

OPOSSUM

Franz-Josef Lübken

Schlussbericht zum Forschungsvorhaben

**Physik der kleinskaligen Schichten in der oberen
Mesosphäre**

gefördert durch

**Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft,
Forschung und Technologie**

mit dem Vorhabenskennzeichen

07 ATF 41

3. März 2005

Inhaltsverzeichnis

1	Gesamtziel des Vorhabens	2
1.1	Aufgabenstellung	2
1.2	Voraussetzungen des Vorhabens	3
1.3	Planung und Ablauf des Vorhabens	3
1.3.1	Modellaktivitäten	3
1.3.2	Lidar-, Radar- und Satellitenmessungen	3
1.3.3	Raketen - Messungen	3
1.4	Wissenschaftlicher und technischer Stand zu Beginn des Projekts	4
1.5	Zusammenarbeit mit anderen Stellen und Beteiligte am Projekt	4
2	Wissenschaftliche Ergebnisse	5
2.1	3-d Modellierung von polaren mesosphärischen Eiswolken	6
2.2	Modellierung von PMSE	8
2.3	Beobachtungen von leuchtenden Nachtwolken und Temperaturprofilen mit dem ALOMAR RMR-Lidar in Andenes	10
2.4	Eigene Veröffentlichungen im Rahmen von Opossum	13

1 Gesamtziel des Vorhabens

1.1 Aufgabenstellung

Im Rahmen des AFO-2000 Projektes OPOSSUM (On the physics of small scale structures in the upper mesosphere) sollten Modellstudien zur Bildung von Eisteilchen in der oberen Mesosphäre durchgeführt und mit zu bestimmenden bzw. bereits vorhandenen Messungen verglichen werden. Es ging in diesem Zusammenhang auch darum, die als PMSE ('polar mesosphere summer echoes') bekannten sehr starken Radarechos zu erklären, die ebenfalls auf Eisteilchen zurückgeführt werden aber wesentlich häufiger auftreten und leichter zu beobachten sind. Mit Hilfe eines dreidimensionalen, zeitabhängigen Eisteilchenmodells sollte zum erstenmal überhaupt die großräumige Verteilung der Eiswolken simuliert werden.

Weiterhin sollte im Projekt Opossum durch Messungen und Modellierung die Bedeutung von kleinskaligen Prozessen für unser Verständnis von grundlegenden physikalischen Zusammenhängen in der Mesosphäre und unteren Thermosphäre untersucht werden. Die Beobachtungen erfolgten durch koordinierte Messungen mit Hilfe von Höhenforschungsraketen und bodengebundenen Instrumenten (Radars, Lidars), während die Modellierung sich mit den mikrophysikalischen Prozessen (z.B. Teilchenaufladung).

Die wesentlichen wissenschaftlichen Zielsetzungen, die im Rahmen des Projektes bearbeitet wurden, lauten wie folgt:

1. Charakterisierung der zeitlichen und räumlichen Variabilität von NLCs und PMCs:
 - (a) Die Messungen sollten sich von sehr kleinskaligen Prozessen, wie z. B. Turbulenz, Gezeiten und Schwerewellen, bis hin zu großskaligen Variationen (Jahreszeit, Sonnenfleckenzyklus) erstrecken. Der lokale Aspekt wurde hierbei durch die vorhandenen Lidar-Stationen in Nordeuropa abgedeckt, während der globale Zusammenhang durch die Messungen z.B. von SNOE geschaffen wurde.
2. Charakterisierung der zeitlichen und räumlichen Variabilität von PMSEs:
 - (a) Hier wurden Lidar- und Radarbeobachtungen von bodengebundene Stationen (ALOMAR) benutzt.
3. Wie entstehen NLCs, und PMSEs und wie ist der Zusammenhang zwischen ihnen?
 - (a) Welche mikrophysikalischen Prozesse führen zur Bildung von NLCs (z. B. welcher Nukleationsprozess ist entscheidend) und wie kommt es zur Aufladung von Eisteilchen und zur Entstehung von PMSEs?
 - (b) Welche Rolle spielen hierbei die Plasmaeigenschaften der Hintergrundatmosphäre (Rekombinationskoeffizient zwischen Elektronen und Ionen, mittlere Ionenproduktionsrate etc.)?
 - (c) Welche Rückwirkungen haben die geladenen Eisteilchen auf das Plasma?
 - (d) Wie entstehen z. B. die „bite-outs“ im Elektronengas, die typischerweise in PMSE-Höhen beobachtet werden?
 - (e) Welcher physikalische Prozeß ist für die Erzeugung von kleinen Strukturen im Plasma, und damit letztlich für PMSEs, verantwortlich?
4. Welche geophysikalischen Parameter bestimmen letztlich das Auftreten von NLCs und PMSEs? (Temperatur, Wasserdampf, Nukleationskeime, Turbulenz)?

1.2 Voraussetzungen des Vorhabens

Wesentliche Voraussetzungen für den erfolgreichen Verlauf des Projekts war eine erhebliche Eigenbeteiligung des IAP sowohl bei Sach- als auch Personalmitteln. Dies spiegelt sich in der Anzahl der IAP-Mitarbeiter mit, die für Opossum kostenfrei zugearbeitet haben (s. Kapitel 'Zusammenarbeit'). Der technische und operationelle Betrieb diverser Messeinrichtungen wurde praktisch ausschließlich durch eine Grundfinanzierung des IAP gedeckt. Dazu gehörten zum Beispiel Neuinvestitionen und die Aufrüstung bereits vorhandener Instrumente, Datenerfassung und wissenschaftlichen Auswertung durch das Stammpersonal des IAP, die Bereitstellung von Labor- und Büroräumen und einer Großrechenanlage, sowie die verwaltungstechnische Abwicklung des Projektes.

1.3 Planung und Ablauf des Vorhabens

1.3.1 Modellaktivitäten

Einer der Kernpunkte dieses Projektvorhabens bestand darin, mikrophysikalische Modellierungen zur Entstehung der Schichten durchzuführen, wobei alle experimentell verfügbaren Informationen über diese Schichten und über die atmosphärischen Hintergrundbedingungen einfließen sollten. Hierzu wurde ein mikrophysikalisches Modell zur Teilchenerzeugung, welches in der Arbeitsgruppe von Prof. G. Thomas (University of Colorado at Boulder) entwickelt wurde, mit einem Teilchenaufladungsmodell kombiniert. Im Jahre 2002 wurde dieses Modell dann mit einem großskaligen Modell, mit dem am IAP vorhandenen COMMA/IAP-Modell verknüpft, so dass der Einfluß von großskaligen Variationen im Hintergrundfeld (Temperatur, Winde etc.) auf die Morphologie der Schichten untersucht werden konnte (z.B. Breiten- und Längenabhängigkeit, Gezeiten, etc.).

