezeigt wird.

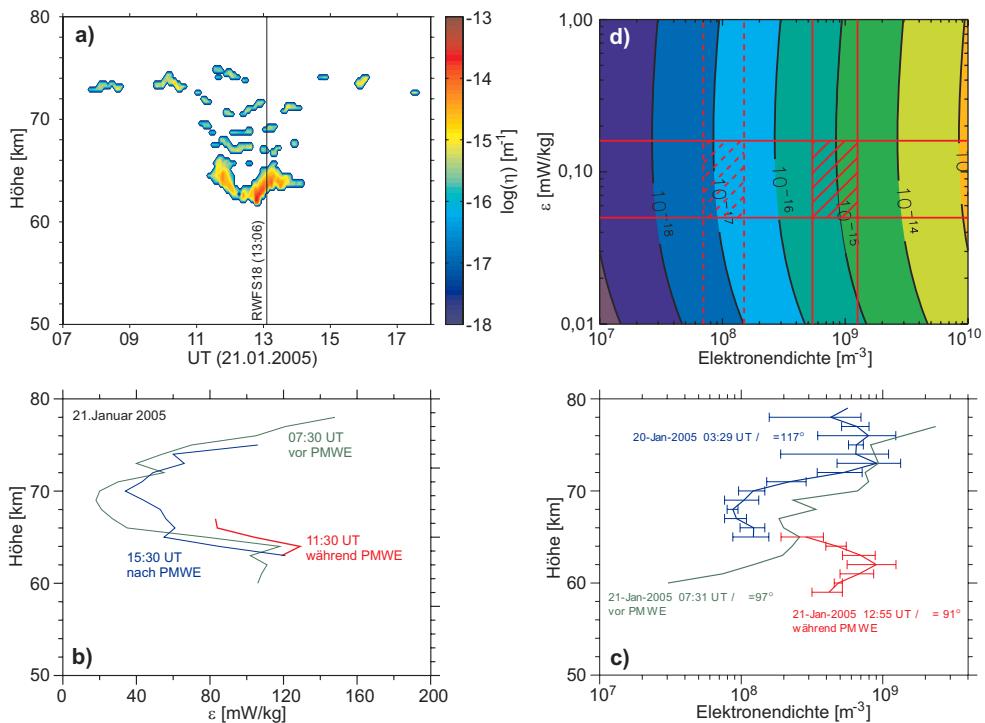


Abb. 29.1: PMWE beobachtet über Andenes am 21. Januar 2005: a) Radarreflektivität η , vor und während dem Auftreten von PMWE mit dem ALWIN-MST-Radar auf 53,5 MHz gemessen; b) turbulente Energiedissipationsrate ε , während, vor und nach dem Auftreten von PMWE; c) Elektronendichte während und vor dem Auftreten von PMWE; d) theoretische Radarreflektivität während (ausgezogene Linien) und vor (gestrichelte Linien) dem Auftreten von PMWE.

Gleichzeitige Beobachtungen von PMWE mit dem ALWIN-MST-Radar sowie von Elektronendichte und turbulenter Energiedissipationsrate mit dem Saura MF-Radar in den Jahren 2005 bis 2007 zeigten, dass PMWE immer dann beobachtet werden, wenn erhöhte Elektronendichten ($\sim 500 - 1000 \text{ cm}^{-3}$) in der unteren Mesosphäre auftreten. Dies erfolgt bei erhöhter solarer

Aktivität (Protonenevents) und/oder geomagnetischer Aktivität. Die Beobachtungen von Elektronendichte und turbulenten Energiedissipationsraten während eines solaren Protonenevents am 21. Januar 2005 (Abb. 29.1b, c) wurden zur Bestimmung der Radarreflektivität nach der Theorie der kohärenten Radarrückstreuung von einem turbulenten, schwach ionisierten Plasma genutzt. Die so bestimmte Radarreflektivität befindet sich in guter Übereinstimmung mit der beobachteten Reflektivität des gleichzeitigen PMWE-Ereignisses (Abb. 29.1a, d).

Im Mai 2007 konnten erstmals gleichzeitig VHF-Radarechos unterhalb und oberhalb von 80 km während einer Periode erhöhter geomagnetischer Aktivität beobachtet werden. Als Indikator für erhöhte Ionisation in der unteren Mesosphäre durch Einfall hochenergetischer Teilchen dient die mit einem Riometer gemessene Absorption des kosmischen Rauschens (Abb. 29.2).

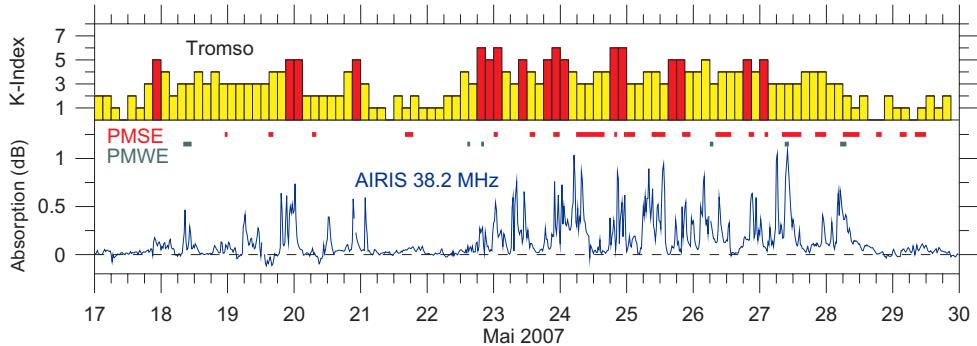


Abb. 29.2: Absorption des kosmischen Rauschens gemessen mit dem ALOMAR Imaging Riometer (AIRIS) in Saura während erhöhter geomagnetischer Aktivität (K-Index von Tromsø) und das Auftreten von Radarechos unterhalb/oberhalb von 80 km (PMWE/PMSE).

Das gleichzeitige Auftreten von PMSE mit einer um drei Größenordnungen höheren Reflektivität ($\sim 2,0 \cdot 10^{-13} \text{ m}^{-1}$) zwischen etwa 84 und 87 km und von PMWE mit Reflektivitäten von $1,5 - 7,0 \cdot 10^{-16} \text{ m}^{-1}$ zwischen etwa 72 und 78 km am 27. Mai 2007 (Abb. 29.3a, b) ist charakterisiert durch das Auftreten einer erhöhten Elektronendichte im PMWE-Gebiet bei vergleichbaren Energiedissipationsraten in beiden Regionen (Abb. 29.3d). Die erstmals gemessene Aspekttempfindlichkeit von PMSE und PMWE mit einem nahezu isotropen PMWE-Echo (Aspekttempfindlichkeit ~ 1) ist ein weiteres Indiz für die Erzeugung von PMWE durch reine Turbulenz im Neutralgas.

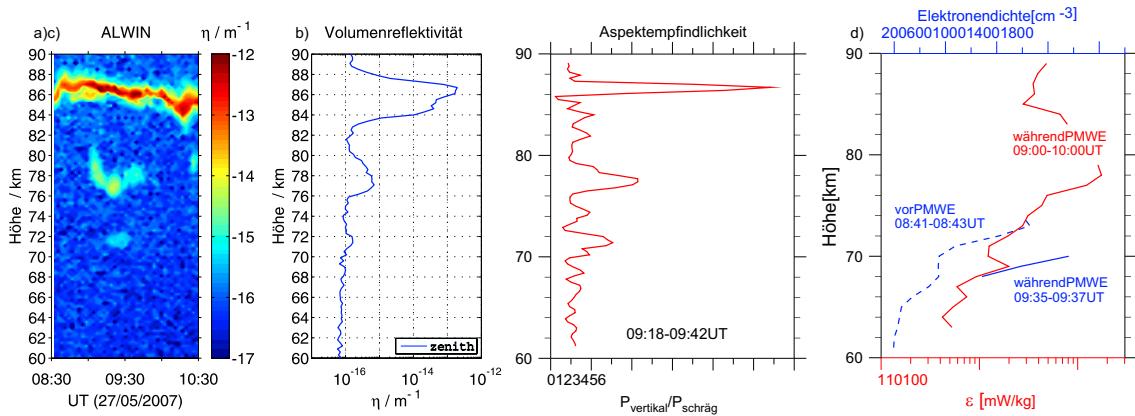


Abb. 29.3: Gleichzeitiges Auftreten von PMWE und PMSE am 27. Mai 2007 über Andenes: a, b) Höhen-Zeitschnitt und mittleres Höhenprofil der Radarreflektivität gemessen mit dem ALWIN-Radar; c) Aspekttempfindlichkeit der mit dem ALWIN-Radar beobachteten Echos unterhalb und oberhalb von 80 km; d) Elektronendichte vor (blau gestrichelt)/während (blau ausgezogen) des Auftretens von PMWE und turbulente Energiedissipationsrate (rot) nach Messungen des Saura MF-Radars.

30 Mesosphärische Wind- und Temperaturfelder der MLT-Region hoher, mittlerer und niederer Breiten

(W. Singer, P. Hoffmann, N. Grieger, U. Achatz, U. Scholze)

Neue Meteor-Radarexperimente haben in den letzten Jahren die Datenbasis für kontinuierliche Windmessungen im Höhenbereich 80–100 km wesentlich erweitert. Nahezu identische Gerätetechnik und einheitliche Erfassungsmethoden ermöglichen Beobachtungen mit minimalem instrumentellem Fehler. Diese weltweiten Beobachtungen eröffnen neue Möglichkeiten zur Untersuchung der Variabilität des Windfeldes der MLT-Region, zum Studium der thermischen Gezeiten (migrierende und nichtmigrierende Komponenten) und der Wechselwirkung zwischen Wellen und Hintergrundwind in Abhängigkeit von geographischer Breite und Länge.

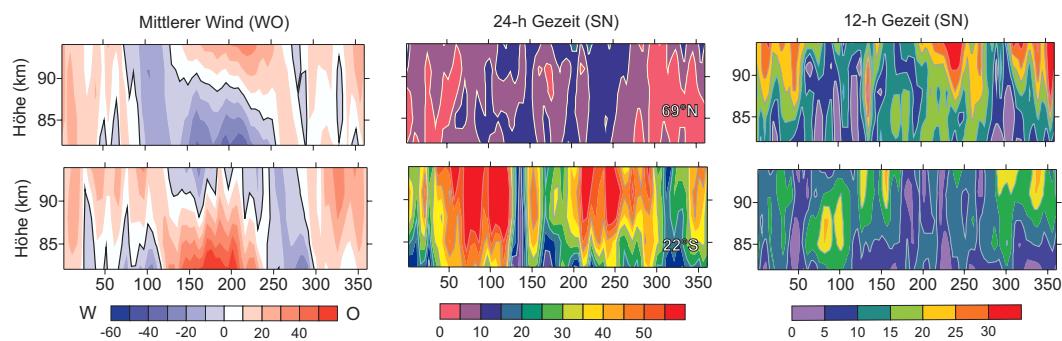


Abb. 30.1: Mittlerer zonaler Wind (West – Ost, m/s), ganztägige und halbtägige Gezeiten des meridionalen (Süd – Nord) Windes in polaren (69°N) und subtropischen (22°S , 45°W) Breiten nach 10-d Analysen.

Von den weit mehr als 20 Meteor-Radarexperimenten zwischen 68°N und 67°S , die im Rahmen des Radarteam des CAWSES Global Tidal Projektes verfügbar sind, werden im Weiteren die Daten der Stationen Andenes (69°N , 16°O), Kototabang (0°S , 100°O), Cariri (7°S , 37°W), Learmonth (22°S , 114°O), Cachoeira Paulista (22°S , 45°W) und Rarotonga (21°S , 160°W) verwendet. Mittlere Winde und Gezeiten (24-h, 12-h und 8-h) werden mittels harmonischer Analyse für Mittelungszeiträume von 4, 10 und 60 Tagen im Höhenbereich 80–98 km ermittelt. Die jahreszeitliche Variation des mittleren zonalen Windes ist durch einen Ostwindjet in hohen Breiten im Sommer mit einem Maximum von ca. 60 m/s um 80 km gekennzeichnet (Abb. 30.1).

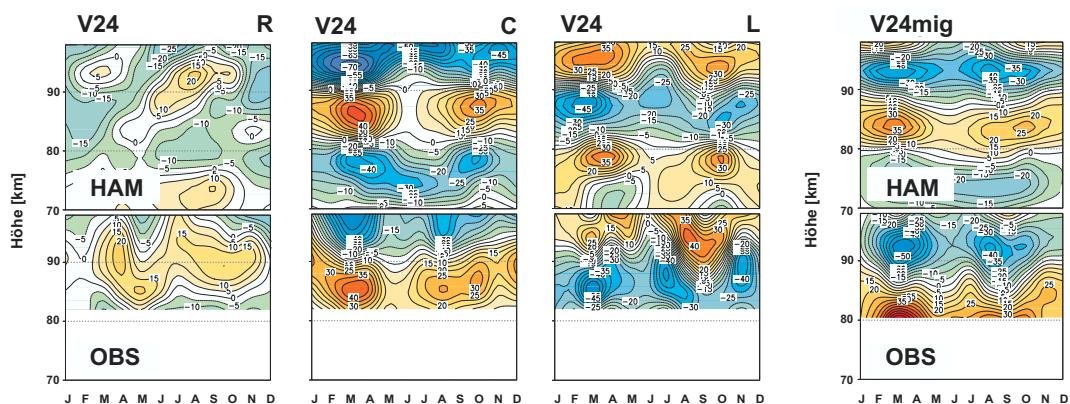


Abb. 30.2: V24: Höhen-Zeitschnitt der ganztägigen Gezeit im meridionalen (Süd-Nord) Wind, m/s, summiert über alle horizontalen Windkomponenten an den Beobachtungsorten Rarotonga (R), Cachoeira Paulista (C) und Learmonth (L) für HAMMONIA (HAM) und Radardaten (OBS), 00 UT. V24mig: migrierende ganztägige Gezeit, abgeleitet für HAMMONIA (HAM) und aus Radardaten (OBS) in 22°S .

Die ganztägige Gezeit erreicht die größten Amplituden von etwa 55 m/s in den Subtropen, während die halbtägige Gezeit die größten Werte (~ 35 m/s) in mittleren und hohen Breiten annimmt. Gleichzeitige Radarbeobachtungen der ganztägigen Gezeit an verschiedenen geographischen Längen (Abb. 30.2, V24 – OBS) in den Subtropen (22° S) zeigen ausgeprägte längenabhängige Unterschiede. Neben der sonnensynchron laufenden migrierenden Gezeitenkomponente wird eine mit vergleichbarer Amplitude auftretende nichtmigrierende Komponente beobachtet, die u.a. durch den Eintrag von latenter Wärme in den Zentren der tropischen Konvektion erzeugt wird. Die mit dem allgemeinen Zirkulationsmodell HAMMONIA (Schmidt et al., 2006) für die Beobachtungsorte gewonnenen Daten (Abb. 30.2, V24 – HAM) zeigen vergleichbare Variationen und Amplituden im Jahresgang. Durch Mittelung von hinreichend weit auseinander liegenden Beobachtungen zur gleichen Ortszeit kann die migrierende Gezeitenkomponente (Abb. 30.2, V24mig) abgeschätzt werden, die sich ebenfalls in Übereinstimmung mit den Modellergebnissen befindet.

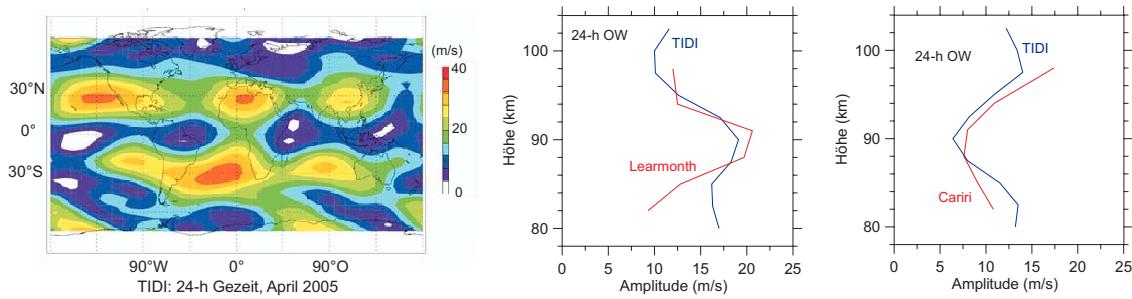


Abb. 30.3: Längen-Breitenschnitt der ganztägigen Gezeit des zonalen (West-Ost) Windes nach TIDI-Beobachtungen in 90 km und Höhenprofile der Gezeitenamplitude nach Radar- und TIDI-Messungen in Learmonth (22° S) und Cariri (7° S) im April 2005 (TIDI-Daten: J. Oberheide, Uni. Wuppertal).

Das TIDI-Windexperiment des TIMED-Satelliten ermöglicht die Bestimmung der ganztägigen Gezeit zwischen 55° N und 55° S in Höhen oberhalb von 80 km für Zeiträume von 60 Tagen entsprechend der für eine vollständige Ortszeiterfassung erforderlichen Messzeit. Abb. 30.3 zeigt einen Längen-Breitenschnitt der ganztägigen Gezeit für April 2005 mit ausgeprägten längenabhängigen Strukturen in den Subtropen nördlich und südlich des Äquators. Vergleichbare Monatsmittelwerte wurden für die Radarbeobachtungen aus 60-d Analysen bestimmt. Die Amplituden der ganztägigen Gezeit in äquatorialen und subtropischen Breiten nach Beobachtungen und TIDI-Messungen befinden sich guter Übereinstimmung (Abb. 30.3), gleiches gilt für die hier nicht gezeigten Phasen.

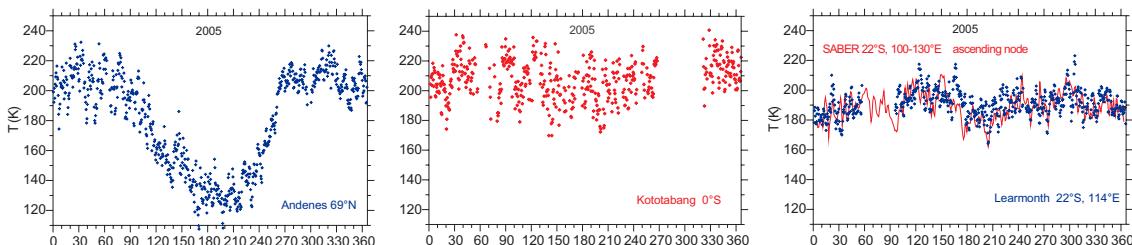


Abb. 30.4: Mittlere tägliche Temperaturen (~ 90 km) in hohen und niederen Breiten und Tagesmittelwerte der Temperaturen gemessen mit SABER in 22° S (J.M. Forbes, Uni. Colorado, Boulder).

Die Meteorbeobachtungen erlauben auch die Ermittlung mittlerer täglicher Temperaturen des Neutralgases im 90-km Niveau aus der Abklingzeit der Meteorechos. Der Jahresgang der Temperatur ist in polaren Breiten durch einen Sommer-/Winterunterschied von mehr als 100 K gekennzeichnet, der in niederen Breiten verschwindet (Abb. 30.4). Die Temperaturen aus Meteorbeobachtungen zeigen einen mit TIMED-SABER Daten vergleichbaren Jahresgang in 90 km.

31 Vergleich von Horizontalwindmessungen aus Radarbeobachtungen mit in-situ Ballon- und Raketensondierungen

(N. Engler, W. Singer, R. Latteck, B. Strelnikov)

Die Radarexperimente an den verschiedenen Standorten ermöglichen die Bestimmung des Horizontalwindfeldes in der unteren und mittleren Atmosphäre. In Nord-Norwegen (Andenes, 69°N, 16°O) stehen das ALWIN MST-Radar (53,5 MHz) und zwei MF-Radars, das Andenes MF-Radar (1,98 MHz) und das Saura MF-Radar (3,17 MHz), für kontinuierliche Windmessungen zur Verfügung (vgl. auch Kap. 25). Zur Abschätzung der Güte der Windmessungen wurden die mittels Radar gemessenen Winde mit in-situ Beobachtungen am selben Standort verglichen. In der Troposphäre und unteren Stratosphäre wurden die mit der Spaced-Antenna Methode (SA) und dem Doppler-Beam-Steering Verfahren (DBS) ermittelten Radarwinde den Windmessungen von Radiosonden gegenüber gestellt. In der Mesosphäre erfolgte der Vergleich der Radarwinde mit in-situ Windmessungen meteorologischer Raketen.

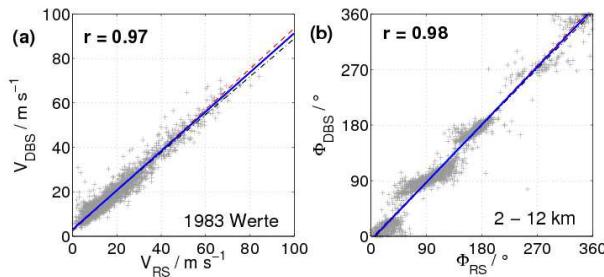


Abb. 31.2: Streudiagramm der Windgeschwindigkeiten (a) und Windrichtungen (b) von DBS-Messungen mit dem ALWIN VHF-Radar und Radiosondenaufstiegen.

Nähe der Tropopause auf, wo sich die Anzahl der Rauschverhältnis, halbiert. Für die Windrichtungen beträgt der rms-Fehler für den beobachteten Höhenbereich ca. 14°.

Abb. 31.2 stellt ähnliche Analysen für das DBS-Experiment desselben Radars dar. Dieser Vergleich beruht auf 186 zeitgleichen Messungen von Radar und Radiosonden. Die ermittelten Werte korrelieren sehr gut ($r \geq 0.97$) und die Streuung der Werte ist unabhängig von der Windgeschwindigkeit. Statistisch weisen die mittleren quadratischen Abweichungen der Geschwindigkeiten zwischen Doppler-Experiment und Radiosonden eine geringere Variation mit der Höhe auf und liegen unter 4 ms^{-1} , wie Abb. 31.3b zeigt. Der Vergleich von Radarmessungen und Radiosondensondierungen zeigt, dass die Windrichtungen für bei-

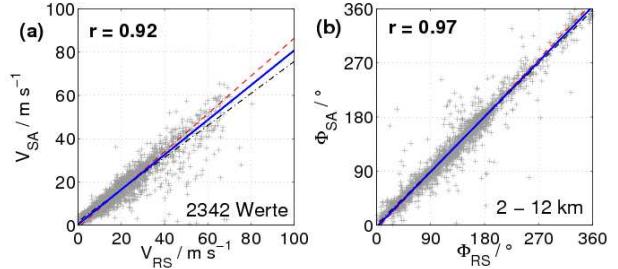


Abb. 31.1: Streudiagramm der Windgeschwindigkeiten (a) und Windrichtungen (b) von SA-Messungen mit dem ALWIN VHF-Radar und gleichzeitigen Radiosondenaufstiegen.

Abb. 31.1 zeigt Streudiagramme von Windgeschwindigkeit (a) und Windrichtung (b) aus SA-Messungen mit dem MST-Radar und Beobachtungen mittels Radiosonden. Die Windrichtungen und Windgeschwindigkeiten aus beiden Messmethoden sind hoch korreliert ($r_V = 0.92$ und $r_\Phi = 0.97$), wobei im Falle der Windgeschwindigkeit die Streuung mit wachsender Geschwindigkeit zunimmt. Der mittlere quadratische Fehler (rms error) der Differenzen zwischen den SA-Messungen und den Radiosonden nimmt mit der Höhe zu (s. Abb. 31.3a).

Die größten rms-Abweichungen treten in der Nähe der Tropopause auf, wo sich die Anzahl der Werte, bedingt durch ein niedriges Signal-Rauschverhältnis, halbiert. Für die Windrichtungen beträgt der rms-Fehler für den beobachteten Höhenbereich ca. 14°.

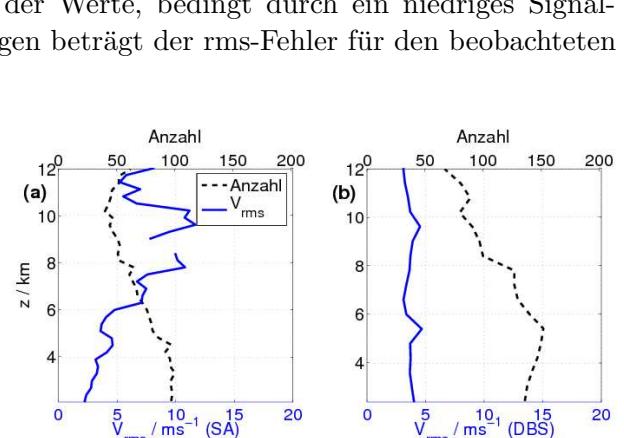


Abb. 31.3: Höhenverteilung der mittleren quadratischen Abweichungen der Windgeschwindigkeiten aus SA-Beobachtungen (a) und DBS-Messungen (b) mit dem ALWIN VHF-Radar und Radiosondenaufstiegen.

de Radarexperimente gut bestimmt werden. Aufgrund der Experimentkonfiguration (Anzahl der verwendeten Antennen und damit größerer Signalgewinn beim Empfang, Strahlbreite und Analyseverfahren) weisen die DBS-Messungen geringere Abweichungen zu den in-situ beobachteten Ballonwinden auf als die SA-Messungen.

In der Mesosphäre stehen für den Vergleich von Radar-Windmessungen zu in-situ Experimenten die Windbestimmung mittels fallender Kugeln zur Verfügung. Nach dem Entfalten der Kugeln in ca. 95 km werden sie durch die Atmosphäre abgebremst und unterhalb von 80 km folgen sie dann dem Horizontalwind. Aus mehreren Kampagnen zwischen 1999 und 2005 liegen für den Vergleich mit dem Andenes MF-Radar 46 zeitgleiche Windprofile vor, die einen gemeinsamen Höhenbereich von 60–80 km überdecken.

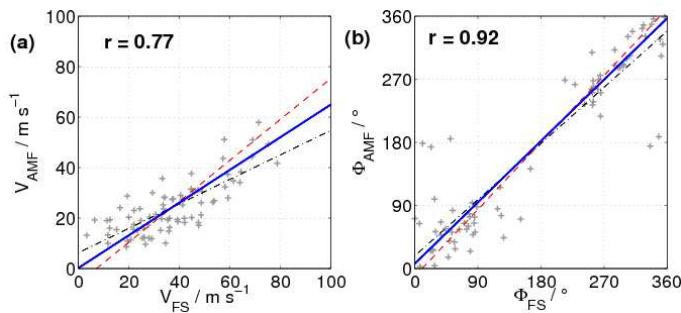


Abb. 31.4: Streudiagramm der Windgeschwindigkeiten (a) und Windrichtungen (b) von SA-Messungen mit dem Andenes-MF-Radar im Vergleich zu fallenden Kugeln.

Die Abb. 31.4 stellt den Vergleich der Windparameter aus Beobachtungen des Andenes MF-Radars mit den fallenden Kugeln dar. Die Windrichtungen beider Methoden stimmen gut überein, wogegen die ermittelten Windgeschwindigkeiten aus den Radarmessungen bei hohen Windgeschwindigkeiten im Allgemeinen niedriger sind als die aus in-situ Messungen. Ein wesentlicher Punkt für diesen Unterschied liegt in der Größe der Messvolumen. Während die fallende Kugel das Windfeld in einer Entfernung von ungefähr 60 km vom Radarstandort in einem relativ kleinen Volumen bestimmt, wird das Radarsignal aus 75 km Höhe durch einen breiten Radarstrahl mit einem Durchmesser von ca. 130 km und einer vertikalen Auflösung von etwa 4 km erfasst. Die Feinstruktur und die räumliche Variabilität des Windfeldes wird bei der Radarbeobachtung daher entsprechend geglättet.

Seit dem Jahr 2002 können auch Windmessungen mit dem Saura MF-Radar durchgeführt werden, welches eine deutlich geringere Strahlbreite (6°) als das Andenes MF-Radar (60°) aufweist und somit auch ein kleineres Volumen beleuchtet. Für einen direkten Vergleich zwischen dem SA-Experiment des Saura MF-Radar und den fallenden Kugeln liegen 21 zeitgleiche Messungen vor. Abb. 31.5 zeigt das Streudiagramm der Horizontalwindmessungen von Radar im Vergleich zu den fallenden Kugeln für den untersuchbaren Höhenbereich. Die Unterschiede in den Windgeschwindigkeiten sind geringer als bei dem Andenes MF-Radar und weisen eine mittlere Abweichung von ca. 20% auf.

Der Vergleich der vorhandenen Horizontalwindmessungen mittels Radars mit in-situ Experimenten in der unteren und mittleren Atmosphäre zeigt eine sehr gute Übereinstimmung der ermittelten Windrichtungen. Für die Windgeschwindigkeiten wurden Abschätzungen über die Unterschiede zu den in-situ Messungen ermittelt. Hierbei wird deutlich, dass die Windbeobachtungen mit einem schmalen Radarstrahl, wie sie mit dem ALWIN MST-Radar und dem Saura MF-Radar durchgeführt werden können, geringere Abweichungen zu den in-situ Beobachtungen aufweisen. Die DBS-Methode nutzt sowohl im Sende- als auch im Empfangsaufbau einen schmalen Strahl und liefert die geringsten Differenzen.

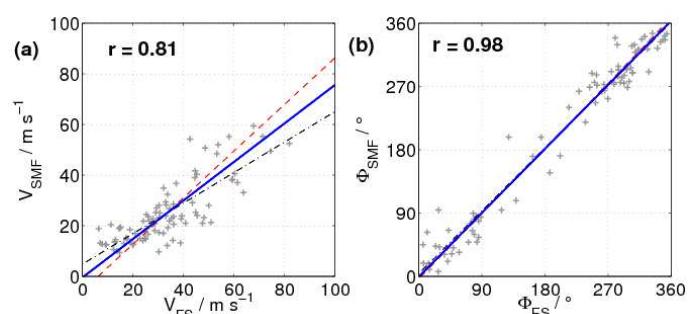


Abb. 31.5: Streudiagramm der Windgeschwindigkeiten (a) und Windrichtungen (b) aus SA-Messungen mit dem Saura MF-Radar verglichen mit fallenden Kugeln.

32 Langzeitige Variationen im mesosphärischen Windfeld mittlerer Breiten

(D. Keuer, P. Hoffmann, W. Singer, J. Bremer)

Seit 1990 werden in Juliusruh ($54,6^{\circ}\text{N}$; $13,4^{\circ}\text{E}$) kontinuierliche Windmessungen im Mesosphärenbereich durchgeführt, bis Frühjahr 2003 mit einem FMCW-Radar auf 3,18 MHz und seit Beginn 2003 mit einem normalen Impulsradar auf derselben Frequenz. In einer 3-monatigen Übergangszeit wurden nahezu gleichzeitige Messungen mit beiden Radars durchgeführt (alternierender halbstündiger Betrieb beider Anlagen) und dabei eine sehr gute Übereinstimmung der Messergebnisse nachgewiesen.

In Abb. 32.1 ist das aus den MF-Radar Messungen in Juliusruh abgeleitete zonale Windfeld für 3 charakteristische Zeiträume dargestellt, 1990-1992 und 2000-2002 sind Perioden maximaler solare Aktivität während die Jahre 1995-1997 mit dem solaren Aktivitätsminimum zusammenfallen. In allen Fällen ist die jahreszeitliche Variation des Windfeldes geprägt durch sommerliche Ost- und winterliche Westwinde, wobei der sommerliche Ostwind oberhalb etwa 90 km in Westwind umschlägt. Es fällt auf, dass einerseits die Windgeschwindigkeiten im solaren Maximum höher als im solaren Minimum sind und andererseits die Windgeschwindigkeit in der zweiten Periode hoher Sonnenaktivität größer ist als in der entsprechenden ersten Periode. Damit deuten sich sowohl Variationen in Abhängigkeit von der solaren Aktivität an als auch mögliche langfristige Trends. Aus diesem Grunde wurden zweifache Regressionsanalysen durchgeführt auf der Basis monatlicher Medianwerte des Zonalwindes, des Meridionalwindes und der Amplitude der halbtägigen Gezeitenkomponente entsprechend folgender Formel $v = a + b \cdot Ly\alpha + c \cdot Jahr$. Darin wird die solare Lyman α Strahlung als Maß für die Sonnenaktivität benutzt.

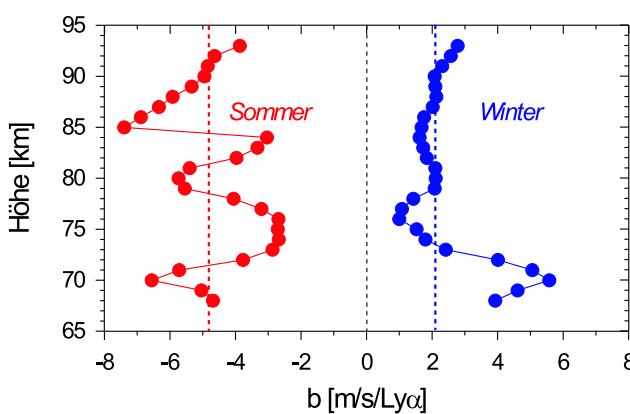


Abb. 32.2: Partielle Regressionskoeffizienten b zwischen der zonalen Windgeschwindigkeit nach Messungen in Juliusruh und der solaren Lyman α Strahlung in Abhängigkeit von der Höhe für Sommer (rot) und Winter (blau).

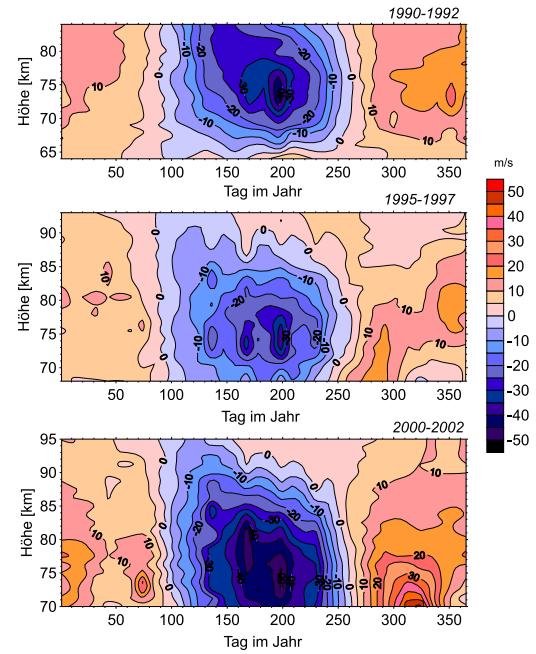


Abb. 32.1: Mittlere Höhen-Zeit-Schnitte der zonalen Windgeschwindigkeit nach MF-Radar Messungen in Juliusruh für unterschiedliche Zeitintervalle.

Getrennt für Sommer (Mai-August) und Winter (November-Februar) sind in Abb. 32.2 die Werte des partiellen Regressionskoeffizienten b für den Zonalwind in Abhängigkeit von der Höhe aufgetragen. Danach nimmt sowohl die Stärke des sommerlichen Ostwindes als auch des winterlichen Westwindes im untersuchten Höhenbereich mit steigender Sonnenaktivität deutlich zu.

Der Meridionalwind ist generell positiv korreliert mit der Sonnenaktivität, wobei der stärkste Einfluss im Sommer nachgewiesen werden konnte. Demgegenüber ist der solare Einfluss auf die halbtägige Gezeitenkomponente nur gering und nicht signifikant.

Die Trends (partielle Regressionskoeffizienten c) im Zonalwind sind in Abb. 32.3 wie-

der getrennt für Sommer und Winter aufgetragen. Dabei fällt auf, dass die Trends im Sommer unterhalb ca. 85 km negativ und oberhalb dieser Höhe positiv werden. Im Winter wird ein entgegengesetztes Verhalten beobachtet. Danach verstärken sich unterhalb 85 km die sommerlichen Ost- und die winterlichen Westwinde, während oberhalb dieser Höhe die sommerlichen West- und die winterlichen Ostwinde langfristig zunehmen.

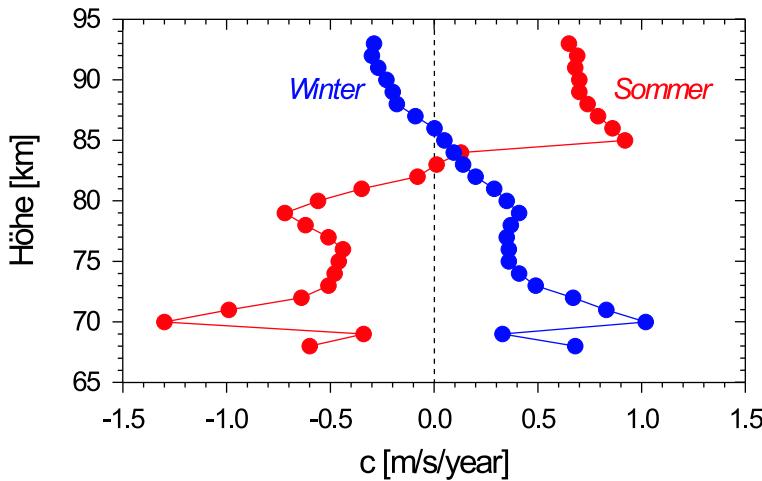


Abb. 32.3: Trends der zonalen Windgeschwindigkeit nach Messungen in Juliusruh (partielle Regressionskoeffizienten c) in Abhängigkeit von der Höhe für Sommer (rot) und Winter (blau).

mit den Modelldaten deutet darauf hin, dass die beobachteten Trends zu einem wesentlichen Teil durch eine Zunahme der atmosphärischen Treibhausgase bedingt sind.

