

**Messung stratosphärischer Spurengase über
Ny-Ålesund, Spitzbergen, mit Hilfe eines
bodengebundenen Mikrowellen-Radiometers**

**Observation of stratospheric trace gases over
Ny-Ålesund, Spitsbergen, using a
groundbased microwave-radiometer**

Uwe Raffalski

Uwe Raffalski
Swedish Institute of Space Physics
Box 812
S-98128 Kiruna
Sweden

e-mail: Uwe.Raffalski@irf.se

Die vorliegende Arbeit ist die inhaltlich unveränderte Fassung einer Dissertation, die im September 1997 am Fachbereich Physik der Universität Bremen zur Erlangung eines Grades des Doktor der Naturwissenschaften eingereicht wurde.

Überblick

Die Atmosphäre, die die Erde umgibt, schützt sie vor schädlichen Anteilen der Sonnenstrahlung. Ohne diesen Schutz würde biologisches Leben auf der Erde schwer geschädigt und könnte wohl nicht überleben. Die Schicht, in der Ozon die ultraviolette (UV) Strahlung absorbiert, ist mit etwa 20 km jedoch nur von geringer Dicke. Diese Ozonschicht ist aber durch anthropogenen Eintrag von vor allem chlorhaltigen Substanzen in die Atmosphäre einer zunehmenden Zerstörung ausgesetzt.

Die Kenntnisse aus der Ozonforschung veranlassten die Politik, eine weitgehende Reduzierung dieser Substanzen und ein Verbot von Fluorchlorkohlenwasserstoff-Verbindungen (FCKW) durchzusetzen (Protokoll von Montreal, 1997). Allerdings ist das Maximum der stratosphärischen Chlorkonzentration noch nicht erreicht, weshalb Messungen zur möglichst globalen Beobachtung der Ozonschicht immer noch eine wichtige Bedeutung zukommt.

Das Netzwerk für die Beobachtung von Veränderungen in der Stratosphäre (Network for the detection of stratospheric change, NDSC) ist ein Versuch, mit Hilfe eines Satzes definierter Mess-Instrumente an vielen Mess-Stationen weltweit eine globale Übersicht über den Zustand der Stratosphäre zu gewinnen.

Das Alfred-Wegener-Institut für Meeres- und Polarforschung (AWI) in Bremerhaven betreibt eine solche Forschungsstation in Ny-Ålesund, Spitzbergen, als Teil der arktischen NDSC-Station. Die Messungen, die der vorliegenden Arbeit zugrunde liegen, sind an der Koldewey-Station des AWI durchgeführt worden.

Das gemessene Spurengas Chlormonoxid (ClO) ist nach derzeitiger Kenntnis an der Zerstörung der polaren Ozonschicht massgeblich mitbeteiligt. Chlormonoxid kann bis heute nur mit Hilfe der Mikrowellen-Radiometrie anhand von Rotationsübergängen höhenaufgelöst gemessen werden. Das Radiometer für atmosphärenphysikalische Messungen, RAM, entwickelt an der Universität Bremen, das seit November 1994 kontinuierlich in Ny-Ålesund betrieben wird,

misst Ozon und Chlormonoxid gleichzeitig. Damit ergibt sich die Möglichkeit neben ClO auch dessen Auswirkung auf Ozon zu beobachten. Allerdings beschränkt sich die hier vorliegende Arbeit auf die Auswertung der ClO-Messungen. Nur in einigen wenigen Fällen wird auf Ozon-Messungen Bezug genommen, ohne dass jedoch weiter auf sie eingegangen wird.

In dieser Arbeit werden ClO Messungen der Jahre 1994 bis 1997 präsentiert. Die Weiterentwicklung des Gerätes wie der Software führten im Verlaufe dieser vier Jahre zu einer stetigen Verbesserung der Datenqualität. Mit den hochaufgelösten Spektren und geeigneten Inversionsverfahren lassen sich nun Informationen über die Höhenverteilung des ClO gewinnen, die einen wichtigen Beitrag zur Kenntnis der polaren Stratosphäre liefern können.

In einem Radiometer-Vergleich wurden 1997 vier ClO-Radiometer (einschliesslich des RAM) auf Spitzbergen verglichen. Vorläufige Ergebnisse werden in dieser Arbeit präsentiert. In einem ersten Versuch wurden auch Daten einzelner Tage zur Bestimmung des ClO-Tagesgangs verwendet und mit einem Chemie-Modell verglichen. Eine Untersuchung der meteorologischen Bedingungen anhand von Sondendaten der Koldewey-Station zeigt, dass Ny-Ålesund ein guter Standort für ClO-Messungen dieser Art ist. Beeinträchtigungen durch troposphärischen Wasserdampf sind zwar gegeben. Es wird aber auch deutlich, dass eine höhere Empfindlichkeit des Radiometers (z. B. durch den Einsatz von SIS-Technologie) die Datenbasis immens vergrössern kann.

Abstract

The atmosphere surrounding the earth prevents against the harmful part of the sunlight. Without this protection biological life on earth would be damaged and most likely would not survive. However, the layer where ozone absorbs the ultraviolet (uv-) radiation is remarkably thin. This ozone layer is increasingly threatened by anthropogenic deposit of chlorine compounds into the atmosphere.

The scientific results convinced politicians to get through a worldwide reduction of these compounds and a ban of chlorofluorocarbon (CFC) production (Montreal protocol, 1987). But the maximum stratospheric chlorine loading is still not reached yet. Therefore a global monitoring of the ozone layer is of great importance.

The Network for the Detection of Stratospheric Change, NDSC, is an approach to obtain a global view on the state of the stratosphere by employing a set of well defined measurements at many different stations all over the world.

The Alfred-Wegener-Institute of Marine and Polar research (AWI) in Bremerhaven operates such a research station in Ny-Ålesund, Spitzbergen, as part of the Arctic NDSC station. The measurements presented in this thesis have been performed at the der Koldewey-Station of the AWI.

The measured trace gas chlorine monoxide (ClO) to the present knowledge is considerably involved in the destruction of the polar ozone layer. Until now, the Chlorine monoxide altitude distribution can only be detected by rotation transitions in the mm-wave regime by a microwave receiver. The Radiometer for Atmospheric Measurements, RAM, developed at the Bremen University, and since November 1994 continuously operated in Ny-Ålesund observes ozone and chlorine monoxide simultaneously. This offers the opportunity not only to measure ClO but to study the effect of enhanced ClO on stratospheric ozone. However, this thesis is restricted to the ClO measurements. In just a few cases it is referred to the ozone measurements without going into details.

In this thesis ClO measurements of the years 1994 to 1997 are presented. The continuing development of the instrument during the course of these four years lead to a steady improvement of the data quality. The high frequency resolution of the spectra along with an appropriate inversion technique provides with information about the ClO altitude distribution. This may contribute to the further knowledge of the polar stratosphere.

In a radiometer intercomparison campaign on Spitsbergen in 1997 four ClO radiometer (including the RAM) have been involved. Preliminary results are presented in this work. In a first attempt data of some days have been used to determine the ClO diurnal variation and were compared to calculations of a chemical model. An examination of the meteorological conditions using radiosonde data of the Koldewey-station proved that Ny-Ålesund is a quite good place for ClO mm-wave measurements. Measurements were impaired by tropospheric water vapor, but it is obvious that a higher radiometer sensitivity (e. g. employing SIS-technology) may strongly improve the data base.

Danksagung

Zuerst danke ich Prof. Klaus F. Künzi für seine hilfreichen Kommentare und die Zeit, die er sich für die Diskussion meiner Arbeit nahm.

Dann danke ich Prof. John P. Burrows für die Übernahme des Koreferats.

Desweiteren gilt mein Dank 'meinem' Postdoc Ulf Klein, der mit der Verwirklichung des RAM-Projekts 1993 die Grundlage für diese Arbeit legte und während der letzten eineinhalb Jahre meine Arbeit kritisch begleitete.

Meinen Kollegen Björn-Martin Sinnhuber und Jens Langer verdanke ich viele anregende Fragestellungen zu meiner Arbeit. Ausserdem waren sie meistens zur Stelle, wenn es mit dem Computer mal wieder nicht so ganz klappte ...

Gerhard Schwaab danke ich für die Betreuung zu Beginn meiner Arbeit und für die nächtelange Entwicklungsarbeit an dem Gerät auf Spitzbergen.

Stefan Bühler gilt mein Dank, der mir bei den vielfältigen und manchmal nicht nachvollziehbaren Tücken und Fallstricken des Vorwärtsprogramms wertvolle Hinweise geben konnte.

Für die Überlassung zum Teil noch unveröffentlicher Daten möchte ich mich bei Joachim Urban, Folkard Wittrock, Martyn Chipperfield sowie bei den Micro-wavern aus Karlsruhe und Stony Brook bedanken.

Nicht zuletzt möchte ich an dieser Stelle Ingo Beninga und Hauke Schütt, den beiden ehemaligen Stations-Ingenieuren der Koldewey-Station in Ny-Ålesund danken. Sie haben während langer und dunkler Winternächte dem Stampfen der Kompressoren, dem Sirren der Motoren und Geblubber des Stickstoffs gelauscht, und auch schon mal Hand angelegt, falls es dem RAM einmal schlecht ging und niemand des Bremer Teams vor Ort war.

Darüberhinaus danke ich den vielen Kolleginnen und Kollegen des Instituts für Fernerkundung für die gemeinsame Zeit am Institut, die die Entstehung dieser Arbeit auf unterschiedlichste aber meistens angenehme Weise begleitet haben.

Dem Alfred-Wegener-Institut gilt ein zweifacher Dank. Die Wochen an der Koldewey-Station in Ny-Ålesund werden mir in lebhafter Erinnerung bleiben! Die gewährte Unterstützung war in allen Belangen ausgezeichnet und machte das Leben und Arbeiten 1200 km vom Nordpol entfernt überaus angenehm. Darüber hinaus übernimmt das AWI die Veröffentlichung meiner Arbeit, was ich sehr zu schätzen weiss.