1.3.2 Lidar-, Radar- und Satellitenmessungen

Die bodengebundenen NLC-Messungen wurden in erster Linie mit den bereits vorhandenen Lidars in Kühlungsborn (54°N), auf ALOMAR (Andøya, 69°N) und auf Esrange bei Kiruna (68°N) durchgeführt. Dabei wurde auf ALOMAR die weltweit einzigartige Möglichkeit genutzt, zwei Lidars mit zwei schwenkbaren Teleskopen einsetzen zu können. Darüber hinaus wurden einige Lidars auch zur Temperaturbestimmung in der oberen Atmosphäre verwendet. Des Weiteren wurde das mobile Kalium-Lidar des IAP ebenfalls für den Tageslichtbetrieb aufgerüstet werden. PMSEs wurden mit den bereits vorhandenen Radars in Kühlungsborn, auf ALOMAR, in Tromsø (EISCAT, 70°N), auf Esrange, sowie auf Svålbard (79°N) beobachtet. Die Messungen erfolgten nicht nur in der Vertikalen, sondern auch unter verschiedenen Zenithwinkeln. Hierdurch erhielt man eine gute lokale Abdeckung der horizontalen Struktur. In den PMSE-Höhen lieferten die Radars auch vertikale und horizontale Winde. Ursprünglich war in Opossum die Verwendung von satellitengestützten Messungen von PMCs und Temperaturen aus den Daten des TIMED-Satelliten vorgesehen. Die TIMED - Gruppe hat bis heute Schwierigkeiten in der Bereitstellung präziser Daten, so wurden stattdessen SNOE (Student Nitric Oxide Explorer) Daten zur Validation der Modelle benutzt.

1.3.3 Raketen - Messungen

Zur Untersuchung der oben genannten Fragen wurden mehrere Feldkampagnen durchgeführt, in deren Verlauf eine Reihe von raketengetragenen Messungen in der polaren Mesosphäre stattfanden, die außerhalb von AFO2000 finanziert wurden. Das IAP war an den beiden größten Projekten, MIDAS und ROMA, beteiligt, bzw. allein verantwortlich, deren Ergebnisse in Opossum eingingen. So wurden z.B im Rahmen von MIDAS über 20 Höhenforschungsraketen von der Andøya Rocket Range (ARR) aus gestartet. Hierdurch erhielten wir detaillierte Informationen über die kleinskaligen Strukturen im Neutralgas und im Plasma. Im Rahmen des ROMA-

Projektes wurden insgesamt 85 meteorologische Raketen, d.h. fallende Kugeln und Folienwolken, von ARR und von Longyearbyen (Svålbard) aus gestartet. Damit erhielten wir detaillierte Informationen über den thermischen und dynamischen Zustand der oberen Mesosphäre (zum ersten Mal überhaupt auch bei sehr hohen polaren Breiten).

Die Kampagnen im Einzelnen für den Zeitraum 2000 bis 2004:

1. LIDAR-Beobachtungen von NLC über Kühlungsborn, Andøya, and Kiruna
2. RADAR-Beobachtungen von PMSE über Kühlungsborn, Andøya, Kiruna, Tromsø und Svålbard
3. Raketengestützte Messungen von Plasma- und Neutralgaskomponenten: Andøya (ROMA), Svålbard (MIDAS)

1.4 Wissenschaftlicher und technischer Stand zu Beginn des Projekts

Hier verweisen wir auf die ausführliche Dokumentation in der Vorhabensbeschreibung im sogenannten Vollantrag bzgl. Opossum im Mai 2000. Zusammenfassend glauben wir sagen zu können, dass eine Vielzahl von damals offenen Fragen durch Opossum beantwortet wurde (s. Kapitel Ergebnisse und Liste eigener Veröffentlichungen).

1.5 Zusammenarbeit mit anderen Stellen und Beteiligte am Projekt

Die nationale und internationale Zusammenarbeit war bedingt durch die Betreuung der bodengebundenen Instrumente durch Einrichtungen in- und außerhalb des IAP (z.B. Lidar in Esrange durch Herrn Dr. Fricke, Universität Bonn, oder VHF-Radar auf Svålbard durch Herrn Dr. Röttger), ferner durch den Transfer des mikrophysikalischen Modells von Boulder (Prof. Thomas) an das IAP, sowie durch die Einbindung in das SNOE-Team (Dr. A. Merkel). Darüber hinaus waren durch die Beteiligung des Antragstellers an dem MIDAS-Projekt Kontakte zu norwegischen Wissenschaftlern (Prof. Thrane, Dr. Blix) sichergestellt, so daß die kleinskaligen Messungen auf Höhenforschungsraketen ebenfalls in das vorliegende Projekt einfließen konnten.

1. Prof. Dr. F.-J. Lübken, Prof. U. von Zahn, Dr. U. Berger, Dr. M. Rapp, Prof. G. von Cossart, Dr. J. Bremer, Dr. G.- Baumgarten, Dipl.-Phys. A. Schöcht, am IAP in Kühlungsborn
2. Dr. K.-H. Fricke, Physikalisches Institut der Universität Bonn
3. Dr. P. Hartogh, Dr. J. Röttger, Max-Planck-Institut für Aeronomie in Lindau
4. Prof. G. Thomas, University of Colorado at Boulder, USA
5. Dr. A. Merkel, University of Colorado at Boulder, USA
6. Prof. E. Thrane, Dr. T. Blix, Oslo University, Norway

2 Wissenschaftliche Ergebnisse

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

Setzt sich nun dieser beobachtete Trend in hohen Breiten fort? Ein zusätzlicher indirekter Hinweis auf einen Langzeittrend in der Mesosphäre könnte der während der letzten 30 Jahre beobachtete stetige Anstieg der Helligkeit von polaren mesosphärischen Eiswolken (Thomas et al., 2004, Galway, Ireland, Proc. of the 'Mesospheric Clouds 2003' meeting) sein. Unter bestimmten Bedingungen sind diese Wolken sogar visuell vom Erdboden aus beobachtbar und werden dann als leuchtende Nachtwolken bezeichnet. Leuchtende Nachtwolken sind mit einer mittleren Höhe von 83 km die höchsten Wolken in der Erdatmosphäre. Sie erscheinen in manchen klaren Sommernächten, ab etwa einer halben Stunde nach Sonnenuntergang (JESSE 1896) . Silber-bläulich glimmend erstrecken sie sich als dünne Wolkenschleier meistens in nord-östlicher Richtung. Diese Wolken benötigen für ihre Existenz extrem niedrige Temperaturen von etwa 120-150 Kelvin, die nur in hohen und polaren Breiten in der Sommer-Mesopausenregion vorhanden sind. Nur diese extrem kalten Bedingungen erlauben eine Bildung von Eiskristallen, die sich zu Eiswolken mit einer horizontalen Ausdehnung von Hunderten von Kilometern formieren können.

Anscheinend hat sich nun über die letzten Jahrzehnte ein Anstieg in der Helligkeit dieser Wolken vollzogen, der einen beobachteten Klimawandel in der oberen Atmosphäre dokumentiert. Als Ursache könnte zum einen ein negativen Temperaturtrend und/oder ein Anstieg des mesosphärischen Wasserdampfgehaltes in Frage kommen (NEDOLUHA et al. 2003). Somit kann also eine verstärkte Ausbildung von leuchtenden Nachtwolken als eine Art Frühwarnsystem für Klimaänderungen bewertet werden, das sogar durch visuelle Beobachtungen vom Erdboden aus quantifiziert werden kann.

Im Rahmen von Opossum wurde nun versucht, eine Einsicht in die physikalischen Prozesse zu gewinnen, die zur Entstehung und Entwicklung dieser Eiswolken beitragen. Im folgenden möchten wir dies mit Hilfe von Modellstudien als auch mit aktuellen Beobachtungen darstellen.