Die Trends im Meridionalwind sind kleiner als in der zonalen Komponente des mesosphärischen Windfeldes. Im Sommer werden unterhalb etwa 84 km zumeist signifikante positive Trends erhalten, während oberhalb dieser Höhe negative Trends vorkommen, die allerdings nicht signifikant sind. Die winterlichen Trends des Meridionalwindes sind in der Regel nicht signifikant, nur in 90 km Höhe wird ein signifikanter negativer Trend erhalten.

Die Trends in der Amplitude der halbtägigen Gezeitenkomponente des mesosphärischen Windfeldes sind unabhängig von der Jahreszeit im untersuchten Zeitintervall in allen Höhen positiv, die Mehrzahl dieser Trends ist signifikant.

Die in Abb. 32.3 dargestellten Trends sind in qualitativer Übereinstimmung mit Rechnungen mit dem HAMMONIA Modell (Schmidt et al., *J. Climate*, 19, 3903–3931, 2006), wo der Einfluss einer CO_2 -Verdopplung simuliert wurde. In Abb. 32.4 sind die für $55^\circ N$ berechneten Änderungen des zonalen Windes aufgetragen. Die Form der Trends für Sommer und Winter stimmt dabei mit jener in Abb. 32.3 überein, allerdings ist die Höhe der Trendumkehr im Modell in deutlich größeren Höhen als bei den experimentellen Werten. Die qualitative Übereinstimmung der experimentellen Trends

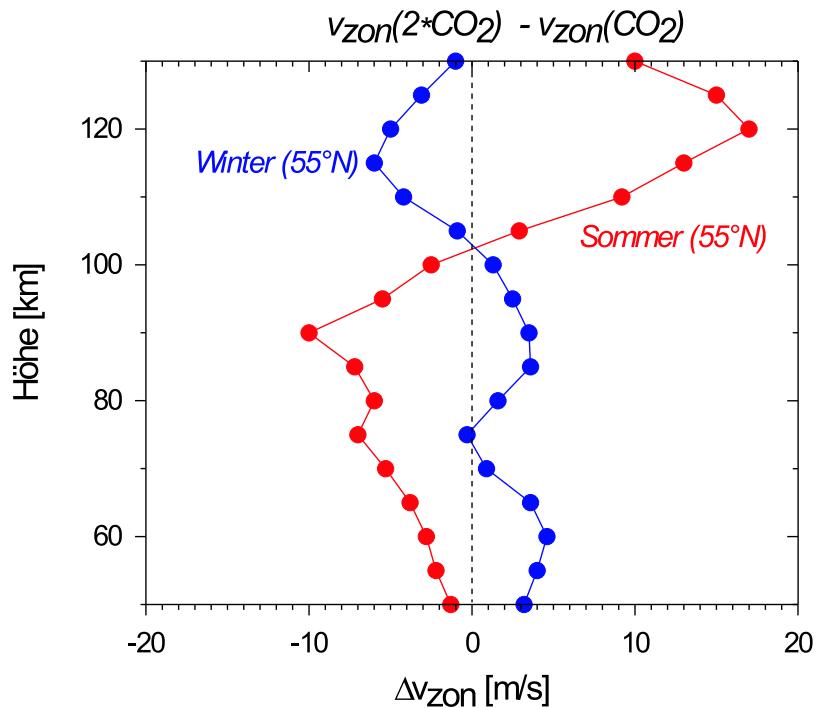


Abb. 32.4: Änderungen der zonalen Windgeschwindigkeit in $55^\circ N$ infolge Verdopplung des atmosphärischen CO_2 Anteils nach Modellrechnungen mit HAMMONIA für Sommer (rot) und Winter (blau).

33 Auswirkungen stratosphärischer Ozontrends auf die untere Thermosphäre

(J. Bremer, D. Peters, U. Scholze, B. Wecke)

Im Institutsbericht des IAP für 2004/2005 wurde über den Einfluss stratosphärischer Ozonvariationen auf die Mesosphäre in mittleren Breiten berichtet. Da nach Modellrechnungen am IAP und nach Akmaev et al. (*JASTP*, 68, 1879–1889, 2006) dieser Einfluss auch in der Thermosphäre möglich sein sollte, wurden Trendanalysen mit thermosphärischen Parametern durchgeführt. Dabei bieten sich Ionosphärenraten aus Ionosondenmessungen an, die an einer Vielzahl von Stationen seit vielen Jahren (in der Regel ab etwa 1957 oder später) kontinuierlich abgeleitet werden. Insbesondere für die Elektronendichte im Maximum der ionosphärischen E-Schicht, ausgedrückt durch die maximale an dieser Schicht vertikal reflektierte Frequenz f_{OE} , liegen Messreihen von vielen Stationen vor.

Aus Beobachtungen an insgesamt 45 Ionosondestationen in mittleren Breiten (30°N - 60°N und 30°S - 60°S) wurden Trends in f_{OE} nach sorgfältiger Eliminierung der solar und geomagnetisch bedingten Anteile bestimmt. Die verbleibenden Reste Δf_{OE} der einzelnen individuellen Trends wurden zusammengefasst zu einer global gemittelten Zeitreihe, die im oberen Teil der Abb. 33.1 aufgetragen ist (schwarze Kurve). Dabei ergibt sich für den gesamten Zeitraum ein positiv signifikanter Trend (rote Gerade). Im unteren Teil der Abb. 33.1 ist die langzeitige Variation des totalen Ozons über der Station Arosa aufgetragen, auch hier nach Eliminierung der solar und geomagnetisch bedingten Anteile. Die Ozonvariation ist langfristig durch eine Abnahme gekennzeichnet (rote Gerade), in den Teilintervallen vor 1979 ist sie allerdings leicht positiv, zwischen 1979 und 1995 stark negativ, und nach 1995 stärker positiv.

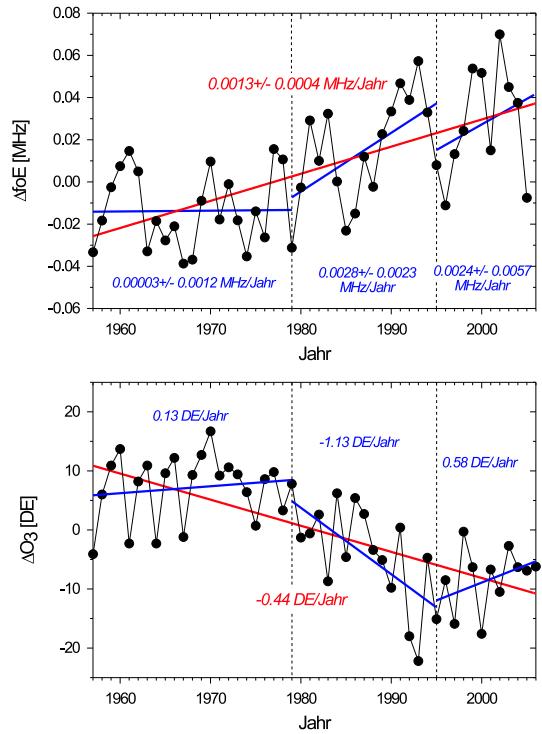


Abb. 33.1: Langfristige Variationen mittlerer Trends in f_{OE} aus Ionosondenbeobachtungen in mittleren Breiten (oben) und im totalen Ozon über der Station Arosa (unten).

Die langfristige Variation des totalen Ozons über der Station Arosa aufgetragen, auch hier nach Eliminierung der solar und geomagnetisch bedingten Anteile. Die Ozonvariation ist langfristig durch eine Abnahme gekennzeichnet (rote Gerade), in den Teilintervallen vor 1979 ist sie allerdings leicht positiv, zwischen 1979 und 1995 stark negativ, und nach 1995 stärker positiv.

Dieses generelle Verhalten wurde auch an anderen europäischen Stationen beobachtet und hat Auswirkungen auf die f_{OE} -Variationen. Dabei ist zu berücksichtigen, dass die f_{OE} Trends sowohl durch die Zunahme der Treibhausgase (CO_2 , CH_4 , ...) als auch die Ozonvariation bedingt ist. Der steilste f_{OE} -Anstieg wird im Intervall von 1979–1995 beobachtet, wo das totale Ozon seinen stärksten Abfall zeigt und den CO_2 -Effekt unterstützt, während nach 1995 der zunehmende CO_2 -Effekt durch den Ozonan-

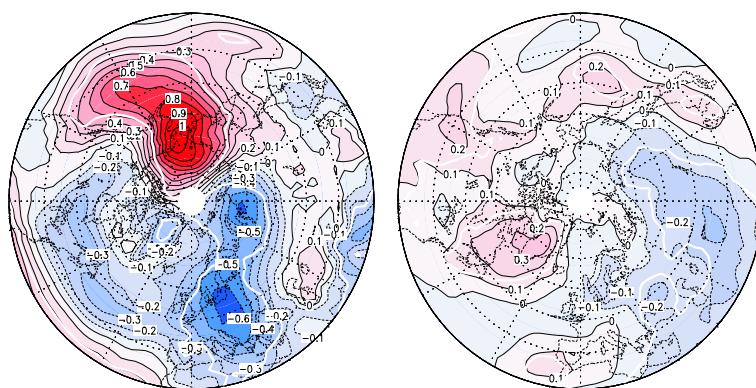


Abb. 33.2: Zonal asymmetrische Trends für das totale Ozon aus ERA40 Daten von 1960 bis 2002 für Januar (links) und Juli (rechts) auf der nördlichen Hemisphäre zwischen 30°N - 85°N .

stieg reduziert wird. Insgesamt stellen wir damit eine negative Korrelation zwischen den langfristigen Ozon- und f_{OE} -Variationen fest.

Aus Analysen des totalen Ozons nach ERA40 Daten wurden zonal asymmetrische Trends (d.h. Abweichungen vom mittleren zonalen Trend) abgeleitet. In Abb. 33.2 sind diese Trends für Januar (links) und Juli (rechts) aus dem Zeitraum von 1960–2002 für die Nordhemisphäre (30°N - 85°N) dargestellt.

Dabei zeichnet sich insbesondere im Winter eine Welle 1 Struktur ab, die auch im Sommer mit allerdings deutlich geringerer Amplitude zu erkennen ist. Wenn die Ozonvariationen für die foE Trends wichtig sind, sollten ähnliche Strukturen auch hier beobachtet werden. Deshalb wurden die foE-Trends der einzelnen Stationen auf der nördlichen Hemisphäre mit geografischen Breiten zwischen 30°N und 75°N in Abb. 33.3 in Abhängigkeit von der geografischen Länge der Messstationen getrennt für Winter und Sommer.

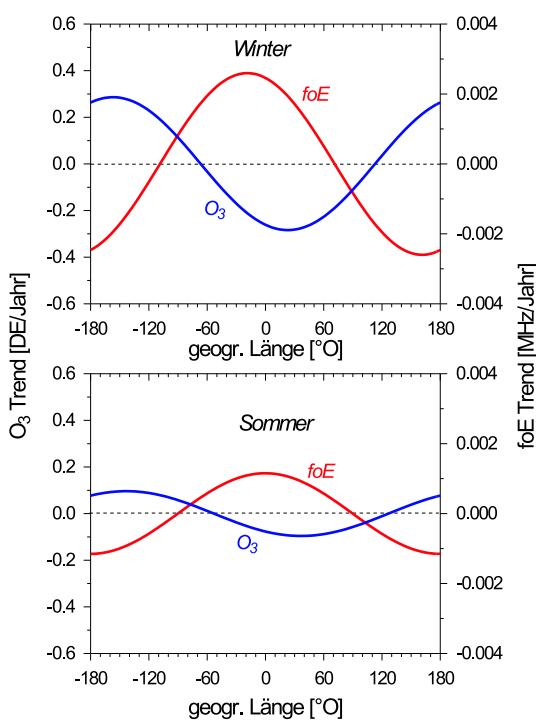


Abb. 33.4: Mittlere Variationen der zonal asymmetrischen Trends in foE (rot) und im totalen Ozon (blau) jeweils für einen Breitengürtel von 30°N - 75°N .

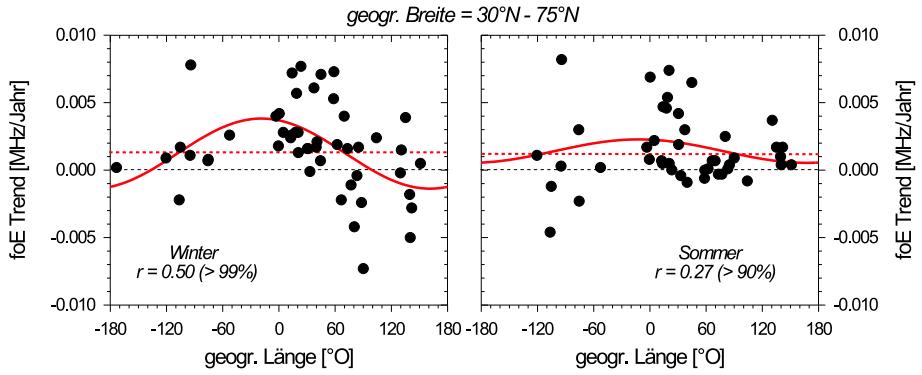


Abb. 33.3: Trends in foE aus individuellen Ionomosondenmessungen aus dem Breitengürtel zwischen 30°N - 75°N in Abhängigkeit von der geografischen Länge der Messstationen getrennt für Winter und Sommer.

In Abb. 33.4 sind die zonal asymmetrischen Trends von foE (rote Kurven) zusammen mit entsprechenden Trends des totalen Ozons (blaue Kurven, auch hier bestimmt für das Breitenintervall von 30°N - 75°N , gemittelt über Dezember-Januar für den Winter und Mai-August für den Sommer) gemeinsam aufgetragen. In erster Näherung wird die erwartete negative Korrelation zwischen den zonal asymmetrischen Trends im Ozon und foE beobachtet, allerdings bei einer geringen Phasendifferenz. Nach Modellrechnungen (Gabriel et al., 2007) breitet sich jedoch die durch die Ozontrends verursachte und mit der Höhe zunehmende Temperaturwelle westwärts aus, so dass in der E-Schicht eine inverse Relation zwischen der durch die Ozonvariation induzierten Temperatur und foE zu erwarten ist. Diese Modell-Untersuchungen liegen bislang allerdings nur für Winterbedingungen vor, Untersuchungen für den Sommer stehen noch aus.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass stratosphärische Ozonänderungen auch in der unteren Thermosphäre langfristige Variationen maßgeblich beeinflussen können.

34 Mesosphärische Variabilität während stratosphärischer Erwärmungen

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

Kontinuierliche Beobachtungen mit den Meteor- und MF-Radaranlagen des IAP werden zur Bestimmung mittlerer Windfelder und der halb- und ganztägigen Gezeitenkomponente für den Höhenbereich von 70 - 100 km und zur Ableitung von Temperaturen in ca. 90 km Höhe genutzt. Im Winter ist dieser Höhenbereich durch eine starke Variabilität gekennzeichnet, die vor allem durch die Ausbreitung planetarer Wellen aus der Tropo- und unteren Stratosphäre begründet ist und zu plötzlichen Erwärmungen in der Stratosphäre (sudden stratospheric warming - SSW) führen kann. Das Ziel dieses Beitrages besteht in der experimentellen Untersuchung des dynamischen und thermischen Zustandes in der Mesosphäre auf der Basis der Radarbeobachtungen während des Auftretens von SSWs. Ein typisches Beispiel des zeitlichen Ablaufes der Wirkung einer SSW in der Meso- und Stratosphäre ist in Abb. 34.1 dargestellt. Die im Zusammenhang mit SSWs beobachtete Umstellung von Westwind auf Ostwind findet man zuerst in der Mesosphäre (oberes Bild, Windmessung mit dem Andenes MF-Radar) und erst später in der unteren Stratosphäre (unteres Bild, aus ECMWF-Analysen). Der zeitliche Versatz betrug hier etwa 2 Wochen.

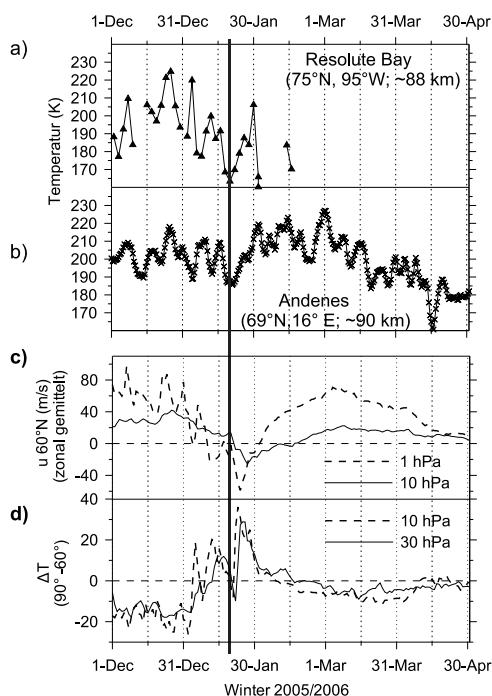


Abb. 34.2: Mesosphärische Temperaturen (a, b; Meteor-Radarmessungen) und stratosphärische Wind- und Temperaturvariationen (c, d; ECMWF Daten).

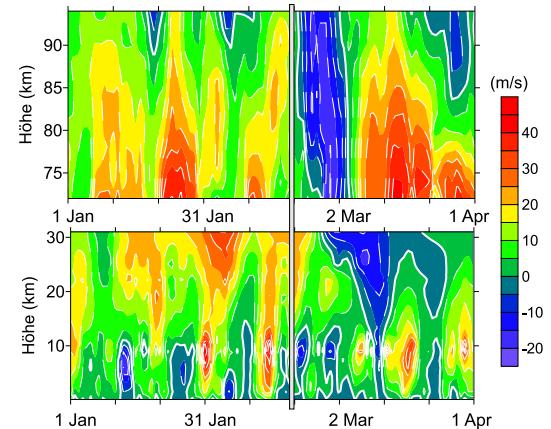


Abb. 34.1: Variationen der zonalen Winde über Andenes (69°N , 16°E) während einer SSW im Winter 1998/1999. Oben: Mesosphärische Winde aus Messungen mit dem Andenes MF-Radar; Unten: ECMWF - Daten aus der Tropo-/Stratosphäre für Andenes. Die vertikale Linie weist auf den früheren Einsatz der Windumstellung in der Mesosphäre hin.

Starke SSWs, die man auch als Major Warming bezeichnet, werden durch eine von 60°N beginnende und polwärts gerichtete Zunahme der zonal gemittelten Temperatur in oder unterhalb der 10 hPa Druckfläche (~ 30 km; Abb. 34.2,d) und einer damit verbundenen Umstellung der zonal gemittelten Zonalwinde in diesen Höhen (Abb. 34.2,c) charakterisiert. Die hier gezeigten Variationen wurden aus ECMWF-Datenanalysen (Quelle: FU Berlin) abgeleitet. Derartige SSWs führen zu einem vorübergehenden Zusammenbruch bzw. zur Aufspaltung des Polarwirbels. Für den Winter 2005/2006 konnte aus den zonal gemittelten meridionalen Temperaturgradienten zwischen 90°N und 60°N und den zonal gemittelten Winden in der Stratosphäre eine starke Erwärmung (major Warming) am 23.01.2006 nachgewiesen werden. SSWs führen zu einer Abkühlung in der Mesosphäre, wie sie z.B. auch in Temperaturmessungen mit den Lidaranlagen des IAP beobachtet werden (siehe Kapitel 18). Die in Abb. 34.2 gezeigten Temperaturen in der oberen Mesosphäre wurden (a) aus Messungen mit dem Meteor-Radar in Resolute Bay (75°N , 95°W) für eine Höhe von ~ 88 km und (b) mit dem Meteor-Radar in Andenes für eine Höhe von ~ 90 km abgeleitet (siehe auch Kapitel 36) und bestätigen die mesosphärische

Abkühlung. Die tiefsten Temperaturen traten in hohen Breiten in Resolute Bay (75°N) auf. Analog zu Abb. 34.1 wurde ein zeitlicher Versatz von mehreren Tagen zwischen der mesosphärischen Abkühlung und dem Einsatz der SSW in der Stratosphäre beobachtet.

Zur Untersuchung der Ursachen für den früheren Einsatz der Windumkehr im Mesopausenbereich und für die mesosphärische Abkühlung während der SSW ist eine Kenntnis der Dynamik planetarer Wellen und Schwerewellen erforderlich. Eine Identifikation planetarer Wellen ist nur über einen Vergleich von Messungen an verschiedenen Standorten möglich. Die in Abb. 34.3 dargestellten Meridionalwinde aus Meteor-Radar-Messungen in Resolute Bay (95°W) und in Andenes (16°E) zeigen vor und während der SSW unterschiedliche Vorzeichen und liefern somit einen Hinweis auf eine Welle 1-Struktur.

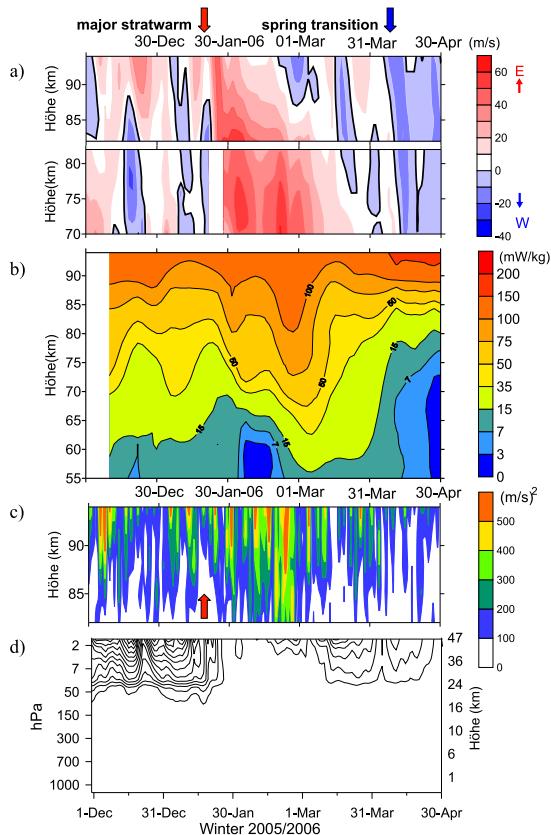


Abb. 34.4: (a) Zonalwinde in Andenes (Meteor-Radar 82 - 94 km, MF-Radar 70 - 82 km); (b) turbulente Dissipation (Saura MF-Radar); (c) Schwerewellenaktivität (Meteor-Radar); (d) Amplitude der Welle 1 in 60°N (1. Konturlinie bei 500 m, Schrittweite 200 m) (ECMWF-Daten: M.Kunze, FU Berlin).

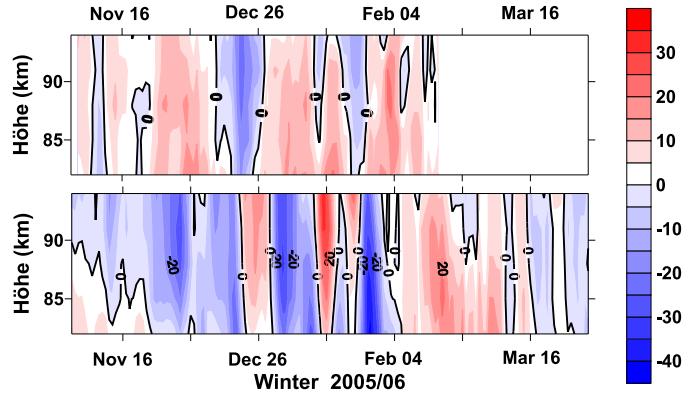


Abb. 34.3: Variationen der meridionalen Winde aus Messungen mit den Meteor-Radars in Resolute Bay (75°N , 95°W , oben) und in Andenes (69°N , 16°E , unten) vom 1. Nov. - 31. März 2006.

Abb. 34.4 zeigt den mesosphärischen Zonalwind, die turbulente Dissipation, die aus Messungen der spektralen Breite der Daten des Saura MF-Radars (siehe Kapitel 25) abgeleitet wurde, und die kinetische Energie von Schwerewellen im Periodenbereich von 3 bis 9 Stunden für den Winter 2005/2006. Vor und während der SSW zeigen die ECMWF-Daten eine erhöhte Aktivität der planetaren Welle 1 in der oberen Stratosphäre (Abb. 34.4,d). Nahezu zeitgleich mit der reduzierten Schwerewellenaktivität während der SSW (gekennzeichnet durch die roten Pfeile in Abb. 34.4) wird eine reduzierte Dissipation in der MLT-Region und die Abkühlung in der Mesosphäre (Abb. 34.2,b) beobachtet. Auf die damit im Zusammenhang stehenden kurzfristigen Umstellungen auf westwärts gerichtete Winde (Abb. 34.2,a) folgt eine Periode starker ostwärts gerichteter Winde im Februar 2006. Eine mögliche Erklärung dafür besteht in der Wiederherstellung des Polarwirbels und in der Abschwächung der planetaren Wellen, so dass die Schwerewellen sich bis zur Mesopausenregion ausbreiten können. Diese Interpretation ist in Übereinstimmung mit den beobachteten erhöhten turbulenten Dissipationsraten und der Zunahme der Schwerewellenaktivität nach der SSW. Zur weiteren detaillierten Analyse werden in Kapitel 46 mittels Modellrechnungen für stratosphärische Erwärmungen die Beiträge aller wirkenden dynamischen Faktoren untersucht.

35 Radarbeobachtungen von Schwerewellen

(P. Hoffmann, W. Singer, R. Latteck, D. Peters, A. Serafimovich)

Ein wesentlicher Beitrag zum Verständnis der vertikalen Kopplung der atmosphärischen Schichten besteht in der Erforschung der Erzeugung, Ausbreitung und Dissipation atmosphärischer Schwerewellen. Zu ihrer experimentellen Untersuchung in der Tropo-/unteren Stratosphäre und in der MLT-Region stellen die mit den Radaranlagen des IAP durchgeführten Messungen der Windfelder eine geeignete Basis dar. Die Gründe dafür bestehen zum einen in den kontinuierlichen wetterunabhängigen Messungen, zum anderen kann die Auflösung der Radarsondierungen in Höhe und Zeit den zu untersuchenden Schwerewellenparametern angepasst werden. Mit Hilfe dieser Messungen sind zum einen Untersuchungen zur saisonalen Variation der Schwerewellenaktivität möglich, wie sie beispielsweise in Abb. 34.4 im Kapitel 34 im Zusammenhang mit einer stratosphärischen Erwärmung gezeigt wurde. Andererseits gestatten hochauflöste VHF-Radarmessungen konkrete Fallstudien zur Separation einzelner Schwerewellen und zur quantitativen Bestimmung ihrer Parameter. Derartige Untersuchungen werden in der Mesosphäre während des Auftretens polarer mesosphärischer Sommerechos durchgeführt.

Ein weiterer Schwerpunkt liegt auf dem Studium von Trägheitsschwerewellen in der Tropo- und unteren Stratosphäre, die durch Strahlströme in der oberen Troposphäre während des Brechens von Rossby-Wellen erzeugt werden. Zur Untersuchung dieser Schwerewellen bei zusätzlichem Einfluss orographisch angeregter Gebirgswellen wurde vom 23.–29. Januar 2005 in Andenes, Nordnorwegen, in unmittelbarer Nähe des Skandinavischen Bergrückens eine Messkampagne unter Einbeziehung von Messungen mit dem ALWIN VHF-Radar (siehe Kapitel 25), Radiosonden und meteorologischen Raketen durchgeführt. Die meteorologischen Bedingungen waren in dieser Zeit durch stark südostwärts gerichtete Winde über Andenes gekennzeichnet (Abb. 35.1). Die Maxima der Starkwindgebiete befanden sich am 24. und 26. Januar in einer Höhe von ca. 10 km (siehe auch Abb. 35.3). Gleichzeitig zu den im Tropopausenbereich angeregten Trägheitsschwerewellen bewirkte die Wettersituation eine Anströmung an den Skandinavischen Bergrücken und damit eine orographische Anregung von Gebirgswellen.

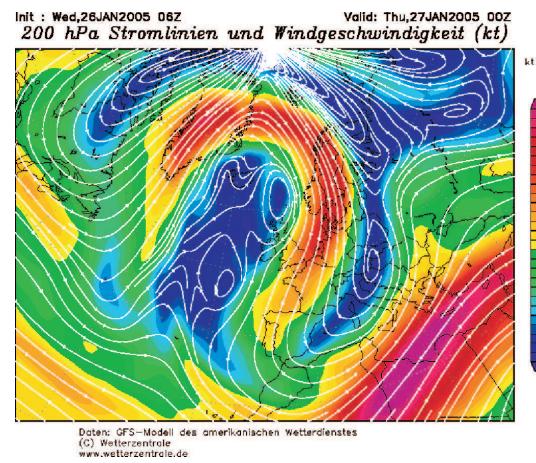


Abb. 35.1: Starke südostwärts gerichtete Winde in ca. 11 km Höhe über Andenes während einer Messkampagne vom 23.–29. Januar 2005.

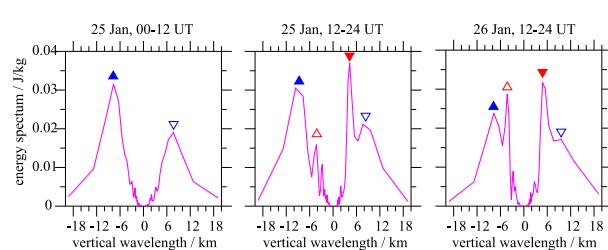


Abb. 35.2: Über 12 Stunden gemittelte Rotationsspektren. Schwerewellen mit vertikalen Wellenlängen >7 km werden durch das blaue Dreieck, Schwerewellen mit vertikalen Wellenlängen von 3–6 km durch das rote Dreieck gekennzeichnet. Die Spitze zeigt auf die Richtung der Energieausbreitung der Welle.

größeres Maximum im positiven Anteil des komplexen Spektrums auf eine abwärts gerichtete Energieausbreitung hin. Derartige Spektren wurden während der Kampagne in Zeitschritten von

6 Stunden berechnet und über 12 Stunden gemittelt. Die Beispiele in Abb. 35.2 zeigen, dass Wellen mit vertikalen Wellenlängen >7 km (blaue Dreiecke) vorwiegend eine aufwärts gerichtete Energieausbreitung aufweisen, wie sie für orographisch angeregte Gebirgswellen üblich sind. Schwerewellen mit vertikalen Wellenlängen von 3–6 km (rote Dreiecke) zeigen eine vorwiegend abwärts gerichtete Energieausbreitung, so dass hier auf eine Anregung von Träigkeitsschwerewellen durch die Starkwindgebiete geschlossen werden kann.

Die Ergebnisse entsprechender Analysen für die gesamte Kampagne sind in Abb. 35.3 zusammen mit der zeitlichen Entwicklung der Windgeschwindigkeit dargestellt. Die roten und blauen Dreiecke markieren die Energieausbreitung der dominierenden Schwerewellen für Wellenlängen im Bereich von 3–6 km und >7 km. Daraus ist ersichtlich, dass während des Durchgangs der Strahlströme vorwiegend Schwerewellen mit Wellenlängen von 3–6 km mit vorherrschend abwärts gerichteter Energieausbreitung generiert wurden. Außerhalb der Starkwindperioden wurden vorwiegend Schwerewellen mit vertikalen Wellenlängen >7 km identifiziert, charakterisiert in durch eine aufwärts gerichtete Energieausbreitung, d.h., in diesen Perioden sind die Gebirgswellen dominant.

Die Ergebnisse der VHF-Radarmessungen können außerdem auch zur Bestimmung turbulenter Energiedissipationsraten genutzt werden. Der Anteil der spektralen Breite der rückgestreuten Radarechos ist in Abb. 35.4 zusammen mit stündlichen Werten der Radar-Tropopause dargestellt.

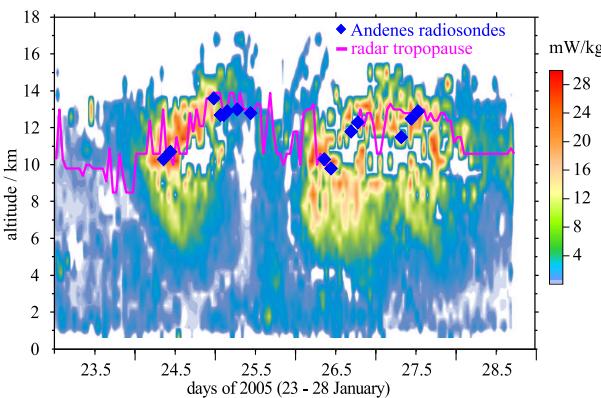


Abb. 35.4: Turbulente Energiedissipationsrate (farbig) und stündliche Tropopausenhöhen (rote Kurve) aus Messungen mit dem ALWIN VHF-Radar im Vergleich zu gleichzeitigen Radiosondenmessungen.

Analysen von Radar- und Lidardaten weiter ausgebaut werden. Diese Kombination ermöglicht zum einen Untersuchungen zum Verhältnis der kinetischen und potentiellen Energie der Schwerewellen, wie sie aus den Fluktuationen der Winde und der mit den Lidars gemessenen Temperaturen unter Einbeziehung ihrer Polarisationsbeziehungen abgeleitet werden können. Zum anderen kann damit der Höhenbereich für die Untersuchung von Schwerewellen und somit der vertikaler Koppelungsprozesse zwischen den atmosphärischen Schichten erweitert werden.

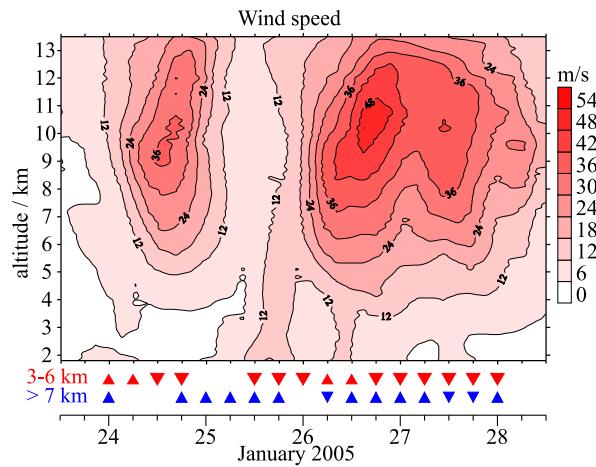


Abb. 35.3: Höhen-Zeit-Schnitt der Windgeschwindigkeit aus Radarmessungen während der Kampagne. Die roten und blauen Dreiecke markieren die Energieausbreitung der dominierenden Schwerewellen für Wellenlängen von 3–6 km und >7 km.

Ihre Berechnung erfolgt aus dem turbulenten Anteil der spektralen Breite der rückgestreuten Radarechos. Die Ergebnisse für diese Kampagne sind in Abb. 35.4 zusammen mit stündlichen Werten der Radar-Tropopause dargestellt.

Die Radar-Tropopause kann aus dem Vertikalprofil der rückgestreuten Echolistung bestimmt werden und befindet sich in guter Übereinstimmung mit der aus Radiosondenmessungen ermittelten thermischen Tropopause. Die Ergebnisse zeigen erhöhte turbulente Energiedissipationsraten mit Werten von bis zu 30 mW/kg im Tropopausenbereich während des Auftretens troposphärischer Strahlströme. In Übereinstimmung mit theoretischen Vorstellungen (VanZandt & Fritts, 1989) dissipieren die von den Jets angeregten Schwerewellen in Bereichen erhöhter atmosphärischer Stabilität in der Tropopausenregion.

Zukünftig soll die experimentelle Untersuchung von Schwerewellen durch gemeinsame

Analysen von Radar- und Lidardaten weiter ausgebaut werden. Diese Kombination ermöglicht zum einen Untersuchungen zum Verhältnis der kinetischen und potentiellen Energie der Schwerewellen, wie sie aus den Fluktuationen der Winde und der mit den Lidars gemessenen Temperaturen unter Einbeziehung ihrer Polarisationsbeziehungen abgeleitet werden können. Zum anderen kann damit der Höhenbereich für die Untersuchung von Schwerewellen und somit der vertikaler Koppelungsprozesse zwischen den atmosphärischen Schichten erweitert werden.