Diese Arbeit wurde unterstützt durch das Projekt **Stratosphärische Ozonvariationen im Bereich des Polarwirbels (II)** des Bundesministeriums für Bildung und Forschung (BMBF) und durch das Projekt **European Stratospheric Monitoring Stations in the Arctic (ESMOS/Arctic I-IV)** des Environment Program II der Kommission der Europäischen Union

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Die Erdatmosphäre	5
3	Dynamische und chemische Prozesse der Atmosphäre	7
3.1	Dynamik der Atmosphäre	7
3.2	Chemische Prozesse in der Atmosphäre	8
4	Spurengase im Mikrowellen-Bereich	13
4.1	Spektrallinien im Mikrowellen-Bereich	13
4.2	Spektroskopische Eigenschaften des Chlormonoxids (ClO)	13
4.3	Strahlungstransport	14
4.4	Inversion der Spektren	17
5	MW-Radiometrie	19
5.1	MW-Radiometrie der Atmosphäre mit dem RAM	19
5.2	Das Akusto-Optische Spektrometer	21
5.3	Messmethoden	22
5.3.1	Total Power-Methode	22
5.3.2	Beam Switch-Methode	24
5.3.2.1	Umrechnung auf Zenit-Helligkeitstemperatur	25
5.3.2.1	Berechnung des airmass-Faktors	26
5.4	Qualitativer Vergleich beider Methoden	28
5.5	Die Realisierung beider Messmethoden mit dem RAM	28
6	Atmosphärischer Wasserdampf	31
6.1	Vertikale und globale Verteilung	31
6.2	Spektroskopische Eigenschaften	32

6.3	Flüssigwasser-Äquivalent und Opazität	35
6.4	Statistische Untersuchungen zum troposphärischen Wasserdampf über Ny-Ålesund	36
6.4.1	Vergleich von RAM-Daten mit Sondendaten	37
6.4.2	Die Winter 1992 bis 1997	47
7	Auswertung der CIO-Daten	51
7.1	Die Rohspektren des RAM	51
7.2	Aufbereitung der CIO-Rohspektren	54
7.2.1	Zur Qualität der Rohspektren	55
7.2.2	Kalibration der Daten	56
7.3	Baseline-Effekte in den kalibrierten Spektren	58
7.3.1	Der Einfluß des „Back-End“	58
7.3.2	Stehwellenstrukturen durch Reflexion im „Front-End“	58
7.3.3	Einfluß des troposphärischen Wasserdampfs auf empfangene Spektren des RAM	59
7.3.3.1	Variabler Beitrag zum Untergrund des Signals	59
7.3.3.2	Auswirkungen auf die CIO-Spektren	60
7.4	Behandlung der Baseline	63
7.5	Das Differenzspektrum Tag-Nacht	64
8	Ergebnisse der CIO-Daten	67
8.1	CIO-Messungen der Winter 1993/94 bis 1995/96	68
8.1.1	MW-Messungen anderer Instrumente	71
8.1.1.1	Vergleich mit ASUR-Daten	72
8.1.1.2	Vergleich mit MLS-Daten	76
8.1.2	Vergleich mit dem SLIMCAT-Modell	77
8.1.3	Schlußfolgerungen aus den Messungen 1994/95	78
8.2	CIO-Messungen des Winters 1996/97	79
8.2.1	Vergleich mit anderen MW-Radiometern	88
8.2.1.1	Ergebnisse des Instruments aus Karlsruhe	89
8.2.1.2	Ergebnisse des Instruments aus Stony Brook	91
8.2.1.3	Vorläufiges Fazit des Vergleichs	92
8.2.2	Berechnung der Säulendichten des CIO	92
8.2.3	Vergleich mit DOAS-Messungen	94
8.2.4	Schlußfolgerungen aus den Messungen 1996/97	96
9	Zusammenfassung und Ausblick	97
	Literaturverzeichnis	101

Verzeichnis der Abbildungen

2.1	Temperaturverlauf der Erdatmosphäre	6
3.1	Temperaturabhängigkeit des Verhältnisses $[(\text{ClO})_2]/[\text{ClO}]$	12
4.1	Druckverbreiterung der ClO-Emissionslinie bei 204 GHz	16
5.1	Beschreibung des Heterodyn-Prinzips	20
5.2	Kalibration einer Antennentemperatur	23
5.3	Fehler des Luftmassen-Faktors durch eine falsche Winkeleinstellung	27
6.1	Helligkeitstemperatur und Opazität der Atmosphäre für 1 - 100 GHz	33
6.2	Aus MW-Daten ermittelte Opazitäten des Winters 1995	36
6.3	Vergleich der Opazitäten aus Sonden- und MW-Daten	38
6.4	Korrektur der von Sondendaten angegebenen relativen Feuchtigkeit	40
6.5	Abweichung der Opazitäten durch fehlerhafte RH-Daten	40
6.6	Opazitäten nach Berechnung mit gauss- bzw. pencil beam-Antenne	41
6.7	Mittlere Atmosphärentemperatur der Winter 1992-97	45
6.8	Abbildungen der Opazitäten (aus Sondendaten) der Jahre 1992-97	49
7.1	Funktionsdiagramm des Programms zur Datenaufbereitung	52
7.2	Beispiele kalibrierter Spektren aus Ozon- und ClO-Messungen	53
7.3	Helligkeitstemperaturen synthetischer ClO- und Ozon-Spektren	60
7.4	Variabilität des Slope aufgrund troposphärischen Wasserdampfgehalts	61
7.5	ClO-Spektrum aus dem Winter 1996	63

8.1	PV und Temperatur auf 475 K über Ny-Ålesund im Winter 1995	68
8.2	CIO-Spektren und invertierte Profile des Winters 1994/95	69
8.3	PV und Temperatur über Ny-Ålesund an 6 Tagen im März 1995	70
8.4	Vergleich der CIO-Profile von RAM und ASUR vom 4.3. 1995	73
8.5	PV-Karte auf 475 K mit Flugroute der FALCON am 4./5. März 1995 .	74
8.6	Vergleich des RAM-Profils mit denen des ASUR vom 5.3. 1995	74
8.7	CIO-VMR aller ASUR-Messungen des 4./5. März in 20 km Höhe	75
8.8	Vergleich der RAM-Profile mit denen des SLIMCAT-Modells	77
8.9	Die Entwicklung des CIO-Signals am 13. März 1997	79
8.10	Spektrum Tag-Nacht für den 13. März 1997	80
8.11	VMR und Spektrum für die Methode der Skalierungsfaktoren	80
8.12	VMRs und Spektren mit unterschiedlichen Skalierungsfaktoren	82
8.13a	CIO-Messungen des RAM ausgewertet mit Skalierungsfaktoren	84
8.13b	CIO-Messungen des RAM ausgewertet mit Skalierungsfaktoren	85
8.14	Entwicklung des CIO-Signals im Verlaufe des Winters 1997	85
8.15	PV und Temperatur auf 475 K über Ny-Ålesund im Winter 1997	86
8.16	PV und Temperatur über Ny-Ålesund an 8 Tagen im Winter 1997	87
8.17	Tag- und Nacht-Spektrum für O ₃ und CIO des Karlsruher Radiometers	89
8.18	Differenzspektrum Tag-Nacht des CIO vom 17.3. (Karlsruhe)	90
8.19	Differenzspektrum Tag -Nacht des CIO vom 17.3. (Stony Brook)	91
8.20	Säulendichten-Vergleich des CIO (RAM) mit OCIO (DOAS)	95
8.21	Korrelation zwischen CIO- und OCIO-Säulendichten	95

1 Einleitung

Seit Mitte der 70er Jahre zeigten die Ozon-Messungen an der britischen Forschungs-Station Halley Bay eine zunehmende Reduzierung des Ozongehalts der Stratosphäre im antarktischen Frühling an. Die Veröffentlichung von Farman [1985] über ausgesprochen niedrige Ozonwerte in der unteren Stratosphäre brachte Bewegung in die Wissenschaft. Eine daraufhin stattfindende Überprüfung der Auswertung von TOMS-Satellitendaten (Total Ozone Mapping Spectrometer) ergab, dass die außerordentlich niedrigen Ozonwerte der Messungen als unrealistisch angesehen und verworfen wurden. Nachdem dieser Fehler erkannt war, wurden die Werte von Farman durch die TOMS-Daten bestätigt

Diese Veröffentlichung gilt als Auslöser der weltweit mit großem Aufwand durchgeführten Forschungsaktivitäten zur Ozonschicht der Erde.

Neben der Sorge um die erhöhte UV-Einstrahlung auf den antarktischen Kontinent stellte sich die Frage nach den ökologischen und biologischen Auswirkungen solch eines 'Ozonlochs' über der wesentlich dichter besiedelten Nordhemisphäre. Dabei ging und geht es auch heute darum, ob die gestörte stratosphärische Chemie, wie sie über der Antarktis beobachtet wurde, auch ein mögliches Szenario für die Arktis ist. Nach heutigen Erkenntnissen ist es vor allem das Chlor, das unter solch gestörten stratosphärischen Bedingungen für die dramatische Ozonabnahme verantwortlich gemacht wird. Dieses Chlor ist zum größten Teil durch den Menschen freigesetzt worden und kann in der Form der Fluor-Chlor-Kohlenwasserstoffe (FCKW) als weitgehend inertes Gas bis in die untere Stratosphäre gelangen. Dort werden die Chlor-Verbindungen photochemisch aufgebrochen und das Chlor beginnt sein zerstörerisches Werk.

Es hat sich gezeigt, dass vor allem aufgrund der geographischen und der damit verbundenen meteorologischen Unterschiede das 'Ozonloch' bisher noch nicht

2 Einleitung

in dem dramatischen Ausmaß über der Nordhemisphäre beobachtet wurde, wie es sich mittlerweile alljährlich über der Antarktis einstellt. Doch bestehen begründete Befürchtungen, dass in den kommenden Jahren aufgrund der bisher am Boden freigesetzten stabilen Chlor-Verbindungen noch ein verstärkter Ozonabbau auch über der Arktis erwartet werden kann.

Umso wichtiger erscheint es, diese Entwicklung aufmerksam zu verfolgen, um ohne Zweifel die verantwortlichen Substanzen (neben Chlor ist dies auch Brom sowie die anderen Radikale OH, NO) benennen zu können, und auf politischer Ebene auf die Reduzierung oder gar das Verbot der entsprechenden anthropogenen Quellgase drängen zu können.

Zielsetzung der Arbeit

Ziel dieser Arbeit ist es, mit Hilfe der Mikrowellen-Fernerkundung einen Beitrag zu liefern zur derzeitigen Erforschung der Erdatmosphäre. Dabei lag das Schwergewicht der Arbeit auf der Beobachtung stratosphärischen Chlormonoxids (ClO), das gegenwärtig ausschließlich mittels Millimeterwellen-Technik mit ausreichender vertikaler und zeitlicher Auflösung detektiert werden kann. Ganz konkret war das Ziel die Bestimmung des Gehalts des Chlormonoxids in der unteren Stratosphäre zwischen 15 und 50 km während der Winterperioden 1993/94 bis 1996/97 anhand von Emissionslinien im Millimeter-Wellen-Bereich.

Mit dem **R**adiometer für **a**tmosphärenphysikalische **M**essungen (**RAM**), das am Institut für Erdfernerkundung der Universität Bremen zu diesem Zwecke entwickelt wurde, sind die Messungen seit März 1994 ausgeführt worden. Die ClO-Messungen sind Bestandteil eines weltweiten Netzwerks, das abzielt auf die Erforschung der Stratosphäre. Ny-Ålesund (78.9N/11.9E) auf Spitzbergen, der Ort, an dem die ClO-Messungen durchgeführt wurden, ist in besonderer Weise geeignet, die polare Stratosphäre zu beobachten und Veränderungen festzustellen. Deshalb ist die Station des Alfred Wegener Instituts, Bremerhaven, in Ny-Ålesund als sogenannte 'Primary Station' des 'Network for the Detection of Stratospheric Changes' (NDSC) ausgewählt worden. Mit Fertigstellung der Forschungs-Station des NDSC im November 1994 nahm das RAM darin den operationellen Mess-Betrieb auf.

Zusätzlich zur Auswertung der ClO-Messungen sollten im Rahmen dieser Arbeit die Mess-Bedingungen, d. h. die Beeinträchtigungen durch troposphärischen Wasserdampf untersucht werden.

Außerdem ergab sich im Rahmen dieser Arbeit auch die Möglichkeit, die Ergebnisse der ClO-Messungen mit denen anderer Instrumente zu vergleichen, die ebenfalls stratosphärisches ClO gemessen haben.