2.1 3-d Modellierung von polaren mesosphärischen Eiswolken

Polare mesosphärische Eiswolken entstehen im Sommer in Höhen zwischen 82 und 92 km über hohen und polaren Breiten. Die sehr häufig zu beobachtenden polaren mesosphärischen Sommerechos (PMSEs) zeigen mit einer hohen Wahrscheinlichkeit eine permanente Existenz von Eisteilchen an, die sich unter mittsommerlichen Bedingungen über die gesamte nördliche Polarregion (polwärts von 60° N) erstrecken kann. Der untere Bereich der Eiswolke bei 82 km, indem sich relativ Eiskristalle (> 30 nm) wird üblicherweise als nachleuchtende Eiswolke (NLC) bezeichnet.

Mit Hilfe eines 3-d, zeitabhängigen Eisteilchenmodells konnte erstmalig die räumliche Struktur dieser großräumigen Eiswolkenverteilung einschließlich ihres zeitlichen Verlaufs simuliert werden. Damit ist ein verbessertes Verständnis über die mikrophysikalischen Prozesse in der Eiswolkenbildung, die Klimarelevanz einzelner physikalischen Parameter wie Auftrittshäufigkeit und Helligkeit der Wolken, ihr 3-d großräumiger Transport, und ihrer Wechselwirkung mit dem atmosphärischem Wasserdampfhintergrund möglich.

In unserem weiterentwickelnden Eisteilchenmodell agieren nun 20 Millionen individueller Teilchen in einem multiplen Partikelsystem als potentielle Kondensationskeime in einer übersättigten, kalten Atmosphäre. Nachdem die einzelnen Kondensationskeime über der polaren nördlichen Mesopausenregion (77,8 bis 94,0 km Höhe, 49° N bis 90° N Breite) räumlich initialisiert werden, erfolgt ein 3-d, zeitabhängiger 'Lagrangscher' Transport der Teilchen in einer variablen Hintergrundatmosphäre. Eine Eisphasen-Mikrophysik erfasst die heterogene Kondensation von Wasserdampf, das Anwachsen von Eis auf dem Kondensationskeim und ein späteres Verdampfen des Eiskörpers in wärmeren Regionen. Zeitabhängige 3-d vertikale und horizontale Winde, Temperatur, Druck, Dichte und Wasserdampf des Hintergrunds werden von dem gekoppelten dynamisch-chemischen Modell der mittleren Atmosphäre (COMMA-IAP) zur Verfügung gestellt.

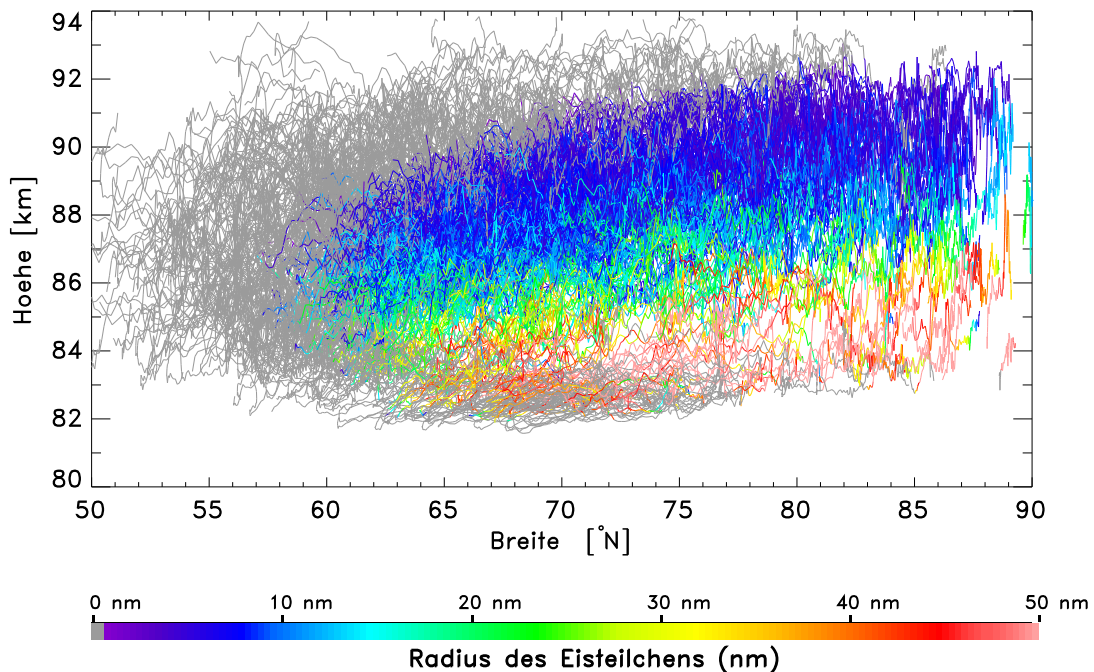


Abb. 2.0: Trajektorien von 1000 zufällig ausgewählten Eisteilchen bzgl. einer meridionalen Projektion zwischen Modelltag 5 bis 6. Entsprechende Farbwerte geben den aktuellen Radius eines Eisteilchen an. Ein Grauwert kennzeichnet den Kondensationskeim als eisfrei.

In Abbildung 2.0 sind die Trajektorien tausend zufällig ausgewählter Eisteilchen gezeigt. Die zusammenhängende Eiswolke besitzt eine räumliche Ausdehnung zwischen 82 und 92 km Höhe

und dehnt sich von cirka 60° N bis zum Pol hin aus. Die weitaus größte Anzahl der Eispartikel sublimiert (a) in der unteren Thermosphäre aufgrund eines vertikalen Transports und (b) über warmen mittleren Breiten aufgrund des meridionalen Transports durch den synoptischen Hintergrundwind. Der Verlauf der Trajektorie eines jeden individuellen Partikels unterliegt dem mittleren klimatologischen Wind, Gezeitenwinden, eddy-diffusivem Transport und einer Sedimentationsgeschwindigkeit. Generell werden die Eisteilchen unter dem Einfluss des mittleren meridionalen Winds (cirka 10 Breitengrade pro Tag) vom Pol weg hin zu niederen Breiten transportiert, d.h. die Lebenszeit eines beliebigen Eispartikels übersteigt nur selten einen Zeitraum von 3 Tagen.

Der wichtigste physikalische Parameter ist die sogenannte Helligkeit (engl. 'brightness') der Eiswolke, die sich sowohl aus bodengestützten Lidar-Meßverfahren als auch mittels Satellitenbeobachtungen (z.B. NADIR-Beobachtungen im UV) über ein Rückstreumaß bestimmen läßt. In Abbildung 2.1 ist die modellierte Helligkeit der Eiswolke in einem Höhengchnitt bei 82,7 km gezeigt. Die räumliche Ausdehnung des Rückstreusignals reicht bis cirka 60° N, die Helligkeit weist ähnliche Fleckenmuster auf wie sie in Satellitenbildern zu beobachten sind.