36 Radarrückstreuung an Meteorospuren und Lebensdauer von Meteoren

(W. Singer, R. Latteck, L.M. Valle, J. Fiedler, U. Scholze)

Die meisten der in die Erdatmosphäre einfallenden Meteoroide verglühen in Höhen zwischen 70 und 120 km und erzeugen Ionisationsspuren (Meteore). Meteore sind die wesentliche Quelle für Metallatome in der oberen Atmosphäre. Ihre Kondensationsprodukte bilden die sogenannten Meteorstaubteilchen (meteoric dust), von denen allgemein angenommen wird, dass sie als Kondensationskerne bei der Bildung leuchtender Nachtwolken (noctilucent clouds - NLC) dienen. Die Ortung der Ionisationsspuren von "underdense" Meteoren (die Radarfrequenz ist kleiner als die Plasmafrequenz der Meteorospur) mit Radarbeobachtungen auf Frequenzen zwischen 20 und 50 MHz ermöglicht die Bestimmung der Eigenschaften der vom Hintergrundwind mitgeführten Meteorospur und der sie umgebenden Atmosphäre. So kann die Temperatur des Neutralgases aus der Diffusionsrate der Meteorospur abgeleitet werden. Den Einfluss von nanometergroßem neutralem oder positiv geladenem Staub auf die Diffusion von Meteorospuren haben Havnes und Sigernes (2005) untersucht. Sie fanden, dass die Abklingzeit von "underdense" Meteoren durch die Absorption von Elektronen der Meteorospur durch den Hintergrundstaub beeinflusst wird. Dabei ist der Einfluss auf Meteore mit geringer Elektronenliniendichte (schwache Meteore) am stärksten mit einer Verringerung der Abklingzeit von etwa 10% gegenüber dem staubfreien Fall. In-situ Messungen mit Höhenforschungsraketen fanden geladene Teilchen vergleichbarer Größe (Lynch et al., 2005; Rapp et al., 2005). Zur systematischen Untersuchung der Abklingzeiten von Meteorechos in Abhängigkeit von der Höhe, der Jahreszeit und der geographischen Breite werden interferometrische SKiYMET Meteorradiare mit nahezu identischer Gerätetechnik und Erkennungssoftware in Andenes (69°N , 16°E), in Learmonth (Australien; 22°S , 114°E) und in Rothera (Antarktis; 67°S , 68°W ; Daten: N.J. Mitchell, Universität Bath, UK) genutzt. Die Selektion in schwache und starke Meteore wurde anhand einer Elektronenliniendichte von $1,7 \cdot 10^{12} \text{ m}^{-1}$ vorgenommen. Für diesen Wert wurden die größten Unterschiede der Abklingzeiten von starken und schwachen Meteoren gefunden. Die Daten wurden in 3-km Höhenintervalle in 82, 85, 88, 91 und 94 km sortiert.

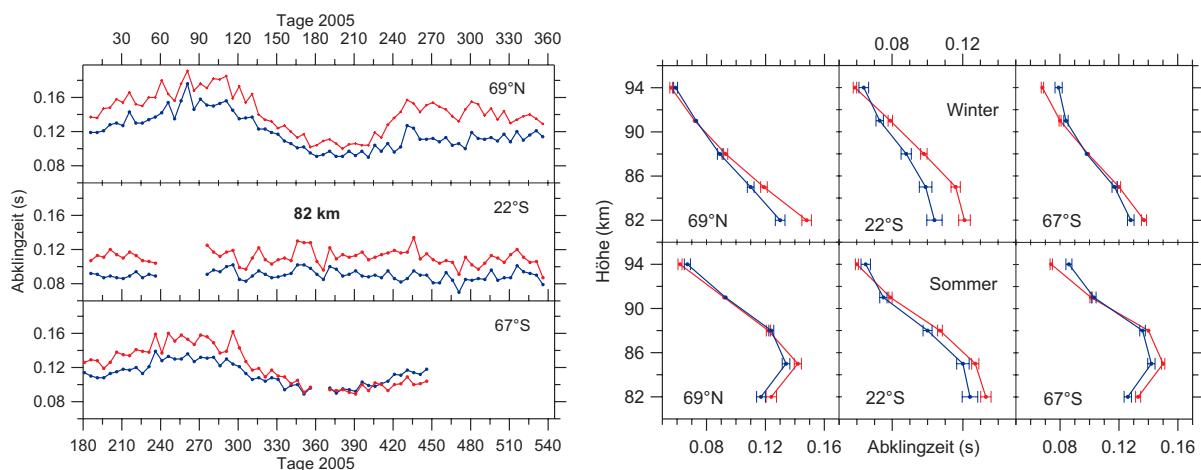


Abb. 36.1: Linkes Bild: Jahreszeitliche Variation der Abklingzeiten von Meteoren in 82 km nach Meteor-Radarbeobachtungen in 69°N , 22°S , und 67°S (rot: starke Meteore, blau: schwache Meteore). Rechtes Bild: Höhenvariation der Abklingzeiten von starken (rot) und schwachen (blau) Meteorechos in 69°N , 22°S und 67°S für Winter (22.11. - 01.12.2005) und Sommer (25.06.-04.07.2005). Die Fehlerschranken sind für 90% Signifikanz angegeben, die meisten Werte erreichen jedoch Signifikanzwerte von bis zu 99%.

Die jahreszeitliche Variation der Abklingzeiten von starken und schwachen Meteoren zeigt einen ausgeprägten Jahresgang nur in 69°N und in 67°S (letztere zeitlich um 6 Monate verschoben) mit den niedrigsten Werten im Sommer (Abb. 36.1, linkes Bild). Die Abklingzeiten schwacher

Meteore sind im Vergleich zu starken Meteoren in allen geographischen Breiten um etwa 20% reduziert. Die Unterschiede zwischen den Abklingzeiten von starken und schwachen Meteoren nehmen mit zunehmender Höhe ab und verschwinden bei etwa 91 km. Die Höhenabhängigkeit der Abklingzeiten starker und schwacher Meteorechos für Sommer und Winter ist in Abb. 36.1 (rechtes Bild) für hohe arktische und antarktische Breiten sowie die Subtropen dargestellt. Die Abklingzeiten zeigen die erwartete Abnahme mit der Höhe in allen Breiten im Winter. In hohen polaren Breiten wird dagegen im Sommer eine Abnahme der Abklingzeit mit abnehmender Höhe unterhalb von 85 km gefunden. Die Temperaturen liegen dann im Allgemeinen unterhalb von 140 K und ermöglichen die Bildung von Eisteilchen. Diese erreichen in Höhen unterhalb von 85 km eine Größe von etwa 30–50 nm und werden durch Mie Streuung mit dem Lidar als leuchtende Nachtwolken erkannt. Sechs Tage kontinuierlicher Beobachtungen mit dem ALOMAR RMR-Lidar im Juli 2005 ermöglichten das Studium der Abklingzeiten von Meteorechos beim Auftreten von NLC und beim Fehlen von NLC, wobei die NLC in Höhen zwischen 80 und 85 km mit einem Maximum bei 83 km (Abb. 36.2, linkes Bild) für etwa 48 Stunden auftraten. Meteore wurden für diese Zeit und für 54 h ausgewählt, wenn keine NLC beobachtet wurden. Die Abklingzeiten schwacher Meteore sind im gesamten Höhenbereich bis 94 km reduziert (Abb. 36.2, rechtes Bild). Bei Trennung in starke und schwache Echos sind in Gegenwart von NLC-Teilchen auch die Abklingzeiten starker Echos reduziert, wie es bereits zuvor generell für hohe Breiten im Sommer gefunden wurde.

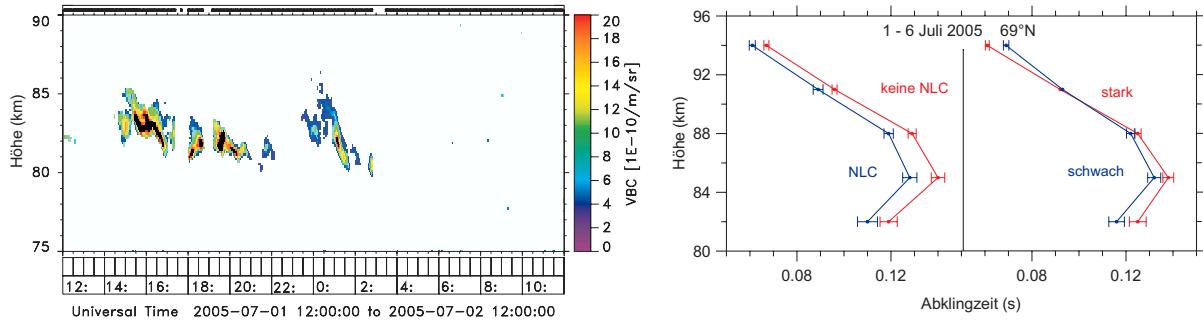


Abb. 36.2: Linkes Bild: Leuchtende Nachtwolken beobachtet mit dem ALOMAR RMR-Lidar auf 532 nm am 1./2. Juli 2005. Rechtes Bild: Höhenvariation der Abklingzeiten von starken (rot) und schwachen (blau) Meteorechos in 69°N am 1.-6. Juli 2005 mit kontinuierlichen Lidarbeobachtungen zum Studium von NLC (links: Trennung in Meteore mit NLC anwesend und NLC fehlend; rechts: Trennung in schwache/starke Meteore; Fehlerschranken für 90% Signifikanz).

Die Untersuchung der Abklingzeiten von Meteorechos in Abhängigkeit von der Echostärke in hohen und niederen Breiten ergab, dass die Abklingzeiten schwacher Echos unterhalb von 88 km reduziert sind mit der stärksten Abnahme um 82 km. Dieses Verhalten ist in Übereinstimmung mit Modellrechnungen zur Absorption von Elektronen des Meteor-Ionisationsschlauches durch Nanometer neutrale oder positive geladene Staubteilchen mit dem Ergebnis einer erhöhten Diffusionsrate. In hohen nördlichen und südlichen Breiten wurde der anomale Effekt einer abnehmenden Diffusionsrate mit abnehmender Höhe für starke und schwache Meteorechos unterhalb von 85 km im Sommer gefunden. Gleichzeitige Beobachtungen leuchtender Nachtwolken lassen vermuten, dass das Auftreten von Eisteilchen in der kalten Mesopausenregion im Sommer zur zusätzlichen Absorption von Elektronen des Meteor-Ionisationsschlauches und damit zu erhöhten Diffusionsraten führt.

37 Das DIAS Projekt

(J. Mielich, J. Bremer)

DIAS (European Digital Upper Atmosphere Server) ist ein von der Europäischen Union im Rahmen des eContent Programms in den Jahren von 2004 bis 2006 gefördertes Projekt zur Beschreibung des ionosphärischen Zustandes über Europa. Im Rahmen dieses Projektes arbeiteten 8 Partner aus 6 europäischen Ländern (7 Forschungsinstitute, darunter das IAP, und eine private EDV Firma) zusammen, um die in Europa von den kontinuierlich betriebenen Ionosondensationen automatisch ausgewerteten Daten zu homogenisieren,

an einer Stelle zu sammeln und aus ihnen Karten unterschiedlicher Ionosphärenparameter über Europa zu erzeugen und nahezu online im Internet oder über andere Medien interessierten Kunden zur Verfügung zu stellen.

Insgesamt existieren gegenwärtig die in Abb. 37.1 dargestellten 9 Stationen, die im DIAS Projekt mitarbeiten, allerdings liefern derzeit zwei dieser Stationen (Warschau und Lycksele) noch keine oder nur sporadisch Daten.

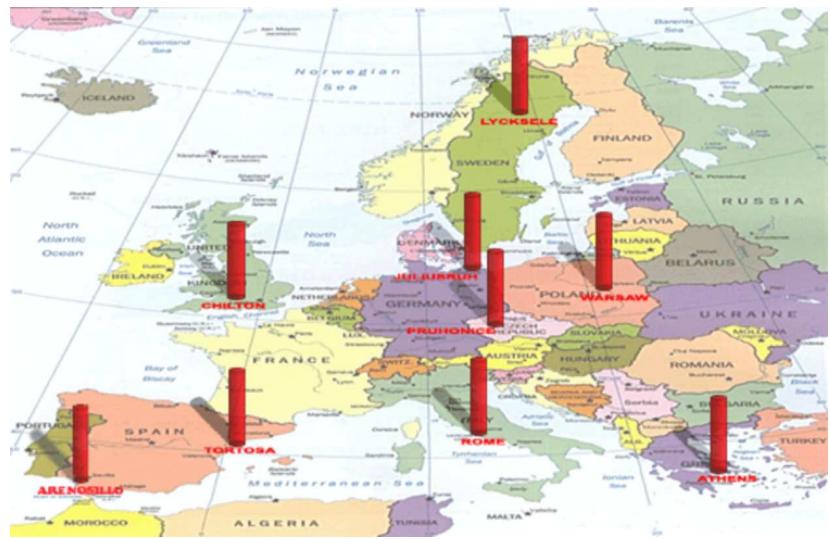


Abb. 37.1: Europäische Stationen mit automatischen Ionosondenmessungen im Rahmen des DIAS Projektes.

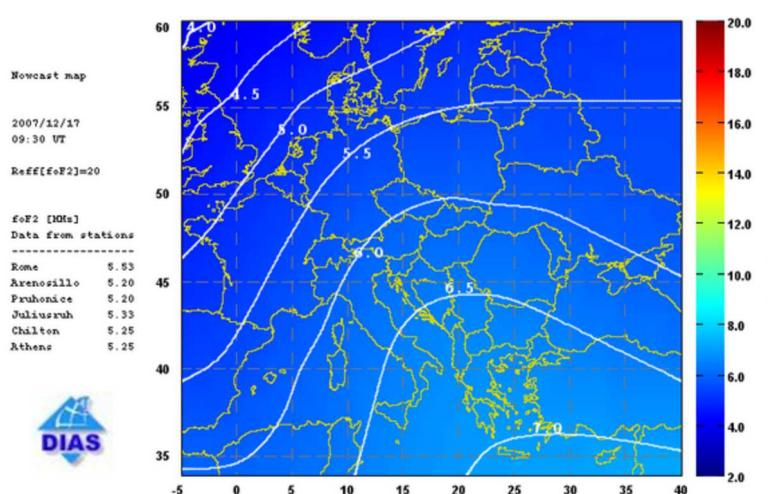


Abb. 37.2: Variationen der kritischen Frequenz der ionosphärischen F2-Schicht in Abhängigkeit von der geografischen Länge und Breite über Europa nach automatisch ausgewerteten Ionosondenmessungen (in diesem Beispiel aus Daten von 5 verfügbaren Stationen).

ter können auf der Grundlage von Prognosealgorithmen Langzeitvorhersagen für den aktuellen Monat und die zwei nächsten Monate berechnet werden, für foF2 sind zusätzlich Kurzzeitprognosen für die kommenden 24 Stunden verfügbar. Außerdem werden Karten der MUF (Maximum Usable Frequency) erstellt, d.h. für die maximal mögliche Frequenz für beliebige Funkwellenausbreitungsstrecken von 10 vorgegebenen charakteristischen Orten in Europa. In numerischer Form kann man die MUF außerdem für beliebige Messstrecken in Europa erhalten.

Auf der Basis der von diesen DIAS-Stationen im viertelstündigen Abstand automatisch bestimmten Ionosphärendaten werden aktuelle Karten über Europa (34°N - 60°N ; 5°W - 40°E) erzeugt. In Abb. 37.2 ist ein Beispiel für eine solche Karte für die Grenzfrequenz der ionosphärischen F2-Schicht foF2 dargestellt. Die weißen Konturlinien demonstrieren in diesem Beispiel die deutlichen Variationen von foF2 in Abhängigkeit von der geografischen Länge und Breite. Ähnliche Karten wie für foF2 werden auch erstellt für den Faktor $M(3000)\text{F2}$. Für beide Parameter

Aus den Ionogrammen der einzelnen Stationen werden Elektronendichtheprofile am Messort berechnet. Ein Beispiel ist in Abb. 37.3 für die Station Juliusruh dargestellt. Aus den Daten aller Stationen sind weiterhin Karten der Elektronendichte für vorgebbare Höhen zwischen 100 km und 450 km Höhe bei einem Höhendekrement von 50 km abrufbar.

Um den aktuellen Störungszustand der Ionosphäre über Europa online abschätzen zu können, werden für die einzelnen Messstationen sogenannte Aktivitätsindizes AI abgeleitet, bei denen die aktuellen foF2 Werte mit den Medianwerten foF2m der vorhergehenden 30 Tage zur selben Tageszeit verglichen werden entsprechend folgender Formel $AI=100(foF2-foF2m)/foF2m$.

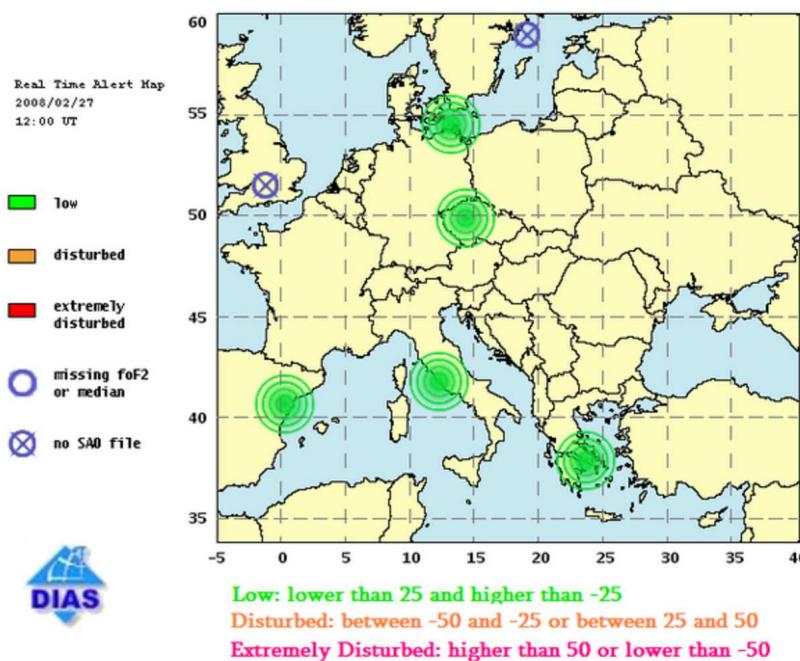


Abb. 37.4: Karte für ionosphärische Aktivitätsindizes auf der Basis verfügbarer Ionosondendaten an DIAS-Stationen.

originalen Ionogramme einschließlich der in sogenannten SAO-Files zusammengefassten Messdaten der einzelnen Stationen zur Verfügung des Nutzers.

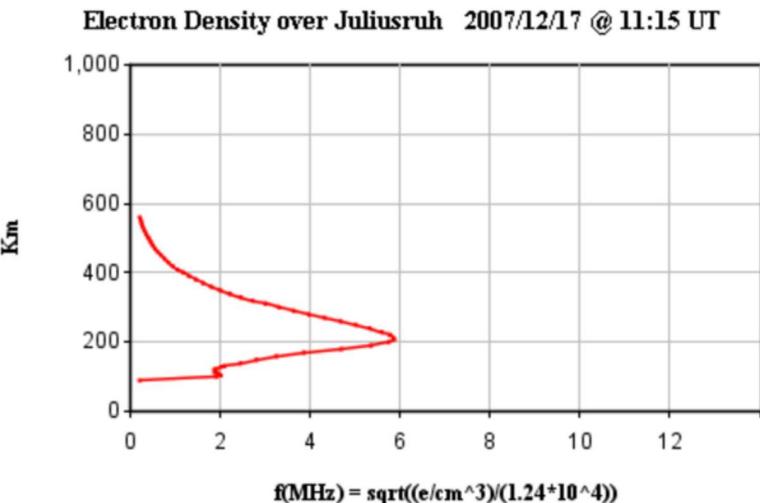


Abb. 37.3: Elektronendichtheprofil nach Ionosondenmessungen an der Station Juliusruh. Die Elektronendichte in der Abszisse ist dabei in MHz entsprechend der im Bild angegebenen Formel (Reflexionsbedingung für ordentliche magnetoionische Komponente bei Senkrechteinfall) angegeben.

Diese Aktivitätsindizes in Prozent stehen entweder als numerische Werte für die einzelnen Messstationen zur Verfügung oder werden in Kartenform dargestellt. In Abb. 37.4 ist ein Beispiel für solche Aktivitätsindizes dargestellt. Hier wird allerdings nur unterschieden zwischen den Störungs-Stufen ungestört, gestört und extrem gestört. (Die genauen Schranken für diese Störungszustände sind im unteren Teil der Abb. 37.4 zusammengestellt.) Im vorliegenden Beispiel ist die Ionosphäre an den Stationen mit verfügbaren Daten ungestört.

Natürlich stehen auch die

38 Turbulenzanfachung durch optimale Störungen hochfrequenter Schwerewellen

(U. Achatz)

In-situ-Messungen in der Mesosphäre finden die dort auftretende Turbulenz häufig auf einzelne Schichten konzentriert. Es wird gemeinhin angenommen, dass Mesosphärenturbulenz in vielen Fällen durch Instabilitäten von Schwerewellen erzeugt wird, die während ihrer Ausbreitung von der Troposphäre in die mittlere Atmosphäre stark in ihrer Amplitude zugenommen haben. Es stellt sich somit die Frage, ob turbulente Schichten in einem solchen Szenario ebenfalls gedeutet werden können.

Untersuchungen zur Instabilität von hochfrequenten Schwerewellen (HSW) liefern in der Tat entsprechende Hinweise. Diese Wellen haben, im Gegensatz zu Trägheitsschwerewellen mit einer wesentlich größeren horizontalen als vertikalen Wellenlänge und Perioden im Bereich der Trägheitsperiode (einige Stunden), eine gegenüber der vertikalen deutlich geneigte Phasenausbreitung und Perioden im Bereich einiger Brunt-Väisälä-Perioden (etwa 5min). Die Turbulenzanfachung durch instabile HSW wurde systematisch untersucht.

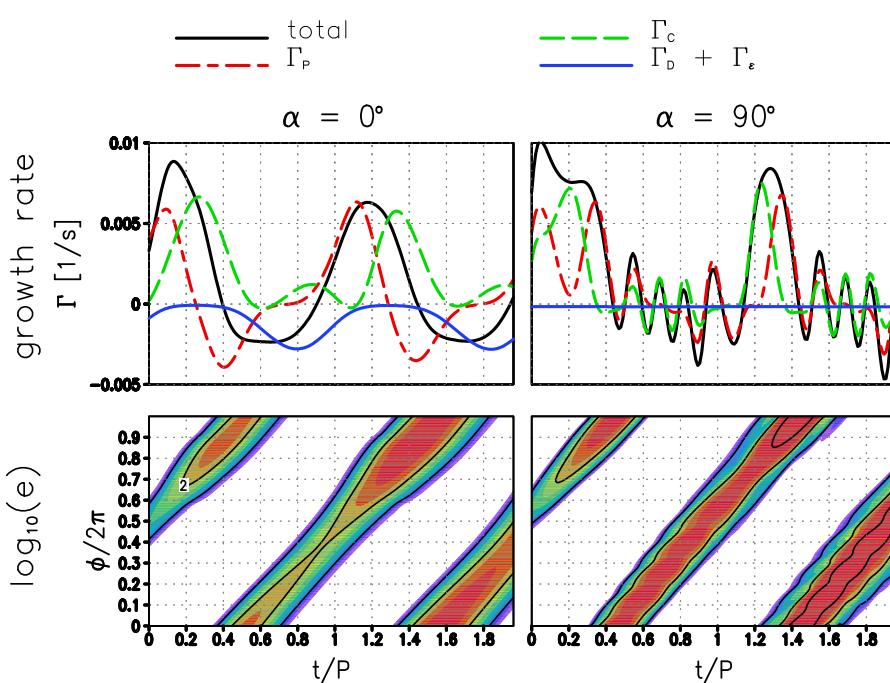


Abb. 38.1: Für SV einer HSW mit Periode $P = 920$ s und Amplitude an der Grenze der konvektiven Instabilität, der zeitliche Verlauf der energetischen Austauschprozesse zwischen HSW und SV (obere Zeile, Γ_P = Scherproduktion, Γ_C = konvektive Produktion, $\Gamma_D + \Gamma_\epsilon$ = diffusive und dissipative Verluste) und der in der Ebene lotrecht zur HSW-Phasenausbreitungsrichtung gemittelten Energiedichte der Störung (untere Zeile, in bedeutungslosen Einheiten). Gezeigt sind der SV, der sich parallel oder transversal zur HSW ausbreitet. Das Bezugssystem bewegt sich mit der Wellenphase ϕ nach unten. Die zugehörige Wellenlänge der HSW ist 6 km.

im Rahmen der linearen Theorie den stärksten Energiezuwachs aufweisen. Interesse sein, wenn keine anwachsenden NM existieren, trotzdem aber beobachtet wird, denn aufgrund von Interferenzeffekten wachsen SV über endliche Zeiten auch dann an, wenn alle verfügbaren NM gedämpft sind. In einem zweiten Schritt wurden die identifizierten NM oder SV für eine Störung der zugehörigen HSW in einem nichtlinearen Boussinesq-Modell verwendet. Die resultierende Entwicklung wurde unter Auflösung aller relevanten Skalen im Rahmen direkter

Zunächst wurde eine lineare Stabilitätsanalyse durchgeführt, in der die Dynamik von kleinen Wellenstörungen beleuchtet wird. In der Suche nach den effektivsten Störungen wurden zwei wesentliche Typen betrachtet: Dies sind einerseits Normalmoden (NM), die im Rahmen der linearen Theorie durch einen exponentiellen Anstieg oder Abfall ihrer Energie oder Amplitude gekennzeichnet sind. Andererseits wurden auch optimale Störungen (oder singuläre Vektoren, SV) berechnet. Diese sind definiert als die Störungen, die über eine vorgegebene Zeit

numerischer Simulationen (DNS) simuliert. Da durch die Phasenausbreitung jeweils der Welle und der Störung nur zwei räumliche Richtungen definiert sind, bleibt die Dynamik des sich entwickelnden Prozesses ohne explizite sekundäre Störungen räumlich zweidimensional. Das Geschwindigkeitsfeld allerdings ist dreidimensional, weshalb die Rechnungen als 2,5D-DNS klassifizierbar sind. Ein Vorteil des gewählten Verfahrens ist, gegenüber einer rein zufälligen Anfangsstörung der HSW, dass damit Typklassen von Instabilitätsprozessen identifiziert werden können, die dann wiederum zur Interpretation komplexerer voll dreidimensionaler Rechnungen herangezogen werden können.

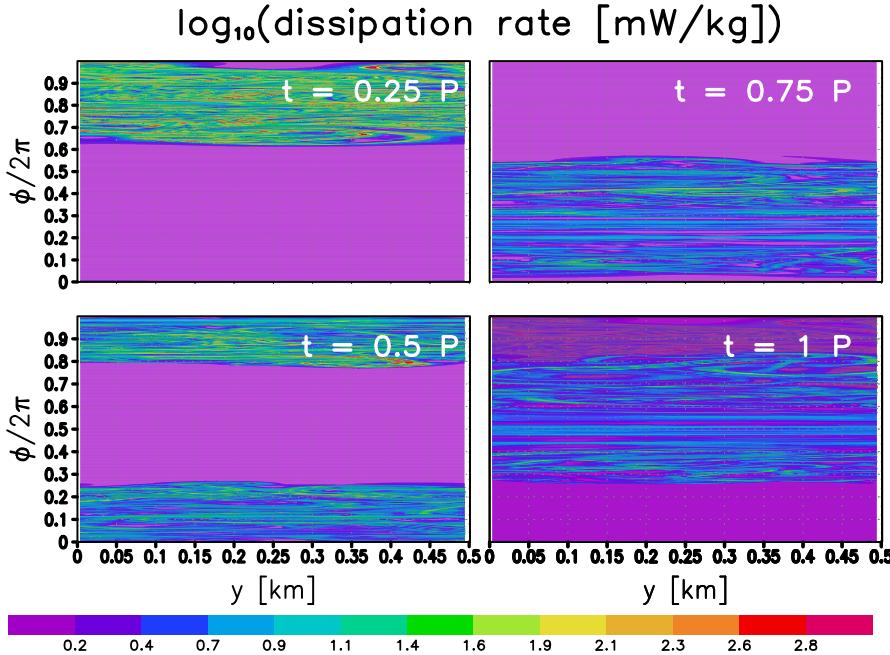


Abb. 38.2: Für den transversalen SV aus Abb. 38.1 die zeitliche Entwicklung der "horizontal" gemittelten turbulenten Dissipationsrate. Das Bezugssystem bewegt sich mit der Wellenphase ϕ nach unten. Die zugehörige Wellenlänge der HSW ist 6 km.

anwachsenden SV. Dabei ist zu beachten, dass sich das Referenzsystem mit der Phase der HSW nach unten bewegt (während die Gruppengeschwindigkeit senkrecht dazu nach oben gerichtet ist). Die scheinbar nach oben laufende Ausbreitung der, in der Ebene senkrecht zur Phasenausbreitung gemittelten, Energiedichte der SV legt in einer Wellenperiode eine Phasendifferenz 2π zurück. In Wirklichkeit ist jeder SV also in der Strömung eingefroren, während sich die HSW mit ihrer wechselnden Phase über die Störung hinweg bewegt. Entsprechend wechseln die Energieaustauschprozesse zwischen Störung und HSW periodisch. Je nach Phaselage ist jeder der beiden SV durch wechselnde konvektive oder scherbedingte Produktionsterme angeregt oder gedämpft. Auffällig ist insbesondere auch, dass dies durch eine persistente Fokussierung der Störungsmuster auf einen kleinen Phasenbereich begünstigt wird.

Sofern dieses Verhalten der linearen Dynamik durch nichtlineare Effekte nicht zu stark gestört wird, sollte somit ein Mechanismus zur Erzeugung turbulenter Schichten denkbar sein. In der Tat zeigen die 2,5D-DNS ein solches Verhalten. Abb. 38.2 liefert dafür ein Beispiel. Hier ist die turbulente Dissipationsrate aus der DNS des führenden transversalen SV in ihrer zeitlichen Entwicklung gezeigt. Die Schichtenbildung ist offensichtlich. Auch liegt die Stärke der Turbulenz im gemessenen Wertebereich (ca. 1 bis 1000 mW/kg) Man findet ebenfalls eine Oszillation im Energieaustausch zwischen HSW und SV (nicht gezeigt). SV von instabilen HSW scheinen demnach eine Möglichkeit zu sein, das Auftreten turbulenter Schichten in der Mesosphäre zu erklären.

Wie in einem Parallelkapitel (3) erläutert, sind HSW bei nahezu allen Amplituden bereits gegenüber NM-Störungen instabil. Es zeigt sich aber auch, dass die damit erzeugte Turbulenz üblicherweise keine klare Schichtung aufweist. Dies ist aber der Fall bei SV. Abb. 38.1 zeigt für zwei mögliche Ausbreitungsrichtungen in der Ebene, die lotrecht zur Phasenausbreitung der HSW steht, die lineare Energetik der innerhalb einer Brunt-Väisälä-Periode (5min) am stärksten

39 Theoretische Betrachtungen zur spontanen Abstrahlung von Trägheitsschwerewellen

(*Ch. Zülicke und D.H.W. Peters*)

Trägheitsschwerewellen können durch verschiedene Prozesse angeregt werden, wie zum Beispiel durch die Überströmung orographischer Hindernisse, konvektive Dynamik, oder durch die mit Fronten, Wirbeln und Strahlströmen verbundenen Vorgänge. Sie breiten sich durch die verschiedenen Schichten der Atmosphäre aus und wechselwirken dabei mit dem mittleren Windfeld. Für die Interpretation von Beobachtungen und für die Konstruktion numerischer Modelle ist eine theoretische Beschreibung der relevanten Prozesse notwendig. Die Auswertung der LEWIZ-Kampagnen (Zülicke and Peters, 2008, Mon. Wea. Rev.) ergab eine signifikante Korrelation der Trägheitsschwerewellen-Wirkung mit der Lagrangeschen Tendenz des Horizontalwindes. Diese empirische Feststellung wird in diesem Kapitel auf der Basis einer Störungsrechnung für Flachwassergleichungen im Sinne einer spontanen Abstrahlung theoretisch beschrieben (Zülicke and Peters, 2008, J. Atmos. Sci., eingereicht). Die spontane Abstrahlung von Trägheitsschwerewellen wird im Rahmen dieser Theorie anhand der Trägheitsschwerewellen-Wirkung gemessen, die proportional zur Trägheitsschwerewellen-Energie ist.

Zusätzlich wird für 10 beobachtete Fälle starker Wellenaktivität über Norddeutschland jeweils eine hochauflöste mesoskalige Modellsimulation durchgeführt, um die räumliche und zeitliche Struktur der Schwerewellen für einen Vergleich mit der theoretischen Beschreibung (Parametrisierung) zu erfassen. Die 10 Simulationen bilden dann jeweils die Grundlage für die Berechnung der Korrelation zwischen der Trägheitsschwerewellen-Wirkung und drei weiteren aus der Literatur bekannten Ansätzen für Quellfunktionen der spontanen Abstrahlung von Trägheitsschwerewellen.

Trägheitsschwerewellen entstehen als eine Reaktion des Strömungsfeldes auf Störungen des Gleichgewichtszustandes. Die Anpassung kann im Rahmen einer quasi-geostrophischen Theorie für eine langsame Änderung des geostrophischen Zustands untersucht werden, wobei langsam hier relativ zur Trägheitsperiode bedeutet. Die balancierten Geschwindigkeiten (u, v) setzen sich aus einer geostrophischen Komponente und einer kleineren ageostrophischen aber balancierten Komponente zusammen. Kleine unausgeglichene Abweichungen davon seien durch Apostroph gekennzeichnet. Aus den Flachwassergleichungen ergibt sich nun mit der entsprechenden Störungsrechnung das folgende Gleichungssystem:

$$\frac{\partial \delta'}{\partial t} - \frac{\Phi'}{R_0^2} + \Delta \Phi' = F'_\delta \quad (1)$$

$$\frac{\partial \Phi'}{\partial t} + c^2 \delta' = F'_\Phi \quad (2)$$

Dabei gelten folgende Definitionen: horizontale Divergenz $\delta = (\partial u / \partial x) + (\partial v / \partial y)$; Geopotential Φ ; zweidimensionaler Laplace-Operator: $\Delta = (\partial^2 / \partial x^2) + (\partial^2 / \partial y^2)$. Die Störungsantriebe (Quellfunktionen) F'_δ, F'_Φ sind für einen stationären, das heißt nur räumlich veränderlichen, Gleichgewichtszustand proportional zur radialen und tangentialen Geschwindigkeitsstörung und beinhalten nur Komponenten der ausgeglichenen quasi-geostrophischen Geschwindigkeit. Das obige Gleichungssystem stellt eine inhomogene Wellengleichung für Trägheitsschwerewellen dar mit der Dispersionsbeziehung $\omega = (f^2 + c^2 k_h^2)^{1/2}$, wobei c die Phasengeschwindigkeit der externen Rossby-Welle ist. Die dazu gehörige Längenskala ist der Rossby-Radius: $R_0 = c/f$. f ist der Coriolisparameter und k_h die horizontale Wellenzahl. Falls der Krümmungsradius des Störung größer als der Rossby-Radius ist, dominiert der Antrieb durch F'_Φ . Die in diesen Imbalancen enthaltene Trägheitsschwerewellen-Energie $e' = (u'^2 + v'^2 + \Phi'^2/c^2)/2$ kann aus der folgenden Poisson-Gleichung berechnet werden:

$$\Delta e' = \frac{1}{2} \left(\left(\frac{F'_\Phi}{c^2} \right)^2 + \left(\frac{F'_\delta}{\omega} \right)^2 \right) \quad (3)$$

Es lässt sich zeigen, dass die Trägheitsschwerewellen-Energie proportional zur Wellenwirkung ist. Im weiteren wird nun diese Größe benutzt, um die Korrelation zwischen diagnostischer Wellenwirkung und theoretischer Quellfunktion basierend auf den 10 Modellsimulationen zu berechnen. Die Stärke der Korrelation wird durch einen Vergleich mit analogen Berechnungen für drei bekannte Quellfunktionen bewertet. In der Abbildung 39.1 sind die Resultate als Streudiagramme dargestellt basierend auf mesoskaligen Modellsimulationen der 10 LEWIZ-Kampagnen. Dieser Vergleich zeigt, dass für die obige Theorie die stärkste Korrelation zwischen Wellenwirkung und Quellfunktion besteht. Damit bestätigt die Auswertung der Modellsimulationen die Bedeutung der hergeleiteten Quellfunktion für Trägheitsschwerewellen, die zukünftig für eine Parametrisierung von Schwerewellen genutzt werden kann.