Inhalt dieser Arbeit

Die drei folgenden Kapitel dienen der Einführung in die Physik und Chemie der Erdatmosphäre. Da darüber bereits sehr viele und gute Bücher verfasst wurden, fasse ich hier bewußt nur kurz die wesentlichen Aussagen zusammen, die im weiteren Fortgang der Arbeit von Bedeutung sind.

In Kapitel 5 stelle ich das RAM und die Messmethoden der Mikrowellen-Radiometrie dar.

Die darauf folgenden drei Kapitel stellen Ergebnisse der RAM-Messungen dar. Dabei ist Kapitel 6 dem Einfluß troposphärischen Wasserdampfs auf die ClO-Messungen gewidmet und behandelt neben den RAM-Messungen das Thema der Feuchtemessungen durch Radiosonden.

Kapitel 7 beschreibt die Auswertung der ClO-Messungen und deren Probleme, während in Kapitel 8 schließlich die Ergebnisse präsentiert werden und auch der Vergleich mit anderen Messinstrumenten vorgestellt wird.

2 Die Erdatmosphäre

Die Erdatmosphäre kann anhand ihres Temperaturverlaufs in unterschiedliche Bereiche eingeteilt werden, wie dies auch Abbildung 2.1 zeigt. Der unterste Bereich, die Troposphäre, ist gekennzeichnet durch einen negativen Temperaturgradienten und wird nach oben durch die Tropopause begrenzt. Der Beginn der Tropopause wird durch einen Temperaturgradienten > -0.2 K definiert und liegt in hohen Breiten bei etwa 7-10 km und in niedrigen Breiten bei bis zu 17 km Höhe. In diesem Bereich spielt sich jegliches Wettergeschehen ab.

Oberhalb der Tropopause nimmt die Temperatur stark zu. Dieser Bereich, charakterisiert durch einen positiven Temperaturgradienten, wird als Stratosphäre bezeichnet und reicht hinauf bis in Höhen um 50 km. Hier finden wichtige photochemische Prozesse statt, wie z. B. die Photodissoziation von Ozon unter Absorption von UV-Strahlung (vor allem im Wellenlängenbereich 240-320 nm). Auf diese Weise wird die für das Leben auf der Erde äußerst schädliche kurzwellige UV-Strahlung aus dem Sonnenlicht weitestgehend 'herausgefiltert'.

Nach oben wird die Stratosphäre abgegrenzt durch die Stratopause, in der sich der Temperaturgradient wieder umkehrt.

Oberhalb schliesst die Mesosphäre mit negativem Temperaturgradienten an, begrenzt wiederum durch die Mesopause in etwa 86 km. Darüber folgt die Thermosphäre mit ausgesprochen hohen Temperaturen, die Ionosphäre, die Magnetosphäre und schliesslich der Bereich, der sich nicht mehr vom Weltraum abgrenzen lässt, die Exosphäre.

Der Bereich oberhalb der Mesosphäre ist für diese Arbeit nicht mehr von Interesse und wird darum in Abbildung 2.1 nicht mehr gezeigt.

6 Die Erdatmosphäre

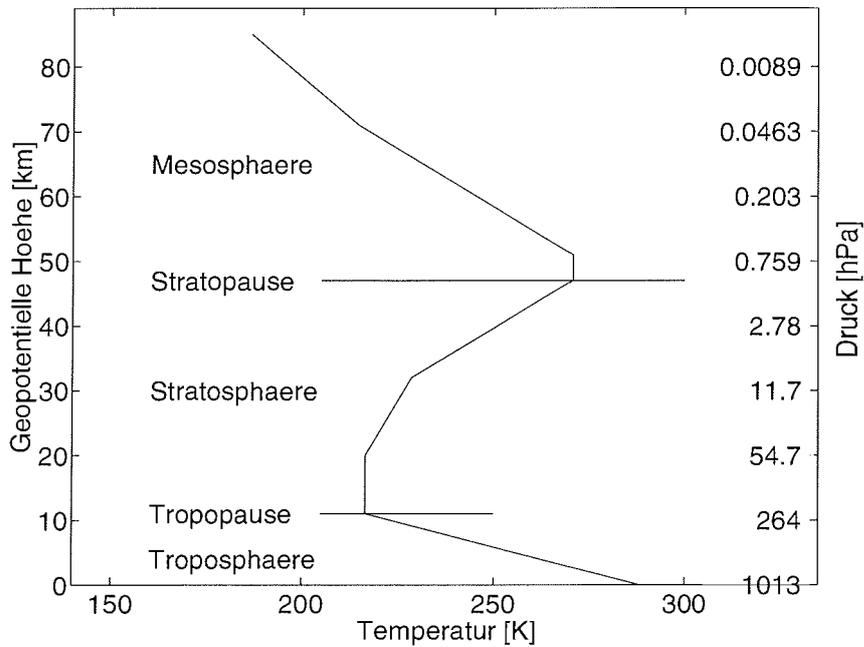


Abbildung 2.1: Temperaturverlauf und Einteilung der Höhenschichten nach der US-Standard-Atmosphäre. An der rechten y-Achse ist der Druck angegeben.

Die Höhenangaben sollten allerdings nicht darüber hinwegtäuschen, dass die Atmosphäre, die die Erde umgibt, und dadurch eine gewisse Schutzfunktion für das Leben auf der Erde darstellt, von ausgesprochen geringer Dicke ist.

3 Dynamische und chemische Prozesse der Atmosphäre

3.1 Dynamik der Atmosphäre

Wie oben beschrieben, kommt der positive Temperaturgradient in der Stratosphäre durch die Absorption kurzwelliger Sonneneinstrahlung durch Ozon zustande. Fehlt das Sonnenlicht, wie dies über der polaren Region im Winter der Fall ist, dann beginnen die Luftmassen abzukühlen und abzusinken. Durch das Absinken werden die darunterliegenden Luftmassen komprimiert, wodurch sie erwärmt werden. Es bildet sich ein neues Gleichgewicht aus und die Absinkbewegung wird vermindert. Durch das Absinken der Luftmassen wird allerdings darüber ein Nachströmen von Luftmassen aus niedrigeren Breiten erzeugt. Unter dem Einfluss der Coriolis-Kraft werden diese einströmenden Luftmassen auf der Norhalbkugel nach Osten abgelenkt. Auf diese Weise entsteht ein Bereich starker Westwinde, der den Rand des Polarwirbels definiert. Gegenüber den sie umgebenden Luftmassen sind die Luftmassen innerhalb des Wirbels relativ gut abgeschlossen. Mit der zunehmenden Sonneneinstrahlung am Ende des polaren Winters erwärmen sich die eingeschlossenen Luftmassen und die Zirkulation bricht schließlich zusammen.

Störungen des Polarwirbels durch sogenannte planetare Wellen¹, die durch orografische Verhältnisse der Erdoberfläche angeregt werden und sich in größere Höhen fortsetzen, sorgen für die Einmischung subpolarer Luftmassen in den Wirbel, die Erwärmung des Wirbels und führen gegen Ende des polaren Winters unter Umständen zum frühen Aufbrechen des Polarwirbels.

¹ Extreme Formen dieser planetaren Wellen treten auf als plötzliche stratosphärische Erwärmungen. Sie erreichen eine Temperaturerhöhung der Stratosphäre von bis zu 50 K innerhalb weniger Tage (s. dazu McIntyre [1983] und Naujokat [1994])

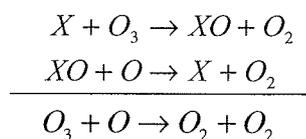
Über der Arktis kann es zu solchen Störungen durch planetare Wellen kommen², die z. B. durch hohe Gebirgszüge der Nordkalotte wie die Rocky Mountains angeregt werden. Durch diese Einnischung subpolarer Luftmassen werden die Konzentrationen der ozonzerstörenden Substanzen (vor allem des ClO) vermindert und ein dramatischer Ozonabbau in dem Maße und der Ausdehnung, wie er über der Antarktis üblich ist, findet über der Arktis nicht statt.

3.2 Chemische Prozesse in der Stratosphäre

Da das Thema der verschiedenen Ozonbildungs- und Ozonabbau-Mechanismen schon in vielen Variationen mehr oder weniger ausführlich dargestellt wurde, möchte ich an dieser Stelle nicht ein weiteres längeres Kapitel dieser Liste hinzufügen. Eine umfassende Darstellung des Stands der Forschung bis 1995 unter Angabe der wesentlichen Veröffentlichungen zu diesem Thema gibt Wayne [1995]. Eine knappe Zusammenfassung wichtiger Aspekte der Ozonchemie findet sich in Crewell [1993] und Heese [1996].

An dieser Stelle also nur eine sehr knappe Zusammenfassung.

Der erste Versuch von Chapman [1930] zur Beschreibung der stratosphärischen Ozonchemie ist eine reine Sauerstoffchemie, welche die Ozonkonzentration der Atmosphäre um ca. 30% höher abschätzt, als sie tatsächlich beobachtet wird (Fabian [1992]). Bates [1950] schlug zusätzlich katalytische Reaktions-Zyklen vor, in denen Ozon abgebaut wird, ohne dass die Katalysator-Substanz zerstört wird. Als wirksame Katalysatoren werden heute vor allem folgende Radikale betrachtet: NO, OH, Br und Cl. Diese Radikale kommen zwar nur in sehr geringen Konzentrationen, eben als Spurengase, in der Atmosphäre vor, doch können sie unter Umständen mehrere Zehntausend mal den katalytischen Prozess durchlaufen und Ozon zerstören. Dabei sind die Reaktionszyklen der einzelnen Substanzen im wesentlichen gleich:



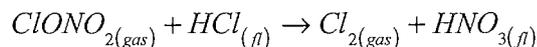
Die Geschwindigkeitskonstanten für diese katalytischen Reaktionen sind untereinander nicht sehr verschieden. Sie betragen zwischen $9.3 \cdot 10^{-12}$ bis $3.7 \cdot 10^{-11}$, sind damit aber um mehr als 4 Größenordnungen größer als die des Chapman-Zyklus mit $6.8 \cdot 10^{-16}$. (Reaktionskonstanten k_{220} für 220 K in $\text{cm}^3 \text{Moleküle}^{-1} \text{s}^{-1}$ nach Wayne [1992])

² Extreme Formen dieser planetaren Wellen treten auf als plötzliche stratosphärische Erwärmungen. Sie erreichen eine Temperaturerhöhung der Stratosphäre von bis zu 50 K innerhalb weniger Tage (s. dazu McIntyre [1983] und Naujokat [1994])

Von besonderem Interesse für die Atmosphäre sind die Chlor-Verbindungen, da der totale Chlor-Gehalt nach Aussagen der WMO einen kontinuierlich Anstieg von ca. 2.8 % pro Jahr zeigt (nach WMO[1991]). Dieser Anstieg ist anthropogenen Ursprungs (im Wesentlichen durch die Verwendung von FCKWs bedingt), lediglich ein geringer Anteil der gesamten Chlor-Last der Stratosphäre stammt aus ozeanischem Methylchlorid (CH_3Cl).