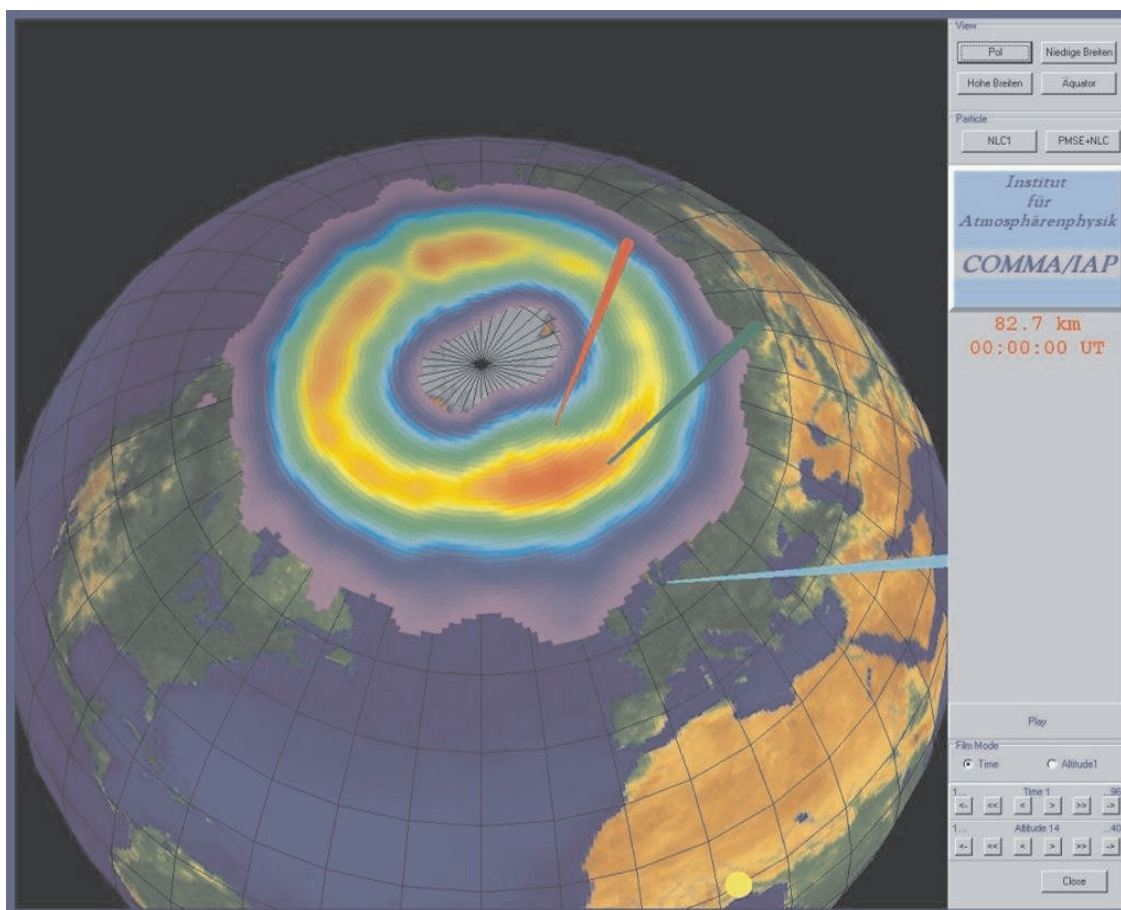


Abb. 2.1: Schnappschuß (0:00:00 UT = Modelltag 5,0) aus einer Filmanimation des Rückstreuverhältnisses RSV der großräumigen Eiswolke aus Abbildung 2.0 bei einer schrägen Aufsicht auf die nördliche Hemisphäre. Dargestellt ist ein Höhengchnitt bei 82,7 km. Die farbigen Strahlen markieren die Positionen der IAP-Lidarstationen Kühlungsborn (54° N), Alomar (69° N) und Spitzbergen (78° N). Die Intensität des beobachtbaren RSV reicht von 1,1 (= blau) bis 10 (= hellrot).

2.2 Modellierung von PMSE

Ende der 1970er Jahre wurden mit VHF-Radars sehr starke Radarechos aus der polaren Sommermesopausenregion beobachtet, die heute allgemein als PMSE (engl. Polar Mesosphere Summer Echoes) bekannt sind. Mit den benutzten VHF Radars erwartet man ein starkes Signal, wenn der Brechungsindex der Radarwellen (also im Wesentlichen die Elektronendichte) Strukturen auf Längenskalen der halben Radarwellenlänge (=Braggskala) aufweist. Frühe Vermutungen, daß diese Strukturen durch Neutralgasturbulenz erzeugt werden, mußten verworfen werden, da die Braggskala der benutzten Radars (~ 3 m) für realistische Turbulenzstärken bereits weit im viskosen Unterbereich liegt, wo jegliche Art von Strukturen durch molekulare Diffusion effizient zerstört werden.

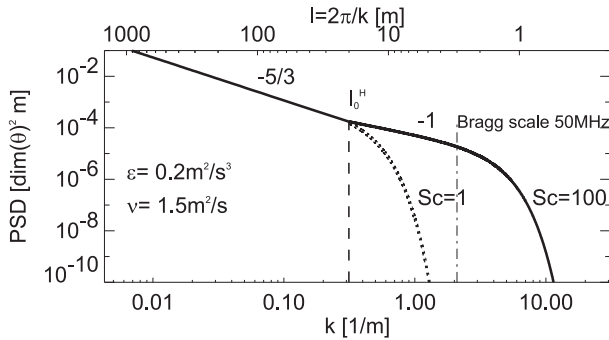


Abb. 2.2: Leistungsdichtespektren eines Tracers in einem turbulenten Geschwindigkeitsfeld mit einer Energiedissipationsrate $\epsilon=0.2$ W/kg und einer kinematischen Viskosität $\nu=1.5$ M²/s (=typischer Wert für eine Höhe von 85 km) für eine Schmidtzahl $Sc=1$ und $Sc=100$. Untere und obere Abszisse zeigen Wellenzahlen bzw. dazugehörige Wellenlängen.

großen Skalen, so daß auch bei der Braggskala Strukturen existieren, die zu den beobachteten Radarechos führen können.

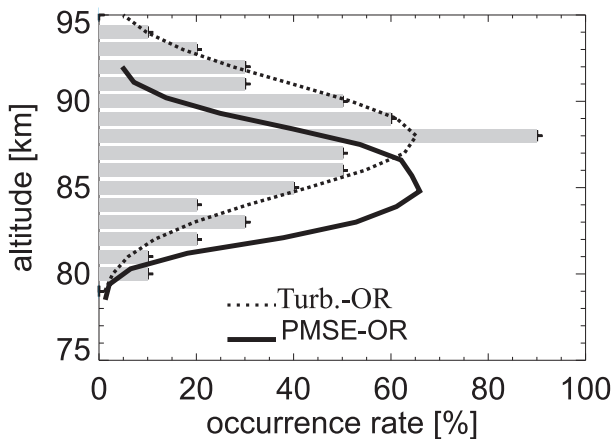


Abb. 2.3: Relative Auftrittshäufigkeit von Turbulenz (Histogramm bzw. gepunktete Linie) und PMSE.

Der Vergleich dieser Messungen zeigt, daß im oberen Bereich der PMSE Turbulenz häufiger auftritt als PMSE, im unteren Bereich (unterhalb von 86 km) jedoch wesentlich seltener. Diese Messungen wurden lange Zeit dahingehend interpretiert, daß unterhalb von 86 km Höhe ein anderer physikalischer Mechanismus als Turbulenz für die Erzeugung von kleinskaligen Strukturen im Elektronengas verantwortlich sein muß. Eine mit den Beobachtungen konsistente Theorie konnte jedoch über Jahre hinweg nicht gefunden werden.