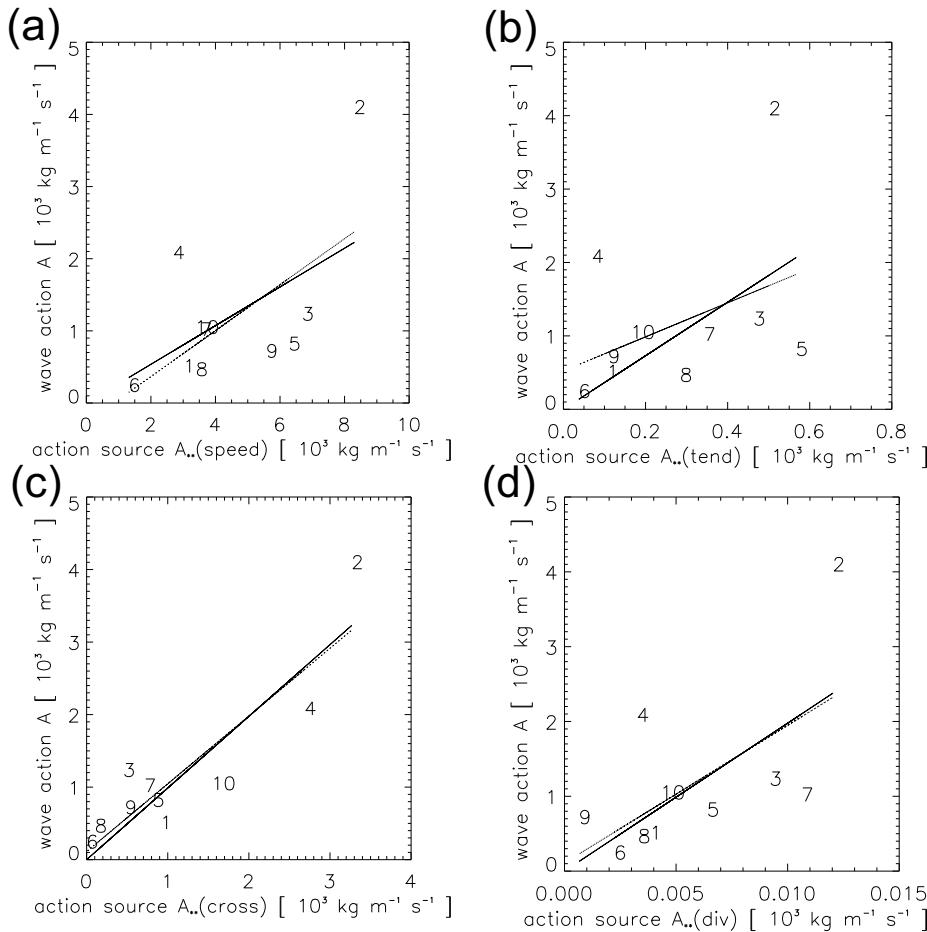


Abb. 39.1: Streudiagramme der diagnostizierten Trägheitsschwerewellen-Wirkung (A : Energie pro Frequenz) gegen verschiedene Quellfunktionen basierend auf (a) Windgeschwindigkeit, (b) Windtendenz, (c) ageostrophischer Querströmung und (d) horizontaler Divergenz. Die ageostrophische Querströmung eignet sich am besten zur Parametrisierung des Datenmaterials - jeder Datenpunkt entspricht einer hochauflösten mesoskaligen MM5-Modellsimulation für die 10 verschiedenen LEWIZ-Kampagnen.

Die aus der Flachwassertheorie gewonnenen Gleichungen beschreiben die spontane Abstrahlung von Trägheitsschwerewellen aus einer sich frei entwickelnden Strömung. Zwar sind die Amplituden im Sinne der quasi-geostrophischen Betrachtung nur quadratisch in der als klein vorausgesetzten Rossby-Zahl, doch haben sich Starkwindstreifen in polwärts brechenden Rossbywellen als sehr effektiv im Hinblick auf die Generierung von Trägheitsschwerewellen erwiesen. Somit wird auch der Gebrauch der Lagrangeschen Windtendenz und der dazu proportionalen ageostrophischen Querströmung zur Diagnose nicht-balancierter Strömungen erklärlich. Die vorliegende Arbeit ist eine Ergänzung bekannter Ansätze für orographisch, konvektiv und frontal angeregte Trägheitsschwerewellen.

40 Identifikation von Quellen und Senken atmosphärischer Schwerwellen durch globale Spektralanalyse der kinetischen Energie

(S. Brune, E. Becker)

Neue Rechnergenerationen haben sehr hohe räumliche Auflösungen in Wetter- und Klimamodellen ermöglicht. Die damit verbundene explizite Beschreibung der Mesoskalen (horizontale Wellenlängen kleiner als etwa 1000 km) wirft die grundlegende Frage auf, wie die großräumigen atmosphärischen Bewegungen (synoptische Wellen und planetare Rossby-Wellen) mit den Bewegungen in den Mesoskalen (typischerweise Trägheitsschwerewellen und interne Schwerewellen) in Wechselwirkung stehen (Koshyk & Hamilton, 2001, J. Atmos. Sci.). Diese Problematik wird am IAP durch eine globale Spektralanalyse des Budgets der kinetischen Energie untersucht. Basis ist das mechanistische globale Zirkulationsmodell KMCM⁷ bei hoher Auflösung. Auf Grund der spektralen Modellformulierung folgt das Energiebudget durch direkte Diagnostik der Modellgleichungen.

Die verwendete Modellversion hat insgesamt 190 Höhenschichten zwischen der Grenzschicht und etwa 125 km Höhe und eine spektrale Auflösung von T120 (siehe dazu auch Kapitel 41). In Abb. 40.1 ist die spektrale kinetische Energie pro Masse zwischen etwa 0.1 und 50 km Höhe dargestellt. Man erkennt die relativen Maxima bei synoptischen Skalen in der oberen Troposphäre ($n \sim 4 \dots 10$ bei 400 hPa) sowie bei planetaren Skalen in der Stratosphäre ($n \sim 1 \dots 5$, zwischen 20 und 1 hPa). Die Energie in den Mesoskalen $n > 40$ ist generell sehr klein, hat jedoch bezüglich der Höhe ein relatives Maximum in der oberen Troposphäre (zwischen 500 und 200 hPa).

Zur genaueren Untersuchung der Anregung, Ausbreitung und Dämpfung von Schwerewellen mit horizontalen Wellenlängen zwischen 350 und 1000 km ($n \sim 40 \dots 120$) wird das spektrale Budget der kinetischen Energie nach horizontaler Advektion, vertikaler Advektion, adiabatischer Umwandlung und Impulsdiffusion aufgeschlüsselt. Diese Aufspaltung entspricht der quasi-stationären kinetischen Energiegleichung, die man generell für Schwerewellenparametrisierungen voraussetzt (Becker, 2004, JASTP). Dabei sind Schwerewellensenken durch eine stark positive adiabatische Umwandlung bei gleichzeitiger negativer vertikaler Advektion gekennzeichnet: nach oben propagierende Schwerewellen transportieren Enthalpie, die bei der Brechung in kinetische Energie umgewandelt wird. Ein signifikanter Anteil dieser kinetischen Energie wird nach unten transportiert, während der Rest durch Turbulenz dissipiert. Für Schwerewellenquellen kehrt sich die Darstellung entsprechend um. Im allgemeineren Fall muss das eben skizzierte theoretische Bild durch die horizontale Advektion, die wegen der Energiekaskade meist eine Schwerewellenquelle ist, vervollständigt werden.

Die irreversible Phase des Lorenz-Zyklus, die Dissipation, ist in den Gebieten maximaler synoptischer Wellenaktivität (Rossby-Wellenbrechen, $n < 15$, siehe Kapitel 48) in einer Höhe von etwa 400 hPa lokalisiert. Hier befinden sich dynamische Schwerewellenquellen, die aus der horizontalen Energiekaskade gespeist werden (Abb. 40.2, links): die horizontale Advektion ist negativ für $n \sim 10 \dots 50$, steigt ab $n \sim 30$ an und ist positiv für $n > 60$. Die positive vertikale Advektion zwischen 600 und 200 hPa für $n > 40$ (Abb. 40.2, rechts) lässt erkennen, dass die Schwerewellen im Mittel nach oben abgestrahlt werden.

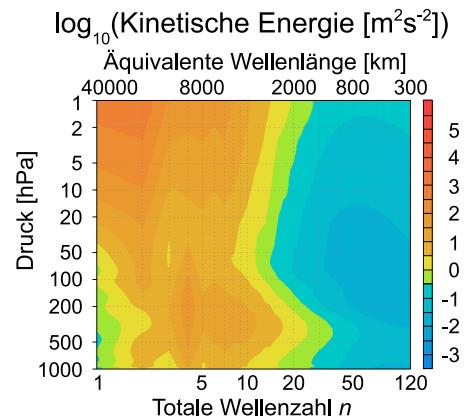


Abb. 40.1: Spektrum der kinetischen Energie pro Masse als Funktion der totalen horizontalen Wellenzahl n (1 bis 120) und der Höhe im Drucksystem (ca. 0.1 bis 50 km).

⁷KMCM = Kühlungsborn Mechanistic general Circulation Model

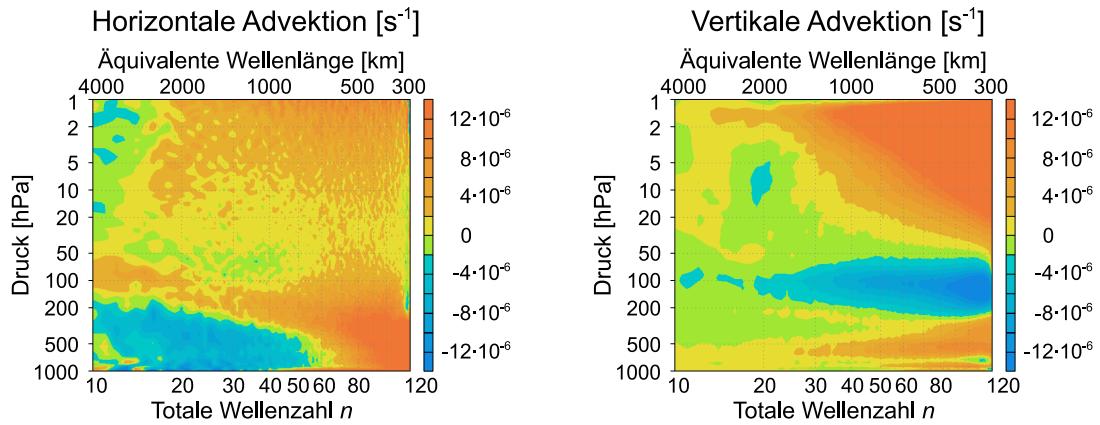


Abb. 40.2: Beiträge zum spektralen Budget der kinetischen Energie als Funktion der Wellenzahl n (10 bis 120): horizontale Advektion (links) und vertikale Advektion (rechts). Die Tendenzen sind auf die spektrale Energie normiert, um die Dynamik der großen Wellenzahlen hervorzuheben.

In etwa 100 hPa befindet sich eine Schwerewellensenke. Dies ist an Hand der positiven adiabatischen Umwandlung für $n > 30$ (Abb. 40.3, links), der im Vergleich zu anderen Höhenbereichen bereits für $n \sim 30$ relativ starken Impulsdiffusion (Abb. 40.3, rechts) sowie der gleichzeitig negativen vertikalen Advektion zu erkennen. Die hier absorbierten Schwerewellen tragen zur residuellen Zirkulation im Tropopausenbereich bei.

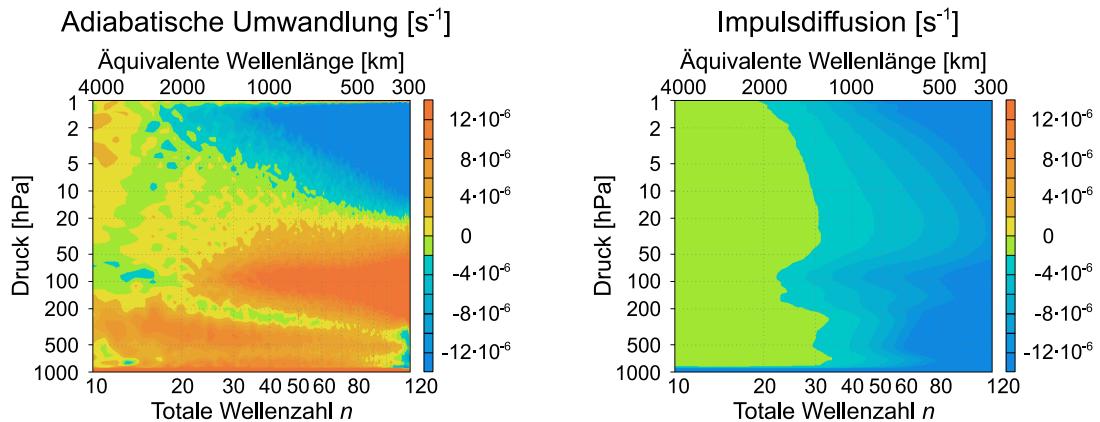


Abb. 40.3: Beiträge zum spektralen Budget der kinetischen Energie als Funktion der Wellenzahl n (10 bis 120): adiabatische Umwandlung (links) und Impulsdiffusion (rechts), Normierung wie in Abb. 40.2.

In einer Höhe von etwa 20 hPa (ca. 25 km) schließt sich eine stratosphärische Schwerewellenquelle an, die aus dem Brechen planetarer Rossby-Wellen gespeist wird, was sich wiederum in einer positiven Horizontaladvektion (Energiekaskade), positiver Vertikaladvektion und negativer adiabatischer Umwandlung bei den größeren Wellenzahlen ausdrückt.

Durch die spektrale Darstellung der verschiedenen Beiträge zur Tendenz der globalen kinetischen Energie gelingt es, Schwerewellenquellen und -senken im Bereich der oberen Troposphäre und der unteren Stratosphäre zu identifizieren sowie ihre Rolle im Energiezyklus der Atmosphäre näher zu untersuchen. Quellen für Schwerewellen werden durch die horizontale Energiekaskade in Folge brechender synoptischer oder planetarer Wellen gespeist und manifestieren sich zudem durch einen positiven Beitrag der vertikalen Advektion zur globalen kinetischen Energie. Die Senken der Schwerewellen sind durch einen negativen Beitrag der Vertikaladvektion bei gleichzeitigem positiven Beitrag der adiabatischen Umwandlung zur globalen kinetischen Energie gekennzeichnet. Eine ähnliche Analyse wird für die Mesosphäre und die mittlere Thermosphäre durchgeführt.

41 Sensitivität der oberen Mesosphäre zum Lorenz-Zyklus der Troposphäre

(E. Becker, S. Brune, H. Voß, S. Lützow)

Die Mesopausenregion wird dynamisch durch Schwerewellen kontrolliert. Klimatische Veränderungen in diesem Höhenbereich sind daher eng mit einer möglichen Änderung der Schwerewel lendynamik verknüpft. Ein veränderter dynamischer Antrieb steht dann in Wechselwirkung mit dem Strahlungshaushalt, der zusätzlich durch veränderte Spurengaskonzentrationen moduliert wird. In Sensitivitätsexperimenten mit komplexen Klimamodellen müssen Schwerewellen parametrisiert werden (z.B. Schmidt et al., 2006, J. Geophys. Res.), was mit erheblichen Einschränkungen hinsichtlich der Dynamik und hydrodynamischen Konsistenz verbunden ist (siehe dazu auch Kapitel 47). Insbesondere müssen die troposphärischen Schwerewellenquellen empirisch vorgegeben werden. Bei diesem konventionellen Modellkonzept reagiert die Mesopausenregion zwar auf eine Modulation der Schwerewellenausbreitung durch die großskalige Zirkulation, nicht aber auf veränderte Schwerewellenquellen aufgrund einer veränderten troposphärischen Dynamik. Dieser bisher vernachlässigte Mechanismus wird in einer neuen Modellstudie mit dem mechanistischen globalen Zirkulationsmodell KMCM⁸ untersucht (Becker, 2008, J. Atmos. Sci., eingereicht).

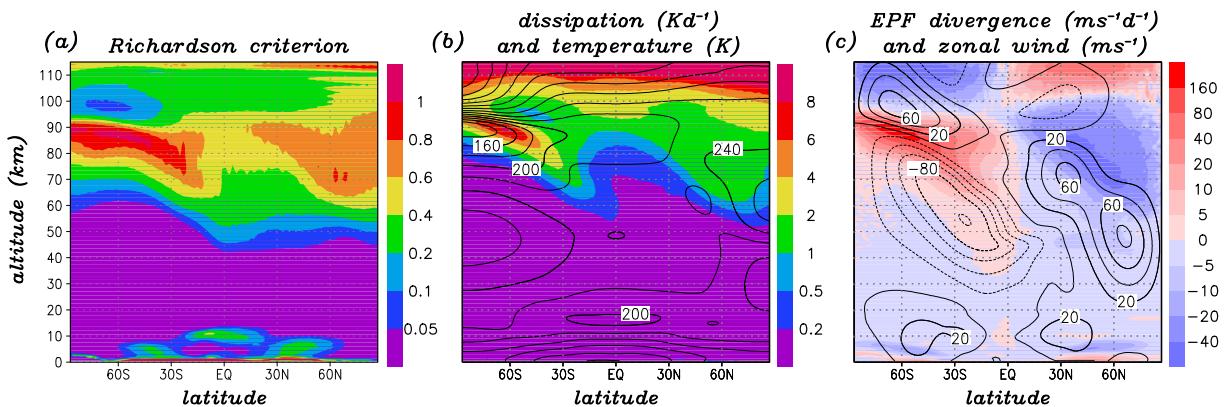


Abb. 41.1: Selbstkonsistent parametrisierte Turbulenz und die dadurch induzierte Impulsdeposition durch aufgelöste Schwerewellen in einer Januarsimulation mit KMCM. (a) Richardson-Kriterium. Die Größe ist ≥ 1 (<1) bei dynamischer Instabilität (Stabilität). (b) Dissipation (farbig) und Temperatur (schwarze Isolinien im Abstand von 20 K). (c) Eliassen-Palm-Flussdivergenz (farbig) und zonaler Wind (schwarze Isolinien im Abstand von 20 ms^{-1}).

Eine vollständige Beschreibung der vertikalen Kopplung bis zur Mesopausenregion erfordert die explizite globale Simulation von Schwerewellen. Dafür ist neben einem dynamischen Kern, der weitestgehend frei von numerischer Diffusion ist, zunächst eine hohe Auflösung erforderlich. In der hier verwendeten Version von KMCM liegt der spektrale Abbruch bei einer horizontalen Wellenlänge von 350 km, was einer Modellgitterauflösung von etwa 120 km entspricht, und es werden 190 Hybridschichten vom Boden bis ca. 125 km Höhe verwendet, so dass sich eine Höhenauflösung von etwa 600 m zwischen 0 und 110 km Höhe ergibt. Neben diesen numerischen Aspekten ist die Turbulenzparametrisierung von zentraler Bedeutung. Denn das Turbulenzmodell steuert sowohl die Generierung als auch die Dämpfung der aufgelösten Schwerewellen. In der aktuellen Version von KMCM werden die vertikale und horizontale turbulente Diffusion nach dem verallgemeinerten Mischungswegansatz von Smagorinsky formuliert (Becker und Burkhardt, 2007, Mon. Wea. Rev.) und zusätzlich mit dem Richardson-Kriterium skaliert. Dadurch passen sich die Diffusionskoeffizienten selbstkonsistent an die großen Schwerewellenamplituden in der Mesosphäre an. Eine

⁸KMCM = Kühlungsborn Mechanistic general Circulation Model

konventionelle, künstliche „Schwammschicht“ ist nicht erforderlich. Insbesondere generiert das neue Turbulenzmodell die Turbopause in etwa 95 km Höhe. Dies ist in Abb. 41.1 anhand einer Kontrollsimulation für Januarbedingungen gezeigt: sowohl das Richardson-Kriterium als auch die turbulente Dissipation (Reibungswärme) haben ein ausgeprägtes Maximum im Bereich von 80 bis 90 km. In dieser Höhe ist zugleich die Impulsdeposition der aufgelösten Schwerewellen maximal und führt zu der erwarteten Zonalwindstruktur.

In einem einfachen Klimaszenario mit KMCM wird die differentielle Erwärmung in der Troposphäre gemäß einem zukünftigen Klima verändert. Dazu werden eine wärmere Oberfläche und eine höhere Gleichgewichtstemperatur in der unteren Troposphäre angenommen. Diese Veränderungen sind in den Polregionen mit bis zu 8 Grad am größten. Außerdem werden verstärkte konvektive Wärmequellen in der tropischen Konvergenzzone vorausgesetzt. Oberhalb von 10 km Höhe bleibt das Modell unverändert. Auf Grund der abgeschwächten statischen Stabilität im „einfachen Klimaszenario“ gegenüber der Kontrollsimulation steigt die Intensität des Lorenzschen Energiezyklus von 2.1 auf 2.4 Wm^{-2} an. Diese Intensität kann im KMCM anhand der vom Turbulenzmodell berechneten Dissipation (Reibungswärme) diagnostiziert werden. In der Troposphäre entspricht die Dissipation dem thermodynamisch irreversiblen Teil des Lorenz-Zyklus und damit dem Brechen der baroklinen Rossby-Wellen. Dieser Prozess ist gleichzeitig die wichtigste Quelle für Schwerewellen (neben der orographischen und konvektiven Anregung, siehe Kapitel 40). Die Dissipation in der freien Troposphäre ist daher ein Proxy für die dynamischen Schwerewellenquellen im klimatologischen Mittel. Diesen Zusammenhang zeigt Abb. 41.2. Die Schwerewellenenergie (Abb. 41.2a) nimmt im Tropopausenbereich mit der Höhe zunächst stark ab. Dies bedeutet, dass nur ein kleiner Teil der insgesamt in der Troposphäre generierten Schwerewellen in der mittleren Atmosphäre von Bedeutung ist. Darüber hinaus bedeutet ein intensivierter Lorenz-Zyklus eine Verstärkung der Schwerewellenquellen (Abb. 41.2c).

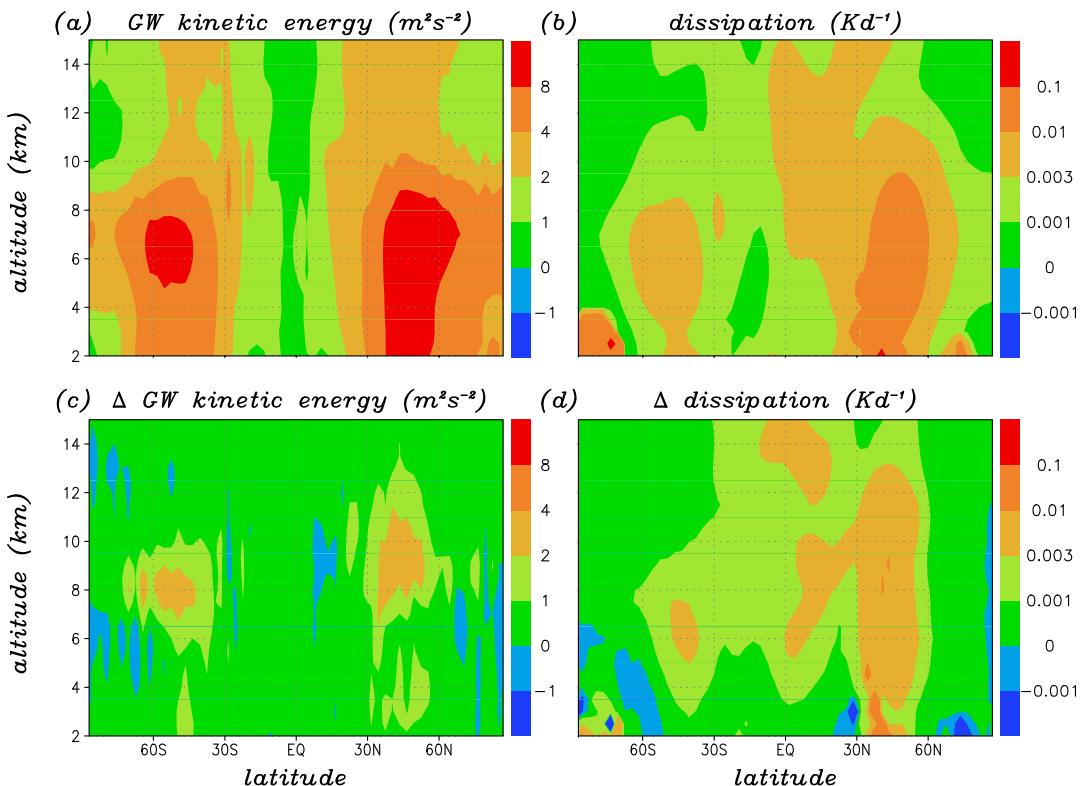


Abb. 41.2: Zusammenhang von Schwerewellenquellen und Dissipation. (a),(b) Transiente kinetische Energie der Schwerewellen (d.h. Energie aufgelöster horizontaler Wellenlängen kleiner als 1000 km) und Dissipation in der Troposphäre in der Kontrollsimulation mit KMCM bei permanenten Januarbedingungen. (c),(d) Veränderungen dieser Größen im einfachen Klimaszenario.

Eine solche Veränderung der troposphärischen Dynamik hat große Auswirkungen in der mittleren Atmosphäre. In der nördlichen Winterhemisphäre ist dies mit einer Zunahme der planetaren Wellenaktivität und dadurch mit einer verstärkten Schwerewellenfilterung verbunden (nicht gezeigt). In mittleren und hohen Breiten der Sommerhemisphäre zeigt sich ein klares Signal allein aufgrund der verstärkten Schwerewellenquellen. Beispielhaft sind in Abb. 41.3 die relativen Veränderungen von Schwerewellenenergie, Dissipation, Temperatur und zonalem Wind für die sommerliche Mesosphäre und untere Thermosphäre dargestellt. Diese Veränderungen resultieren insgesamt aus größeren Schwerewellenamplituden, so dass diese in etwas niedrigerer Höhe durch turbulente Diffusion gedämpft werden. Besonders anschaulich zeigt diesen Effekt der Streifen verminderter Schwerewellenenergie, der sich vom Südpol in etwa 95 km Höhe bis nach 20° S bei etwa 70 km Höhe erstreckt. Unterhalb dieses Streifens ist die Energie erhöht und die Luft ist kälter, was dem so genannten „downward control“-Prinzip entspricht. Konsistent dazu liegt die maximale Dissipation etwas tiefer. Die Veränderung im zonalen Wind entspricht einem Absinken der Windumkehr.

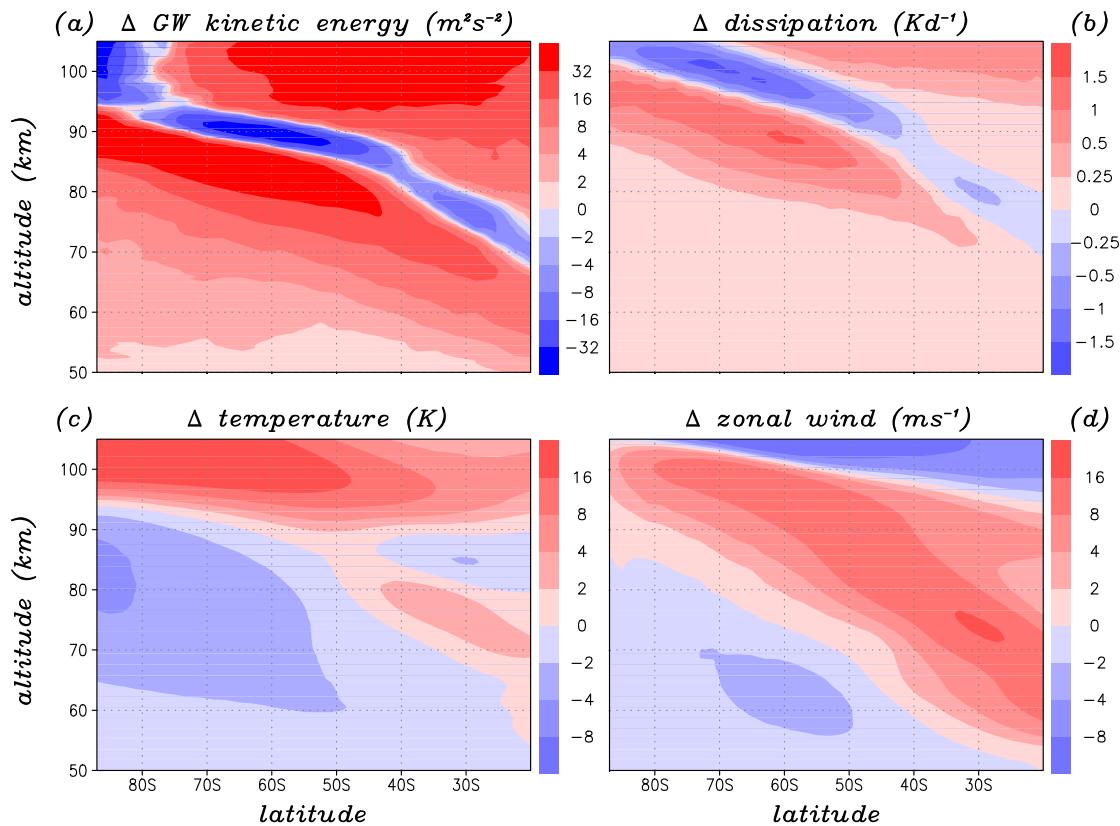


Abb. 41.3: Klimatische Veränderungen in der sommerlichen Mesosphäre und unteren Thermosphäre im einfachen Klimaszenario mit verstärkten troposphärischen Schwerewellenquellen: (a) kinetische Energie der aufgelösten Schwerewellen, (b) Dissipation, (c) Temperatur und (d) zonaler Wind.

Das neue Modellkonzept von KMCM koppelt die Mesopausenregion selbstkonsistent an die Dynamik der Troposphäre. In der beschriebenen Anwendung wird die Klimasensitivität der Sommer-MLT, die sich allein aus einer Veränderung der troposphärischen Schwerewellendynamik bzw. aus einer Intensivierung des Lorenz-Zyklus ergibt, abgeschätzt. Dabei zeigt sich, dass eine herabgesetzte statische Stabilität der untersten Schichten der Atmosphäre einen erhöhten Energieumsatz der troposphärischen Wärmekraftmaschine und damit verstärkte Schwerewellen induziert. Dies führt wiederum zu großen Veränderungen der großskaligen Wind- und Temperaturverteilung vor allem in der sommerlichen Mesopausenregion, die unmittelbar mit einer Intensivierung der Schwerewelleneffekte bei gleichzeitiger Verlagerung nach unten zusammenhängen.

42 Thermische Gezeiten als grundlegender Kopplungsprozess in der Atmosphäre: Anregung versus Ausbreitung

(N. Grieger, U. Achatz, W. Singer, P. Hoffmann, B. Wecke)

Thermische Gezeiten werden in der gesamten Atmosphäre durch solare Einstrahlung angeregt und breiten sich bis in die Thermosphäre aus. Infolge der exponentiell mit der Höhe abnehmenden Dichte wachsen ihre Amplituden stark an. In der Mesosphäre, unteren Thermosphäre (MLT) brechen diese Wellen und tragen durch die damit verbundene Impulsdeposition zur dort beobachteten zonalen Windumkehr bei, welche die Dynamik in diesem Gebiet beeinflusst. Damit werden der obere Abschluss des Polarnacht-Strahlstromes und dessen Maximum bestimmt, welche stark gekoppelt sind mit Ausbreitung, Dämpfung und eventueller Reflexion stehender planetarer Wellen, die ihrerseits wesentlich kleinräumige Wellenstrukturen (z.B. Hoch- und Tiefdruckgebiete, Schwerewellenquellen) bis in die Troposphäre steuern.

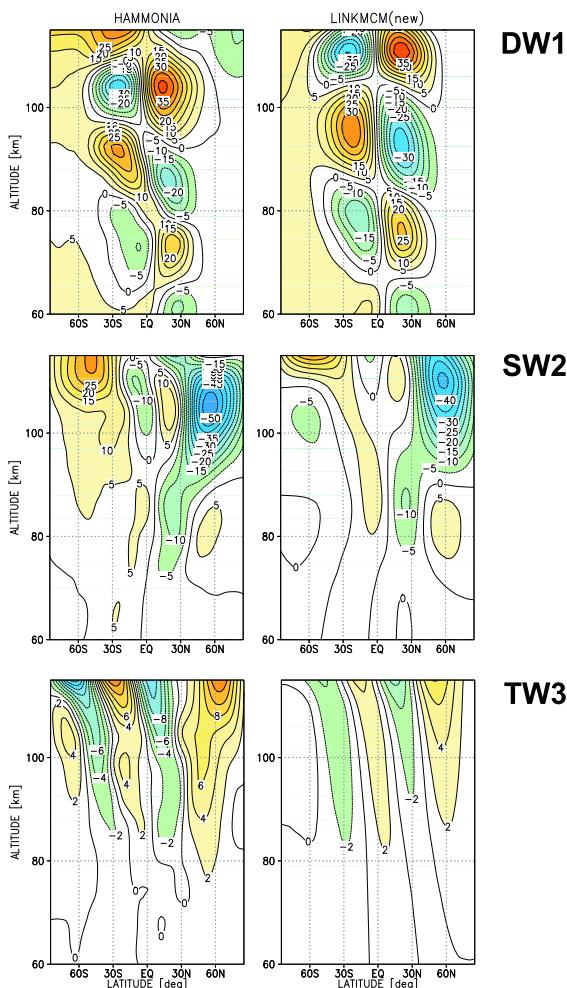


Abb. 42.1: Höhen-Breitenschnitt modellierter Gezeiten, 00 UT, im Wind (Süd-Nord) [m/s], für das allgemeine Zirkulationsmodell HAMMONIA und das lineare Ausbreitungsmodell LIN-KMCM. DWs, SWs und TWs bezeichnen die westwärts fortschreitenden Komponenten mit 24, 12 und 8 Stunden Periode und der zonalen Wellenzahl s.

Breiten ergibt sich für DW1 35 km und in Breiten um 60°N, für SW2 etwa 46 km. Die Struktur der migrierenden 8 Stunden Gezeit zeigt vertikal kaum eine Wellenstruktur, d.h. sie ist im

Bisher wurden im Wesentlichen ganztägige Gezeiten untersucht (u.a. Grieger et al. JASTP, 2004), die Beobachtungen zeigen aber, dass in höheren geografischen Breiten auch die Gezeiten mit 12 und 8 Stunden Periode wesentliche Beiträge liefern. In dieser Arbeit werden modellierte Gezeiten mit Radarbeobachtungen verglichen und ihr zeitliches Verhalten wird mit Hilfe des linearen Ausbreitungsmodells LIN-KMCM im Einzelnen untersucht. Die in das lineare Modell eingehenden Hintergrundfelder (Wind, Temperatur) werden aus den monatsgemittelten Feldern (20-Jahresmittel) des allgemeinen Zirkulationsmodells HAMMONIA (Schmidt et al. J. Climate, 2006) bestimmt. Ebenso wurden die Anregungsterme aus den Erwärmungsraten des GCM ermittelt. HAMMONIA ist ein Klimamodell mit vorgegebenen Ozean-Randbedingungen, das die Atmosphäre bis in die hohe Thermosphäre beschreibt und auch Atmosphärenchemie interaktiv behandelt. Insbesondere werden in der MLT die chemischen Reaktionen berücksichtigt, die nicht im lokalen thermischen Gleichgewicht ablaufen. Die hier verwendeten Daten basieren auf Einstrahlungswerten, die dem solaren Minimum entsprechen.

Die in Abb. 42.1 dargestellten sonnensynchron umlaufenden Gezeitenkomponenten werden als migrierende Komponenten bezeichnet. Im Spektrum über alle zonalen Wellenzahlen wird deutlich, dass die migrierenden Anteile überwiegen. Jedoch kann für die ganztägige Gezeit der Anteil der nichtmigrierenden Komponente DW2 (westwärts, s=2) bis zu 50 % der migrierenden Komponente betragen. Durch die Gezeitendarstellung für 00 UT kann die vertikale Wellenlänge der migrierenden Komponenten direkt bestimmt werden. In subtropischen

Wesentlichen barotrop.

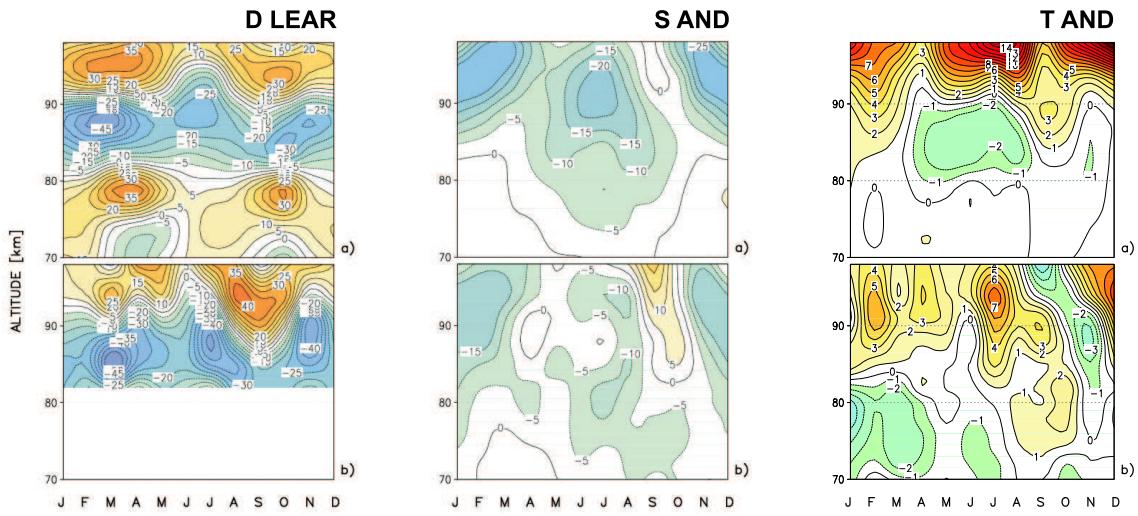


Abb. 42.2: Höhen-Zeitschnitte der ganztägigen (D), halbtägigen (S) und 8-Stunden Gezeit (T) im Wind (Süd-Nord) [m/s] summiert über alle Wellenkomponenten in Learmonth (LEAR) und Andenes (AND) für HAMMONIA (oben) und Radarbeobachtungen (unten), 00 UT.