Nur ein kleiner Teil der als **aktive** Chlorverbindungen bezeichneten Substanzen Cl und ClO ist nicht in sogenannten Chlor-Reservoirs (hauptsächlich Chlornitrat, ClONO_2 , und Salzsäure, HCl) gebunden³. In einer Situation **ungestörter** Chemie der Stratosphäre geht die Freisetzung von Chlor nur sehr langsam vorstatten, so dass der Einfluss des Chlors auf den Ozonabbau in der unteren Stratosphäre (um 20 km) nur etwa 10% beträgt. (Shindell [1995a]).

In einer Situation **gestörter** Chemie verbleibt das Chlor nicht in den Reservoirgasen. Durch heterogene Reaktionen (Reaktionen zwischen Substanzen in der Gasphase und festen Bestandteilen) können gerade diese Reservoirgase miteinander reagieren und aktives Chlor in Form von Cl_2 freisetzen:



Für diese Prozesse sind sogenannte ‘polare stratosphärische Wolken’ (**polar stratospheric clouds, PSC**) vonnöten, wie sie nur bei tiefen Temperaturen (<195 K) innerhalb des polaren Vortex auftreten können. Anhand ihrer Entstehungstemperatur⁴ werden zwei Typen von PSC unterschieden:

- **PSC Typ I**

Ab $T < 195$ K bilden sich zwei Arten von Partikeln: **Typ Ia**, feste Teilchen aus Salpetersäuretrihydrat ($\text{HNO}_3 \cdot (\text{H}_2\text{O})_3$, NAT) oder Schwefelsäuretrihydrat ($\text{H}_2\text{SO}_4 \cdot (\text{H}_2\text{O})_3$, SAT) und **Typ Ib**, Tröpfchen einer unterkühlten ternären Lösung von etwa 3% Schwefelsäure, 30-50% Salpetersäure und Wasser (‘supercooled ternary solution’, STS).

- **PSC Typ II**

Ab $T < 187$ K entstehen Wasser-Eiskristalle.

Die Größe der Partikel ist etwa $1 \mu\text{m}$ für PSC Typ I und etwa $10 \mu\text{m}$ für PSC Typ II. Die Oberfläche der Eiskristalle ermöglicht die oben erwähnte Reaktion der Bildung von HNO_3 und aktivem Chlor.⁵

³ Im Gegensatz zu Chlor gibt es für Brom kein heute bekanntes effektives Reservoir, wodurch Brom, wiewohl in geringerer Konzentration vorhanden, eine 10-50 mal höhere katalytische Aktivität besitzt (nach Wayne [1992]).

⁴ Die Bildungstemperaturen sind abhängig von der Konzentration von HNO_3 bzw. H_2SO_4 und Wasser.

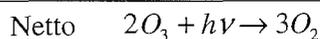
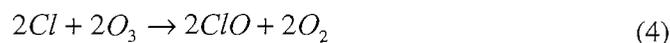
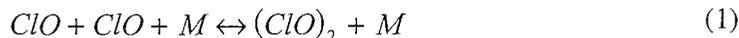
⁵ Nach den Modellrechnungen von Shindell [1995a] reichen Aerosol-Oberflächen innerhalb eines Einheitsvolumens in der Größenordnung $1 \mu\text{m}^2/\text{m}^3$ bei einer Temperatur von 188 K (PSC Typ Ia) aus, um eine vollständige Chloraktivierung zu bewirken

Falls PSC über längere Zeit bestehen, kann es durch Absinken dieser relativ großen Partikel zu einer Denitrifizierung und Dehydratifizierung der Luftmassen kommen, wodurch die Bildung von ClONO_2 bzw. HCl und damit die Deaktivierung des Chlors dauerhaft unterbrochen ist. So können vor allem die Partikel der PSC II innerhalb weniger Tage um einige Kilometer sedimentieren und große Mengen molekularen Chlors zurücklassen. (Beyerle [1994])

Dieser als Vorkonditionierung des Polarwirbels bezeichnete Vorgang kann bei einsetzender Sonneneinstrahlung nach der Polarnacht zu einem massiven Ozonabbau führen. Im Extremfall liegt sämtliches Chlor aus den Reservoirgasen in aktiver Form vor und kann bis zu 70% des gesamten Ozonabbaus in der unteren Stratosphäre verursachen.

Das durch heterogene Reaktionen gebildete Cl_2 ist nicht die einzige Form, in der Chlor in aktiver Form vorliegt.

Zusätzlich ist heute ein Mechanismus bekannt, der ebenfalls ohne die Anwesenheit von atomarem Sauerstoff (notwendiger Bestandteil des katalytischen Abbaus, in der Polarnacht aber nur in geringem Maße vorhanden) zur Chloraktivierung beiträgt. Das bestehende ClO kann bei hinreichend niedrigen Temperaturen, wie sie im polaren Vortex üblich sind, das sogenannte ClO -Dimer⁶ bilden. Das Dimer ist bei diesen niedrigen Temperaturen thermisch relativ stabil und wird durch Sonneneinstrahlung photolysiert. Der katalytische Zyklus, der zum Ozonabbau führt lautet:



In Kapitel 8 wird ein Vergleich zwischen ClO -Messungen und OClO -Messungen durchgeführt und auf eine Korrelation dieser beiden Substanzen hin untersucht. Deshalb soll an dieser Stelle noch der ClO - BrO -Mechanismus Erwähnung finden, da er der einzige heute bekannte Kanal für die Entstehung von OClO ist. Die Reaktionen dieses Mechanismus sind:



⁶ In dieser Arbeit wird das Dimer auch als Cl_2O_2 oder $(\text{ClO})_2$ bezeichnet.

Aufgrund der niedrigen Temperaturen in der unteren Stratosphäre findet dort im Wesentlichen die Bildung von OCIO statt. Bei ansteigenden Temperaturen werden die Reaktionen (6) und (7) dominierend.

Bisher nahm man an, dass erhöhte OCIO-Werte eine erhöhte Chlor-Aktivierung anzeigen. Es wurde gerade in solchen Luftmassen eine erhöhte OCIO-Konzentration festgestellt, in denen gestörte Chemie gefunden wurde Wayne [1995]. Tatsächlich ist bei Farmer [1987] eine Antikorrelation zwischen OCIO und ClONO₂ beschrieben, die darauf hindeutet, dass das Auftreten von OCIO mit der Aktivierung des Chlors aus dem Reservoirgas einhergeht. Dagegen verweist Sessler [1995] auf Ergebnisse eines photochemischen Box-Modells, das OCIO lediglich als guten quantitativen Indikator für BrO ausweist. Für ClO-VMRs > 0.4 ppbv (also vor allem bei gestörter stratosphärischer Chemie) ließ sich nach seinen Untersuchungen kein signifikanter Zusammenhang zwischen OCIO und ClO erkennen.

Für die Datenauswertung ist entscheidend, welchen Tagesgang das ClO aufweist, da für die Auswertung zwischen Tag- und Nachtspektren unterschieden wird, bzw. die RAM-Messungen auf einen Tagesgang hin untersucht werden sollen. Deshalb an dieser Stelle einige Überlegungen, die sich im Wesentlichen an Shindell [1995a] und Shindell [1995b] orientieren, der in seinen Arbeiten ein Chemie-Modell mit Messungen in der Antarktis vergleicht.

Wie bereits in den Reaktionsgleichungen oben zu erkennen ist, ist der Zerfall des (ClO)₂-Dimers an die Sonneneinstrahlung gebunden, während die Bildungsrate des Dimers von der Konzentration des ClO abhängig ist. Das bedeutet, dass Reaktion (2) während der Nacht nicht abläuft, hingegen das vorhandene ClO am Ende der Nacht aufgrund der Reaktion (1) als Dimer vorliegt. Allerdings gibt es auch thermische Dissoziation des Dimers, so dass auch während der Nacht ein geringer Restgehalt an ClO vorhanden ist und sich ein temperaturabhängiger Gleichgewichtszustand einstellt⁷. Das Verhältnis zwischen Dimer und Monomer im Gleichgewicht wird beschrieben durch

$$\frac{[Cl_2O_2]}{[ClO]} = \frac{k_1[M][ClO]}{k_{1R}[M] + J_2}$$

⁷ Die Temperaturabhängigkeit führt zu einem Gleichgewichtszustand, der im Vergleich zur Antarktis in der Arktis aufgrund der höheren Temperaturen in der unteren Stratosphäre etwas zum Monomer hin verschoben ist. Die Temperaturen im südlichen Polarwirbel sind typischerweise so niedrig, dass sich öfter über längere Zeit hinweg PSCs bilden können, als dies in dem um einige Grad wärmeren nördlichen Polarwirbel der Fall ist.

mit k_1 und k_{1R} als Reaktionskonstante der Hin- und Rückreaktion der Reaktionsgleichung (1) und J_2 als Photolyserate der Reaktion (2). Die Angabe in eckigen Klammern bedeutet die Konzentration der Substanz.

Diese Gleichung macht deutlich, dass die wesentlichen Reaktionen zur Bestimmung dieses Verhältnisses die Reaktionen (1) und (2) sind. Sie sind um Größenordnungen schneller als die anderen genannten.

Um einen Eindruck zu vermitteln in welcher Weise das Konzentrationsverhältnis von Dimer zu Monomer im Gleichgewicht sich ausbildet, ist in Abbildung 3.1 die Temperaturabhängigkeit für vier unterschiedliche ClO-VMR dargestellt worden.⁸ Die Photolyserate $J_2 = 5.4 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ gibt Shindell [1995a] für den Sonnenzenitwinkel von 85° an. Die Reaktionskonstanten für die Bildung des Dimers bzw. thermische Dissoziation sind nach den Werten aus Shindell [1995a] bestimmt worden. In Kapitel 7.5 wird das Verhältnis von Dimer zu Monomer-Konzentration mit Blick auf die Datenauswertung bzw. Tag-Nacht-Differenz-spektren weiter diskutiert.

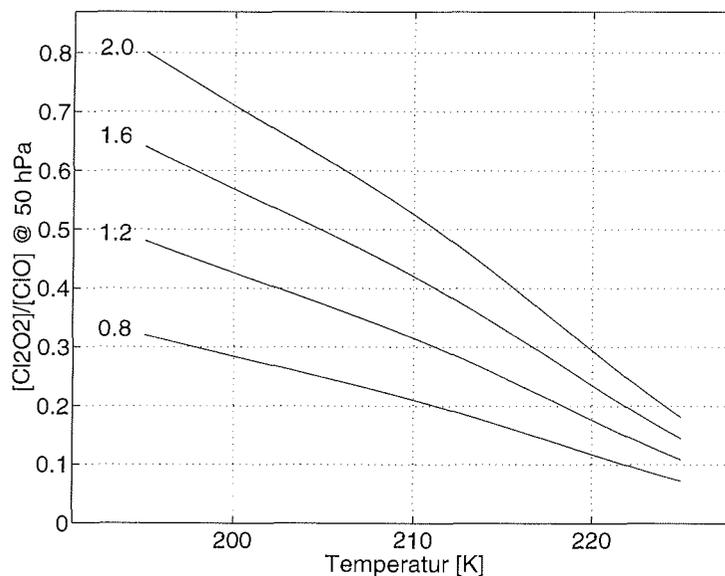


Abbildung 3.1: Temperaturabhängigkeit des Verhältnisses $[(\text{ClO})_2]/[\text{ClO}]$ für vier unterschiedliche ClO-VMR (angegeben in ppbv links neben den zugehörigen Graphen) berechnet nach den Ratenkonstanten aus Shindell [1995a].