Dadurch motiviert haben wir die Elektronendiffusion bei Anwesenheit geladener Eisteilchen genauer untersucht. Diese Untersuchungen ergaben, daß die Lebensdauer von Strukturen, die

Ein erster Durchbruch im Verständnis der PMSE wurde erreicht, als M. C. Kelley, J. Y. Cho (Cornell University) und Kollegen vorschlugen, daß die Diffusivität der Elektronen in PMSE aufgrund der Anwesenheit geladener Eispartikel stark reduziert ist. Aus der Turbulenztheorie ist bekannt, daß Tracer mit einer reduzierten Diffusivität bzw. großen Schmidtzahl Sc (=Verhältnis der kinematischen Viskosität des Neutralgases zur Diffusivität des Tracers) Strukturen bei sehr viel kleineren Skalen bilden können als im Neutralgas. Abbildung 2.2 zeigt zur Veranschaulichung zwei Leistungsdichtespektren eines Tracers für $Sc=1$ und $Sc=100$. Im Falle der reduzierten Tracerdiffusivität ($Sc=100$) erstreckt sich das Spektrum zu weit kleineren

Skalen, so daß auch bei der Braggskala Strukturen existieren, die zu den beobachteten Radarechos führen können. Während die Existenz der geladenen Eispartikel in PMSE durch in situ Messungen direkt nachgewiesen werden konnte, warfen Beobachtungen von Neutralgasturbulenz in PMSE große Zweifel an der Anwendbarkeit der oben dargestellten Erklärung auf. Abbildung 2.2 zeigt eine aus zehn Raketenmessungen des IAP abgeleitete relative Auftrittshäufigkeit von Turbulenz und vergleicht diese mit der relativen Auftrittshäufigkeit von PMSE wie sie mit dem ALWIN Radar bestimmt wurde. Der Vergleich dieser Messungen zeigt, daß im oberen Bereich der PMSE Turbulenz häufiger auftritt als PMSE, im unteren Bereich (unterhalb von 86 km) jedoch wesentlich seltener. Diese Messungen wurden lange Zeit dahingehend interpretiert, daß unterhalb von 86 km Höhe ein anderer physikalischer Mechanismus als Turbulenz für die Erzeugung von kleinskaligen Strukturen im Elektronengas verantwortlich sein muß. Eine mit den Beobachtungen konsistente Theorie konnte jedoch über Jahre hinweg nicht gefunden werden.

durch Turbulenz in einem eisbeladenen Plasma gebildet werden, stark vom Radius der involvierten geladenen Eisteilchen abhängt, sie variiert nämlich mit dem Quadrat des Eisteilchenradius. Abbildung 2.4 zeigt die mit Hilfe dieses Diffusionsmodells berechnete Signalabnahme

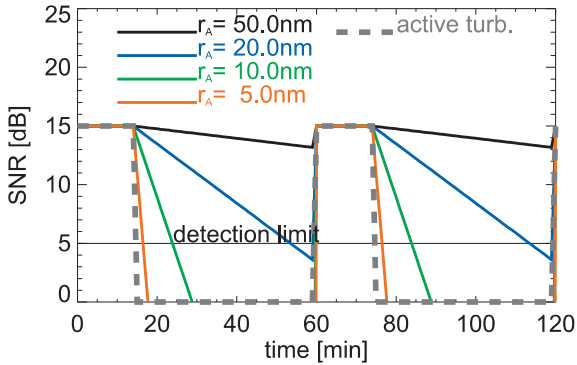


Abb. 2.4: Zeitliche Entwicklung des PMSE Signals als Folge von pulsartigen kurzen Turbulenzereignissen in der Atmosphäre für verschiedene Radien der involvierten geladenen Eisteilchen.

Höhen die Eisteilchen im Laufe ihres Lebenszyklus schon zu typischen Radien von mehr als 15-20 nm angewachsen sind, kommt es zu einer zeitlichen Entkopplung von aktiver Turbulenz und PMSE, da die Strukturen im Plasma noch um bis zu einige Stunden nach dem Ende der aktiven Turbulenz weiter existieren.

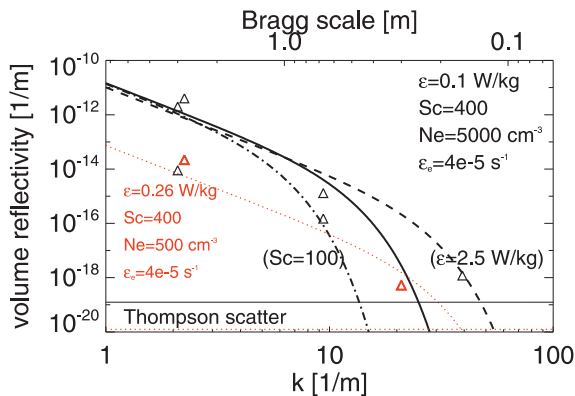


Abb. 2.5: Gemessene (Symbole) und berechnete (Linien) Volumenreflektivitäten von PMSE, die bei verschiedenen Radargrequenzen beobachtet wurden.

den. Hierzu sind das Saura MF-Radar und ALWIN VHF-Radar des IAP hervorragend geeignet. Entsprechende Meßprogramme sind schon für den kommenden Sommer vorgesehen. Mit dem hier beschriebenen Verständnis der PMSE wird deutlich, daß dieses Radarphänomen die einzigartige Gelegenheit bietet, die thermische und dynamische Struktur des polaren Mesopausenbereiches vom Boden aus nahezu kontinuierlich zu verfolgen (im Juni und Juli liegt die PMSE-Auftrittshäufigkeit über 90 %): Durch ihre enge Kopplung an geladene Eisteilchen belegen PMSE direkt das Auftreten von Temperaturen unterhalb des Frostpunktes von Wassereis (~ 150 K). Ferner können aus der gemessenen Dopplerverbreiterung der PMSE-Spektren turbulente Energiedissipationsraten bestimmt werden und die Schichten selbst dienen als Tracer für Windvariationen auf allen zeitlichen Skalen. Damit werden PMSE-Beobachtungen in Zukunft ein hervorragendes „Werkzeug“ zur Untersuchung der Hintergrundatmosphäre darstellen.

der PMSE nach dem Abklingen eines turbulenten Ereignisses (als rechteckförmiger Puls dargestellt) für verschiedene Eisteilchenradien. Diese Berechnungen zeigen, daß das PMSE Signal im Falle großer Eisteilchen noch lange nach dem Abklingen der aktiven Turbulenz im Neutralgas über dem Rauschniveau liegt. So beträgt die Zeit, in der das PMSE Signal z. B. um 10 dB abklingt, 2.5, 10 und 180 min in der Anwesenheit von Eisteilchen mit Radien von 5, 10 und 20 nm. Diese Rechnungen bieten damit eine Auflösung des scheinbaren Widerspruchs zwischen der Auftrittshäufigkeit von Turbulenz und PMSE in Höhen unterhalb von ~ 86 km, die in Abbildung 2.3 dargestellt sind: Da in diesen

Die oben beschriebene Theorie erlaubt es nun, absolute Volumenreflektivitäten, die mit verschiedenen Radars bei Frequenzen zwischen 50 und 933 MHz (=Braggskalen zwischen 3 m und 16cm) gemessen wurden, mit entsprechenden Rechnungen zu vergleichen (siehe Abbildung 2.5). Dieser Vergleich zeigt deutlich, daß im Rahmen der dargestellten Theorie die gemessenen Reflektivitäten auf der Grundlage gemessener Turbulenzparameter und Schmidtzahlen auch quantitativ bei allen Radarfrequenzen erklärt werden können. Zur weiteren Bestätigung dieser Theorie sollten in Zukunft zeitaufgelöste Messungen der Turbulenzstärke im Höhenbereich von 80-90 km Höhe bei gleichzeitiger Messung der PMSE Signalstärke durchgeführt werden.