Der Vergleich zwischen GCM-Gezeiten und denen, die aus dem linearen Modell resultieren, ergibt, dass die maximalen Werte gut übereinstimmen. Unterschiede sind jedoch in der vertikalen Phasenstruktur zu erkennen. Damit können die linearen Ergebnisse dazu benutzt werden, im Einzelnen die für die Gezeitenausbreitung wichtigen Parameter zu untersuchen.

Bereits in Achatz et al. JGR, eingereicht 2007, konnte gezeigt werden, dass die ganztägige Gezeit sowohl in ihrer voll nichtlinearen Beschreibung (HAMMONIA) als auch in der linearen Modellierung gut mit Satellitenbeobachtungen übereinstimmt.

Aus Abb. 42.2 ergibt sich, dass auch an einzelnen Standorten die gemessenen meridionalen Winde mit denen aus HAMMONIA vergleichbar sind. Wir zeigen hier die Ergebnisse aus Radarbeobachtungen an den Stationen Learmonth (114°O , 22°S , Meteor-Radar, Beobachtungs Frequenz: 35,2 MHz) und Andenes (16°O , 69°N , Meteor-Radar 32,5 MHz und MF-Radar 1,98 MHz). Der Vergleich von Punktmessungen und Modellergebnissen zeigt insbesondere für die ganztägige Gezeit gute Übereinstimmung, wobei in beiden Höhen-Zeitschnitten die starke halbjährige Schwingung (SAO) zu erkennen ist. Die zeitliche Lage und die Amplituden von etwa 40 m/s stimmen überein, wobei interessant ist, dass im Sommer, JJ, zwischen 80 und 90 km noch ein weiteres Maximum sowohl in den Beobachtungen als auch im GCM auftritt. Wie in Abb. 42.1 gezeigt ist, nehmen die 12- und 8-Stunden Gezeit ihre mittleren maximalen Werte erst oberhalb 100 km an. Infolge der geringen Meteoraate oberhalb 100 km können belastbare Messungen nur bis etwa 98 km erzielt werden. In diesem Bereich sind aber gerade diese Gezeiten relativ klein und weisen starke Schwankungen in den Beobachtungen auf. Dennoch

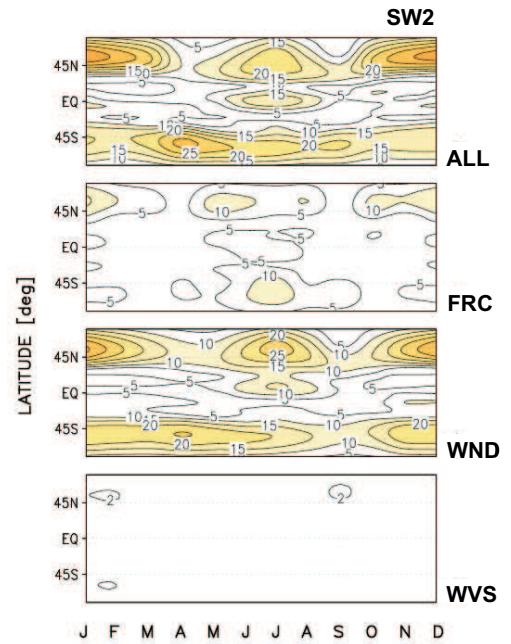


Abb. 42.3: Jahresgang der migrierenden halbtägigen Gezeitenamplitude im Wind (Süd-Nord) [m/s], 97,6 km, für das LIN-KMCM. ALL: Hintergrundfelder und thermische Anregung entsprechend HAMMONIA und die Anteile im Jahresgang aus - FRC: thermischer Anregung, - WND: Hintergrundfeldern, - WVS: stationären planetaren Wellen

sind sowohl die Struktur als auch die Amplitudenwerte vergleichbar. Die SAO ist wesentlich kleiner gegenüber der der ganztägigen Gezeit, ihre Maxima sind verschoben auf Winter (JF) und Sommer (JJ).

Im folgenden werden wir mit Hilfe des linearen Modells untersuchen, welchen Einfluss die sich über das Jahr verändernden Hintergrundfelder, die thermischen Anregungen und die stehenden planetaren Wellen auf die zeitliche Struktur der Gezeiten haben. Damit kann die Frage beantwortet werden, wovon die in der MLT beobachtete Gezeitenstruktur im Einzelnen abhängt.

Der in Abb. 42.3 dargestellte Einfluss infolge des Jahresgangs in den Ausbreitungsbedingungen auf die Gezeit in der MLT kann im linearen Modell bestimmt werden, indem eine jahresgemittelte thermische Anregung angenommen wird (WND). Die Wirkung allein der thermischen Anregung auf den Jahresgang (FRC) ergibt sich dann aus der Differenz zwischen den Ergebnissen ALL und WND. Analog kann der Einfluss planetarer Wellen WVS bestimmt werden.

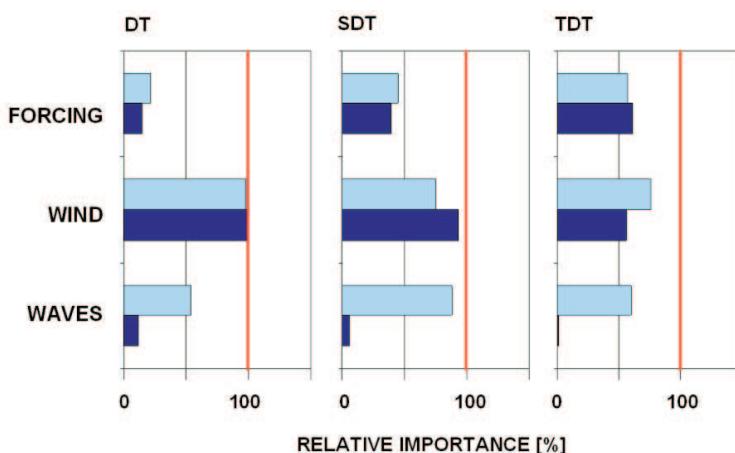


Abb. 42.4: Relatives Amplitudenintegral entsprechend Abb. 42.3: Einfluss des Jahresgangs der Gezeitenanregung (FORCING), des Hintergrundes (WIND) und der stationären planetaren Wellen (WAVES), für die 24-, 12- und 8-Stunden Gezeit (DT, SDT und TDT) in den migrierenden (dunkel-) und nichtmigrierenden (hellblau) Komponenten

deutet, dass der Jahresgang der ganztägigen und halbtägigen Gezeit in der MLT, im Wesentlichen bestimmt wird durch die in der darunterliegenden Atmosphäre herrschenden Ausbreitungsbedingungen. Dagegen ergibt sich der Jahresgang der 8-Stunden Gezeit etwa zu gleichen Anteilen aus Variationen, die sowohl durch den Hintergrund als auch den Anregungseinfluss bestimmt werden. Der Jahresgang der Gezeitenamplitude, der durch stationäre planetare Wellen bedingt ist (WVS), ist für die migrierenden Komponenten gering (etwa 12 %) nimmt aber wesentlich zu für die nichtmigrierenden Anteile (nicht gezeigt).

Zur Zusammenfassung dieser Ergebnisse werden die in Abb. 42.3 dargestellten Amplitudensbilder über die gezeigten Breiten-Zeitbereiche integriert und relativ zu den Integralen über die Amplituden aus Abb. 42.3, ALL, dargestellt, Abb. 42.4. Der Einfluss der jahreszeitlichen Änderung der Ausbreitungsbedingungen (WIND) ist, wie bereits gezeigt wurde sehr groß, nimmt jedoch von etwa 100 % für die ganztägige Gezeit ab auf 60 - 70 % für die 8-stündige Gezeit, gleichzeitig wächst der Einfluss der Anregung (FORCING). Klar ist weiter zu erkennen, dass die stationären planetaren Wellen (WAVES) einen wesentlichen Einfluss auf die nichtmigrierenden Gezeiten in der MLT haben.

Abschließend bedanken wir uns bei Herrn Prof. Dr. Gerhard Schmitz für sein Interesse an dieser Arbeit und seine weiterführenden Diskussionen. Herrn Dr. Hauke Schmidt, ZMAW Hamburg, danken wir ebenfalls für rege Diskussionen sowie für die Bereitstellung der umfangreichen HAMMONIA Daten.

Für die halbtägige Gezeit ist eine halbjährige Oszillation mit Maxima um 60°N im Sommer und Winter klar zu erkennen. Für die ganztägige Gezeit (nicht gezeigt) ergeben sich starke Maxima im Frühjahr und Herbst mit Werten um 50 m/s. Dagegen kann bei der 8-Stunden Gezeit eine ausgeprägte halbjährige Schwingung in der Gezeitenamplitude nicht festgestellt werden. Der in Abb. 42.3, FRC, gezeigte Anteil des Jahresgangs der thermischen Anregung ist offensichtlich sehr klein, insbesondere für die ganztägige Gezeit. Eine den Bildern ALL vergleichbare Oszillation ergibt sich, wenn nur der Einfluss des Hintergrundes berücksichtigt wird, WND. Das bedeutet, dass der Jahresgang der ganztägigen und halbtägigen Gezeit in der MLT, im Wesentlichen bestimmt wird durch die in der darunterliegenden Atmosphäre herrschenden Ausbreitungsbedingungen. Dagegen ergibt sich der Jahresgang der 8-Stunden Gezeit etwa zu gleichen Anteilen aus Variationen, die sowohl durch den Hintergrund als auch den Anregungseinfluss bestimmt werden. Der Jahresgang der Gezeitenamplitude, der durch stationäre planetare Wellen bedingt ist (WVS), ist für die migrierenden Komponenten gering (etwa 12 %) nimmt aber wesentlich zu für die nichtmigrierenden Anteile (nicht gezeigt).

43 Thermische Gezeiten als grundlegender Kopplungsprozess in der Atmosphäre: Anregung in unterschiedlichen Schichten

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

Aus den vorangegangenen Analysen geht hervor, dass das Gezeitensignal in der MLT im wesentlichen durch die Ausbreitungsbedingungen der Atmosphäre, d. h. durch die Windfelder bestimmt wird, in denen sich die in den einzelnen Schichten angeregten Gezeitenstörungen ausbreiten. Wir stellen nun die Frage, welchen Einfluss haben die einzelnen Höhenbereiche bei der Formierung der Gezeit in der MLT und in welcher Weise koppeln tiefere Atmosphärenschichten mit der Gezeit in der MLT.

In Abb. 43.1 ist der Jahresgang der halbtägigen Gezeitenamplitude in der MLT dargestellt, wie er sich im linearen Modell für 00 UT ergibt, wenn die thermische Anregung nur in den angegebenen Schichten angenommen wird, wobei folgende Grenzen gelten: TH, oberhalb 100 km - MA, 70 - 100 km - STR, 20 - 70 km - THR 0 - 20 km. Deutlich sind die starken Unterschiede zu erkennen, die aus den Anregungen in den einzelnen Schichten folgen. Bemerkenswert ist für SW2 die starke Gegenläufigkeit zwischen der Gezeit infolge STR und THR. Werden die so ermittelten Ergebnisse integriert, ergibt sich die Zusammenfassung in Abb. 43.2, die vergleichbar ist mit Abb. 42.4. Für die ganztägige Gezeit sind im Wesentlichen troposphärische Prozesse von Bedeutung, während die 8-stündige Komponente bedingt ist durch STR. Die halbtägige Gezeit hängt sowohl stark von THR als auch von STR ab, wobei jede Anregung für sich allein Gezeitenfelder in der MLT bewirken würde, die das 1,5- bzw. 2,3-fache der tatsächlichen Amplitude wären.

Unter Berücksichtigung der Phasenfelder kann gezeigt werden, dass entsprechend Abb. 43.1, STR stark positiv auf die MLT koppelt (gleiches Vorzeichen für ALL und STR) und THR negativ.

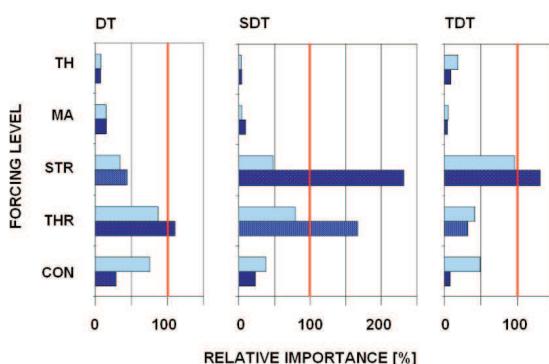


Abb. 43.2: Relatives Amplitudenintegral entsprechend Abb. 43.1, für die 24-, 12- und 8-Stunden Gezeit (DT, SDT und TDT) in den migrierenden (dunkel-) und nichtmigrierenden (hellblau) Komponenten

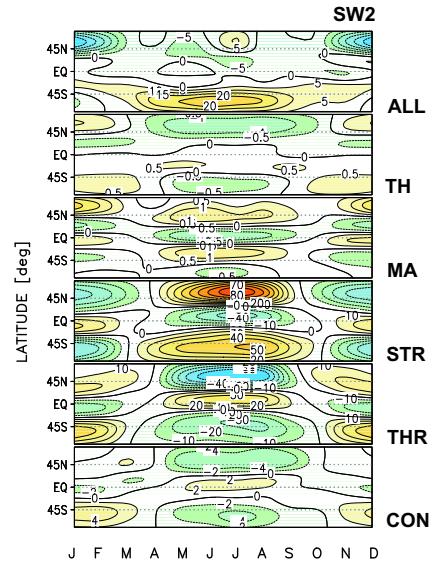


Abb. 43.1: Jahresgang der migrierenden halbtägigen Gezeitenamplitude im Wind (Süd-Nord) [m/s], 97,6 km, für das LINC-KMCM. Thermische Anregung aus HAMMONIA: gesamte Atmosphäre (ALL), nur Thermosphäre (TH), nur Mittlere Atmosphäre (MA), nur Stratosphäre (STR), nur infolge großräumiger Kondensation und Konvektion (CON) und nur Troposphäre ohne CON (THR)

Für die 8-stündige Gezeit der MLT ist diese Kopplung vergleichbar, jedoch wesentlich schwächer. Dagegen wirken THR und STR für die ganztägige Gezeit entgegengesetzt, es addieren sich die troposphärischen Anregungen in ihrer Wirkung auf mehr als das 1,2-fache von ALL und werden durch die aus STR bedingten Gezeitenfelder reduziert.

Für alle hier gezeigten Gezeitenanteile kann festgestellt werden, dass die monatsgemittelten Anregungen, die MA und TH entsprechen, keinen wesentlichen Einfluss auf die Gezeiten der MLT haben. Das ist insofern sehr interessant, da die entsprechenden Erwärmungsraten in der Thermosphäre Werte von mehreren 10 K/d aufweisen.

44 Einfluss längenabhängiger Ozonänderungen auf die dynamische Kopplung von Tropo-, Strato- und Mesosphäre

(A. Gabriel, D.H.W. Peters, H. Voß, B. Wecke)

Im Rahmen des zurzeit laufenden DFG-Schwerpunktprogramms CAWSES untersuchen wir den Einfluss der längenabhängigen Komponenten im stratosphärischen Ozon auf die dreidimensionale Struktur von Temperatur und atmosphärischer Dynamik. Bisher bleiben die längenabhängigen Ozon-Komponenten in den Langzeit-Prognosen für Atmosphäre und Klima zumeist unberücksichtigt (z.B. *IPCC, 4th Report, 2007*). Die rechnerisch aufwendigen Klimamodelle mit interaktiv gekoppelter Chemie beinhalten zwar die längenabhängige Ozon-Komponente, zeigen aber aufgrund der großen Anzahl von inhärenten Feedbacks zwischen Ozonverteilung und Wellendynamik große Unterschiede und Unsicherheiten (z.B. *WMO, Report No. 50, 2006*). Hier gibt es noch erheblichen Forschungsbedarf bzgl. des Verständnisses der relevanten Wirkungsketten.

Zielsetzung unserer Projektarbeiten ist die Analyse der beobachteten längenabhängigen Ozon-Komponente auf Grundlage von ECMWF Reanalysen (ERA40) und satelliten-gestützten Messungen (SAGE, GOME), sowie die Quantifizierung ihres Einflusses auf die atmosphärische Dynamik in der Tropo-, Strato- und Mesosphäre mit Hilfe des Klimamodells MAECHAM5 (Höhenbereich: 0-80 km). Erste Ergebnisse des Projektes hatten gezeigt, dass die Strahlungsforcierung einer ausgeprägten planetaren Wellenstruktur im stratosphärischen Ozon der 1990er (Welle 1) eine bemerkenswerte Änderung in der regionalen Verteilung troposphärischer Wellenflüsse - d.h. im Brechungsverhalten von Rossbywellen - bewirkt. Im weiteren Verlauf der Projektarbeiten wurde die Diagnose der Ozonänderungen auf Grundlage von satelliten-gestützten Beobachtungen verifiziert, und die Untersuchung ihrer Wirkung auf Temperatur, polaren Wirbel und planetare Wellenausbreitung ausgeweitet. Die folgende Zusammenfassung enthält exemplarisch einige wichtige Ergebnisse (s. *Gabriel et al., Geophys. Res. Lett., 2007*).

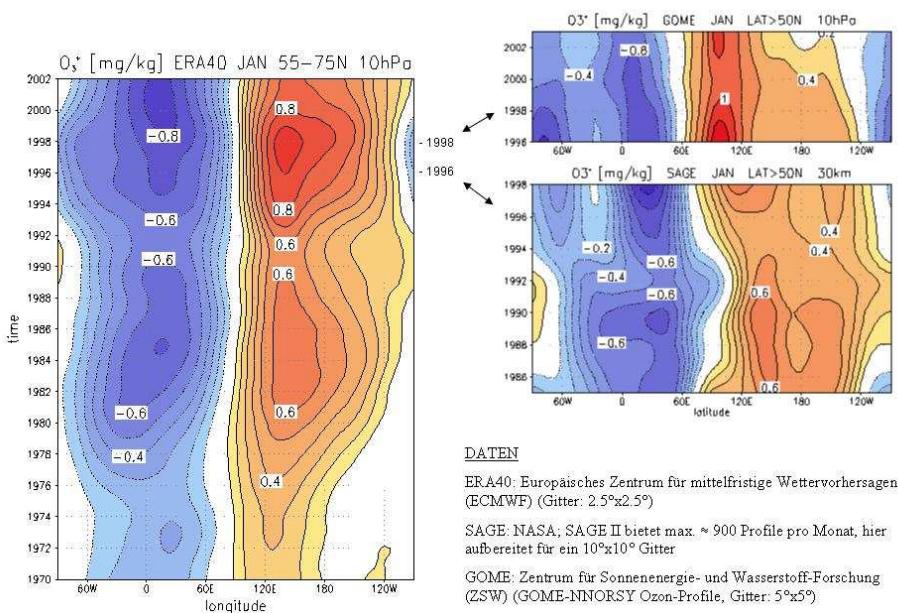


Abb. 44.1: Zeitlicher Verlauf der längenabhängigen Ozon-Komponente $O_3^* = O_3 - [O_3]$ ($[O_3]$: zonales Mittel) in 10hPa (ca. 30km) nördlich von 50°N für Januar (Monatsmittel, laufendes Mittel über 3 Januare)

Die stratosphärische Ozonverteilung der ERA40 Daten zeigt eine prägnante Verstärkung einer Welle-1-Struktur während der letzten 3-4 Dekaden mit einem signifikantem Trend in der Amplitude von ca. 0.2 mg/kg pro Dekade (Abb. 44.1, links). Der zeitliche Verlauf der Amplitude zeigt ebenfalls eine regelmäßige Variation, die höchstwahrscheinlich mit dem 11-jährigen Zyklus

der Sonnenaktivität zusammenhängt. Zum Vergleich zeigt Abb. 44.1 (rechts) zwei aus satelliten-gestützten Messungen (SAGE, GOME) abgeleitete Zeitreihen, die die gekennzeichnete planetare Wellenstruktur und ihre langfristigen Variationen bestätigen. Hierbei ist aber zu berücksichtigen, dass insbesondere die SAGE Daten leider nur eine sehr geringe zeitlich-räumliche Dichte von Messprofilen bereitstellen können. Die diagnostische Analyse beobachteter O_3^* -Felder soll auf Grundlage neuerer Daten (ERA-Interim, neuere Satellitenmessungen) fortgeführt werden.

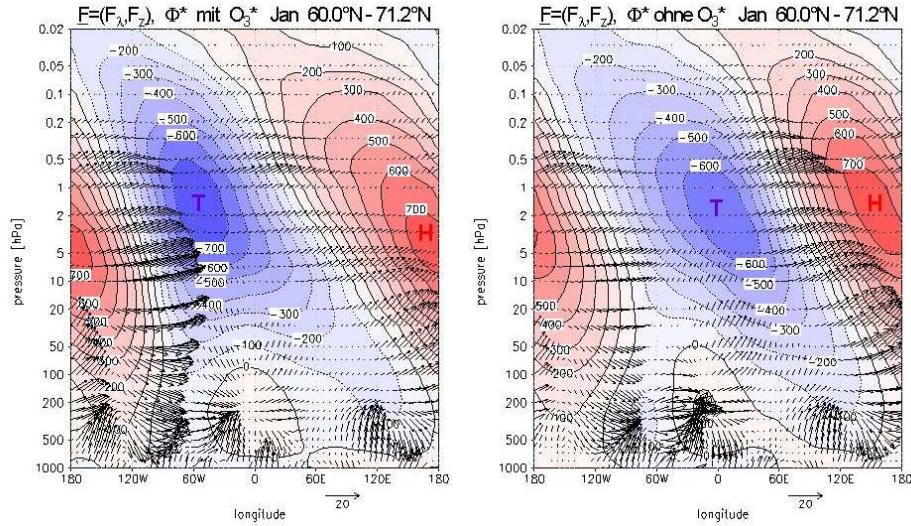


Abb. 44.2: Abweichung des Geopotentials vom zonalen Mittel (Isolinien in gpm) und Wellenflux-Vektoren (Referenz-Pfeil in $20 \text{ m}^2 \text{s}^{-2}$, Skalierung mit $(p/p_0)^{-1/2}(F_\lambda, 100^*F_z)$) bei 60-70°N (Mittel über die 10 Januare der 1990er), jeweils für das Modell mit (links) und ohne (rechts) längenabhängigem Ozon

Abb. 44.2 zeigt die Wirkung von O_3^* auf die planetare Wellenausbreitung im MAECHAM5 (gerechnet wurden jeweils 10 Winterperioden der 1990er mit und ohne dekadisches Mittel von O_3^*). Die Implementierung von O_3^* führt zu einer Verstärkung und Verlagerung der stationären Welle-1-Struktur in der mittleren Atmosphäre (siehe Geopotential), insbesondere zu einer Verstärkung des polaren Tiefdruck-Wirbels (T) über Nord-Kanada / Grönland (60-90°W), sowie zu einer Verlagerung besonders ausgeprägter vertikal und ostwärts propagierender Wellenzüge von der östlichen in die westliche Hemisphäre (siehe Pfeile). Hier sei erwähnt, dass das Modell mit O_3^* die Struktur des polaren Wirbels sowie die Wellenflüsse im Vergleich zu Beobachtungen (ERA40) wesentlich besser beschreibt. Der bemerkenswert starke Effekt auf die Wellenausbreitung legt nahe, die längenabhängige Ozon-Komponente bei künftigen Klimaprognosen zu berücksichtigen. Die indirekte Fernwirkung des stratosphärischen O_3^* über die Änderung in der Wellenausbreitung kann bis in die Höhengebiete der Mesosphäre verfolgt werden (Abb. 44.3). Induzierte Änderungen von ca. -4K über Europa können dabei als Beitrag zum Trend der letzten 4 Dekaden von ca. -1K pro Dekade interpretiert werden; das entspricht etwa 35% des aus Phasenhöhenmessungen des IAP abgeleiteten Temperaturtrends (seit 1959) über Mitteleuropa. Hier sei erwähnt, dass die Signifikanz der induzierten Temperaturänderung aufgrund der "Filterwirkung" der stabil geschichteten Stratosphäre mit der Höhe zunimmt. Änderungen in der höheren Atmosphäre können demnach eine wertvolle Interpretationshilfe bei der Bewertung von klimabedingten Änderungen in den unteren Schichten der Atmosphäre bieten.

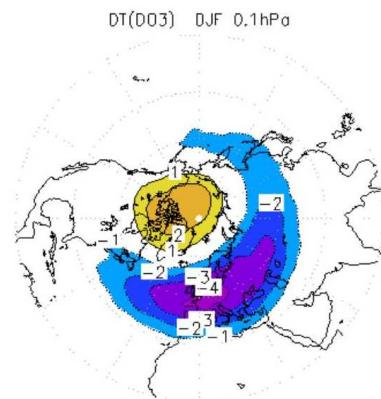


Abb. 44.3: O_3^* -induzierte Temperaturänderung in 0.1hPa (ca. 65km) (mittlerer Winter der 1990er).

45 Zur Langzeit-Variabilität der Elektronendichte in der Mesosphäre

(D.H.W. Peters, J. Bremer, G. Entzian, B. Wecke, R. von Rein)

Das Studium der Langzeit-Variabilität der Mesosphäre ist von großem Interesse für die Gesellschaft, weil sie ein möglicher Indikator für Klimaänderungen der darunter liegenden Stratosphäre bzw. Troposphäre sein könnte, wenn die dynamisch (einschließlich Transport von Luftbeimengungen) und die durch Strahlung bedingten Kopplungsprozesse der atmosphärischen Schichten richtig verstanden werden. Die D-Schicht der Ionosphäre wird wesentlich durch Photoionisation bestimmt. Längere zeitliche Variationen der Elektronendichte in der Mesosphäre, die über den Tagesgang hinausgehen, wurden mittels indirekter Messverfahren basierend auf der LF-Radiowellenausbreitung vom Boden aus beobachtet. Für die Untersuchung der Langzeit-Variabilität benötigt man sehr lange homogene Messungen in der Mesosphäre.

Am Observatorium in Kühlungsborn wurde eine kontinuierliche Messung der Höhe einer konstanten Elektronendichte in der Mesosphäre im Februar 1959 begonnen, basierend auf einem Projekt im Rahmen des Internationalen Geophysikalischen Jahres 1957-58, und ohne Unterbrechung bis heute fortgesetzt, d.h. wir beginnen 2008 das 50. Jahr dieser Messreihe, die damit 4,5 Zyklen des 11-jährigen Sonnenzyklus umfasst. In der Literatur hat man sich oft auf den Trend der Phasenhöhenmessreihe konzentriert, um unter bestimmten Annahmen einen Zusammenhang mit dem Trend der Neutralgastemperatur abzuleiten. Die Untersuchung des Spektrums der Langzeit-Variabilität ist von besonderem Interesse für das Verstehen der oben angesprochenen Kopplungsprozesse der atmosphärischen Sphären, aber auch für die Trendinterpretation dieser Messungen.

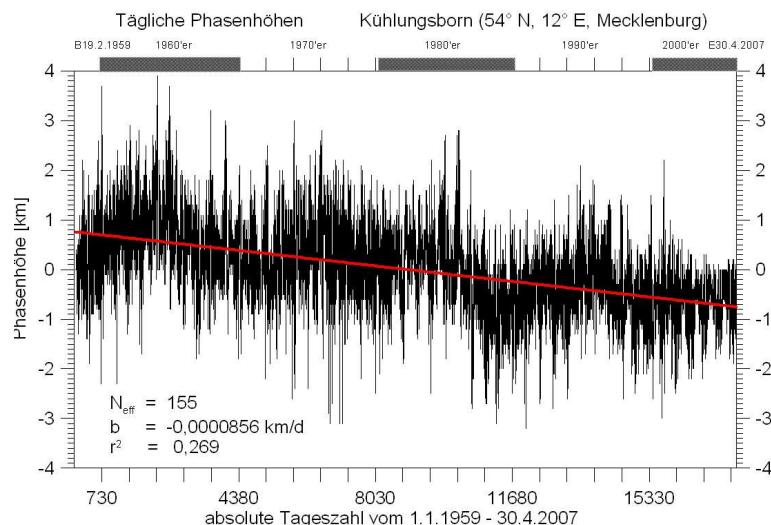


Abb. 45.1: Tägliche Phasenhöhen bei konstantem solaren Zenitwinkel ($X=78,4^\circ$) der LF-Radiowellenmessung (Allouis, 162 kHz) am Standort Kühlungsborn als Abweichungen vom mittleren Jahressgang. Die rote Linie stellt die lineare Regression mit der Zeit dar (größer als 99 Prozent signifikant).

Der LF-Messbereich der Phasenhöhe auf der Frequenz von 162 kHz zwischen Allouis (Zentralfrankreich) und Kühlungsborn (Mecklenburg) liegt über der Region um Brüssel in etwa 82 km Höhe aufgrund der Reflexion der Rundfunkwellen an der ionisierten Schicht. Die täglichen Höhenänderungen werden mit einer Auflösung von 100 m erfasst. Für diese Studie wurden die originalen Messergebnisse zur Homogenisierung der täglichen Reihe einer erneuten Prüfung unterzogen und die daraus abgeleiteten Werte bestimmt, um tägliche Datenreihen für die scheinbare Phasenhöhe h ($X=78,4^\circ$) und scheinbare Plasmakalenhöhe H für den Zeitraum vom Februar 1959 bis April 2007 zu erhalten. Die Ausfallrate liegt bei 2 Prozent. Die Messreihen definieren jeweils einen dominierenden Halbjahresgang mit Maxima zu den Äquinoxien. Dieser mittlere Jahressgang

wurde nun von der jeweiligen Messreihe für jedes Jahr subtrahiert, um die vorherrschende Oszillation auszublenden. In der Abb. 45.1 ist der zeitliche Verlauf der Zeitreihe für die Phasenhöhe als Abweichungen vom mittleren Jahresgang dargestellt.

Eine statistische Analyse der Zeitreihe der täglichen Werte zeigt eine tendenzielle Höhenabnahme der Radiowellenreflexion von 314 m pro Dekade, das entspricht einer Höhenabnahme von 1,5 km im Messzeitraum von 48 Jahren. Mit dieser Höhenänderung können etwa 27 Prozent der zeitlichen Varianz erklärt werden. Die Korrelation der trendfreien Messreihe mit der Gaußverteilung liegt bei 0,99, womit die Annahme der Normalverteilung der Stichprobe erfüllt ist. Der effektive Freiheitsgrad, ermittelt über die Berechnung der Autokorrelationfunktion, hat den Wert von 155 Tagen, d.h. der generelle Trend der Phasenhöhe ist größer als 99 Prozent signifikant von Null verschieden. Für die Plasmaskalenhöhe ist die lineare Regression schwach positiv und nur nach Abzug der periodischen 11- und 22-jährigen Oszillation größer 95 Prozent signifikant.

Folgt man der Abschätzung der durch Phasenhöhenänderungen angezeigten Luftdruckänderungen in etwa 82 km nach Taubenheim et al. (Adv. Space. Res. 20, 2059-63, 1997), so ergibt sich mit der hydrostatischen Näherung bei Annahme eines konstanten Druckes in 50 km Höhe daraus für die Schichtmitteltemperatur von 50-82 km eine Abkühlung von etwa 14 K im gesamten Messzeitraum, während die Plasmaskalenhöhe eine mittlere Erwärmung von 10 K für den Höhenbereich von 79-84 km für den gesamten Zeitraum von 48 Jahren erwarten lässt. Die Phasenhöhenmessungen der Elektronendichte zeigen eine stärkere Abkühlung in der unteren Mesosphäre sowie eine schwache Erwärmung im Bereich um 82 km in mittleren Breiten der Nordhemisphäre im Jahresmittel.

In der Abb. 45.2 sind die Spektren für beide Messreihen nach einer Tiefpassfilterung gezeigt. Im trendfreien Spektrum wurden verschiedene Langzeit-Perioden (größer als der Jahresgang) identifiziert: (a) der dominierende in der Nähe vom 11-jährigen Sonnenzyklus liegende Mode in der Phasenhöhe und der dominierende 22-jährige in der Plasmaskalenhöhe, des Weiteren noch ein 5- und 7-jähriger Mode jeweils in der Phasenhöhe und Plasmaskalenhöhe, sowie in beiden Spektren eine 3,4-Jahres - Oszillation, die etwa 2,5-jährige Schwingung (QBO), sowie eine 1,6- und 1,4-jährige Oszillation.

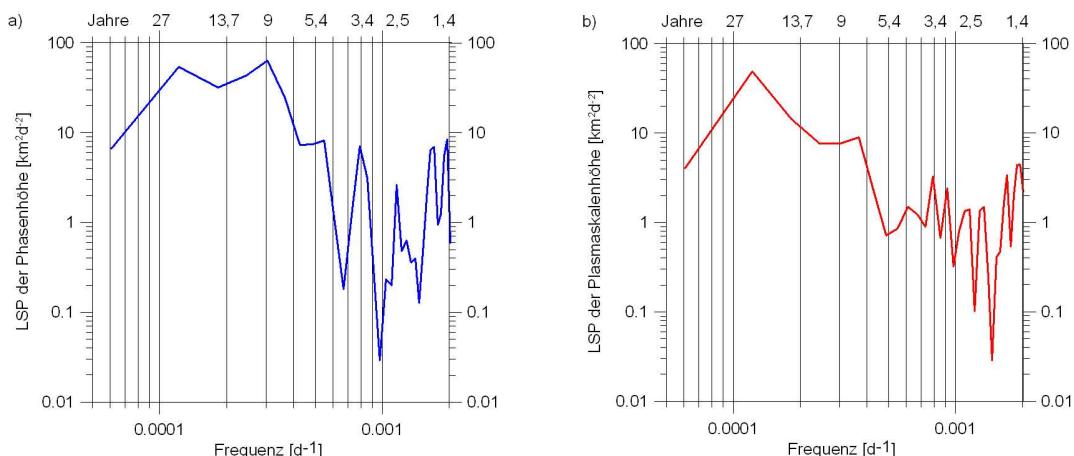


Abb. 45.2: Das Tiefpass gefilterte Spektrum für die Messreihe (a) der Phasenhöhen und (b) der Plasmakalenhöhe.

Die weitere Untersuchung der Langzeit-Variabilität der Kühlungsbörner Phasenhöhenmessungen richtet sich auf die Aufdeckung des Zusammenhangs zwischen den Oszillationen in der Mesosphäre und der Variabilität dynamischer Prozesse in der Stratosphäre und Troposphäre sowie auf den Einfluss solarer Effekte auf die Elektronendichte in der Mesosphäre.

46 Dynamik der Mesosphäre während einer stratosphärischen Erwärmung

(E. Becker, P. Hoffmann)

In nahezu jedem Winter der Nordhalbkugel wird die polare Stratosphäre etwa 1 bis 3 mal durch eine so genannte plötzliche stratosphärische Erwärmung (SSW = sudden stratospheric warming) gestört. Dabei steigt die Temperatur in der gesamten Polkappe in etwa 30 km Höhe innerhalb weniger Tage um mehrere 10 Grad an und der Polarwirbel löst sich vorübergehend auf. Unser gegenwärtiges Verständnis dieses spekulären dynamischen Phänomens basiert auf der klassischen Arbeit von T. Matsuno (1971, J. Atmos. Sci.). Danach ist eine SSW das Resultat einer besonders starken Welle-Grundstromwechselwirkung durch planetare Rossby-Wellen. In der Troposphäre verstärken sich diese Wellen bereits 2 bis 3 Wochen vor einer SSW. Sie breiten sich in die Stratosphäre aus, führen dort zur Vorkonditionierung des Polarwirbels und rufen schließlich das eigentliche Ereignis hervor.

Dieses konventionelle Bild einer SSW vernachlässigt die Rolle von Schwerewellen und kann daher die Kopplung von Strato- und Mesosphäre während einer SSW nicht erklären.⁹ Andererseits ist diese Kopplung wesentlich, vor allem in hohen Breiten. So zeigen die Radar-Windmessungen des IAP in Andenes (siehe Kapitel 34), dass die Umkehr von vorherrschendem Westwind auf Ostwind, wie sie in der Stratosphäre während einer SSW beobachtet wird, zuerst in der oberen Mesosphäre auftritt und danach nach unten wandert. Ein vollständiges Verständnis einer SSW muss daher die Dynamik der Mesosphäre einbeziehen. So hatte Holton (1983, J. Atmos. Sci.) bereits die während einer SSW beobachtbare Abkühlung der Mesosphäre (Labitzke, 1972, J. Atmos. Sci., siehe auch Kapitel 18) mit einer weitgehenden Abschirmung der Schwerewellen qualitativ erklärt.