⁸ Die Abbildung zeigt auch, dass mit zunehmender Temperatur weniger Chlor in diesen beiden ClO-Verbindungen vorliegt. Es ist dann in zunehmendem Maße in den Reservoirgasen gebunden.

4 Spurengase im Mikrowellenbereich

In diesem Kapitel soll in aller Kürze die Entstehung der Spektrallinien von Spurengasen im Mikrowellenbereich erläutert und die Linien des Chlormonoxid-Moleküls bei 204 GHz beschrieben werden. Danach folgt Grundlegendes zur Ausbreitung elektromagnetischer Strahlung in der Atmosphäre (Strahlungstransport). Am Ende des Kapitels wird erklärt, wie im Prinzip aus der Druckverbreiterung eines gemessenen Spektrums auf die Höhenverteilung des Spurengases geschlossen werden kann (Inversion).⁹

4.1 Spektrallinien im MW-Bereich

Die Linienstrahlung, die im MW-Bereich detektiert wird, entsteht durch Rotationsübergänge in Molekülen von höheren zu niedrigeren Energieniveaus. Aufgrund der in der Stratosphäre vorherrschenden Temperaturen befindet sich das betrachtete Molekül im Vibrationsgrundzustand und elektronischen Grundzustand.

Je nach den Wechselwirkungen zwischen den vorhandenen Drehimpulsen in einem Molekül spalten die Energieniveaus mehr oder weniger auf, so dass statt einer einzelnen Spektrallinie unter Umständen mehrere detektiert werden.

4.2 Spektroskopische Eigenschaften des Chlormonoxids (ClO)

Das mm-Wellen-Signal des ClO bei 204.3522 GHz besteht aus einer Vielzahl von Emissionslinien.

Diese Emissionslinien entspringen einer Hyperfein-Aufspaltung von Rotations-Übergängen und Kern-Spin-Übergängen der Elektronenspin-Zustände $^2\Pi_{3/2}$ und $^2\Pi_{1/2}$ des $^{35}\text{Cl}^{16}\text{O}$ sowie des $^{37}\text{Cl}^{16}\text{O}$, die bei in der Stratosphäre üblichen Temperaturen eine signifikante Besetzungszahl haben.

⁹ Zu detaillierteren Darstellungen und Erläuterungen siehe Janssen [1993] oder Vowinkel [1988].

Etwa 22 Linien unterschiedlicher Intensität tragen zum empfangenen CIO-Signal bei 204 GHz bei. Da sie aufgrund der Linienverbreiterungsmechanismen (s. nächstes Unterkapitel) nicht als einzelne Signaturen zu erkennen sind, wird in dieser Arbeit weiterhin von 'der' CIO-Linie die Rede sein.

Die Wellenzahlen, die die Energien des Grundzustands der beiden Zustände kennzeichnen, betragen 14 cm^{-1} für den ${}^2\Pi_{3/2}$ und 335 cm^{-1} für den ${}^2\Pi_{1/2}$ -Zustand.

Die Spektrallinien entsprechen den Rotations-Übergängen $J=11/2 \rightarrow J=9/2$.

4.3 Strahlungstransport

Wird die Emissionslinie eines atmosphärischen Spurengases vom Boden aus gemessen, so muß das Signal vom Ort der Entstehung aus die gesamte darunterliegende Atmosphäre bis zum Empfänger zurücklegen. Auf diesem Weg wird die Intensität durch Absorption, Emission und Streuung verändert. Wegen der Größe der Wellenlänge im Mikrowellenbereich verglichen mit streuenden Teilchen muss Streuung im Allgemeinen nicht berücksichtigt werden.

Beim Durchgang durch die Schicht der Dicke dz ändert sich die Intensität I_ν bei der Frequenz ν nach

$$\frac{dI_\nu}{dz} = -I_\nu \alpha_\nu + S_\nu \quad (4.1)$$

Dabei bezeichnet α_ν den Absorptionskoeffizienten der betreffenden Schicht und S_ν ist der Quellterm der Strahlung. Unter der Voraussetzung des lokalen thermodynamischen Gleichgewichts in der Schicht gilt für den Quellterm

$$S_\nu = \alpha_\nu B_\nu(T) \quad (4.2)$$

mit der Planckfunktion

$$B_\nu(T) = \frac{2h\nu^3}{c_2} \frac{1}{\exp(h\nu/kT) - 1} \quad (4.3)$$

Hier ist T die thermodynamische (physikalische) Temperatur der Atmosphärenschicht.

Wird nun Gleichung (4.1) integriert über alle Atmosphärenschichten, ergibt sich die Intensität I_ν am Ort z_0 durch die sogenannte Strahlungstransfer-Gleichung (STG):

$$I_\nu(z_0) = I_\nu(z_\infty) e^{-\tau(z_0, z_\infty)} + \int_{z_0}^{z_\infty} \alpha_\nu B_\nu(T) e^{-\tau(z_0, z)} dz \quad (4.4)$$

Die Opazität τ gibt die Gesamtabsorption längs des Weges von z bis z_0 an:

$$\tau(z_0, z) = \int_{z_0}^z \alpha(z') dz' \quad (4.5)$$

Sind die Absorptionskoeffizienten α als Funktion von Druck, Temperatur und Molekülkonzentration bekannt, läßt sich aus Gl. (3.4) das Spektrum errechnen, das ein Beobachter am Boden empfangen würde.

Im Mikrowellenbereich, in dem Emissionslinien von Spurengasen detektiert werden, ist das Ergebnis ein frequenz aufgelöstes Spektrum in dessen **Form** die Information über die Höhenverteilung der emittierenden Spezies steckt. Drei Mechanismen sind für die Form der Linie verantwortlich:

- Spontane Emission verkürzt die natürliche Lebensdauer eines angeregten Zustands. Dies führt zu einer Verbreiterung der Emissionslinie gemäß der Heisenberg'schen Unschärferelation. Diese **natürliche Linienbreite** liegt in der Größenordnung von 10^{-6} Hz und kann gegenüber anderen Mechanismen vernachlässigt werden.
- Die Bewegungskomponente der Moleküle in Richtung des Beobachters verbreitert die Linie in Abhängigkeit von der thermischen Energie des Moleküls. Diese **Doppler-Verbreiterung** der Emissionslinie von etwa 100 kHz variiert nach Künzi [1991] im mm-Wellen-Bereich nur sehr wenig in Abhängigkeit von Temperatur und Masse¹⁰.
- Die **Druckverbreiterung** der Emissionslinie aufgrund der Stöße mit anderen Molekülen führt zu einer höhenabhängigen Breite der Emissionslinie, die am Boden (1013 hPa)¹¹ etwa $2.6 \cdot 10^3$ MHz und in 95 km Höhe (0.0006 hPa) nur noch etwa $2 \cdot 10^{-3}$ MHz beträgt.

In dem Bereich, in dem die Druckverbreiterung dominiert (0-60 km), kann der Zusammenhang von Linienbreite und Druck, wie er in der Linienform manifestiert ist, genutzt werden, um auf die Beiträge unterschiedlicher Höhenbereiche zum Spektrum zu schließen. In Abbildung 4.1 werden die Beiträge der ClO-Emissionslinie bei 204 GHz aus drei verschiedenen Höhen gezeigt. Die Strahlungstransfer-Rechnung wurde mit einem konstanten VMR von 1 ppbv vom Boden bis in 50 km Höhe durchgeführt. Die Grafik zeigt, dass die Form einer am Boden empfangenen Spektrallinie durch die **Linienbreiten** der verschiedenen **Höhen** bestimmt wird.

¹⁰ Ein typischer Wert für die Doppler-Verbreiterung ist etwa 10^{-6} mal die Mittenfrequenz der Emissionslinie.

¹¹ Angaben gemäß US-Standard-Atmosphäre (nach Bühler [1996])

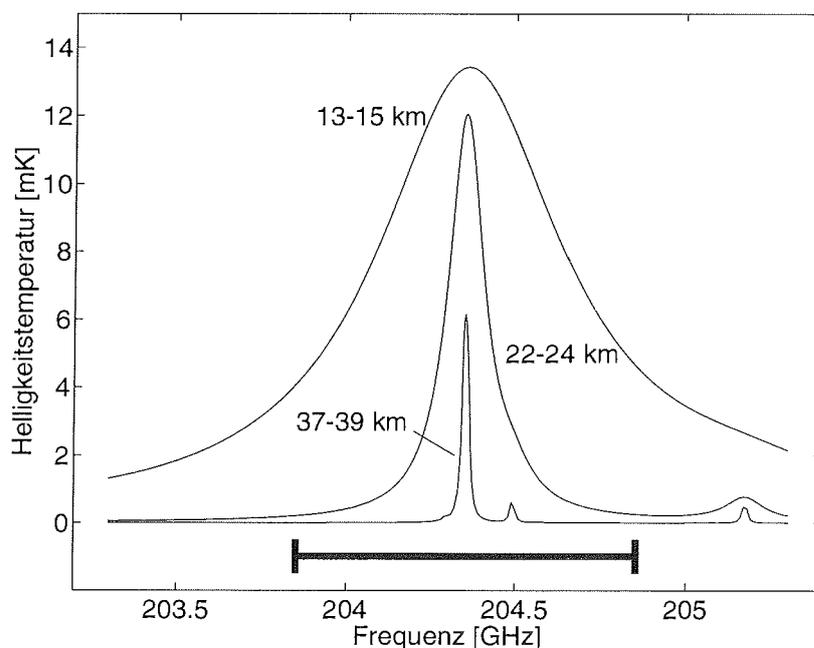


Abbildung 4.1: Beiträge der ClO-Emissionslinie aus drei unterschiedlichen Höhenbereichen. Für die Strahlungstransfer-Rechnung ist ein konstantes VMR von 1 ppbv vom Boden bis in 50 km Höhe angenommen worden. Die dicke Linie am unteren Rand zeigt den Frequenzbereich des Spektrometers der RAM

Aus dem Zusammenhang der Linienverbreiterungsmechanismen wird deutlich, dass das Spektrum, aus dem die Höhenverteilung gewonnen werden soll, sowohl eine hinreichende Breite als auch eine gute Auflösung braucht. Die Breite wird benötigt, um auch die verbreiterten Linienbeiträge aus niedrigen Höhen zu erfassen, während eine gute Auflösung (in der Linienmitte des Spektrums) für die Beiträge aus hohen Höhenschichten notwendig ist. In Abbildung 4.1 ist die Bandbreite des Spektrometers des RAM (≈ 1 GHz) eingezeichnet.

Als Faustformel kann man annehmen, dass im Mikrowellenbereich die Druckverbreiterung je nach Spezies etwa 2-3 MHz/hPa beträgt. Damit lässt sich der prinzipiell zugängliche Höhenbereich einer Spektrometer-Konfiguration schnell ermitteln.

Für die Beschreibung der Form einer Linie aufgrund der Verbreiterungsmechanismen existieren Linienform-Funktionen. Die Lorentz-Funktion z. B. beschreibt die Druckverbreiterung bei geringen Drücken, also die Verbreiterung in größeren Höhen. Die Van Fleck-Weißkopf-Linienformfunktion wird bei grö-

berer Drücken, also niedrigeren Höhen verwendet. Im Übergangsbereich zwischen Doppler-Verbreiterung und Druckverbreiterung wird eine Faltung der Doppler- mit der Lorentz-Funktion angewandt, diese Funktion wird Voigt-Funktion genannt.