2.3 Beobachtungen von leuchtenden Nachtwolken und Temperaturprofilen mit dem ALOMAR RMR-Lidar in Andenes

Das ALOMAR Rayleigh/Mie/Raman-Lidar (RMR-Lidar) auf der Insel Andøya (69,3° N, 16,0° O) am Rande der Arktis ist ein Doppelsystem aus zwei Nd:YAG Leistungslasern, die kurze Lichtpulse (~ 10 ns) der Wellenlängen 1064 nm, 532 nm und 355 nm in die Atmosphäre emittieren. Das von der Atmosphäre rückgestreute Licht wird mit zwei großen schwenkbaren Teleskopen (Spiegeldurchmesser 1,8 m) aufgefangen und mit hoch empfindlichen Photomultipliern nachgewiesen. Das RMR-Lidar ist für den Höhenbereich zwischen 20 km und 100 km ausgelegt und ermöglicht die Messung von relativen Luftdichteprofilen über den gesamten Höhenbereich aus denen unter Annahme hydrostatischen Gleichgewichts Temperaturprofile berechnet werden. Zusätzlich können Aerosole und Wolkenteilchen in der Atmosphäre nachgewiesen werden, so dass die Beobachtung von polaren Stratosphärenwolken und von leuchtenden Nachtwolken (NLC) in der Mesopausenregion möglich ist. Durch die großen Teleskope und leistungsstarken Laser kann die Depolarisation des ausgesendeten Laserlichts an den Aerosolschichten auch dann noch gemessen werden, wenn sie wie für NLC-Teilchen bei 532 nm nur einige Prozent beträgt [Baumgarten *et al.*, 2002a]. Gleichzeitig ist das Instrument voll tageslichtfähig und kann somit auch im gesamten arktischen Sommer betrieben werden.

Jahr	Messungen
2000	87
2001	68
2002	128
2003	104

Tab. 2.0: Anzahl der Messungen in den Jahren 2000 bis 2003.

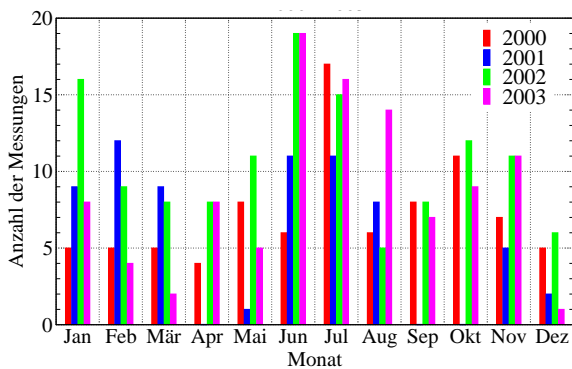


Abb. 2.6: Messstatistik für die einzelnen Monate in den Jahren 2000 bis 2003.

In den letzten vier Jahren konnten mit dem ALOMAR RMR-Lidar insgesamt an 387 Tagen Messungen durchgeführt werden, wobei die Länge der Messungen durch die Wetterbedingungen vorgegeben wird und von einer Stunde bis zu mehr als drei Tagen reichte. Das Wetter ist auch die Hauptursache für die Unterschiede in der Gesamtzahl der Messungen pro Jahr in Tabelle 2.0. In den Jahren 2001, 2002 und 2003 wurden zusätzlich zu der NLC-Messkampagne im Sommer im Januar/Februar Winter-Messkampagnen durchgeführt. Dabei konnte an langen Nachtmessungen, die den Höhenbereich 20 km – 100 km abdecken, die Häufigkeit von Schwerewellen sowie ihre Ausbreitung und Amplituden in der gesamten polaren mittleren Atmosphäre untersucht werden. Besonders gute Wetterbedingungen herrschten im Winter 2001 und 2002 sowie im Sommer 2003. Dies zeigt sich auch sehr deutlich in der saisonalen Verteilung der Messungen in den einzelnen Jahren, die in Abbildung 2.6 dargestellt ist. Durch den Aufbau dieses Datenarchivs kann die Variabilität der Temperaturstruktur und der Schwerewellenaktivität in der mittleren Atmosphäre sowie die jahreszeitliche Variation von NLC [Fiedler *et al.*, 2003] untersucht werden.

Seit 1997 führen wir von Anfang Juni bis Mitte August (2003 sogar bis Ende August) eine intensive NLC-Messkampagne mit 24-stündiger Messbereitschaft durch, was in Abbildung 2.6 deutlich an der Anzahl der Messungen zu erkennen ist. Die Verteilung der Messzeit schwankt wetterabhängig, wie Abbildung 2.7 für den Sommer 2003 zeigt. Die Variabilität der NLC-Häufigkeit (Quotient beider Kurven) zeigt die starke Dynamik der Prozesse in der Mesopausenregion. Als mittlere NLC-Häufigkeit ergibt sich für 2003 ca. 37%, was im Bereich der in

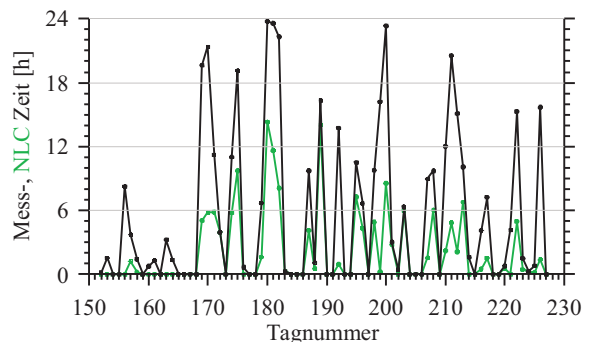


Abb. 2.7: Gesamtmesszeit (schwarz) und Zeitdauer mit NLC-Signal (grün) in Stunden pro Tag im Sommer 2003.

den vorherigen Jahren beobachteten Werte liegt.

Die räumliche Struktur der NLC-Schichten lässt sich untersuchen, wenn die beiden Strahlen des RMR-Lidars bis zu 30° aus dem Zenit geschwenkt werden. Aus den unterschiedlichen NLC-Signalen in den beiden Laserstrahlen konnte, kombiniert mit Windmessungen des ALWIN VHF-Radars, an einem Beispiel eine räumliche Neigung der NLC-Schicht ermittelt werden [Baumgarten et al., 2002b]. Satelliten-Messungen erlauben die Untersuchung der großräumigen Struktur von NLC-Schichten. Aus der Kombination von gleichzeitigen NLC-Beobachtungen über ALOMAR mit dem RMR-Lidar und von Satelliten aus kann bestimmt werden, wie die Ergebnisse der beiden Messtechniken, die sehr unterschiedliche räumliche Auflösungen haben, vergleichbar gemacht werden können [DeLand et al., 2003]. Ein weitere Eigenschaft von NLC-Schichten ist, dass in einigen Fällen periodische Strukturen beobachtet werden (siehe Abbildung 2.8), die vermutlich immer dann auftreten, wenn so genannte Schwerewellen das Temperaturprofil lokal modulieren und es zum Abschmelzen bzw. Kondensieren der NLC-Teilchen kommt.