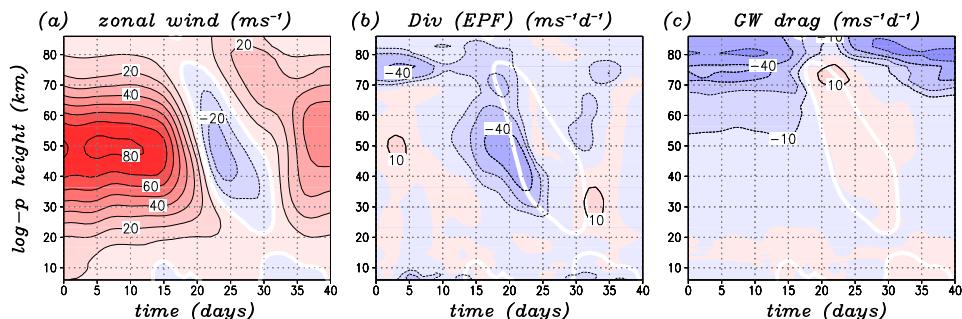


Abb. 46.1: (a) Zonal gemittelter zonaler Wind in 70° N während einer simulierten SSW (Konturintervall 10 m s^{-1}). (b) Quasi geostrophische Eliassen-Palm-Flussdivergenz (Konturen für $\pm 10, 20, 40, 80, 160 \text{ m s}^{-1} \text{ d}^{-1}$). (c) Impulsdeposition durch parametrisierte Schwerewellen (Konturen wie in b). Die Nullwindlinie ist als Referenz weiß eingezzeichnet.

In der vorliegenden Modellstudie werden die zeitabhängige Impuls- und Wärmebilanz während einer simulierten SSW unter Berücksichtigung der Schwerewellen analysiert. Basis ist das mechanistische globale Zirkulationsmodell KMCM mit konventioneller Auflösung (T31/L60) und einer Schwerwellenparametrisierung nach Lindzen (Becker, 2004, JASTP). Aus einer permanenten Januarsimulation betrachten wir ein 40-tägiges Zeitintervall, in dem eine SSW spontan auftritt. Abb. 46.1a zeigt den zonalen Wind in 70° N. Deutlich zu erkennen ist der Einsatz der Windumkehr in etwa 75 km Höhe. Konsistent mit den Beobachtungen (Abb. 34.1) wandert die Windumkehr innerhalb von etwa 2 Wochen herunter bis in die untere Stratosphäre. Abb. 46.1b und c zeigen die Beiträge durch planetare Rossby-Wellen und Schwerewellen zur Impulsbilanz. Offenbar bricht

⁹Die mittleren Winde und Temperaturen in der polaren winterlichen Mesosphäre sind durch die Impulsdeposition kleinskaliger Schwerewellen bestimmt, während die planetaren Rossby-Wellen in der Stratosphäre dominieren.

beim Einsatz der Windumkehr die Impulsdeposition durch Schwerewellen völlig zusammen. Dagegen wandert das (negative) Maximum der Eliassen-Palm-Flussdivergenz durch planetare Rossby-Wellen synchron mit der Windumkehr von oben nach unten. Das heißt, bei einer SSW brechen planetare Rossby-Wellen zuerst in der oberen Mesosphäre.

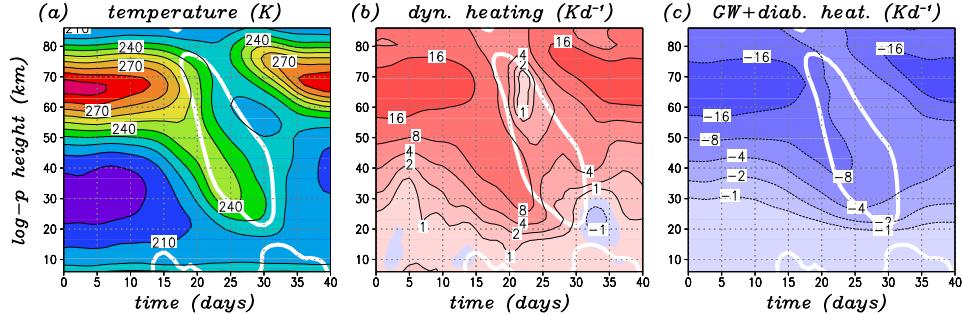


Abb. 46.2: (a) Von 70° N bis zum Nordpol gemittelte Temperatur der simulierten SSW (Konturintervall 10 K). (b) Entsprechendes Mittel der aufgelösten dynamischen Erwärmung (Konturen für $\pm 1, 2, 4, 8, 16$ K d $^{-1}$). (c) Entsprechendes Mittel der Beiträge durch Strahlung (Temperaturrelaxation), parametrisierte Schwerewellen und Turbulenz (Konturen wie in b)). Die Nullwindlinie für 70° N ist weiß eingezeichnet.

Dass sich der Wind in der oberen Mesosphäre trotz einer zeitgleichen Abschirmung der Schwerewellen umkehrt, hängt mit dem temporären Verschwinden des mesosphärischen Astes der residuellen Zirkulation zusammen. Dieser Effekt dominiert auch das Temperaturverhalten und die Wärmebilanz in der Mesosphäre über der Polkappe (siehe Abb. 46.2): Während die Windumkehr die Mesosphäre durchwandert, nimmt dort die Temperatur aufgrund eines Zusammenbrechens der dynamischen Erwärmung durch die großkalige Bewegung ab. Diese dynamische Erwärmung entspricht weitgehend der adiabatischen Erwärmung durch die residuelle Vertikalgeschwindigkeit. In der Stratosphäre verstärkt sich die dynamische Erwärmung und die Temperatur nimmt zu. Dieser Gegensatz zur Mesosphäre röhrt daher, dass die Schwerewellen nur einen geringfügigen Beitrag zum stratosphärischen Ast der residuellen Zirkulation leisten, so dass hier die verstärkte Eliassen-Palm-Flussdivergenz durch planetare Rossby-Wellen zur Erwärmung führt. Die Stratopause wandert dabei nach unten.

Am Ende der SSW sind die planetaren Rossby-Wellen sehr schwach, so dass wieder ein starker Polarwirbel entsteht. Dieser ermöglicht gute Ausbreitungsbedingungen für Schwerewellen, deren Aktivität in der oberen Mesosphäre nach der SSW besonders groß ist (Abb. 46.3). Die damit einhergehende Wiederherstellung des mesosphärischen Astes der residuellen Zirkulation generiert eine neue, hochliegende Stratopause, die sich über die ursprüngliche, nach unten gewanderte Stratopause legt (Abb. 46.2a).

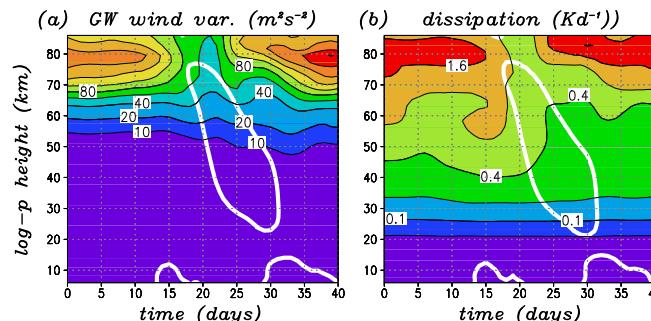


Abb. 46.3: Windvariationen durch Schwerewellen (Konturen $10, 20, 40, 60, 80, \dots$ m 2 s $^{-2}$) und Dissipation (Konturen $0.1, 0.2, 0.4, 0.8, 1.6$ K d $^{-1}$) in 70° N. Die Nullwindlinie ist weiß eingezeichnet.

47 Konsistente Skalenwechselwirkung in der „Doppler-spread“ Parametrisierung für Schwerewellen (DSP)

(E. Becker)

Die Impulsdeposition durch brechende Schwerewellen „treibt“ die Mesopausenregion weit weg von einem hypothetischen, durch Strahlung bestimmten Zustand. In einem mechanistischen Modell wie KMCM können Schwerewellen explizit beschrieben werden (siehe Kapitel 41). Sie müssen jedoch in komplexen Klimamodellen, die die Mesopausenregion einschließen, unbedingt parametrisiert werden, da diese Modelle wegen ihrer Komplexität nicht mit hinreichend hohen Auflösungen gerechnet werden können. Daraus ergibt sich auch für die Zukunft die Notwendigkeit, die vielfältigen Unzulänglichkeiten von Schwerewellenparametrisierungen weiter zu reduzieren. Die Abteilung Theorie und Modellierung des IAP befasst sich schon seit längerer Zeit u.a. mit dem Brechungsprozess (siehe Kapitel 3) sowie mit der allgemeinen Formulierung der thermodynamischen Effekte in Schwerewellenparametrisierungen für globale Modelle. Die im folgenden beschriebene Arbeit behandelt die thermodynamische Konsistenz der sogenannten „Doppler-spread“-Parametrisierung (DSP) nach C.-O. Hines (Hines, 1997, JASTP), welche in den meisten komplexen Klimamodellen der gesamten Atmosphäre (CMAM¹⁰ und HAMMONIA¹¹) verwendet wird. Die Arbeit entstand in Zusammenarbeit mit C. McLandress im Rahmen eines gemeinsamen Projektes mit der Gruppe von T. G. Shepherd (University of Toronto).

Das Prinzip der konventionellen DSP ist in Abb. 47.1 schematisch dargestellt. Bei der Höhe z_i wird ein bestimmtes Impulsflussspektrum bezüglich der vertikalen Wellenzahl vorgeben. Gemäß der Sättigungsbedingung der DSP, welche die nichtlineare Wechselwirkung der parametrisierten Schwerewellen untereinander pauschal berücksichtigt, wird dieses Spektrum mit zunehmender Höhe bei immer kleineren vertikalen Wellenzahlen m_j abgeschnitten. Der fehlende Impuls im Schwerewellenpektrum wird auf den Grundstrom übertragen. Damit einher geht eine so genannte Energiedeposition E , die sich aus der Druckflusskonvergenz und der Scherproduktion der Schwerewellen zusammensetzt. In der konventionellen DSP nimmt man an, dass die Energiedeposition der turbulenten Dissipation entspricht. Unter Verwendung der Theorie für homogene isotrope Turbulenz kann dann ein turbulenter Diffusionskoeffizient D_H berechnet werden. Dieser Koeffizient wirkt dann zusammen mit E und der Impulsdeposition auf das aufgelöste, großskalige Strömungsfeld des Klimamodells.

Dieses konventionelle Verfahren ist in mehrerer Hinsicht inkonsistent: 1. Die turbulente Diffusion durch Schwerewellenbrechung D_H müsste die im Spektrum verbleibenden Schwerewellen dämpfen; 2. dasselbe gilt für die Hintergrunddiffusion des Klimamodells und besonders für die molekulare Diffusion ν in der Thermosphäre; 3. die Diffusion bewirkt einen nach unten gerichteten Schwerewellen-Entropiestrom, der konventionell ignoriert wird. Abb. 47.1 zeigt zusätzlich zu dem konventionellen Fall denjenigen Verlauf des Spektrums,

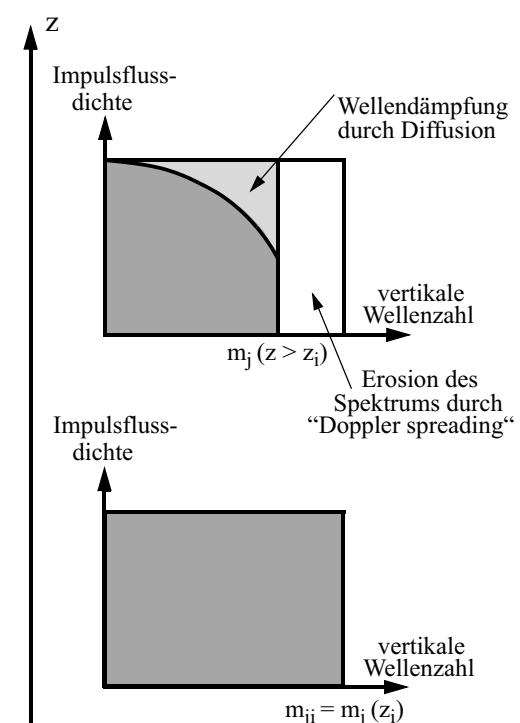


Abb. 47.1: Schema der „Doppler-spread“-Parametrisierung. Dargestellt ist das Impulsflussspektrum im Anregungsniveau z_i und in einer Höhe $z > z_i$ als Funktion der vertikalen Wellenzahl bezogen auf z_i . In der konventionellen DSP markiert der insgesamt grau schattierte Bereich das Spektrum für $z \geq z_i$. Bei konsistenter Skalenwechselwirkung bleibt lediglich der dunkelgrau schattierte Bereich übrig.

¹⁰Canadian Middle Atmosphere Model

¹¹HAMBurg Model Of the Neutral and Ionized Atmosphere

der sich bei konsistenter Berücksichtigung der Diffusionskoeffizienten ergibt. Das Spektrum wird dann nicht nur mit zunehmender Höhe abgeschnitten, sondern es ändert auch seine Form, da große Wellenzahlen durch Diffusion stärker gedämpft werden als kleine.

In einer Arbeit von Becker und McLandress wird die Theorie der neuen DSP mit konsistenter Berücksichtigung der Diffusion sowie aller thermodynamischen Effekte im Detail vorgestellt. Wesentlich dabei ist, dass nur derjenige Teil der Energiedeposition, der sich aus der Erosion des Spektrums ergibt, zur Berechnung des durch Schwerewellenbrechung induzierten Diffusionskoeffizienten herangezogen wird. Das heißt, diejenigen Schwerewellen, die aufgrund der Sättigungsbedingung aus dem Spektrum entfernt werden, stellen die jeweils kleinste Skala dar, die in Turbulenz übergeht. Die damit verbundene turbulente Diffusion wirkt auf alle größeren Skalen, also sowohl auf die parametrisierten Schwerewellen als auch auf das aufgelöste Strömungsfeld. Da sich so der spektrale Verlauf mit der Höhe ändert, kann das Schwerewellenspektrum nicht mehr wie im konventionellen Fall analytisch behandelt werden, sondern es muss diskretisiert werden. Dies hat den Vorteil, dass realitätsnahe Schwerewellenspektren verwendet werden können.

Abb. 47.2a,b zeigt, wie sich die Juliklimatologie in KMCM bei konventioneller Auflösung (T31, 70 Hybridschichten bis ca. 130 km) mit der neuen DSP Parametrisierung einstellt. Interessant ist der Vergleich mit einer entsprechenden konventionellen Simulation, bei der die Dämpfung der Schwerewellen durch Diffusion sowie der Schwerewellen-Entropiestrom „abgeschaltet“ wurden. Vor allem die Windstruktur in niedrigen Breiten und die Temperatur der Thermosphäre hängen empfindlich von der konsistenten Berücksichtigung von Schwerewellendämpfung und Schwerewellen-Entropiestrom ab (Abb. 47.2c,d). Am IAP soll die neue DSP in Studien der quasi zweijährigen Oszillation und deren Zusammenhang mit dem solaren Zyklus verwendet werden.

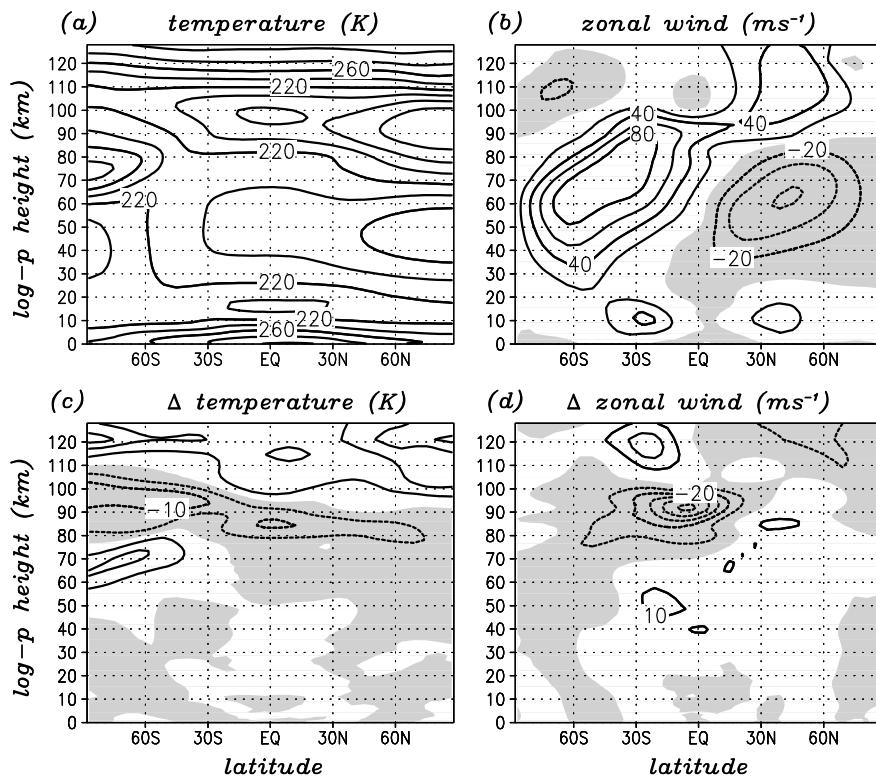


Abb. 47.2: a),(b) Juliklimatologie von KMCM mit neuer DSP und konventioneller Auflösung anhand der Temperatur und des Zonalwindes (Isolinienabstände 20 K und $20 m s^{-1}$). (c),(d) Änderungen im Vergleich zur Simulation mit konventioneller DSP (Isolinienabstände 5 K und $10 m s^{-1}$). Die Bereiche negativer Werte sind grau.

48 Diagnose und Modellierung von brechenden Rossby-Wellen

(A. Gabriel, D.H.W. Peters, B. Wecke, H. Voß)

Dem Höhengebiet obere Troposphäre / untere Stratosphäre (UTLS = upper troposphere / lower stratosphere) kommt als Grenzbereich zwischen Troposphäre und mittlerer Atmosphäre für das Verständnis der vertikalen Kopplungsprozesse eine besondere Bedeutung zu. Variationen der in diesem Höhengebiet besonders starken Westwinde der mittleren Breiten (hier liegt der stärkste mittlere Impuls der gesamten Atmosphäre) führen zu planetaren Rossby-Wellen und Wellenbrechungsereignissen (RWB = Rossby Wave Breaking), die einerseits die Impuls- und Wärmetransporte der Troposphäre und damit das Klima maßgeblich mit gestalten, andererseits Zirkulation, Temperatur, Polarwirbel und Spurengasverteilung in der mittleren Atmosphäre bestimmen. Inwieviel Änderungen in der Stratosphäre auf die Zirkulationsstrukturen der Troposphäre rückkoppeln ist zurzeit Fragestellung aktueller Forschung. Der unterschiedlichen Wirkung der verschiedenen, zumeist asymmetrischen Typen des RWB (d.h. primär nordwärts (P1, P2) oder südwärts (LC1, LC2) brechend, bzw. je nach Position im Westwindband zyklonal (P1, LC2) oder antizyklonal (P2, LC1) geschert) wird dabei jedoch kaum Beachtung geschenkt.

Im Rahmen eines DFG-Projektes haben wir eine Methodik zur Diagnose der verschiedenen Typen von RWB entwickelt und den Einfluss längenabhängiger Strömungen in der UTLS Region auf das RWB Verhalten mit einer vereinfachten Version des Klimamodells ECHAM4 verifiziert. Erste Ergebnisse hatten gezeigt, dass eine Kombination der meridionalen Komponente F_y der dreidimensionalen Wellenflüsse mit dem diffluenten/konfluenten Charakter der Strömung (gekennzeichnet durch die Struktur des Geopotentials in der UTLS Region) prinzipiell eine Separation in die verschiedenen Typen von RWB bietet, und dass die mit dem winterlichen Polarwirbel verbundene Welle-1-Struktur in der Stratosphäre von erheblicher Bedeutung für die troposphärische Wellenaktivität sein kann. Im Berichtszeitraum waren diese Ergebnisse auf Grundlage einer erweiterten Diagnostik unter Einbeziehung der Potentiellen Vorticity (PV) zu verifizieren und der mögliche Einfluss der stratosphärischen Welle-1-Struktur auf dekadische Schwankungen in der troposphärischen Zirkulation zu untersuchen. Einige Ergebnisse der weitestgehend abgeschlossenen Projektarbeiten werden im Folgenden vorgestellt (s. Gabriel & Peters, *JMSJ*, eingereicht; Gabriel & Peters, *JAS*, in Vorbereitung).

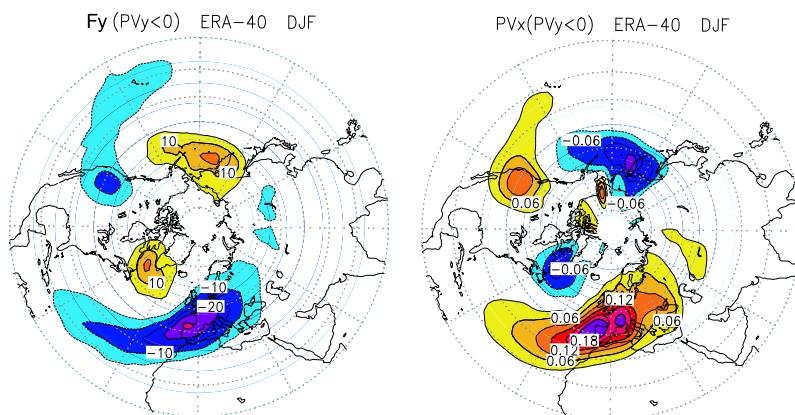


Abb. 48.1: Meridionaler Wellenfluss F_y [$\text{m}^2 \text{s}^{-2}$] (links, vertikal gemittelt über 400-100hPa) und longitudinaler PV-Gradient PV_x [PVU pro 1000km] (rechts, auf 330K-Isentrope), jeweils beschränkt auf Gebiete, in denen RWB auftritt ($PV_y < 0$), gemittelt über die 45 Winter der ERA-40 (ECMWF Reanalysen, 1957-2002); die Resultate zeigen, dass F_y ein geeigneter Parameter für zyklonal ($F_y > 0$ bzw. $PV_x < 0$) bzw. antizyklonal ($F_y < 0$ bzw. $PV_x > 0$) geschertes RWB ist.

RWB findet definitionsgemäß in Gebieten mit lokaler Umkehr des meridionalen PV-Gradienten statt ($PV_y < 0$ auf der Nordhemisphäre), da hierdurch der Übergang in die instabile, nicht-lineare

Wellenentwicklung angezeigt wird. In der erweiterten Diagnose haben wir daher den meridionalen Wellenfluss Fy , dessen Vorzeichen zyklonal ($Fy>0$) bzw. antizyklonal ($Fy<0$) geschertes RWB kennzeichnet, bei der Berechnung des Langzeitverhaltens auf diese Gebiete beschränkt. Eine offene Frage war allerdings noch, ob auch die Stärke (der Absolutwert) von Fy als Maß für zyklonal bzw. antizyklonal geschertes RWB herangezogen werden darf. Unabhängig von Fy haben wir daher zyklonal bzw. antizyklonal geschertes RWB über den longitudinalen PV-Gradienten (PVx) beschrieben. Abb. 48.1 zeigt jeweils zwei Zentren mit ausgeprägtem zyklonal geschertem RWB in höheren Breiten (Süd-Grönland, Aleuten), sowie je zwei Bänder mit ausgeprägtem antizyklonal geschertem RWB in mittleren Breiten (Atlantik, Pazifik). Die sehr gute Antikorrelation ($r=-0.926$) bestätigt, dass Fy tatsächlich ein geeigneter Parameter zur Kennzeichnung von zyklonalem bzw. antizyklonalem RWB Verhalten ist.

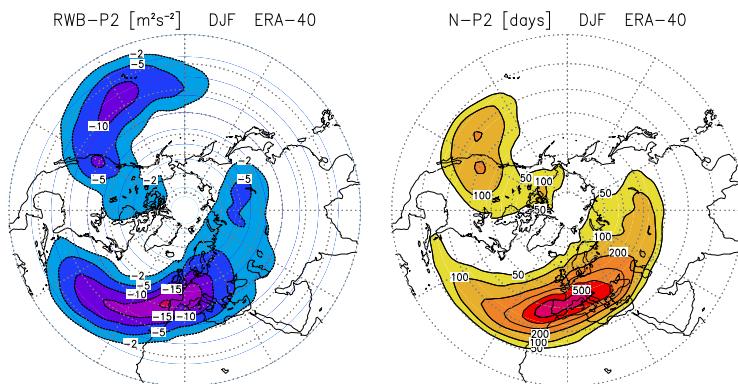


Abb. 48.2: Indikatoren für antizyklonal gescherte, nordwärts brechende Ereignisse (P2); RWB-P2: mittlerer meridionaler Wellenfluss für P2-Aktivität [m^2s^{-2}], gemittelt über die 45 Winter der ERA-40; N-P2: Anzahl der lokalen auftretenden P2-Ereignisse [Tage] in den 45 Winterperioden der ERA-40; die Resultate zeigen, dass die Stärke der P2-Aktivität über West-Europa (links) auch mit einer ausgeprägten lokalen Häufigkeit von P2-Ereignissen (rechts) verbunden ist, da sich im Zuge der P2-Ereignisse häufig stabile, blockierende Hochdruckgebiete mit einer hohen Verweildauer entwickeln.

Weiterführenden Diagnosen, die nur auf Grundlage der geometrischen PV-Struktur beruhen, sind jedoch aufgrund der starken Variationen der PV während des nichtlinearen Brechungsvorgangs Grenzen gesetzt. Dagegen ermöglicht der meridionale Wellenfluss Fy , der während des Brechungsvorgangs einheitlich gerichtet ist, in Kombination mit der diffluenten/konfluente Strömung eine zusätzliche Unterscheidung in vorwiegend nord- bzw. südwärts gerichtetes RWB. Alternativ kann der Absolutwert von Fy in Gebieten positiver und negativer Abweichungen der PV vom zonalen Mittel (dPV) als Kriterium herangezogen werden, um den nordwärts ($dPV<0$) bzw. südwärts ($dPV>0$) brechenden Wellenanteil der sich asymmetrisch entwickelnden Welle zu kennzeichnen. Die zeitliche Summation über die lokalen RWB-Ereignisse liefert dann eine mittlere Anzahl von Tagen für eine ausgewählte Zeitperiode, an denen typisches RWB Verhalten auftritt. Als Beispiel zeigt Abb. 48.2 die mittlere Stärke sowie die mittlere Häufigkeit für antizyklonal gescherte, nordwärts brechende Ereignisse (P2), deren Wirkung von den Entstehungsgebieten über den Ozeanen bis nach Nordamerika bzw. Europa reicht. Sichtbar wird z.B., dass die starke P2-Aktivität über West-Europa (Abb. 48.2, links) mit einer ausgeprägten lokalen Häufigkeit von P2-Ereignissen (Abb. 48.2, rechts) verbunden ist, da sich im Zuge der P2-Ereignisse häufig stabile, blockierende Hochdruckgebiete mit einer hohen Verweildauer entwickeln. Demgegenüber bilden die primär südwärts brechenden antizyklonal gescherten RWB Ereignisse (LC1) in dieser Region häufig transiente Tiefdruckgebiete über dem Mittelmeer und dem Ost-Atlantik (s. Gabriel & Peters, *JMSJ*, eingereicht). Hier zeigt sich die Bedeutung der neu entwickelten Diagnose zur Unterscheidung in nord- bzw. südwärts gerichtetes RWB für die Beurteilung der Kopplung von grobräumigen Strömungen in der UTLS Region und regionalen Klimaverhältnissen.

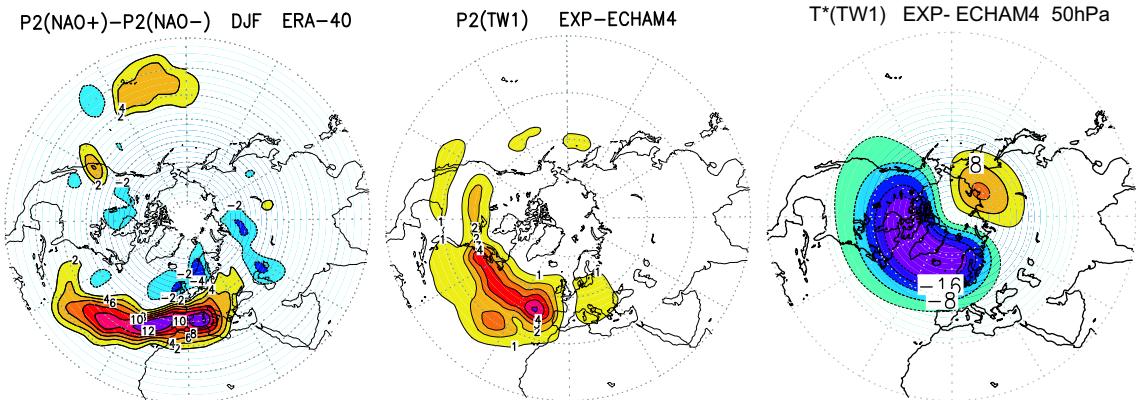


Abb. 48.3: Indikator für P2-Aktivität [m^2s^{-2}]; links: Differenz zwischen zwei Ensemble-Mittel von jeweils 13 Winter mit positiver und negativer NAO-Phase (NAO-Index nach J. Hurrell, NCAR, Boulder); mittig: P2-Aktivität für ein vereinfachtes Modell mit Forcierung auf eine stratosphärische Welle-1-Struktur, gemittelt über 12 Wintermonate; rechts: Abweichung der Temperatur vom zonalen Mittel T^* [K] in einer Höhe von 50hPa (ca. 20km) für das gleiche Modellexperiment, ebenfalls gemittelt über 12 Wintermonate; die Resultate zeigen ausgeprägte P2-Aktivität über dem östlichen Atlantik / Westeuropa bei positiver NAO-Phase (links) sowie den potentiellen Beitrag der stratosphärischen Welle-1-Struktur zur NAO-Variabilität (mitte); der dabei zur Geltung kommende Feedback-Mechanismus zwischen stratosphärischer Temperaturverteilung und P2-Aktivität wird im Modellexperiment in der kohärenten Phasenlage der zonal stark asymmetrischen Struktur von P2 (mitte) und T^* (rechts) sichtbar.

Als Beispiel zeigt Abb. 48.3 eine Anwendung der Diagnose zur Untersuchung dekadischer Klimavariationen und ihrer Kopplung mit der Stratosphäre. Bekanntermaßen ist die NAO (Nordatlantische Oszillation) eine Variation im Westwindband, die z.B. durch stärkere (positive NAO-Phase) oder schwächere (negative NAO-Phase) Bodendruckdifferenz zwischen Islandtief und Azorenhoch charakterisiert werden kann (erwähnt sei hier der mittlere Trend von negativer NAO-Phase während der 1960er Jahre zu positiver NAO-Phase während der 1990er Jahre). Aus der Diagnose der Beobachtungsdaten ergibt sich, dass die Intensität der P2-Ereignisse über Westeuropa in den Winterperioden mit positiver NAO stark zunimmt (Abb. 48.3, links). Bekannt ist ebenfalls, dass sich während der Wintermonate eine stationäre Welle-1-Struktur in der Stratosphäre bildet, deren Minimum zumeist über Nordeuropa / Sibirien oder auch Grönland / Nordkanada liegt und mit dem stratosphärischen Polarwirbel verbunden ist. Um die mögliche Rückwirkung der stratosphärischen Welle-1-Struktur auf das RWB Verhalten zu untersuchen, haben wir ein vereinfachtes Klimamodell ECHAM4 auf eine stratosphärische Welle-1-Struktur forciert (keine Strahlung, keine Orographie, Temperatur-Relaxation mit und ohne Forcierung der stratosphärischen Welle-1-Struktur). Aus der Diagnose der Modellresultate ergibt sich einerseits, dass die Forcierung auf die stratosphärische Welle-1-Struktur die P2-Aktivität anregt und einen erheblichen Beitrag zur NAO-Variabilität liefern kann (Abb. 48.3, mitte; hier sei erwähnt dass ein Vergleichslauf mit zonal gemitteltem Forcierung eine zonal einheitliche P2-Verteilung generiert). Andererseits zeigt sich auch eine Rückwirkung der RWB Ereignisse auf die sich stark asymmetrisch entwickelnde stratosphärische Welle-1-Struktur (Abb. 48.3, rechts). Im Modell entwickelt sich also eine Balance zwischen mittlerem RWB Verhalten und stratosphärischer Welle-1-Struktur, wobei Änderungen in Phase und Amplitude der forcierten stratosphärischen Welle-1-Struktur auch entsprechende Änderungen im RWB Verhalten hervorrufen. Dieser durch das Modellexperiment extrahierte Feedback-Mechanismus wird in der realen Atmosphäre durch weitere Wellenanregungen (Orographie, u.a.) stark überlagert. Die entwickelte Diagnostik soll für weitere Untersuchungen zu aktuellen Fragen der vertikalen Kopplung der atmosphärischen Höhengebiete (klimabedingte Änderungen in der Wellenausbreitung, Einfluss der Stratosphäre auf Troposphäre und Mesosphäre, Generation von Schwerewellen) herangezogen werden.

49 Beobachtung von sehr hohen Zirren in Verbindung mit polwärts brechenden Rossbywellen

(R. Eixmann, D.H.W. Peters, Ch. Zülicke, M. Gerdig, H. Voß)

Hohe Zirruswolken sind das Resultat spezieller Wetterprozesse in der oberen Troposphäre. Verändern sich die geographischen Unterschiede in der Häufigkeit des Auftretens von Zirren, so kann das auch eine wesentliche Wirkung auf das Klima durch modifizierte Strahlungsbedingungen haben. Die Berücksichtigung sehr hoher Zirren, etwa 11 km in unseren Breiten, in einem Klimamodell erfordert ein Verständnis der physikalischen Prozesse, die zur Bildung der Zirren in dem Höhenbereich beitragen. Insbesondere wird die Mikrophysik der Zirrenbildung durch die Temperatur und Wasserdampfverteilung bestimmt, aber auch der horizontale Transport von alten Zirren kann zum lokal vermehrten Auftreten von Zirren und damit zu deren Variabilität wesentlich beitragen. Messungen mit einem LIDAR-Gerät liefern dazu eine genaue Verteilung der Zirren mit der Höhe und mit der Zeit an einem Ort, was durch Satellitenmessungen nicht erreicht werden kann. Für das besonders interessante Phänomen einer polwärts brechenden Rossbywelle wird die gemessene vertikale Zirrenverteilung über Kühlungsborn mit den Transporteigenschaften der meteorologischen Windfelder und mit den Bedingungen für die mögliche Neubildung von Zirren anhand einer Fallstudie über Mecklenburg untersucht.

Das in der Abb. 49.1a dargestellte mit dem LIDAR gemessene Rückstreuignal vom 14. Februar 2006, zeigt das Auftreten von sehr hohen und dünnen Zirren zwischen 9-11 km in dem Zeitraum von 8-18 Uhr an. Danach treten auch bis 5 km hinab Zirruswolken auf. Eine scharfe Grenze zur Stratosphäre zeigt sich deutlich. In der Abb. 49.1b ist die Struktur der großräumigen Hochdruckverteilung der oberen Troposphäre durch eine Hebung der isentropen Flächen zwischen der 315 K und der 330 K Fläche von etwa 0-15° E (geographische Länge) gekennzeichnet.

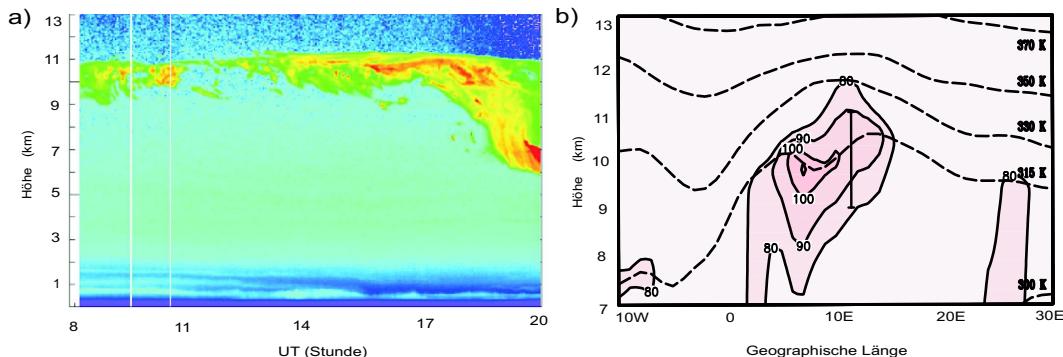


Abb. 49.1: (a) Das normierte Rückstreuignal für die RMR-LIDAR Messung (1064 nm Wellenlänge) zwischen 8-20 Uhr am 14. Februar 2006. (b) Höhen-Längenschnitt der isentropen Schichten (gestrichelte Linien) durch Kühlungsborn um 12 UT. Zusätzlich zeigen die Konturflächen die berechnete relative Feuchte über Eis in Prozent an, basierend auf den ECMWF Analysen, und der Balken kennzeichnet die durch die Lidarmessung bestimmte Zirrenverteilung. Man beachte die unterschiedlichen Höhenskalen.

Die Rossbywelle erzeugt auch einen starken Luftmassentransport aus südwestlicher Richtung mit einem hohen Anteil von Luftfeuchtigkeit. Durch das Aufgleiten der relativ warmen Luftmassen in nordöstlicher Richtung werden aufgrund einer damit verbundenen adiabatischen Abkühlung relativ kalte und feuchte Luftmassen zusammengeführt, die sowohl die Neubildung von Zirren als auch den Transport alter Zirren mit einschließen. Aufbauend auf mikrophysikalischen Modellen erwartet man eine Zirrenneubildung bei mehr als 120 Prozent relativer Feuchte über Eis, aber unter 80 Prozent ein Auflösen. Die berechneten Werte der relativen Feuchte zeigen zur Mittagszeit eine sehr gute Übereinstimmung mit der LIDAR Messung. Aus den Werten der relativen Feuchte über Eis kann auf das Vorhandensein alter Zirren geschlossen werden, während die Neubildung von Zirruswolken über Kühlungsborn eher unwahrscheinlich war.