4.4 Inversion der Spektren

Aus dem vorher Gesagten wird bereits deutlich, was die Aufgabe der Inversion ist: Nämlich die Bestimmung der Beiträge zur Linie aus den verschiedenen Höhenschichten. Ohne auf die Verfahren im Einzelnen einzugehen, sei gesagt, dass die meisten Methoden im Wesentlichen iterative Verfahren sind, die von einem a Priori-Höhenprofil ausgehen. Durch eine Strahlungstransfer-Rechnungen dieses a Priori-Profiles wird ein synthetisches Spektrum erzeugt und mit dem gemessenen Spektrum verglichen. Die auftretenden Abweichungen in der Form der Spektren kommen durch falsche Annahmen über das VMR des Spurengases in den unterschiedlichen Höhenschichten zustande. Durch leichte Variation des a Priori-Profiles werden diese Abweichungen iterativ verringert, bis das synthetische und das gemessene Spektrum hinreichend gut miteinander übereinstimmen. Das letzte angenommene Profil wird dem 'wahren' Profil der Höhenverteilung mehr oder weniger entsprechen.

Für diese Arbeit wurde ein am Bremer Institut für Umweltphysik entwickeltes Inversionsprogramm benutzt (Wehr [1996]), das die 'optimal estimation'-Methode, wie sie von Rodgers [1976] beschrieben wurde, verwendet¹².

Die Höhenauflösung, die mit dieser Inversionsmethode bei akzeptablen Fehlern erreicht werden kann, liegt nach Janssen [1993] bei etwa 6-8 km. Der erreichbare Höhenbereich ist nach oben begrenzt durch die zunehmende Dominanz der Doppler-Verbreiterung. Diese Grenze liegt bei etwa 60 km für 204 GHz und verschiebt sich für niedrigere Frequenzen etwas nach oben. Das heisst, es lassen sich aus der Form des Spektrums unabhängig von der gewählten Frequenzauflösung des Spektrometers keine Informationen mehr über den darüberliegenden Höhenbereich gewinnen. Nach unten wird der Höhenbereich eingeschränkt durch systematische Fehler der Messung, d. h. ein schlechtes Signal/Rauschen-Verhältnis vor allem an den Linienflügeln und/oder langwellige Baseline-Effekte, die zu großen Fehlern führen können. Janssen [1993] gibt eine untere Grenze von 20-25 km für bodengebundene MW-Radiometer an.

¹² Siehe zur optimal estimation-Methode auch Wehr [1993]. Janssen [1993] behandelt alle derzeit eingesetzten Inversions-Algorithmen recht ausführlich.

5 Mikrowellen-Radiometrie

Die Mikrowellen-Radiometrie ist historisch betrachtet ein Teilgebiet der Astronomie, genauer gesagt der Radioastronomie. Die Fortschritte der Radiotechnik in der Verarbeitung immer höherer Frequenzen eröffnete das relativ junge Gebiet der spektroskopischen Erkundung der Erdatmosphäre. Satellitengestützte, flugzeug- oder ballongetragene ebenso wie bodengebundene Experimente ermöglichen die Beobachtung der Atmosphäre und damit ein zunehmendes Verständnis für die Vorgänge darin.

Durch den Einsatz der sogenannten Heterodyn-Technik wird praktisch der gesamte Wellenlängenbereich vom langwelligen Radiosignal bis zum kurzwelligen Infrarot zugänglich. Das mit dieser Technik empfangene kohärente Signal ermöglicht im Gegensatz zu inkohärenten Detektoren wie dem Bolometer zudem eine ausgezeichnete spektrale Auflösung.

Die Grundlagen der MW-Radiometrie ebenso wie die der Heterodyn-Technik werden in der neueren Literatur ausführlich dargestellt¹, weswegen ich mich in dieser Arbeit auf eine relativ kurze Beschreibung beschränken werde.

5.1 MW-Radiometrie der Atmosphäre mit dem RAM

Das RAM besteht aus vier Komponenten: Das einfallende (breitbandige) Atmosphärensignal wird durch ein fokussierendes Element, die **Quasi-Optik**², in das eigentliche Empfangsteil, eine sogenannte **Mischer-Diode**³ eingekoppelt. In der

¹ Janssen [1993] und Vowinkel [1988] äußern sich sehr detailliert und ausführlich über die unterschiedlichen Einsatzgebiete der MW-Radiometrie.

² Gebräuchlich ist auch der Name Gauss-Optik, da die Intensität innerhalb des Strahls gaussförmig senkrecht zur Ausbreitungsrichtung verteilt ist. Mit dieser Strahlführung ist eine optimale Einkopplung des Strahls in die verwendete Hornantenne möglich ist.

³ Als Mischer-Diode wird häufig eine Schottky-Diode verwendet. Über den Einsatz von Schottky-Dioden siehe Nett [1989]. Aufgrund des wesentlich geringeren Eigenrauschens und stärkerer Nichtlinearität werden vermehrt supraleitende Tunnelioden eingesetzt. Siehe dazu Crewell [1993] und Vowinkel [1988].

Mischer-Diode, die im nichtlinearen Bereich betrieben wird, geschieht das Mischen des Atmosphärensignals mit dem Signal eines Festfrequenz-Oszillators (LO-Signal). Das Ergebnis dieses als Heterodyn-Prinzip bezeichneten Mischens ist ein Signalband niedriger Frequenz (Zwischenfrequenz-Signal). Das Zwischenfrequenz-Signal (ZF-Signal) wird zuerst direkt hinter der Mischer-Diode durch einen besonders rauscharmen Verstärker um drei Größenordnungen oder 30 dB verstärkt, bevor es in der **Zwischenfrequenz-Verstärkerkette** (ZF-Kette) nochmals um ca. 70 dB verstärkt und mit einem weiteren Festfrequenz-Oszillator auf einen Frequenzbereich umgesetzt wird, der an das nachfolgende **Spektrometer** (s. nächstes Kapitel) angepasst ist. Da diese Art des Frequenzmischens die Kohärenz des einfallenden Signals erhält, stellt das Ausgangssignal am Spektrometer ein frequenz aufgelöstes Spektrum dar, das dem einfallenden Atmosphärensignal in seinen spektralen Eigenschaften äquivalent ist. Eine Besonderheit des Heterodyn-Prinzips soll an dieser Stelle kurz Erwähnung finden, da sie bei der Beschreibung der Datenauswertung von Bedeutung ist. Durch Mischen des breitbandigen Atmosphärensignals mit dem LO-Signal entstehen als Hauptmischprodukte zwei Frequenzbänder. Sie liegen symmetrisch um das LO-Signal als sogenanntes unteres und oberes Seitenband (USB und OSB) und werden beide auf das ZF-Band umgesetzt, wie Abbildung 5.1 zeigt. Mathematisch lassen sich die entstehenden Seitenbänder beschreiben durch

$$\nu_{OSB/USB} = \nu_{LO} \pm \nu_{ZF} , \quad (5.1)$$

wobei ν die Frequenz bezeichnet.

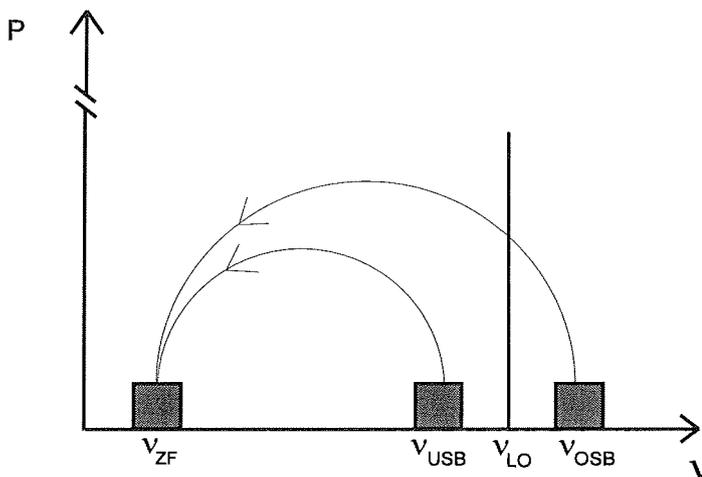


Abbildung 5.1: Die zwei Seitenbänder aus dem hochfrequenten Atmosphärensignal werden auf ein Zwischenfrequenz-Signalband niedriger Frequenz umgesetzt.

Werden keine Maßnahmen zur Unterdrückung eines der beiden Seitenbänder unternommen, spricht man von einem Doppelseitenband-Empfänger. Ist der Mischer hinreichend schmalbandig, so dass er in einem der Seitenbänder bereits nicht mehr empfindlich ist, oder wird durch ein Filter eines der Seitenbänder unterdrückt, spricht man von einem Einzelseitenband-Empfänger.

Das RAM-Experiment wird grundsätzlich im Einzelseitenband-Betrieb eingesetzt. Das heisst, eines der Seitenbänder (tatsächlich ist es das obere) beinhaltet die interessierende Emissionslinie (Signalseitenband), während der Beitrag des anderen (Spiegelseitenband) von einem Schwarzkörper bekannter Temperatur herrührt und im Wesentlichen nur eine Erhöhung des Untergrundbeitrags im Signal bewirkt.

5.2 Das Akusto-Optische Spektrometer (AOS)

Während die Radiometer-Komponenten bis zum Spektrometer unter dem Begriff 'Frontend' zusammengefasst werden, wird das jeweils verwendete Spektrometer zur spektralen Analyse des Ausgangssignals auch als 'Backend' bezeichnet⁴.

Im AOS werden aus dem hochfrequenten Signal der ZF mit Hilfe eines „Transducer“ (einer dünnen Kristallplatte) Dichteschwankungen in einem Kristall erzeugt. An diesen Dichteschwankungen wird ein Laserstrahl gebeugt.

Es entstehen Beugungsbilder, von denen das der ersten Ordnung auf eine CCD-Zeile fokussiert und dort ausgelesen wird. Die Intensität des Ausgangssignals ist dabei proportional zur Intensität des einfallenden Atmosphärensignals und die Frequenz proportional zum Beugungswinkel.⁵

Man erhält ein hochaufgelöstes Spektrum, das im Falle des RAM-Experiments ursprünglich eine Bandbreite von ca. 950 MHz mit einer effektiven Auflösung von 1.3 MHz bei 2048 Kanälen besaß. In der derzeitigen Konfiguration besitzt das Spektrometer des RAM bei gleicher Auflösung lediglich 1728 Kanäle, jedoch aufgrund einer Optimierung der Justage des Deflektor-Kristalls eine etwas größere Bandbreite von 1000 MHz

⁴ Ausser einem AOS werden auch andere Typen von Spektrometern verwendet, z. B. Filterbank oder Chirp-Transform-Spektrometer um die gebräuchlichsten zu nennen. Siehe dazu auch Vowinkel [1988] oder Krauss [1966].

⁵ In Schwaab [1987] wird der Aufbau eines AOS ausführlich beschrieben.