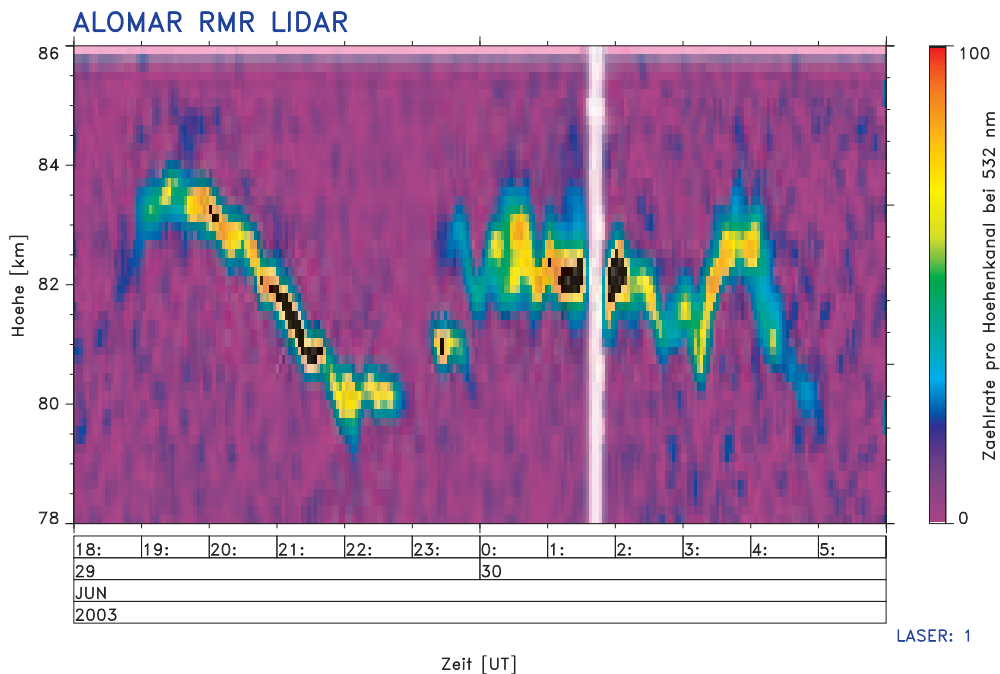


Abb. 2.8: NLC-Messung vom 29.06.2003. Typisch ist das beobachtete Absinken der NLC-Schicht und die periodische Struktur zwischen 00:30 UT und 03:30 UT.

Schwerewellen sind aber nicht nur in NLC-Höhen zu finden, sondern treten in der ganzen unteren und mittleren Atmosphäre auf und können als Dichte- bzw. Temperaturschwankungen mit dem Lidar beobachtet werden. Dies ist für eine lange Wintermessung in Abbildung 2.9 gezeigt. Schon in der zeitlichen Entwicklung der Absoluttemperatur (Abb. 2.9 oben) sind Variationen sichtbar, die aber noch viel deutlicher werden, wenn das arithmetische Mittel aller Profile von den Einzelprofilen abgezogen wird (Abb. 2.9 unten). Diese Variationen, die auf Zeitskalen von wenigen Minuten bis zu 24 h auftreten, werden von verschiedensten Wellen in der Atmosphäre wie z.B. Schwerewellen oder Gezeiten, die zu einer Störungen des mittleren Zustands führen, bestimmt.

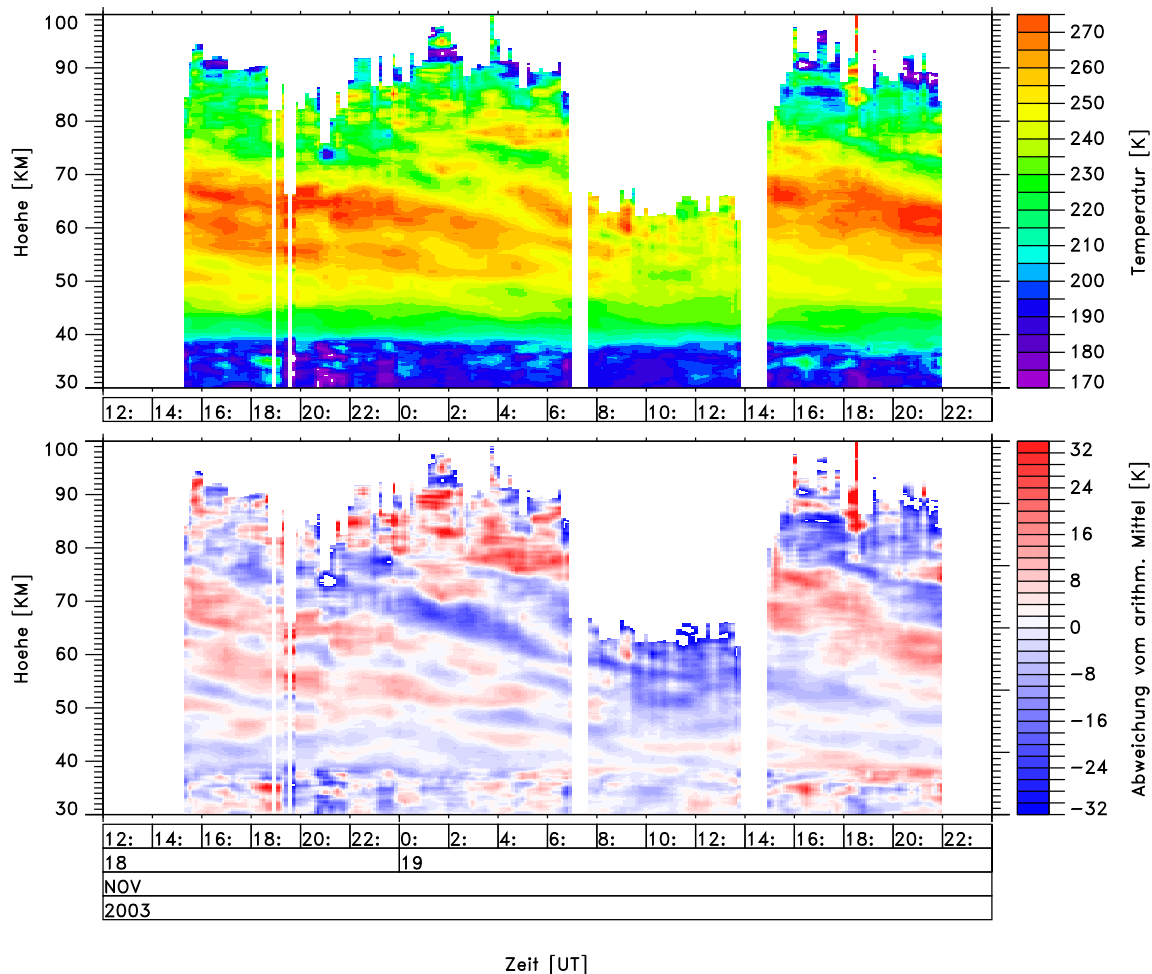


Abb. 2.9: 31-Stunden Messung vom 18.–20.11.2003. Das obere Diagramm zeigt die Temperatur in Kelvin, das untere die Abweichung der Einzelprofile vom mittleren Zustand. Tagsüber verringert sich die für das Lidar erreichbare Höhe durch die notwendigen Tageslicht-Filter.