50 Drehimpulsbalance für die Polkappen

(*J. Bahn, D.H.W. Peters, Ch. Zülicke, B. Wecke*)

Die Atmosphäre ist ein komplexes System mit hoher Variabilität, die von sehr langen quasi-periodischen Schwankungen bis hin zu stochastischen Prozessen im Sekundenbereich reicht. Der Drehimpuls als fundamentale Erhaltungsgröße der globalen Atmosphäre spiegelt alle dynamischen Phänomene in ihren zeitlichen Verhalten wider, und reicht zum Beispiel von der mehrjährigen El-Nino/ Südlichen Oszillation, über die quasi-zweijährige Schwingung, den Jahresgang, der tropischen 40-60 Tage Oszillation bis zu der ganztägigen Gezeit. Die Polkappen stehen in der Diskussion um die durch die Klimaerwärmung bewirkten Veränderung der Variabilität des Systems Atmosphäre im Vordergrund, da der stärkste Anstieg der mittleren Temperatur in der Arktis und Antarktis erwartet wird. In dieser Untersuchung konzentrieren wir uns auf einen Vergleich des Jahresganges der Drehimpulsbalance der beiden Polkappen, da dieser im Leistungsspektrum des Drehimpulses die dominierende Periode darstellt. Als Grundlage der Berechnungen verwenden wir den ERA40-Datensatz des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage im Zeitraum von 1978-2002. Dieser weist eine ausreichend hohe horizontale Auflösung der meteorologischen Felder in den polaren Gebieten auf.

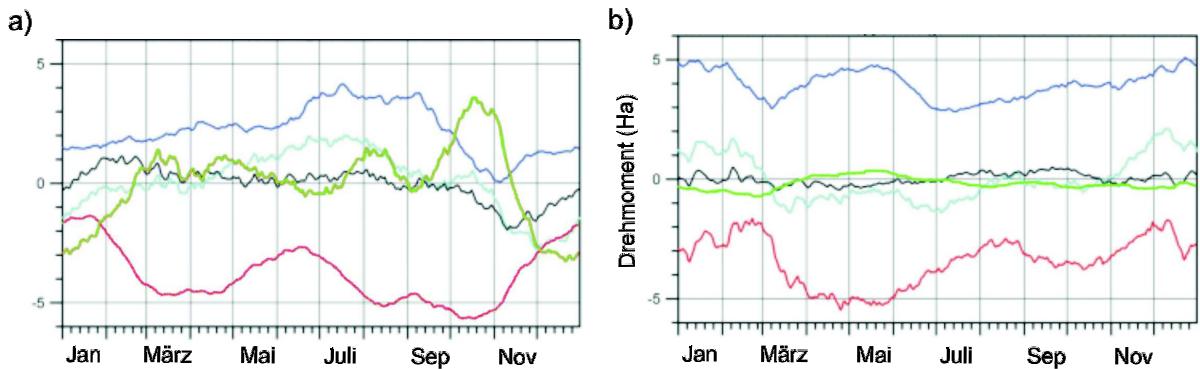


Abb. 50.1: In (a) ist die absolute Drehimpulsbalance ($1\text{Ha}=10^{18}\text{kg m}^2/\text{s}^2$) im mittleren Jahresgang für die Südpolkappe (südlich von 60°S) und in (b) für die Nordpolkappe (nördlich von 60°N) dargestellt bestehend aus der Summe des Gebirgs- (blaue Linie) und Reibungsdrehmoments (grüne Linie) sowie der Flusskonvergenz durch planetare Rossbywellen (rote Linie). Die graue Linie beschreibt die Summe dieser drei Drehmomente und die schwarze die Drehimpulstendenz.

Der Jahresgang in der Drehimpulsbalance ist die stärkste extern angeregte Variation. Im globalen Jahresgang wird die gemittelte Tendenz des Drehimpulses als Differenz zwischen Gebirgs- und turbulenten Reibungsdrehmoment am Boden hervorgerufen. Für die Polkappen tritt zusätzlich noch die Flusskonvergenz in der Balance auf, die den meridionalen Austausch von Drehimpuls mit den mittleren Breiten beschreibt. Durch die unterschiedliche Topografie der Nord- und Südpolkappe (flache Arktis - hohe Antarktis) zeigen sich wesentliche Unterschiede in der Drehimpulsbalance. In der südlichen Polkappe wird, im Frühjahr, die Generierung von Drehimpuls durch das Gebirgsdrehmoment und durch das Reibungsdrehmoment der starken antarktischen Hangwinde vom südwärts gerichteten Wellenfluss von Drehimpuls ausgeglichen, wogegen in der Nordpolkappe das Reibungsdrehmoment wenig zur Balance beiträgt. Diesen Unterschied und die in der Abb. 50.1 dargestellten unterschiedlichen Jahresverläufe für die einzelnen Beiträge zur Drehimpulsbalance gilt es, z.B. aus Konsistenzgründen, in der Interpretation der dynamisch induzierten Variabilitäten der Polkappen infolge einer Klimaerwärmung zu berücksichtigen. Diese Studie leistet einen wesentlichen Beitrag zum Verständnis der Rolle der Komponenten der Drehimpulsbalance für die Polkappen und insbesondere für den Austausch von Drehimpuls zwischen polaren und mittleren Breiten. Sie bildet die Basis einer weitergehenden Untersuchung, in der die Bedeutung dieses Austausches für die Kopplung der atmosphärischen Schichten über lange Zeiträume bestimmt wird.

A Liste der Drittmittelprojekte

(sortiert nach Drittmittelgebern)

SOLEIL: Solar variability and trend effects in layers and trace gases

DFG Förderkennzeichen LU 1174/3-1,2

Beteiligte Wissenschaftler: Lübken, Berger, Herbort, Schönemann

Laufzeit: 01.05.2005 – 31.07.2009

Support proposal for refurbishment and replacement of a microwave spectrometer to be used in the priority programme CAWSES

DFG Förderkennzeichen LU 1174/6-1

Beteiligter Wissenschaftler: Lübken

Laufzeit: 21.07.2005 – 31.12.2007

Application as coordinator of the CAWSES priority programme

DFG Förderkennzeichen LU 1174/5-1,2

Beteiligter Wissenschaftler: Lübken

Laufzeit: 01.07.2005 – 31.12.2011

EISCAT: Investigation of the influence of charged aerosol particles on the scattering of radar waves using EISCAT

DFG Förderkennzeichen RA 1400/2-1,2

Beteiligte Wissenschaftler: Rapp, Strelnikova, Li

Laufzeit: 01.06.2005 – 31.12.2009

Untersuchung atmosphärischer Schwerewellen mittels durchgehender Temperaturprofile aus Lidarmessungen von 1 bis 100 km Höhe bei 54°N

DFG Förderkennzeichen GE 1625/1-1

Beteiligte Wissenschaftler: Gerding, Rauthe, Lautenbach, Lübken, Höffner

Laufzeit: 01.09.2004 – 30.11.2006

Aufbau eines tageslichtfähigen Nachweiszweiges für ein Rayleigh-Mie-Raman-Lidar zur Untersuchung der Dynamik der mittleren Atmosphäre

DFG Förderkennzeichen GE 1625/2-1

Beteiligte Wissenschaftler: Gerding, Rauthe, Eixmann, Lübken

Laufzeit: 01.09.2006 – 31.08.2008

INTACCO: Interaktive Kopplung zwischen dem dynamischen Modell und dem chemischen Transportmodell im Rahmen des globalen dreidimensionalen Modells der mittleren Atmosphäre COMMA-IAP

DFG Förderkennzeichen SO 268/4-1

Beteiligte Wissenschaftler: Sonnemann, Grygalashvily, Schönemann, Berger

Laufzeit: 01.07.2005 – 30.09.2008

DORIS: Beobachtung stratosphärischer und mesosphärischer Winde mit einem inkohärenten Doppler-Wind-Lidar: Windmessungen in der arktischen mittleren Atmosphäre

DFG Förderkennzeichen BA 2834/1-1

Beteiligte Wissenschaftler: Baumgarten, Fiedler

Laufzeit: 01.10.2005 – 31.12.2008

Atmospheric coupling by gravity waves: climatology of gravity wave activity, mesospheric turbulence and their relations to solar activity

DFG Förderkennzeichen SI 501/5-1

Beteiligte Wissenschaftler: Singer, Hoffmann, Zecha

Laufzeit: 01.05.2007 – 28.02.2010

SAGES: Simulation und Analyse des globalen atmosphärischen Energiespektrums von der Grenzschicht bis zur Mesopause, part I and II

DFG Förderkennzeichen BE 3208/2-1,2

Beteiligte Wissenschaftler: Becker, Brune

Laufzeit: 01.9.2005 – 31.12.2009

Rossby-Wellenbrechen in einem längenabhängigen Grundstrom im Bereich der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre, part I and II

DFG Förderkennzeichen PE 474/2-1,2

Beteiligte Wissenschaftler: Peters, Gabriel, Eixmann

Laufzeit: 01.06.2000 – 31.3.2006

PIGW-LEWIZ: Impact of inertia-gravity waves (IGW) generated in the upper troposphere on precipitation events and the interaction of both phenomena, part I and II

DFG Förderkennzeichen PE 474/4-1,2

Beteiligte Wissenschaftler: Peters, Zülicke

Laufzeit: 01.04.2005 – 31.12.2009

SORACAL: The influence of solar radiation perturbations on the coupling of atmosphere, part I and II

DFG Förderkennzeichen PE 474/5-1,2

Beteiligte Wissenschaftler: Peters, Gabriel

Laufzeit: 01.10.2005 – 31.03.2009

Förderung Gastaufenthalt Pavel Vargin

DFG Förderkennzeichen 436 RUS 17/114/05

Beteiligte Wissenschaftler: Peters, Vargin

Laufzeit: 01.12.2005 – 15.03.2006

SOTIVAR: Solar contribution to the variability of middle atmosphere solar tides in their interaction with zonal-mean-flow variations, planetary waves and gravity waves

DFG Förderkennzeichen AC 71/2-1

Beteiligte Wissenschaftler: Achatz, Colson, Senf

Laufzeit: 01.08.2005 – 31.03.2008

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

DLR Förderkennzeichen 50OE99015

Beteiligte Wissenschaftler: Lübken, Rapp, Strelnikov, Höffner

Laufzeit: 01.10.99 – 31.12.2007

ECOMA: Erforschung der Existenz und des Ladungszustandes von Meteorstaub in der mittleren Atmosphäre mit Hilfe von Höhenforschungsракeten,

DLR Förderkennzeichen 50OE0301

Beteiligte Wissenschaftler: Rapp, Lübken, Strelnikov, Strelnikova

Laufzeit: 01.10.2004 – 31.12.2008

SWACI: Space Weather Application Center - Ionosphere

DLR Förderkennzeichen SWACI

Beteiligte Wissenschaftler: Bremer, Mielich

Laufzeit: 01.07.2007 – 30.06.2009

Mitigation of Ionosperic Effects on Radio Systems (MIERS)

EU-Projekt COST-296

Beteiligte Wissenschaftler: Bremer, Singer

Laufzeit: 04.02.2005 – 03.02.2009

DIAS: European Digital upper Atmosphere Server

EU-Projekt 11150111503C3DMAL1

Beteiligte Wissenschaftler: Bremer, Zecha

Laufzeit: 01.03.2004 – 31.12.2006

Mesospheric inversion layers and polar mesospheric winter echoes: Aerosol layers or turbulence

EU Förderkennzeichen ALOMAR-ARI

Beteiligter Wissenschaftler: Schöch

Laufzeit: 01.12.2004 – 31.12.2007

Middle Atmosphere Temperature Sounding at High resolution MATSH

EU Förderkennzeichen ALOMAR-ARI

Beteiligter Wissenschaftler: Rapp, Strelnikov

Laufzeit: 01.08.2005 – 31.12.2007

Studies of winds, turbulence and gravity waves in the middle atmosphere using radar observations in the MF/HF/VHF range

EU Förderkennzeichen ALOMAR-ARI

Beteiligte Wissenschaftler: Latteck, Singer, Hoffmann, Engler

Laufzeit: 01.05.2004 – 31.08.2006

GCM validation by observations of winds and layers at ALOMAR

EU Förderkennzeichen ALOMAR-ARI

Beteiligter Wissenschaftler: Baumgarten

Laufzeit: 01.06.2006 – 31.12.2007

AIRIS: Andoya Imaging Riometer for Ionospheric Studies

EU Förderkennzeichen ALOMAR-ARI

Beteiligte Wissenschaftler: Singer, Latteck

Laufzeit: 01.10.2006 – 31.12.2008

Seasonal variation of the aspect sensitivity of radar backscatter in the MF/HF frequency range and its relation to temperature, turbulence and electron density in the high latitude summer mesosphere

EU Förderkennzeichen ALOMAR-ARI

Beteiligte Wissenschaftler: Engler, Latteck

Laufzeit: 01.10.2006 – 30.06.2008

Gravity wave momentum fluxes derived by Meteor radar measurements and their relation to the gravity wave activity at high and mid-latitudes

EU Förderkennzeichen ALOMAR-ARI

Beteiligte Wissenschaftler: Hoffmann, Singer

Laufzeit: 01.10.2006 – 29.02.2008

Wellen und Turbulenzen in der Atmosphäre und im Ozean

Land MV Förderkennzeichen 06 032 70 EFP

Beteiligte Wissenschaftler: Lübken, Gerding, Becker, Theuerkauf, Suminska

Laufzeit: 15.08.2006 – 31.12.2006

Chemiemodul für MAOAM

Sonstige Förderkennzeichen HA 3261/1-2

Beteiligte Wissenschaftler: Berger, Grygalashvly, Sonnemann

Laufzeit: 01.05.2004 – 31.08.2006

DAAD: Idealised model study of austral polar vortex splitting for September 2002

BMBF Förderkennzeichen A/07/09274

Beteiligte Wissenschaftler: Peters, Vargin

Laufzeit: 01.11.2007 – 31.12.2007

Vorhersage für die Ausbreitung von Funkwellen in der Ionosphäre (Funkwettervorhersage),

Vereinbarung mit BMVg

Beteiligte Wissenschaftler: Bremer, Singer

Laufzeit: 1.1.2001 – 31.12.2007

B Liste der kooperierenden Institutionen und Wissenschaftler

Deutsche Institutionen: (alphabetisch sortiert)

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung Bremerhaven	P. von der Gathen
Damboldt Telecommunications, Darmstadt	T. Damboldt
Deutscher Wetterdienst, Meteorologisches Observatorium Lindenberg	D. Engelbart, V. Lehmann
Deutsches Klima-Rechenzentrum, Hamburg	U. Schlese
Fachbereich Physik an der Universität Osnabrück	M.-B. Kallenrode
Fernerkundungszentrum der DLR, Neustrelitz	B. Fichtelmann, N. Jakowski
Forschungszentrum Jülich	M. Riese, R. Spang, P. Preusse
Fraunhofer Institut für Lasertechnik Aachen	C. Fricke-Begemann
Geoforschungszentrum Potsdam	J. Wickert
Institut für Umweltphysik, Universität Bremen	C. von Savigny, J.P. Burrows
Institut für Astronomie und Astrophysik der Universität München	A. Kutepov
Institut für Atmosphäre und Umwelt der Universität Frankfurt	U. Achatz
Institut für Experimentelle und Angewandte Physik, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel	C. T. Steigies
Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität Köln	A. Ebel
Institut für Meteorologie der Freien Universität Berlin	K. Labitzke, U. Langematz, B. Naujokat, I. Kirchner, M. Kunze
Institut für Meteorologie und Klimalforschung Forschungszentrum Karlsruhe	T. Leisner, S. Jones

Institut für Ostseeforschung Warnemünde	H. Burchard, Ch. Zülicke, E. Hagen
Institut für Physik der Atmosphäre, Universität Mainz	V. Wirth, H. Borth
Institut für Physik der Atmosphäre der DLR, Oberpfaffenhofen	U. Burkhardt, R. Sausen, M. Dameris, G. Craig, A. Dörnbrack
Leibniz-Institut für Troposphärenforschung, Leipzig	A. Ansmann, O. Knoth
Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg	G. Brasseur, H. Schmidt
Max-Planck-Institut für Sonnensystemforschung, Katlenburg-Lindau	P. Hartogh, C. Jarchow, A. Medvedev, Song Li, J. Röttger
Meteorologisches Institut der Universität Hamburg	K. Fraedrich
Meteorologisches Institut der Universität München	J. Egger, P. Köpke
Physikalisches Institut der Universität Bonn	K. H. Fricke
Physikalisches Institut der Bergischen Universität Wuppertal	D. Offermann, J. Oberheide
Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung, Potsdam	R. Klein, S. Rahmstorf
Rheinisches Institut für Umweltforschung der Universität Köln	H. Elbern, A. Kliouchnikova
Universität Leipzig	
Institut für Geophysik und Geologie der Universität Leipzig	D. Kürschner
Institut für Meteorologie der Universität Leipzig	Ch. Jacobi, K. Fröhlich, G. Stober
Universität Rostock	
Physikalisch Institut	K.-H. Meiwes-Broer, R. Redmer
Institut für Strömungsmechanik	A. Leder
Institut für Bodenkunde und Pflanzenernährung	S. Thiele-Bruhn
Institut für Nachrichtentechnik u. Informations- elektronik	E. Müller, R. Kohlschmidt, A. Ahrens
Zentrum für Sonnenenergie- und Wasserstoff-Forschung, Stuttgart	A. Kaifel

Ausländische Institutionen (nach Ländern sortiert):

University of Colorado, Boulder, CO, USA Laboratory for Atmospheric and Space Physics Department of Aerospace Engineering Department of Physics	G. E. Thomas S. Palo, J. Forbes S. Robertson
Arecibo Observatory, Arecibo, Puerto Rico, USA	S. Raizada, J. Friedman
Colorado Research Associates, Division of Northwest Research Association Inc., Boulder, CO, USA	D. Fritts, D. Riggin, D. Jan- ches
Center for Atmospheric Research, University of Mas- sachusetts Lowell, Lowell, MA, USA	B. Reinisch
Department of Electrical Engineering, Pennsylvania State University	C. Croskey, J. Mitchell
Department of Physics, Colorado State University, Fort Collins, CO, USA	C. Y. She, B. Williams
Department of Physics and Astronomy, Clemson University, Clemson, SC, USA	G. Lehmacher
Department of Earth and Planetary Science, Johns Hopkins University, Baltimore, MD, USA	D.W. Waugh
GATS, Inc., Driggs, Idaho, USA	M. E. Hervig
Geophysical Institute, University of Alaska, Fair- banks, Alaska, USA	R. L. Collins
Hampton University, Hampton, Virginia, USA	J. M. Russell
National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, USA	R. R. Garcia
NASA Ames Research Center, Moffett Field, CA, USA	R. Young, E. Jensen
NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD, USA	D. Bilitza, R.A. Goldberg, J.M. Grebowsky
National Oceanic and Atmospheric Administration, Boulder, CO, USA	R. Hill
Naval Research Laboratory, Washington, DC, USA	M. Stevens, D. Siskind
Radex Inc., Bedford, MA, USA	W.J. McNeil

Science Systems and Applications Inc. (SSAI), Maryland, USA	M. T. DeLand
State University of New York, Stony Brook, NY, USA	M. Geller
The Aerospace Corp., Los Angeles, CA, USA	J.H. Hecht
Virginia Polytechnic Institute and State University, Virginia, USA.	M. Bailey
<hr/>	
Andøya Rocketrange / ALOMAR, Andenes, Norwegen	M. Gausa
Auroral Observatory, University of Tromsø, Tromsø, Norwegen	O. Havnæs, T. Hansen, C. Hall
Department of Geosciences, University of Oslo, Norwegen	J. E. Kristjansson
Department of Physics, University of Oslo, Norwegen	E. Thrane
Forsvaret Forskningsinstitutt, Kjeller, Norwegen	T. Blix, U.-P. Hoppe, A. Brattli
Norsk Institutt for Luftforskning, Tromsø, Norwegen	G. Hansen, K. Stebel
Norwegian University of Science and Technology, Trondheim, Norwegen	P. Lillebekken, O. Grandum
<hr/>	
British Antarctic Survey, Cambridge, Großbritannien	M. Jarvis, P. Espy, R. Hibbins
Cambridge University, Cambridge, Großbritannien	H.-F. Graf
Department of Electronic & Electrical Engineering, University of Bath, Bath, Großbritannien	N.J. Mitchell, D. Pancheva
Hovemere Ltd., Großbritannien	D. Rees
London School of Economics, Department of Statistics, London, Großbritannien	F. Kwasniok
University of Leeds, Großbritannien	J. M. C. Plane
<hr/>	
Central Aerological Observatory, Moscow region, Russland	P. Vargin, A. Yushkov

Institute of Atmospheric Physics (Russ. Acad. Sci.), Moskau, Russland	N. Pertsev, V. Suchodojew
Institute for Numerical Mathematics (Russ. Acad. Sci.), Moskau, Russland	V. Dymnikov, E.M. Volodin, S. Kostrykin
Institute of Applied Physics (Russ. Acad. Sci.), Nizhny Novgorod, Russland	A.M. Feigin, M.Y. Kulikov
Institute of Experimental Meteorology, Obninsk, Russland	Y. Portnyagin

Centre for Research in Earth and Space Science, York University, Toronto, Ontario, Kanada	M. und G. Shepherd
Department of Physics, University of Toronto, Ontario, Kanada	T.G. Shepherd, C. McLandress, N. McFarlane, T. Shaw
Department of Physics and Astronomy, University of Western Ontario, London, Ontario, Kanada	W.K. Hocking, R. Sica, N. Swarnalingam
Department of Physics, University of New Brunswick, Fredericton, Kanada	W. Ward
Institute of Space and Atmospheric Studies, University of Saskatchewan, Saskatchewan, Kanada	A.H. Manson, C.E. Meek

Department of Meteorology, Stockholm University, Schweden	J. Gumbel, H. Körnich
EISCAT Scientific Association, Kiruna, Schweden	M. Rietveld
Swedish Institute for Space Physics, Kiruna, Schweden	S. Kirkwood, P. Dalin, H. Nilsson

Atmospheric and Space Physics Group, Australian Antarctic Division, Kingston, Tasmania, Australien	D.J. Murphy, R. J. Morris
School of Chemistry and Physics, Faculty of Science, University of Adelaide, Adelaide, Australien	R.A. Vincent, I.M. Reid

Obervatorium Pic du Midi, Universität Paul Sabatier, Toulouse, Frankreich	D. Le Queau
---	-------------

Service d'Aéronomie, CNRS, Frankreich

A. Hauchecorne,
Ph. Keckhut, J.P. Marcovici

National Institute of Information and Communication Technology, Tokyo, Japan

K. Igarashi, Y. Murayama,
K. Sakanoi

Research Institute of Sustainable Humanosphere, Kyoto University, Kyoto, Japan

S. Fukao, M. Yamamoto,
T. Nakamura

Department of Computer and Communication Engineering, Chienkuo Technology University, Taiwan

J.-S. Chen

Institute of Space Science, National Central University, Chung-Li, Taiwan

C.-J. Pan

Technische Universität Graz, Österreich

M. Friedrich

Deutsch-Spanisch Astronomisches Zentrum auf Calar Alto, Almeria, Spanien

E. de Guindos Carretero,
J. Helmling

FMI Arctic Research Center, Sodankylä, Finnland

A. Karpechko, E. Kyrö

Institute for Space Applications and Remote Sensing, National Observatory of Athens, Griechenland

A. Belehaki

Institute of Atmospheric Physics, Prag, Tschechien

J. Laštovicka

Instituto Nazionale di Geofisica, Rom, Italien

B. Zolesi

C Liste der Veröffentlichungen

- Achatz, U.** (2006), The primary nonlinear dynamics of modal and nonmodal perturbations of monochromatic inertia-gravity waves, in *Proc. Workshop on Mathematical Theory and Modelling in Atmosphere-Ocean Science*, edited by O. Bühler, A. Majda, and R. Klein, pp. 58–60.
- Achatz, U.** (2007a), Gravity-wave breaking: Linear and primary nonlinear dynamics, *Adv. Space Res.*, 40(6), 719–733, doi:10.1016/j.asr.2007.03.078.
- Achatz, U.** (2007b), The primary nonlinear dynamics of modal and nonmodal perturbations of monochromatic inertia-gravity waves, *J. Atmos. Sci.*, 64(1), 74–95, doi: 10.1175/JAS3827.1.
- Achatz, U.** (2007c), Modal and nonmodal perturbations of monochromatic high-frequency gravity waves: Primary nonlinear dynamics, *J. Atmos. Sci.*, 64(6), 1977–1994, doi: 10.1175/JAS3940.1.
- Achatz, U.**, and **G. Schmitz** (2006a), Shear and static instability of inertia-gravity wave packets: Short-term modal and nonmodal growth, *J. Atmos. Sci.*, 63(2), 397–413, doi: 10.1175/JAS3636.1.
- Achatz, U.**, and **G. Schmitz** (2006b), Optimal growth in inertia-gravity wave packets: Energetics, long-term development, and three-dimensional structure, *J. Atmos. Sci.*, 63(2), 414–434, doi:10.1175/JAS3637.1.
- Achatz, U.**, **N. Grieger**, and H. Schmidt (2008), Mechanisms controlling the diurnal solar tide: Analysis using a GCM and a linear model, *J. Geophys. Res., submitted*.
- Baumgarten, G.**, and **J. Fiedler** (2008), Vertical structure of particle properties and water content in noctilucent clouds, *Geophys. Res. Lett., submitted*.
- Baumgarten, G.**, and G. E. Thomas (2006), The importance of ice particle shape on UV measurements of polar mesospheric clouds: SBUV/2 observations, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 68(1), 78–84, doi:10.1016/j.jastp.2005.08.007.
- Baumgarten, G.**, **J. Fiedler**, and **G. von Cossart** (2007), The size of noctilucent cloud particles above ALOMAR (69N,16E): Optical modeling and method description, *Adv. Space Res.*, 40(6), 772–784, doi:10.1016/j.asr.2007.01.018.
- Baumgarten, G.**, **J. Fiedler**, **F.-J. Lübken**, and **G. von Cossart** (2008), Particle properties and water content of noctilucent clouds and their interannual variation, *J. Geophys. Res., doi:10.1029/2007JD008884, in press*.
- Becker, E.** (2008), Sensitivity of the upper mesosphere to the Lorenz energy cycle of the troposphere, *J. Atmos. Sci., submitted*.
- Becker, E.**, and U. Burkhardt (2007), Nonlinear horizontal diffusion for GCMs, *Mon. Weather Rev.*, 135(4), 1439–1454, doi:10.1175/MWR3348.1.
- Becker, E.**, and D. C. Fritts (2006), Enhanced gravity-wave activity and interhemispheric coupling during the MACWAVE/MIDAS northern summer program 2002, *Ann. Geophys.*, 24(4), 1175–1188.

Berger, U. (2008), Modeling of middle atmosphere dynamics with LIMA, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, accepted.

Berger, U., and F.-J. Lübken (2006), Weather in mesospheric ice layers, *Geophys. Res. Lett.*, 33(4), L04806, doi:10.1029/2005GL024841.

Berger, U., and U. von Zahn (2007), Three-dimensional modeling of the trajectories of visible noctilucent cloud particles: An indication of particle nucleation well below the mesopause, *J. Geophys. Res.*, 112(D16), D16204, doi:10.1029/2006JD008106.

Blum, U., **G. Baumgarten, A. Schöch**, S. Kirkwood, B. Naujokat, and K. H. Fricke (2006a), The atmospheric background situation in northern Scandinavia during January/February 2003 in the context of the MaCWave campaign, *Ann. Geophys.*, 24(4), 1189–1197.

Blum, U., F. Khosrawi, **G. Baumgarten**, K. Stebel, R. Müller, and K. H. Fricke (2006b), Simultaneous lidar observations of a polar stratospheric cloud on the east and west sides of the Scandinavian mountains and microphysical box model simulations, *Ann. Geophys.*, 24(12), 3267–3277.

Brattli, A., T. A. Blix, Ø. Lie-Svendsen, U.-P. Hoppe, **F.-J. Lübken, M. Rapp, W. Singer, R. Latteck**, and M. Friedrich (2006), Rocket measurements of positive ions during polar mesosphere winter echo conditions, *Atmos. Chem. Phys.*, 6(12), 5515–5524.

Bremer, J. (2008), Long-term trends in the ionospheric E and F1 regions, *Ann. Geophys.*, in press.

Bremer, J., and D. Peters (2008), Influence of stratospheric ozone changes on long-term trends in the meso- and lower thermosphere, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, submitted.

Bremer, J., L. R. Cander, J. Mielich, and R. Stamper (2006a), Derivation and test of ionospheric activity indices from real-time ionosonde observations in the European region, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 68(18), 2075–2090, doi:10.1016/j.jastp.2006.07.003.

Bremer, J., P. Hoffmann, J. Höfner, R. Latteck, W. Singer, M. Zecha, and O. Zeller (2006b), Long-term changes of mesospheric summer echoes at polar and middle latitudes, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 68(17), 1940–1951, doi:10.1016/j.jastp.2006.02.012.

Burkhardt, U., and **E. Becker** (2006), A consistent diffusion-dissipation parameterization in the ECHAM climate model, *Mon. Weather Rev.*, 134(4), 1194–1204, doi:10.1175/MWR3112.1.

Chen, J.-S., **P. Hoffmann, . Zecha**, and C. H. Hsieh (2008), Coherent radar imaging of Mesosphere Summer Echoes: Influence of radar beam pattern and tilted structures on atmospheric echo center, *Radio Sci.*, 43, RS1002, doi:10.1029/2006RS003593.

Chshyolkova, T., A. H. Manson, C. E. Meek, T. Aso, S. K. Avery, C. M. Hall, W. Hocking, K. Igarashi, C. Jacobi, N. Makarov, N. Mitchell, Y. Murayama, **W. Singer**, D. Thorsen, and M. Tsutsumi (2007), Polar vortex evolution during northern hemispheric winter 2004/05, *Ann. Geophys.*, 25(6), 1279–1298.

Dowdy, A. J., R. A. Vincent, M. Tsutsumi, K. Igarashi, Y. Murayama, **W. Singer**, and D. J. Murphy (2007a), Polar MLT dynamics, Part I: Mean wind and gravity wave climatologies, *J. Geophys. Res.*, 112(D17), D17104, doi:10.1029/2006JD008126.

Dowdy, A. J., R. A. Vincent, M. Tsutsumi, K. Igarashi, Y. Murayama, **W. Singer**, D. J. Murphy, and D. M. Riggan (2007b), Polar MLT dynamics, II: The response to sudden stratospheric warmings, *J. Geophys. Res.*, 112(D17), D17105, doi:10.1029/2006JD008127.

Engler, N., W. Singer, R. Latteck, P. Hoffmann, F.-J. Lübken, and B. Strelnikov (2007), A comparison of wind measurements in the troposphere and mesosphere by VHF and MF radars together with other techniques, in *Proceedings of the 11th International Workshop on Technical and Scientific Aspects of MST Radar (MST11), 11-15 December 2006, Gadanki/Tirupati, India*, pp. 598–602.

Engler, N., W. Singer, R. Latteck, and B. Strelnikov (2008), Comparison of wind measurements in the troposphere and mesosphere by VHF/MF radars and in-situ techniques, *Ann. Geophys.*, submitted.

Fiedler, J., G. Baumgarten, and F.-J. Lübken (2008a), NLC observations during one solar cycle above ALOMAR, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, submitted.

Fiedler, J., G. Baumgarten, and G. von Cossart (2008b), A middle atmosphere lidar for multi-parameter measurements at a remote site, in *Reviewed and revised papers presented at the 24th International Laser Radar Conference*, submitted.

Frioud, M., M. Gausa, **G. Baumgarten**, J. E. Kristjansson, and I. Føre (2006a), New tropospheric lidar system in operation at Alomar (69°N , 16°E), in *Reviewed and revised papers presented at the 23rd ILRC Conference, 24-28 July 2006, Nara, Japan*, edited by C. Nagasawa and N. Sugimoto, pp. 179–182.

Frioud, M., M. Gausa, K. Stebel, G. Hansen, C. Myhre, **W. Singer, R. Latteck**, A. De Frutos, V. Cachorro, C. Toledano, and E. Rodriguez (2006b), Observations and characterization of aerosols above ALOMAR (69°N) by tropospheric lidar, sun-photometer and VHF radar, in *Proceedings of the SPIE symposium "Lidar Technologies, Techniques, and Measurements for Atmospheric Remote Sensing II"*, vol. 6367, edited by U. Singh, SPIE, Bellingham, WA, doi:10.1117/12.689012.

Fromm, M., E. P. Shettle, K. H. Fricke, C. Ritter, T. Trickl, H. Giehl, **M. Gerding**, J. E. Barnes, M. O'Neill, S. T. Massie, U. Blum, I. S. McDermid, T. Leblanc, and T. Deshler (2008), The stratospheric impact of the Chisholm PyroCumulonimbus eruption: Part II, vertical profile perspective, *J. Geophys. Res.*, in press.

Gabriel, A., and D. Peters (2008), A diagnostic study of different types of Rossby wave breaking events in the northern extratropics, *J. Met. Soc. Japan*, submitted.

Gabriel, A., D. Peters, I. Kirchner, and H.-F. Graf (2007), Effect of zonally asymmetric ozone on stratospheric temperature and planetary wave propagation, *Geophys. Res. Lett.*, 34(6), L06807, doi:10.1029/2006GL028998.

Gerding, M., J. Höffner, M. Rauthe, and F.-J. Lübken (2006), Observations of noctilucent clouds and temperature structure from 1 - 105 km by co-located lidars at 54°N , in *Proceedings of the SPIE symposium "Lidar Technologies, Techniques, and Measurements for Atmospheric Remote Sensing II"*, vol. 6367, edited by U. Singh, SPIE, Bellingham, WA, doi:10.1117/12.689012.

Gerding, M., J. Höffner, and M. Rauthe (2007a), Simultaneous observations of temperatures and ice-particles in the mid-latitude mesopause region, *Adv. Space Res.*, 40(6), 785–793, doi:10.1016/j.asr.2007.01.020.

Gerding, M., J. Höffner, M. Rauthe, W. Singer, M. Zecha, and F.-J. Lübken (2007b), Simultaneous observation of noctilucent clouds, mesospheric summer echoes, and temperature at a midlatitude station (54°N), *J. Geophys. Res.*, 112(D12), D12111, doi:10.1029/2006JD008135.

Gerding, M., J. Höffner, J. Lautenbach, and M. Rauthe (2008), Temperature structure of the atmosphere between 1 and 105 km at 54° N from resonance, Rayleigh, and Raman lidar, in *Reviewed and revised papers presented at the 24th International Laser Radar Conference, submitted*.

Grygalashvily, M., and G. R. Sonnemann (2006), Trends of mesospheric water vapor due to the increase of methane - a model study particularly considering high latitudes, *Adv. Space Res.*, 38(11), 2394–2401, doi:10.1016/j.asr.2006.09.010.

Grygalashvily, M., G. Sonnemann, and P. Hartogh (2007), Long term trends of the concentration of the minor constituents in the mesosphere - a model study, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 7(6), 15,453–15,494.

Haldoupis, C., D. Pancheva, **W. Singer**, C. Meek, and J. MacDougall (2007), An explanation for the seasonal dependence of midlatitude sporadic E layers, *J. Geophys. Res.*, 112(A6), A06315, doi:10.1029/2007JA012322.

Hall, C., T. Aso, M. Tsutsumi, **J. Höffner**, F. Sigernes, and D. A. Holdsworth (2006), Neutral air temperatures at 90 km and 70°N and 78°N, *J. Geophys. Res.*, 111(D14), D14105, doi:10.1029/2005JD006794.

Hartogh, P., C. Jarchow, T. Kuroda, A. S. Medvedev, R. Saito, **G. Sonnemann, U. Berger, M. Grygalashvily**, A. G. Feofilov, A. A. Kutepov, and H. Elbern (2006), The MAOAM project: Review of the recent work, in *Proceedings of the Second International Workshop on Mars Atmosphere Modelling and Observations, 27 February - 3 March 2006, Granada, Spain*, p. 1.1.4.

Hedin, J., J. Gumbel, and **M. Rapp** (2007), On the efficiency of rocket-borne particle detection in the mesosphere, *Atmos. Chem. Phys.*, 7(14), 3701–3711.

Herbort, F., G. Baumgarten, U. Berger, J. Fiedler, P. Hoffmann, and F.-J. Lübken (2007), Tidal structures within the LIMA model, *Adv. Space Res.*, 40(6), 802–808, doi: 10.1016/j.asr.2007.04.061.

Hervig, M. E., L. L. Gordley, M. H. Stevens, J. M. R. III, S. M. Bailey, and **G. Baumgarten** (2008), Interpretation of SOFIE PMC measurements: Cloud identification and derivation of mass density, particle shape, and particle size, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, *submitted*.