5.3 Messmethoden

Die in der MW-Radiometrie der Atmosphäre empfangenen Leistungen sind sehr gering und liegen in der Größenordnung von etwa 10^{-17} Watt. Zwei unterschiedliche Methoden, solch geringe Leistung zu messen, werden mit dem RAM realisiert. Mit der Total Power-Methode wird die Messung der Emissionslinie des Ozon bei 142.175 GHz und mit der Referenzstrahl-Methode die des Chlormonoxids bei 204.352 GHz durchgeführt.

5.3.1 Total Power-Methode

Bei der Total Power-Methode wird das Ausgangs-Signal des Empfängers direkt mit den Signalen zweier Kalibrations-Lasten verglichen. Dabei sind diese Kalibrations-Lasten Schwarzkörper bekannter Temperatur. Dazu eignet sich z. B. Absorbermaterial, das in guter Näherung als Schwarzer Körper angenommen werden kann, und das auf Raumtemperatur (warme Last, 300 K) gehalten wird oder in einem Bad mit Flüssig-Stickstoff (kalte Last, 77 K) liegt.

Wie in Kapitel 3 beschrieben, lässt sich die empfangene Rauschleistung der jeweiligen Messphase zu den physikalischen Temperaturen in Beziehung setzen und besteht jeweils aus den Eigenbeiträgen des Empfängers T_{rx} (im Wesentlichen thermisches Rauschen der elektronischen Bauteile) und der Antennentemperatur T_x . Die Antennentemperatur ist das Äquivalent zur Strahlungsleistung der Atmosphäre, während T_{rx} alle anderen instrumentell bedingten Rauschbeiträge beinhaltet. Die Summe aus der Strahlungsleistung eines Signals und allen Eigenbeiträgen des Systems wird als Systemrauschtemperatur bezeichnet und ist ein Maß für die Güte des Radiometers. Es gilt:

$$T_{System} = T_{rx} + T_x \quad (5.2)$$

Die **Radiometergleichung** gibt Aufschluss über den Zusammenhang zwischen den Eigenbeiträgen des Empfängers T_{rx} und der damit erreichbaren Grenzempfindlichkeit des gesamten Empfangs-Systems ΔT_{min} :

$$\Delta T_{min} = \frac{\alpha \cdot T_{rx}}{\sqrt{\Delta\nu \cdot t}} \quad (5.3)$$

Mit $\Delta\nu$: Frequenz-Bandbreite
 t : Integrationszeit
 α : Radiometerabhängige Konstante⁶.

⁶ Diese Konstante ist 1 für den Total Power-Betrieb, im Referenzstrahl-Betrieb ist diese Konstante 2. Dieser Faktor trägt dem Umstand der Referenzstrahlmethode Rechnung, dass aufgrund der Halbierung der effektiven Messzeit als auch durch die Verknüpfung zweier statistisch unabhängiger verrauschter Signale jeweils die Empfindlichkeit um den Faktor $\sqrt{2}$ verringert wird.

Die Empfänger-Ausgangsleistung in counts wird beschrieben durch

$$P_x(\nu) = G \cdot [T_{rx} + T_x] \quad (5.4)$$

Mit P_x = Empfänger-Ausgangsleistung in counts in Richtung x
 $G(\nu)$ = Verstärkung des Signals durch das System.
 T_{rx} = Empfängerrauschtemperatur
 T_x = Helligkeitstemperatur der Atmosphäre in Blickrichtung x.

Wobei der Index x für die Leistung aufgrund der heißen oder kalten Kalibrationslast bzw. eines beliebigen Antennensignals steht.

Werden in der Leistung lineare Komponenten sowie vernachlässigbare Verstärkungsschwankungen des Spektrometers vorausgesetzt, lässt sich die Antennentemperatur aus den physikalischen Kalibrationstemperaturen bestimmen, wie Abbildung 5.2 verdeutlicht.

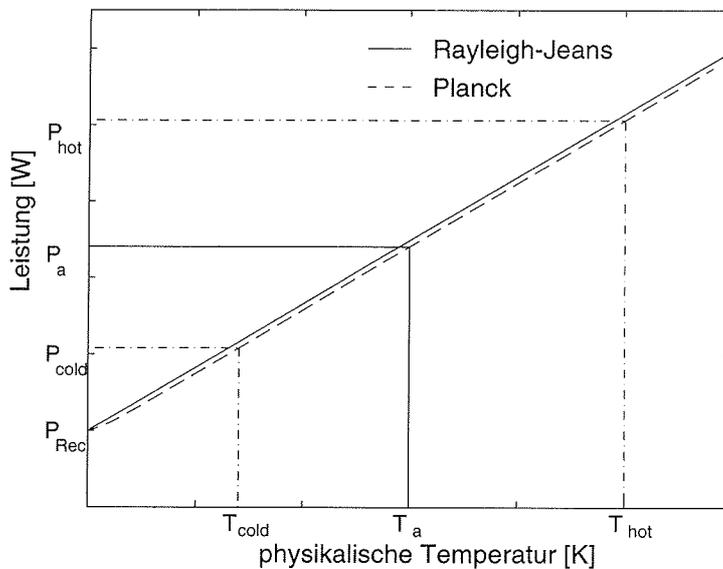


Abbildung 5.2: Kalibration einer Antennentemperatur mittels zweier Kalibrationslasten bekannter Temperatur.

Mit den Empfängerleistungswerten P_h , P_c und P_a für die heiße bzw. kalte Kalibrationslast und die Antennentemperatur sowie den physikalischen Temperaturen der Schwarzkörper T_h und T_c ergibt sich die Antennentemperatur T_a zu

$$T_a = \frac{T_h - T_c}{P_h - P_c} \cdot (P_a - P_c) + T_c \quad (5.5)$$

Die spektrale Darstellung der Antennentemperatur ist dann das kalibrierte Spektrum der Emissionslinie.

5.3.2 Beam Switch-Methode

Möchte man mit der beschriebenen Total Power-Methode Signale detektieren, die von weit geringerer Intensität sind als z. B. die Ozonlinie bei 142 GHz, so wird ein Verfahren gebraucht, das sowohl die Verstärkungsschwankungen als auch die Nichtlinearitäten des Spektrometers minimiert.

Bei der Beam Switch- oder Referenzstrahl-Methode wird die Troposphären-Helligkeitstemperatur als Referenz verwendet. Anders als bei der Total Power-Methode wird hier das Antennensignal nicht in jedem Messzyklus absolut kalibriert. Stattdessen wird die Leistung eines einfallenden Atmosphärensignals bei ca. 8 - 20° Elevationswinkel (im Weiteren als 'Signalstrahl' bezeichnet) mit der eines Signals verglichen, das unter festem Elevationswinkel (60°) aus der Atmosphäre in den Empfänger gelangt. Dieses zweite Signal wird 'Referenzstrahl' genannt. Aufgrund des längeren Weges durch die Atmosphäre ist der Signalstrahl von stärkerer Intensität als der Referenzstrahl. Durch Wahl einer geeigneten Kunststoffplatte im Strahlengang des Referenzstrahls wird eine Abschwächung des Referenzstrahls bewirkt und ein zusätzlicher Strahlungsbeitrag durch die Eigenemission der Platte erzeugt, der die Systemrauschtemperaturen in Signal- und Referenzstrahl einander angleicht. Da der troposphärische Beitrag aufgrund der meteorologischen Bedingungen stets ein wenig variiert, wird zusätzlich über die Wahl geeigneter Beobachtungswinkel⁷ ständig eine präzise Übereinstimmung beider Systemrauschtemperaturen erreicht.

Statt Gl. (5.4) werden nun die Ausgangsleistungen der beiden Signale wie folgt beschrieben

$$S(\nu) = \left\{ G(\nu) \cdot [T_{ls}(\nu) + T_{SS}] \right\}^{\beta(\nu)} \quad \text{bzw.} \quad R(\nu) = \left\{ G(\nu) \cdot [T_{lr}(\nu) + T_{SR}] \right\}^{\beta(\nu)} \quad (5.6)$$

um die frequenzabhängigen Nichtlinearitäten einzelner Komponenten im Radiometer, in der Gleichung dargestellt als $\beta(\nu)$, zu berücksichtigen. Dabei beinhalten T_{SS} und T_{SR} als Systemrauschtemperatur in der jeweiligen Blickrichtung sowohl die Empfängerrauschtemperatur als auch die Troposphärenbeiträge und die kosmische Hintergrundstrahlung, während T_{ls} und T_{lr} die jeweiligen Helligkeitstemperatur aufgrund der reinen Linienstrahlung bezeichnen. Um die Auswirkungen der Verstärkerschwankungen und Nichtlinearitäten zu minimieren, wird die folgende Größe gemessen:

$$\frac{S(\nu) - R(\nu)}{R(\nu)} \quad (5.7)$$

⁷ Während beim RAM der Referenzstrahl-Winkel konstant bleibt, und der Signalstrahl variiert wird, werden bei anderen Instrumenten beide Winkel relativ zueinander festgehalten und das gesamte System bewegt. Eine andere Möglichkeit ist der Abgleich der Systemrauschtemperaturen über ein Atmosphärensignal und eine Rauschquelle, die nicht atmosphärischen Ursprungs ist.

Um $(S-R)/R$ im strengen Sinne zu erfüllen, sollten die Verstärkungsschwankungen aufgrund instrumenteller Einflüsse innerhalb der Messzeit für die beiden Größen S und R vernachlässigbar sein, wenn die Messphasen kürzer sind als die Zeiträume, in denen Verstärkungsschwankungen sich auswirken⁸.

Damit lässt sich aus den beiden vorhergehenden Gleichungen mittels Taylorentwicklung die folgende Gleichung gewinnen:

$$\beta(\nu) \cdot [T_{ls} - T_{lr}] = \left[\frac{S(\nu) - R(\nu)}{R(\nu)} \right] \cdot T_{SR} - \beta(\nu) \cdot [T_{SS} - T_{SR}] \quad (5.8)$$

Hier gehen die Nichtlinearitäten $\beta(\nu)$ nur noch linear statt exponentiell ein.

Mit der oben erwähnten Übereinstimmung beider Systemrauschtemperaturen wird gerade die Differenz im letzten Term der rechten Seite der Gleichung ($T_{SS} - T_{SR}$) aufgehoben. Da die kleinen Effekte von $\beta(\nu)$ sich außerdem nicht mehr exponentiell, sondern nur noch linear auf die Differenz der Emissionslinien-Helligkeitstemperaturen auf der linken Seite der Gleichung auswirken, wird in guter Näherung $\beta(\nu) = 1$ gesetzt. Für die Praxis bedeutet dies, dass die Nichtlinearitäten der Verstärker und des Spektrometers vernachlässigt werden können.

Es ergibt sich damit

$$T_{ls} - T_{lr} = \left[\frac{S(\nu) - R(\nu)}{R(\nu)} \right] \cdot T_{SR} \quad (5.9)$$

Für atmosphärenphysikalische Messungen wurde diese Methode von Parrish [1988] et al. vorgeschlagen. Die mathematische Herleitung dieses Vorgehens inklusive einer ausführlichen Fehlerdiskussion und Fehlerrechnung findet sich auch bei Klein [1993] und Raffalski [1993].

Es zeigte sich, dass die Referenzstrahl-Methode zur Detektion geringer Intensitäten wie dem CIO-Signal geeignet ist⁹.