Da Schwerewellen auch einen wichtigen Einfluss auf die allgemeine Zirkulation in der Atmosphäre haben und erst zu der kalten Sommermesopause führen, die für die Bildung von NLC notwendig ist, wurde eine internationale Raketenkampagne im Juli 2002 in Andenes unter Beteiligung des ALOMAR RMR-Lidars und des ALWIN VHF-Radars durchgeführt. Während der MaCWAVE-Kampagne (Mountain and Convective Waves Ascending Vertically, *Goldberg et al.* [2004]) wurde die Anregung, Ausbreitung und das Brechen von Schwerewellen im Höhenbereich 0 km – 100 km untersucht. Die Messungen des ALOMAR RMR-Lidars deckten dabei die Stratosphäre ab und in Kombination mit den Messungen des ALWIN VHF-Radar konnte gezeigt werden, dass die Wellen sowohl im Bereich der Tropopause/untere Stratosphäre als auch in der unteren Troposphäre angeregt worden waren [*Schöch et al.*, 2004].

In den Wintern 2002 und 2003 wurden die Messungen des ALOMAR RMR-Lidar mit dem ca. 250km südöstlich gelegenen UBonn-Lidar auf der Esrange bei Kiruna in Nordschweden koordiniert. Ziel war, die Temperaturstruktur und deren Variabilität auf beiden Seiten des skandinavischen Bergrückens zu vergleichen [*Blum et al.*, 2003]. Während die allgemeine Temperaturstruktur über beiden Stationen sehr ähnlich war, gab es bei den durch Wellen verursachten Temperaturschwankungen signifikante Unterschiede, die sich mit der unterschiedlichen Anströmung (ALOMAR stromaufwärts, Esrange stromabwärts der Berge) erklären ließen. Über der Esrange wurde eine gleichförmigere Wellenstruktur beobachtet als über ALOMAR, so dass anzunehmen ist, dass über der Esrange vor allem stationäre Bergwellen zu beobachten waren. Die mit dem ALOMAR RMR-Lidar beobachteten Wellen waren dagegen sehr viel variabler und wurden vermutlich lokal an den umliegenden kleineren Erhebungen angeregt [*Blum et al.*, 2004].

2.4 Eigene Veröffentlichungen im Rahmen von Opossum

- Baumgarten, G., K. H. Fricke, and G. von Cossart (2002a), Investigation of the shape of noctilucent cloud particles by polarization lidar technique, *Geophys. Res. Lett.*, *29*(13), doi:10.1029/2001GL013877.
- Baumgarten, G., F.-J. Lübken, and K. H. Fricke (2002b), First observation of one noctilucent cloud by a twin lidar in two different directions, *Ann. Geophys.*, *20*, 1863–1868.
- Berger, U., und U. von Zahn, Icy particles in the summer mesopause region: Three-dimensional modeling of their environment and two-dimensional modeling of their transport, *J. Geophys. Res.*, *107*(A11), 1366, doi:10.1029/2001JA000316, 2002.
- Blix, T., M. Rapp, and F.-J. Lübken (2003a), Relations between small scale electron number density fluctuations, radar backscattering, and charged aerosol particles, *J. Geophys. Res.*, *108*(D8), 8450, doi:10.1029/2002JD002430.
- Blum, U., K. H. Fricke, G. Baumgarten, and A. Schöch (2003), Lidar observations of atmospheric dynamics on both sides of the Scandinavian mountains, in *Proceedings 16th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research*, vol. ESA SP-530, edited by B. Warmbein, pp. 389–394, St. Gallen, Switzerland.
- Blum, U., K. H. Fricke, G. Baumgarten, and A. Schöch (2004), Simultaneous lidar observations of temperatures and waves in the polar middle atmosphere on both sides of the Scandinavian mountains: A case study on January 19/20, 2003, *Atmos. Chem. Phys.*, *4*, 809–816.
- DeLand, M. T., G. Baumgarten, E. P. Shettle, F.-J. Lübken, G. E. Thomas, and J. J. Oliviero (2003), Coincident PMC and NLC observations at ALOMAR since 1995, in *Proceedings Mesospheric Clouds 2003 Workshop*, Galway, Ireland.
- Fiedler, J., G. von Cossart, and G. Baumgarten (2003), Noctilucent clouds above ALOMAR between 1997 and 2001: Occurrence and properties, *J. Geophys. Res.*, *108*(D8), PMR 21/1–9, doi:10.1029/2002JD002419.
- Goldberg, R. A., et al. (2004), The MaCWAVE/MIDAS rocket and ground-based measurements of polar summer dynamics: Overview and mean state structure, *Geophys. Res. Lett.*, *submitted*.
- Lübken, F.-J., M. Rapp, and P. Hoffmann (2002), Neutral air turbulence and temperatures in the vicinity of polar mesosphere summer echoes, *J. Geophys. Res.*, *107*(D15), 4273, doi:10.1029/2001JD000915.
- Lübken, F.-J., and J. Höffner (2004), Experimental evidence for ice particle interaction with metal atoms at the high latitude summer mesopause region, *Geophys. Res. Lett.*, *31*(8), L08103, doi:10.1029/2004GL019586.
- Lübken, F.-J., M. Zeche, J. Höffner, and J. Röttger (2004), Temperatures, polar mesosphere summer echoes, and noctilucent clouds over Spitsbergen (78°N), *J. Geophys. Res.*, *reviewed*.
- Rapp, M., F.-J. Lübken, and T. A. Blix (2003), The role of charged ice particles for the creation of PMSE: A review of recent developments, *Adv. Space Res.*, *31*(9), 2033–2043, doi:10.1016/S0273-1177(03)00226-6.
- Rapp, M., and F.-J. Lübken (2003), On the nature of PMSE: Electron diffusion in the vicinity of charged particles revisited, *J. Geophys. Res.*, *108*(D8), 8437, doi:10.1029/2002JD002857.

- Schiermeier, Q. (2003), Arctic rockets give glimpse of the atmosphere's top layers, *Nature*, *424*, 243.
- Schöch, A., G. Baumgarten, D. C. Fritts, P. Hoffmann, A. Serafimovich, L. Wang, P. Dalin, A. Müllemann, and F. J. Schmidlin (2004), Gravity waves in the troposphere and stratosphere during the MaCWAVE/MIDAS summer rocket program, *Geophys. Res. Lett.*, doi:10.1029/2004GL019837, *submitted*.
- Strelnikov, B., M. Rapp, and F.-J. Lübken (2003), A new technique for the analysis of neutral air density fluctuations measured in situ in the middle atmosphere, *Geophys. Res. Lett.*, *30*(20), 2052, doi:10.1029/2003GL018271.
- von Zahn, U., and U. Berger (2003), Persistent ice cloud in the midsummer upper mesosphere at high latitudes: Three-dimensional modeling and cloud interactions with ambient water vapor, *J. Geophys. Res.*, *108*(D8), 8451, doi:10.1029/2002JD002409.