Hocking, W. K., **W. Singer**, N. Mitchell, B. Fuller, T. Nakamura, S. P. Batista, S. Franke, and P. Brown (2007), Experimental radar studies of anisotropic diffusion of high altitude meteor trails at multiple magnetic declinations, in *Proceedings of the 11th International Workshop on Technical and Scientific Aspects of MST Radar (MST11), 11-15 December 2006, Gadanki/Tirupati, India*, pp. 41–44.

Hoffmann, P., A. Serafimovich, D. Peters, P. Dalin, R. Goldberg, and R. Latteck (2006), Inertia gravity waves in the upper troposphere during the MaCWAVE winter campaign, Part I: observations with collocated radars, *Ann. Geophys.*, 24(11), 2851–2862.

Hoffmann, P., M. Rapp, J. Fiedler, and R. Latteck (2007a), Influence of tides and gravity waves on layering processes in the polar summer mesosphere region, in *Proceedings*

of the 11th International Workshop on Technical and Scientific Aspects of MST Radar (MST11), 11-15 December 2006, Gadanki/Tirupati, India, pp. 178–182.

Hoffmann, P., W. Singer, D. Keuer, W. K. Hocking, M. Kunze, and Y. Murayama (2007b), Latitudinal and longitudinal variability of mesospheric winds and temperatures during stratospheric warming events, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 69(17-18), 2355–2366, doi:10.1016/j.jastp.2007.06.010.

Hoffmann, P., M. Rapp, J. Fiedler, and **R. Latteck** (2008), Influence of tides and gravity waves on layering processes in the polar summer mesopause region, *Ann. Geophys.*, submitted.

Höffner, J., and F.-J. Lübken (2007), Potassium lidar temperatures and densities in the mesopause region at Spitsbergen (78°N), *J. Geophys. Res.*, 112(D20), D20114, doi: 10.1029/2007JD008612.

Höffner, J., J. Lautenbach, C. Fricke-Begemann, and **F.-J. Lübken** (2006), Polar mesosphere temperature observations by lidar and falling sphere at 78°N, in *Reviewed and revised papers presented at the 23rd ILRC Conference, 24-28 July 2006, Nara, Japan*, edited by C. Nagasawa and N. Sugimoto, pp. 373–376.

Holdsworth, D. A., W. G. Elford, R. A. Vincent, I. M. Reid, D. J. Murphy, and **W. Singer** (2007), All-sky interferometric meteor radar meteoroid speed estimation using the Fresnel transform, *Ann. Geophys.*, 25(2), 385–398.

Jacobi, C., C. Viehweg, D. Kürschner, **W. Singer, P. Hoffmann**, and **D. Keuer** (2008), Comparison of mesopause region meteor radar winds, medium frequency radar winds and low frequency drifts over Germany, *Adv. Space Res.*, submitted.

Karlsson, B., and **M. Rapp** (2006), Latitudinal dependence of noctilucent cloud growth, *Geophys. Res. Lett.*, 33(11), L11812, doi:10.1029/2006GL025805.

Keuer, D., P. Hoffmann, W. Singer, and **J. Bremer** (2007), Long-term variations of the mesosperic wind field at mid-latitudes, *Ann. Geophys.*, 25(8), 1779–1790.

Kirkwood, S., P. Chilson, E. Belova, P. Dalin, I. Häggström, M. Rietveld, and **W. Singer** (2006), Infrasound - the cause of strong polar mesosphere winter echoes?, *Ann. Geophys.*, 24(2), 475–491.

Kishore, P., S. P. Namboothiri, K. Igarashi, Y. Murayama, **W. Singer**, and **P. Hoffmann** (2007), Radar observations of quasi 2-day wave in the MLT region at Poker Flat (65N, 147W) and Andenes (69N, 19E), in *Proceedings of the 11th International Workshop on Technical and Scientific Aspects of MST Radar (MST11), 11-15 December 2006, Gadanki/Tirupati, India*, pp. 673–676.

Körnich, H., G. Schmitz, and **E. Becker** (2006), The role of stationary waves in the maintenance of the Northern Annular Mode as deduced from model experiments, *J. Atmos. Sci.*, 63(11), 2931–2947, doi:10.1175/JAS3799.1.

Kostrykin, S V., and **G. Schmitz** (2006a), Opredelenije koeffizienta effektivne diffusii v srednei atmosfere po dannym modeli obscheij zirkuljazii atmosfery, *J. Computational Technologies 2006*, 11(3), 112–117.

Kostrykin, S V., and **G. Schmitz** (2006b), Effective diffusivity in the middle atmosphere based on general circulation winds, *J. Geophys. Res.*, 111(D2), D02304, doi: 10.1029/2004JD005472.

Kulikov, M. Y., A. M. Feigin, and **G. R. Sonnemann** (2006), Retrieval of the vertical distribution of chemical components in the mesosphere from simultaneous measurements of ozone and hydroxyl distributions, *Radiophysics and Quantum Electronics*, 49(9), 683–691.

Kulikov, M. Y., A. M. Feigin, and **G. R. Sonnemann** (2008), Retrieval of water vapor profiles in the mesosphere from satellite ozone and hydroxyl measurements by the basic dynamic model of mesospheric photochemical system, *J. Geophys. Res.*, accepted.

Lastovicka, J., R. Akmaev, G. Beig, **J. Bremer**, and J. Emmert (2006a), Global change in the upper atmosphere, *Science*, 314, 1253–1254.

Lastovicka, J., A. V. Mikhailov, T. Ulich, **J. Bremer**, A. G. Elias, N. Ortiz de Adler, V. Jara, R. Abarca del Rio, A. J. Foppiano, E. Ovalle, and A. D. Danilov (2006b), Long-term trends in foF2: a comparison of various methods, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 68(17), 1854–1870, doi:10.1016/j.jastp.2006.02.009.

Lastovicka, J., R. Akmaev, G. Beig, **J. Bremer**, J. Emmert, C. Jacobi, M. J. Jarvis, G. Nedoluha, Y. I. Portnyagin, and T. Ulich (2008), Emerging pattern of global change in the upper atmosphere and ionosphere, *Ann. Geophys.*, accepted.

Latteck, R., W. Singer, R. J. Morris, D. A. Holdsworth, and D. J. Murphy (2007a), Observation of polar mesosphere summer echoes with calibrated VHF radars at (69°N) in the Northern and Southern hemisphere, *Geophys. Res. Lett.*, 34(14), L14805, doi: 10.1029/2007GL030032.

Latteck, R., W. Singer, R. J. Morris, D. J. Murphy, D. A. Holdsworth, and W. K. Hocking (2007b), Observations of polar mesosphere summer echoes with absolute calibrated MST radars in the Northern and Southern hemisphere: Interhemispheric similarities and dissimilarities, in *Proceedings of the 11th International Workshop on Technical and Scientific Aspects of MST Radar (MST11), 11-15 December 2006, Gadanki/Tirupati, India*, pp. 153–157.

Latteck, R., W. Singer, S. K. R. Morris, D. Holdsworth, and N. Swarnalingam (2007c), Absolute calibration of VHF radars using a calibrated noise source and an ultrasonic delay line, in *Proceedings of the 11th International Workshop on Technical and Scientific Aspects of MST Radar (MST11), 11-15 December 2006, Gadanki/Tirupati, India*, pp. 301–305.

Latteck, R., W. Singer, R. J. Morris, W. K. Hocking, D. J. Murphy, D. A. Holdsworth, and N. Swarnalingam (2008), Observations of polar mesosphere summer echoes with calibrated MST radars in the northern and southern hemisphere: Interhemispheric similarities and dissimilarities, *Ann. Geophys.*, submitted.

Lautenbach, J., J. Höffner, F.-J. Lübken, and **M. Zecha** (2007), The thermal structure at the topside of polar mesosphere summer echoes over Spitsbergen 78°N, *Ann. Geophys.*, 25, 1–6.

Lehmacher, G. A., C. L. Croskey, J. D. Mitchell, M. Friedrich, **F.-J. Lübken**, **M. Rapp**, E. Kudeki, and D. C. Fritts (2006), Intense turbulence observed above mesospheric temperature inversion at equatorial latitude, *Geophys. Res. Lett.*, 33(8), L08808, doi: 10.1029/2005GL024345.

Lübken, F.-J., and **U. Berger** (2007), Interhemispheric comparison of mesospheric ice layers from the LIMA model, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 69(17-18), 2292–2308, doi: 10.1016/j.jastp.2007.07.006.

Lübken, F.-J., B. Strelnikov, M. Rapp, W. Singer, R. Latteck, A. Brattli, U.-P. Hoppe, and M. Friedrich (2006), The thermal and dynamical state of the atmosphere during polar mesosphere winter echoes, *Atmos. Chem. Phys.*, 6(1), 13–24.

Lübken, F.-J., M. Rapp, and I. Strelnikova (2007a), The sensitivity of mesospheric ice layers to atmospheric background temperatures and water vapor, *Adv. Space Res.*, 40(6), 794–801, doi:10.1016/j.asr.2007.01.014.

Lübken, F.-J., W. Singer, R. Latteck, and I. Strelnikova (2007b), Radar measurements of turbulence and absolute reflectivities during polar mesosphere winter echoes (PMWE), *Adv. Space Res.*, 40(6), 758–764, doi:10.1016/j.asr.2007.01.015.

Lübken, F.-J., G. Baumgarten, J. Fiedler, M. Gerding, J. Höffner, and U. Berger (2008a), Seasonal and latitudinal variation of noctilucent cloud altitudes, *Geophys. Res. Lett.*, doi:10.1029/2007GL032281, *in press*.

Lübken, F.-J., J. Lautenbach, J. Höffner, M. Rapp, and M. Zecha (2008b), First continuous temperature measurements within polar mesosphere summer echoes, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, *submitted*.

Megner, L., **M. Rapp**, and J. Gumbel (2006), Distribution of meteoric smoke - sensitivity to microphysical properties and atmospheric conditions, *Atmos. Chem. Phys.*, 6(12), 4415–4426.

Megner, L., J. Gumbel, **M. Rapp**, and D. E. Siskind (2008a), Reduced meteoric smoke particle density at the summer pole - Implications for mesospheric ice particle nucleation, *Adv. Space Res.*, 41(1), 41–49, doi:10.1016/j.asr.2007.09.006.

Megner, L., D. E. Siskind, **M. Rapp**, and J. Gumbel (2008b), Global and temporal distribution of meteoric smoke: a 2D simulation study, *J. Geophys. Res.*, 113(D3), D03202, doi:10.1029/2007JD009054.

Morris, R. J., A. R. Klekociuk, **R. Latteck, W. Singer**, D. A. Holdsworth, and D. J. Murphy (2007), The first bipolar seasonal investigation of the PMSE layer near the latitude 69° as a function of mesosphere temperature and wind state, in *Proceedings of the 11th International Workshop on Technical and Scientific Aspects of MST Radar (MST11), 11-15 December 2006, Gadanki/Tirupati, India*, pp. 163–167.

Morris, R. J., A. R. Klekociuk, **R. Latteck, W. Singer**, D. A. Holdsworth, and D. J. Murphy (2008), Inter-hemispheric asymmetry in polar mesosphere summer echoes and temperature at 69° latitude, *Geophys. Res. Lett.*, doi:10.1029/2007GL032034, *submitted*.

Mukhtarov, P., D. Pancheva, B. Andonov, N. J. Mitchell, **W. Singer**, W. Hocking, A. Manson, C. Meek, Y. Murayama, and E. Merzlyakov (2007), Large-scale thermodynamics of the stratosphere and mesosphere during the major stratospheric warming in 2003/2004, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 69(17-18), 2338–2354, doi:10.1016/j.jastp.2007.07.012.

Nesse, H., D. Heinrich, B. Williams, U.-P. Hoppe, J. Stadsnes, M. Rietveld, **W. Singer**, U. Blum, M. I. Sandanger, and E. Trondsen (2008), A case study of a sporadic sodium layer observed by the ALOMAR Weber Na lidar, *Ann. Geophys.*, *accepted*.

Nicklaus, K., V. Morasch, M. Höfer, J. Luttmann, M. Vierkoetter, M. Ostermeyer, **J. Höffner**, C. Lemmerz, and H.-D. Hoffmann (2007), Frequency stabilisation of Q-switched Nd:YAG oscillators for airborne and spaceborne LIDAR systems, in *Proceedings of SPIE*, vol. 6451, edited by N. H. Hanna J. Hoffman, Ramesh K. Shori, doi:10.1117/12.701187.

Nielsen, K., M. J. Taylor, P.-D. Pautet, D. C. Fritts, N. Mitchell, C. Beldon, B. P. Williams, **W. Singer**, F. J. Schmidlin, and R. A. Goldberg (2006), Propagation of short-period gravity waves at high-latitudes during the MaCWave winter campaign, *Ann. Geophys.*, 24(4), 1227–1243.

Nilsson, H., S. Kirkwood, R. J. Morris, **R. Latteck**, A. Klekociuk, D. J. Murphy, and **M. Zecha** (2008), Simultaneous observations of Polar Mesosphere Summer Echoes at two different latitudes in Antarctica, *Geophys. Res. Lett.*, submitted.

Paeth, H., **M. Rauthe**, and S. Min (2008), Multi-model Bayesian assessment of climate change in the northern annular mode, *Global Planet. Change*, 60(3-4), 193–206, doi: 10.1016/j.gloplacha.2007.02.004.

Pancheva, D., **W. Singer**, and P. Mukhtarov (2007), Regional response of the mesosphere-lower thermosphere dynamics over Scandinavia to solar proton events and geomagnetic storms in late October 2003, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 69(9), 1075–1094, doi: 10.1016/j.jastp.2007.04.005.

Pancheva, D., P. Mukhtarov, N. J. Mitchell, B. Andonov, E. Merzlyakov, **W. Singer**, Y. Murayama, J. Xiong, W. Hocking, D. Fritts, D. Riggan, C. Meek, and A. Manson (2008a), Latitudinal wave coupling of the stratosphere and mesosphere during the major stratospheric warming in 2003/2004, *Ann. Geophys.*, accepted.

Pancheva, D., P. Mukhtarov, N. J. Mitchell, E. Merzlyakov, A. K. Smith, B. Andonov, **W. Singer**, W. Hocking, C. Meek, A. Manson, and Y. Murayama (2008b), Planetary wave coupling of the stratosphere and mesosphere during the major stratospheric warming in 2003/2004, *J. Geophys. Res.*, accepted.

Papayannis, A., V. Amiridis, L. Mona, G. Tsaknakis, D. Balis, J. Bösenberg, A. Chaikovski, F. D. Tomasi, I. Grigorov, I. Mattis, V. Mitev, D. Müller, S. Nickovic, C. Perez, A. Pietruczuk, G. Pisani, F. Ravetta, V. Rizi, M. Sicard, T. Trickl, M. Wiegner, and **M. Gerding** (2008), Systematic lidar observations of aerosol optical properties during Saharan dust intrusions over Europe, in the frame of EARLINET (2000-2002): Statistical analysis and results, *J. Geophys. Res.*, submitted.

Peters, D., and **C. Zülicke** (2006), Atmospheric angular momentum balance for the southern hemisphere during the polar vortex break-up of September 2002, *Tellus A*, 58(4), 508–519, doi:10.1111/j.1600-0870.2006.00187.x.

Peters, D., **P. Vargin**, and **H. Körnich** (2007), A study of the zonally asymmetric tropospheric forcing of the austral vortex splitting during September 2002, *Tellus A*, 59(3), 384–394, doi:10.1111/j.1600-0870.2007.00228.x.

Peters, D., **A. Gabriel**, and **G. Entzian** (2008), Longitude-dependent decadal ozone changes and ozone trends in boreal winter month during 1960-2000, *Ann. Geophys.*, accepted.

Pineda, M., R. Imbihl, L. Schimansky-Geier, and **C. Zülicke** (2006), Theoretical analysis of internal fluctuations and bistability in CO oxidation on nanoscale surfaces, *J. Chem. Phys.*, 124(4), 044701, doi:10.1063/1.2140709.

Raizada, S., **M. Rapp**, **F.-J. Lübken**, **J. Höffner**, **M. Zecha**, and J. M. C. Plane (2007), Effect of ice particles on the mesospheric potassium layer at Spitsbergen 78°N, *J. Geophys. Res.*, 112(D8), D08307, doi:10.1029/2005JD006938.

Rapp, M., and U.-P. Hoppe (2006), A reconsideration of spectral width measurements in PMSE with EISCAT, *Adv. Space Res.*, 38(11), 2408–2412, doi:10.1016/j.asr.2004.12.029.

Rapp, M., and **I. Strelnikova** (2008), Measurements of meteor smoke particles during the ECOMA-2006 campaign: 1. particle detection by active photoionization, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, submitted.

Rapp, M., and G. E. Thomas (2006), Modeling the microphysics of mesospheric ice particles - Assessment of current capabilities and basic sensitivities, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 68(7), 715–744, doi:10.1016/j.jastp.2005.10.015.

Rapp, M., I. Strelnikova, and J. Gumbel (2007a), Meteoric smoke particles: Evidence from rocket and radar techniques, *Adv. Space Res.*, 40(6), 809–817, doi:10.1016/j.asr.2006.11.021.

Rapp, M., G. E. Thomas, and **G. Baumgarten** (2007b), Spectral properties of mesospheric ice clouds: evidence for non-spherical particles, *J. Geophys. Res.*, 112(D3), D03211, doi:10.1029/2006JD007322.

Rapp, M., I. Strelnikova, R. Latteck, P. Hoffmann, U.-P. Hoppe, I. Häggström, and M. Rietveld (2008), Polar mesosphere summer echoes (PMSE) studied at Bragg wavelengths of 2.8 m, 67 cm, and 16 cm, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, accepted.

Rauthe, M., M. Gerdung, J. Höffner, and **F.-J. Lübken** (2006), Lidar temperature measurements of gravity waves over Kühlungsborn 54° N from 1-105 km: a winter-summer comparison, *J. Geophys. Res.*, 111(D24), D24108, doi:10.1029/2006JD007354.

Rex, M., R. J. Salawitch, H. Deckelmann, P. von der Gathen, N. R. P. Harris, M. P. Chipperfield, B. Naujokat, E. Reimer, M. Allaart, S. B. Andersen, R. Bevilacqua, G. O. Braathen, H. Claude, J. Davies, H. De Backer, H. Dier, V. Dorokhov, H. Fast, **M. Gerdung**, K. Hoppel, B. Johnson, E. Kyrö, Z. Litynska, D. Moore, H. Nakane, M. C. Parrondo, A. D. Risley, Jr., P. Skrivankova, R. Stübi, P. Viatte, V. Yushkov, and C. Zerefos (2006), Arctic winter 2005: Implications for stratospheric ozone loss and climate change, *Geophys. Res. Lett.*, 33(23), L23808, doi:10.1029/2006GL026731.

Röttger, J., **M. Rapp, J. Trautner, A. Serafimovich**, and C. Hall (2007), New PMSE observations with the EISCAT 500-MHz Svalbard radar and the sousy 53.5-MHz Svalbard radar, in *Proceedings of the 11th International Workshop on Technical and Scientific Aspects of MST Radar (MST11), 11-15 December 2006, Gadanki/Tirupati, India*, pp. 136–140.

Schöch, A., G. Baumgarten, and **J. Fiedler** (2008), Polar middle atmosphere temperature climatology from Rayleigh lidar measurements at ALOMAR (69° N), *Ann. Geophys.*, submitted.

Serafimovich, A., C. Zölle, P. Hoffmann, D. Peters, P. Dalin, and **W. Singer** (2006), Inertia gravity waves in the upper troposphere during the MaCWave winter campaign, part II: Radar investigations and modelling studies, *Ann. Geophys.*, 24(11), 2863–2875.

She, C. Y., B. P. Williams, **P. Hoffmann, R. Latteck, G. Baumgarten**, J. D. Vance, **J. Fiedler**, P. Acott, D. C. Fritts, and **F.-J. Lübken** (2006), Simultaneous observation of sodium atoms, NLC and PMSE in the summer mesopause region above ALOMAR, Norway (69°N, 12°E), *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 68(1), 93–101, doi:10.1016/j.jastp.2005.08.014.

Sica, R. J., M. R. M. Izawa, K. A. Walker, C. Boone, S. V. Petelina, P. S. Argall, P. Bernath, G. B. Burns, V. Catoire, R. L. Collins, W. H. Daffer, C. De Clercq, Z. Y. Fan, B. J. Firanski, W. J. R. French, P. Gerard, **M. Gerding**, J. Granville, J. L. Innis, P. Keckhut, T. Kerzenmacher, A. R. Klekociuk, E. Kyrö, J. C. Lambert, E. J. Llewellyn, G. L. Manney, I. S. McDermid, K. Mizutani, Y. Murayama, C. Piccolo, P. Raspollini, M. Ridolfi, C. Robert, W. Steinbrecht, K. B. Strawbridge, K. Strong, R. Stübi, and B. Thurairajah (2008), Validation of the Atmospheric Chemistry Experiment (ACE) version 2.2 temperature using ground-based and space-borne measurements, *Atmos. Chem. Phys.*, 8(1), 35–62.

Singer, W., R. Latteck, and D. A. Holdsworth (2007), A new narrow beam Doppler radar at 3 MHz for studies of the high-latitude middle atmosphere, *Adv. Space Res.*, doi:10.1016/j.asr.2007.10.006.

Singer, W., R. Latteck, L. F. Millan, N. J. Mitchell, and **J. Fiedler** (2008), Radar Backscatter from Underdense Meteors and Diffusion Rates, *Earth, Moon and Planets*, doi:10.1007/s11038-007-9220-0.

Smiley, B., **M. Rapp**, T. A. Blix, S. Robertson, M. Horányi, **R. Latteck**, and **J. Fiedler** (2006), Charge and size distribution of mesospheric aerosol particles measured inside NLC and PMSE during MIDAS MaCWave 2000, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 68(1), 114–123, doi:10.1016/j.jastp.2005.08.009.

Sonnemann, G. (2006), Specific features of the high atmosphere, in *Encyclopedia of Life Support Systems (EOLSS)*, Developed under the Auspices of the UNESCO, Eolss Publishers, Oxford, UK.

Sonnemann, G., and **M. Grygalashvily** (2007), The relationship between the occurrence rate of major stratospheric warmings and solar Lyman-alpha flux, *J. Geophys. Res.*, 112(D20), D20101, doi:10.1029/2007JD008718.

Sonnemann, G., P. Hartogh, A. S. Medvedev, **M. Grygalashvily**, and **U. Berger** (2006a), A new coupled 3D-model of the dynamics and chemistry of the martian atmosphere and some problems of the chemical modeling, in *Proceedings of the Second International Workshop on Mars Atmosphere Modelling and Observations, 27 February - 3 March 2006, Granada, Spain*, p. 5.1.6.

Sonnemann, G., P. Hartogh, C. Jarchow, **M. Grygalashvily**, and **U. Berger** (2007a), The winter anomaly of the night-to-day ratio of ozone in the middle to upper mesosphere in middle latitudes - a comparison between measurements and model calculations, *Adv. Geoscience*, 9, 177–190.

Sonnemann, G., P. Hartogh, **M. Grygalashvily**, Song Li, and **U. Berger** (2008a), The quasi 5-day wave of the water vapor mixing ratio within the mesosphere in high latitudes in 2003 - A comparison between observations in ALOMAR and calculations by means of the GCM LIMA, *Adv. Geoscience, accepted*.

Sonnemann, G., P. Hartogh, **M. Grygalashvily**, Song Li, and **U. Berger** (2008b), The quasi 5-day signal in the mesospheric water vapor concentration at high latitudes in 2003 - A comparison between observations at ALOMAR and calculations, *J. Geophys. Res.*, 113(D4), D04101, doi:10.1029/2007JD008875.

Sonnemann, G. R., M. Grygalashvily, and **U. Berger** (2006b), Impact of a stratospheric warming event in January 2001 on the minor constituents in the MLT region calculated

on the basis of a new 3D-model LIMA of the dynamics and chemistry of the middle atmosphere, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 68(17), 2012–2025, doi:10.1016/j.jastp.2006.04.005.

Sonnemann, G. R., M. Grygalashvily, P. Hartogh, and C. Jarchow (2006c), Behavior of mesospheric ozone under nearly polar night conditions, *Adv. Space Res.*, 38(11), 2402–2407, doi:10.1016/j.asr.2006.09.011.

Sonnemann, G. R., P. Hartogh, C. Jarchow, **M. Grygalashvily**, and **U. Berger** (2007b), On the winter anomaly of the night-to-day ratio of ozone in the middle to upper mesosphere in middle to high latitudes, *Adv. Space Res.*, 40(6), 846–854, doi:10.1016/j.asr.2007.01.039.

Streibel, M., M. Rex, P. von der Gathen, R. Lehmann, N. R. P. Harris, G. O. Braathen, E. Reimer, H. Deckelmann, M. Chipperfield, G. Millard, M. Allaart, S. B. Andersen, H. Claude, J. Davies, H. D. Backer, H. Dier, V. Dorokov, H. Fast, **M. Gerdung**, E. Kyrö, Z. Litynska, D. Moore, E. Moran, T. N. H. Nakane, C. Parrondo, P. Skrivankova, R. Stübi, G. Vaughan, P. Viatte, and V. Yushkov (2006), Chemical ozone loss in the arctic winter 2002/2003 determined with match, *Atmos. Chem. Phys.*, 6(10), 2783–2792.

Strelnikov, B., M. Rapp, T. A. Blix, **N. Engler**, **J. Höffner**, **J. Lautenbach**, **F.-J. Lübken**, B. Smiley, and M. Friedrich (2006), In situ observations of small scale neutral and plasma dynamics in the mesosphere/lower thermosphere at 79°N, *Adv. Space Res.*, 38(11), 2388–2393, doi:10.1016/j.asr.2005.03.097.

Strelnikova, I., and **M. Rapp** (2007), Meteoric smoke particle signatures in D-region incoherent scatter radar spectra, in *Proceedings of the 18th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, 3-7 June 2007, Visby, Sweden (ESA SP-647)*.

Strelnikova, I., M. Rapp, S. Raizada, and M. Sulzer (2007), Meteor smoke particle properties derived from Arecibo incoherent scatter radar observations, *Geophys. Res. Lett.*, 34(15), L15815, doi:10.1029/2007GL030635.

Strelnikova, I., M. Rapp, B. Strelnikov, and **G. Baumgarten** (2008), Measurements of meteor smoke particles during the ECOMA-2006 campaign: 2. results, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, submitted.

Swarnalingam, N., W. K. Hocking, **W. Singer**, and **R. Latteck** (2008), First calibrated observations of PMSE by the worldwide SKiYMET radar network and comparisons with Resolute Bay and ALWIN VHF radars, *Geophys. Res. Lett.*, submitted.

von Savigny, C., J. P. Burrows, and **M. Rapp** (2007), UV limb-scatter spectra of noctilucent clouds consistent with mono-modal particle size distribution, *Geophys. Res. Lett.*, 34(7), L07802, doi:10.1029/2006GL028846.

von Zahn, U., and **U. Berger** (2006), The decadal-scale variation of solar Lyman- α and its effects on NLC occurrence rate, NLC brightness, and the mesospheric water vapor, *Meteorol. Z.*, 15(3), 377–382, doi:10.1127/0941-2948/2006/0121.

Zecha, M. (2008), Occurrence of polar mesosphere summer echoes at very high latitudes, *Ann. Geophys.*, submitted.

Zecha, M., J. Bremer, and **M. Gerdung** (2007a), Several years observation of mid-latitude mesosphere summer echoes, in *Proceedings of the 11th International Workshop on Technical and Scientific Aspects of MST Radar (MST11), 11-15 December 2006, Gandaki/Tirupati, India*, pp. 141–146.

Zecha, M., N. Engler, F.-J. Lübken, and J. Röttger (2007b), Characteristics of polar mesosphere summer echoes at very high latitudes, in *Proceedings of the 11th International Workshop on Technical and Scientific Aspects of MST Radar (MST11), 11-15 December 2006, Gadanki/Tirupati, India*, pp. 147–152.

Zeller, O., M. Zecha, J. Bremer, R. Latteck, and **W. Singer** (2006), Mean characteristics of mesosphere winter echoes at mid- and high- latitudes, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 68(10), 1087–1104, doi:10.1016/j.jastp.2006.02.015.

Zülicke, C., and **D. Peters** (2006), Simulation of inertia-gravity waves in a poleward breaking Rossby wave, *J. Atmos. Sci.*, 63(12), 3253–3276, doi:10.1175/JAS3805.1.

Zülicke, C., and **D. Peters** (2008a), Impact of upper-level jet-generated inertia-gravity waves on surface wind and precipitation, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, accepted.

Zülicke, C., and **D. Peters** (2008b), Lighthill radiation of inertia-gravity waves from a jet streak, *J. Atmos. Sci.*, submitted.

Zülicke, C., and **D. Peters** (2008c), Parameterization of strong stratospheric inertia-gravity waves forced by poleward breaking Rossby waves, *Mon. Weather Rev.*, 136, 98–119, doi:10.1175/2007MWR2060.1.

Diplomarbeiten, Dissertationen, Habilitationsschriften

Diplomarbeiten

P. Keller

Realisierung einer tageslichtfähigen Nachweisbank für ein mobiles, tomographisches Eisen-Temperatur-LIDAR

Universität Rostock, Januar 2006

J. Amthor

Erweiterung und Optimierung der Datenerfassung des ALOMAR RMR-Lidar
Technische Universität Hamburg-Harburg, Dezember 2006

H. Holste

Aufbau einer tageslichtfähigen Nachweisbank für ein Rayleigh-Lidar
Universität Rostock, Mai 2007

J. Bahn

Die atmosphärische Drehimpulsbalance für die südhemispherische und nordhemispherische Polkappe auf der Basis des ERA-40-Datensatzes
Universität Rostock, April 2007

Dissertationen

S. Wong

Variability-Lifetime Relation of Atmospheric Tracers
Universität Rostock, Januar 2006

A. Serafimovich

Investigation of gravity waves with VHF radar measurements
Universität Rostock, Januar 2006

B. Strelnikov

In situ measurements of small scale neutral and plasma dynamics in the mesosphere/lower thermosphere region
Universität Rostock, Dezember 2006

A. Schöch

Thermal structure and gravity waves in the Arctic middle atmosphere above ALOMAR (69.3°N , 16.0°E)
Universität Rostock, August 2007

J. Lautenbach

Experimentelle Untersuchungen mit einem Lidar zur thermischen Struktur der Mesopausen-Region bei polaren und mittleren Breiten
Universität Rostock, Dezember 2007

Habilitationsschriften

U. Achatz

Gravity-Wave Breakdown in a rotating Boussinesq fluid: Linear and nonlinear Dynamics
Rostock University, November 2006

D Mitarbeiter des Instituts

Stand: 31. Dezember 2007

Wissenschaftler

Dr. G. Baumgarten, Prof. Dr. E. Becker,
Dr. U. Berger, Dr. J. Bremer, (Prof. G. von Cossart)¹,
Dr. R. Eixmann, Dr. N. Engler, Dr. J. Fiedler,
Dr. A. Gabriel, Dr. M. Gerdig, Dr. N. Grieger,
Dr. J. Höffner, Dr. P. Hoffmann, D. Keuer,
Dr. R. Latteck, Prof. Dr. F.-J. Lübken,
PD Dr. D. Peters, Prof. Dr. M. Rapp,
Dr. W. Singer, Dr. B. Strelnikov,
Dr. M. Zecha

Infrastruktur/ Techniker

Th. Barth, M. Düffer, H.-J. Heckl, T. Köpnick,
Th. Linow, N. Meesen, M. Priester, J. Schacht,
R. Scherer, J. Trautner, H. Voß, R. Waschow,
B. Wecke, J. Wedrich

Verwaltung/Bibliothek/ Sekretariat

I. Bachmann, A. Kurreck, M. Rosenthal, A. Ruß,
M. Strate, R. von Rein, Ch. Wendt

Doktoranden

S. Brune, M. Grygalashvyly, F. Herbort,
R. Knöpfel, J. Lautenbach, Q. Li, M. Rauthe,
S. Schönemann, F. Senf, I. Strelnikova,
A. Theuerkauf, O. Zeller

Diplomanden, studentische und wissenschaftliche Hilfskräfte

M. Keuer, U. Kramm, St. Lützow, D. Rachholz,
R. Rachholz, T. Renkwitz, S. Sadeghi,
O. Suminska, P. Vargin

¹teilweise beschäftigt

E Mitglieder der Gremien

Stand: 31. Dezember 2007

Mitglieder des eingetragenen Vereins „IAP“:

Prof. Dr. W. Fennel (Vorsitzender)	Institut für Ostseeforschung Warnemünde
MR Dr. M. Dube	Ministerium für Bildung, Wissenschaft und Kultur des Landes Mecklenburg-Vorpommern
R. Karl	Bürgermeister Ostseebad Kühlungsborn
RD Dr. G. Hahn	Bundesministerium für Bildung und Forschung
J. Kennemann ¹²	Königlich Norwegischer Konsul, Rostock
Prof. Dr. K.-H. Meiwes-Broer	Universität Rostock
Prof. Dr. R. Redmer ¹³	Universität Rostock
K. Wiek	Ostseebad Kühlungsborn
Prof. Dr. U. von Zahn	Bonn

Mitglieder des Kuratoriums:

MR Dr. M. Dube	Ministerium für Bildung, Wissenschaft und Kultur des Landes Mecklenburg-Vorpommern
RD Dr. G. Hahn	Bundesministerium für Bildung und Forschung
Prof. Dr. U. Kragl ¹³	Universität Rostock
Prof. Dr. P. Lemke ¹³	Alfred-Wegener-Institut Bremerhaven
Prof. Dr. D. Neßelmann ¹⁴	Universität Rostock
Prof. Dr. M. Riese	Forschungszentrum Jülich
Prof. Dr. U. Schmidt ¹⁵	Universität Frankfurt am Main

Mitglieder des Wissenschaftlichen Beirats:

Prof. Dr. M. Riese (Vorsitzender seit 2006)	Forschungszentrum Jülich
PD Dr. M. Dameris	DLR Oberpfaffenhofen
Prof. Dr. E. Kopp ¹⁶	Universität Bern, Schweiz
Prof. Dr. K. Mauersberger ¹⁴	MPI Heidelberg
Dr. G. Peters	Universität Hamburg
Prof. Dr. W. Ertmer	Universität Hannover
Prof. Dr. K. Fraedrich	Universität Hamburg
Prof. Dr. J. Gumbel	Stockholm University, Sweden
Prof. Dr. U.-P. Hoppe	Forsvarets Forskningsinstitutt (FFI) Kjeller, Norway
Prof. V. Wirth	Universität Mainz

¹²ab 11/2007

¹³bis 10/2006

¹⁴ab 10/2006

¹⁵bis 11/2007

¹⁶bis 06/2007

F Vereinssatzung des Leibniz-Instituts für Atmosphärenphysik e.V. an der Universität Rostock (Stand: 31. Dezember 2005)

§ 1

Name, Sitz, Aufgabe, Geschäftsjahr

- (1) Der Verein führt den Namen „Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik e.V. an der Universität Rostock“. Der Verein soll in das Vereinsregister eingetragen werden. 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 Abgabeberechnung (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. Der Vorsitzende der Mitgliederversammlung, die Vertreter von Bund und Land und der Direktor können neue Mitglieder vorschlagen.
- (3) Die Mitglieder können mit einer Frist von drei Monaten zum Schluß eines Geschäftsjahrs 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. Die Mitgliederversammlung kann in bestimmten Fällen (die hinreichend genau zu spezifizieren sind) eine Streichung von Mitgliedern aus der Mitgliederliste beschließen.

- (4) Die Mitgliedschaft ist beitragsfrei.
- (5) Der Vorsitzende der Mitgliederversammlung bestimmt aus dem Kreis der Mitglieder des Vereins bei seiner Verhinderung einen Stellvertreter.

§ 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 innnerhalb 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) Beschußfassungen 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.
- (5) Den Vorsitz des Kuratoriums führt jährlich abwechselnd der Vertreter des Bundes oder des Landes. Für die Vertretung gilt Entsprechendes.
- (6) 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.
- (7) Beschlüsse der Einrichtungen zu Fragen von forschungs- und wissenschaftspolitischer Bedeutung mit erheblichen finanziellen Auswirkungen oder in Bezug auf das Leitungspersonal der Einrichtungen dürfen nicht gegen die Stimme des Landes- oder des Bundesvertreters gefaßt werden.
- (8) 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.
- (9) Der Institutedirektor 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 Institutauflösung.

§ 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 Wirtschaftsplans.
- (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:

- (1) die Planung der Zusammenarbeit mit universitären, anderen nationalen und internationalen Einrichtungen sowie die Verantwortung für deren Durchführung und Ergebnisbewertung;
 - (2) die Regelung der Geschäftsverteilung des Instituts;
 - (3) das Finanz-, Kassen- und Rechnungswesen, insbesondere die Aufstellung des Entwurfs des jährlichen Wirtschaftsplans;
 - (4) die Aufstellung des Jahresabschlusses;
 - (5) die Vorlage des vorjährigen Tätigkeitsberichtes des Instituts beim Kuratorium bis spätestens zum 1. April eines jeden Jahres;
 - (6) die jährliche Vorlage eines Arbeitsplanes beim Kuratorium für das jeweilige folgende Jahr bis spätestens zum 15. Oktober;
 - (7) die Vorbereitung der Sitzung des Kuratoriums.
- (8) 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 selbstständig.
- (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 bestimmten 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.