5.3.2.1 Umrechnung auf Zenit-Helligkeitstemperatur

Die Integration von Daten, die nach der Referenzstrahlmethode gewonnen wurden, ist nur möglich, wenn die unter verschiedenen Winkeln vorgenommenen Messungen auf eine gemeinsame Blickrichtung bezogen werden. Es wird dazu im Allgemeinen die Zenitrichtung gewählt.

Der Umrechnung der Helligkeitstemperatur in Signalrichtung auf Zenit-Helligkeitstemperatur liegt ein Zwei-Schichten-Modell der Atmosphäre zugrunde: die

⁸ Stabilitätstests des AOS ergaben, dass für Messzyklen kürzer als 1 Sekunde diese Verstärkungsschwankungen minimal sind. Allan-Varianz-Tests wurden für die derzeitige Konfiguration des AOS durchgeführt. Zur Erläuterung dieses Tests s. Klein [1993].

⁹ MW-Messungen von CIO mittels bodengebundener Radiometer wurden mit Hilfe der Referenzstrahl-Methode erfolgreich auch in der Antarktis, in Grönland, in den Alpen und auf Hawaii durchgeführt.

in der oberen Schicht emittierte Emissionslinien-Strahlung T_{Linie}^* wird in der unteren Schicht mehr oder weniger absorbiert, je nachdem, wie lang der Weg durch die jeweiligen Schichten in Abhängigkeit vom eingestellten Winkel ist. Die Weglänge durch die Schichten wird durch den sog. Luftmassen-Faktor (engl. 'airmass') bestimmt. Dabei wird von der Annahme ausgegangen, dass die Atmosphäre innerhalb der jeweiligen Schichten in dem Bereich der möglichen Signal-Elevationswinkel weitgehend homogen ist.

Zuerst werden die in der jeweiligen Blickrichtung empfangenen Signale auf Zenit-richtung umgerechnet. Es gilt

$$T_{ls} = T_{Linie}^* \cdot A_s \cdot e^{-A_s \tau_z} \quad (5.10)$$

bzw.

$$T_{lr} = T_{Linie}^* \cdot A_r \cdot e^{-A_r \tau_z} \cdot e^{-\tau_d} \quad (5.11)$$

Mit A_s, A_r als Luftmassen-Faktoren oberhalb der Troposphäre in Signal- bzw. Referenzstrahlrichtung,
 A_{ls}, A_{lr} als Luftmassen-Faktoren der Troposphäre in Signal- bzw. Referenzstrahlrichtung ,
 τ_z als Opazität in Blickrichtung Zenit,
 τ_d als Opazität des Absorbers im Referenzstrahl.

Werden diese Größen nun in Gl. (5.9) eingesetzt, ergibt sich für die Linienstrahlung in Zenitrichtung

$$T_{Linie}^* = \frac{T_{SR}}{A_s \cdot e^{-A_s \tau_z} - A_r \cdot e^{-A_r \tau_z} \cdot e^{-\tau_d}} \cdot \frac{S(\nu) - R(\nu)}{R(\nu)} \quad (5.12)$$

5.3.2.2 Die Berechnung des airmass-Faktors

Der airmass-Faktor ist eine rein geometrische Größe, die es erlaubt, die unter einem gewissen Winkel ϑ vorgenommenen Beobachtungen innerhalb einer Schicht in der Höhe z auf senkrechte Beobachtungsgeometrie umzurechnen. Wird die Luftmasse bis zur Höhe z in Zenitrichtung als 1 gesetzt, gilt bei angenommener sphärischer Geometrie der Atmosphäre dann

$$A = \frac{1 + z/R}{\sqrt{\sin^2 \vartheta + 2z/R + z^2/R^2}} \quad (5.13)$$

mit dem Erdradius R , dem Elevationswinkel ϑ und z als Höhe der interessierenden Schicht, für die der Luftmassen-Faktor berechnet werden soll.

Die Fehler in der Bestimmung des airmass-Faktors werden durch ungenaue Kenntnis des tatsächlich eingestellten Winkels verursacht, nämlich durch

- den Fehler bei der Zuordnung der Drehspiegel-Position zu einem bestimmten Elevationswinkel (absoluter Winkel) und
- die endliche Genauigkeit der Drehspiegeleinstellung.

Während die Genauigkeit der Drehspiegeleinstellung aufgrund der Stellgenauigkeit des verwendeten Motors mit 0.09° relativ genau angegeben werden kann, wird der Fehler in der Genauigkeit des absoluten Winkels mit etwa $\pm 0.5^\circ$ abgeschätzt. In Abbildung 5.3 sind die beiden Fehler dargestellt. Zur Veranschaulichung zeigt die Grafik die Fehler bei der Berechnung der airmass-Faktoren relativ zur korrekten Einstellung für zwei Atmosphärenschichten mit $z = 7$ und $z = 20$ km, die in der Datenauswertung verwendet werden.¹⁰

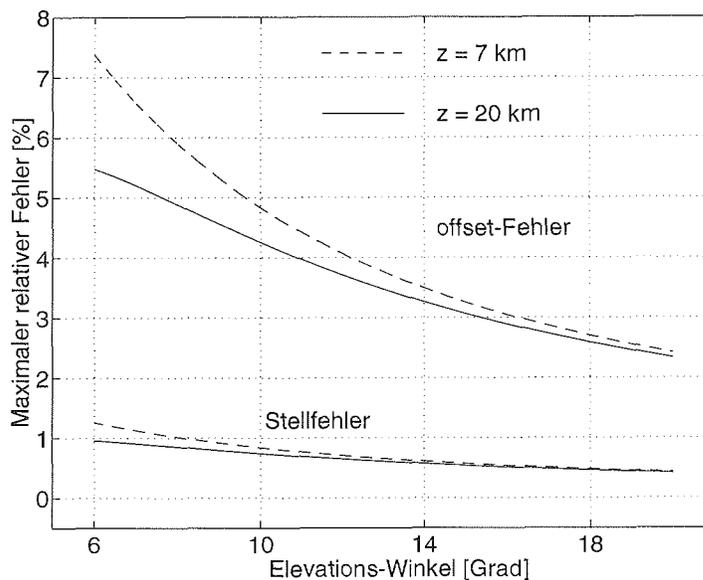


Abbildung 5.3: Fehler bei der Berechnung des airmass-Faktors aufgrund fehlerhafter Winkeleinstellung. Eine Genauigkeit von $\pm 0.5^\circ$ für den offset-Fehler bzw. $\pm 0.09^\circ$ für den Stellfehler ist zugrunde gelegt.

¹⁰ Mit $z = 7$ km wird die Troposphärenschicht angenommen, während $z = 20$ km etwa der Höhe des unteren Maximums des CIO-Profiles entspricht.

5.4 Qualitativer Vergleich beider Methoden

Gegenüber der Total Power-Methode hat die Beam Switch-Methode zwei wesentliche Vorteile:

- Nichtlinearitäten des Empfängers werden durch den Abgleich minimiert und
- Troposphärenänderungen werden durch (S-R)/R bei korrektem Leistungsabgleich eliminiert.

Wie in Klein [1993] anhand realistischer Beispiele vorgerechnet, liegt der Gesamtfehler beider Methoden bei ca. 1 K (Total Power) bzw. 10 mK (Beam Switch), bei sehr stabilen Wetterbedingungen kann der letzte Wert sogar noch niedriger werden.

Die Grenze für den Einsatz der Referenzstrahl-Methode gegenüber der Total Power-Methode ist natürlich nicht scharf. Klein [1993] kommt nach Abschätzung der Fehler beider Methoden zu dem Schluss, dass die Referenzstrahl-Methode dann nicht mehr sinnvoll eingesetzt werden kann, wenn die Beiträge aus der Emissionslinie in dem Bereich, in dem der Leistungsabgleich durchgeführt wird, größer wird als die Differenz der Fehler beider Methoden.

Aufgrund dieser Vorüberlegungen wurden im RAM beide Messmethoden ermöglicht, da neben der relativ starken Ozonlinien-Intensität auch die um den Faktor 500 schwächere ClO-Linien-Intensität detektiert werden sollte.

5.5 Die Realisierung beider Messmethoden mit dem RAM

Das RAM besitzt zum Umschalten zwischen Kalibrationslasten und Atmosphärensignal (Total Power-Mode) bzw. zwischen Signal- und Referenzstrahl (Beam Switch-Mode) einen drehbaren Spiegel, der durch das Messprogramm angesteuert wird. Damit ist es möglich, bestimmte Winkelpositionen, in dieser Arbeit auch oft als Blickrichtungen bezeichnet, einzustellen.

Im Total Power-Mode werden folgende vier Positionen nacheinander angefahren:

Heiße Last (H)-Atmosphärensignal (A)-Kalte Last (K)-Atmosphärensignal (A). 20 Durchläufe dieses Zyklus' werden zusammengefasst zu einem 'Frame' und abgespeichert. Die Stellzeiten betragen etwa 350 ms, was bei einer Integrationszeit von 1 s pro Phase zu einer Gesamtmesszeit von knapp 6 s bei einer Gesamtintegrationszeit von 4 s pro Zyklus führt.

Aufgrund des starken Atmosphärensignals des Ozon ist eine Gesamtmesszeit von 15 min in der Regel ausreichend, um ein verwertbares Spektrum zu erhalten.

Im Beam Switch-Mode werden zuerst zwei Kalibrationszyklen zur Bestimmung der Systemrauschtemperatur und der Troposphären-Helligkeitstemperatur durchgeführt. Dies geschieht in gleicher Weise wie beim Total Power-Mode. Im darauffolgenden Zyklus wird der Signalwinkel über einen für die Messung sinnvollen Winkelbereich hinweg variiert (5° , 13° , 21° , 29°) um den Signalwinkel zu berechnen, unter dem die Signal-Ausgangsleistung der des Referenzsignals (60°) entspricht. Dieser Zyklus wird auch „Skydip“ genannt.

Danach bestehen alle weiteren Zyklen aus:

Signal (S) - Referenz (R) - Signal (S) - Referenz (R).

Nach jedem Zyklus wird die Ausgangsleistung in S mit der in R verglichen. Weichen die Leistungen voneinander ab, bzw. ist die Differenz der Leistungen innerhalb eines vorgegebenen Bereichs des Spektrums, in dem die Linie liegt, nicht Null, wird der Signalwinkel für den nächsten Zyklus korrigiert.

Wieder bilden 20 solcher Zyklen ein Frame, 10 dieser Frames werden gemeinsam in einem File abgespeichert. Eine Messung beinhaltet 5 Files (das erste nur mit Kalibrations- und Skydip-Messungen), womit eine Gesamt-**Integrationszeit** des Signals von etwa 24 min bei einer Gesamt-**Messzeit** von ca. 66 min erreicht wird.

In dem Verhältnis 15 min zu 66 min Messzeit teilen sich Total Power-Mode und Beam Switch-Mode das ZF-Modul und das AOS.

Allerdings liegt nach 66 min Messzeit noch kein deutlich erkennbares CIO-Spektrum vor. Mehrere Stunden Integrationszeit sind notwendig, um aus den stark verrauschten Spektren die gewünschten Informationen zu gewinnen¹¹.

¹¹ In Kapitel 7 werden die Probleme der CIO-Spektren ausführlicher diskutiert. Es zeigte sich, dass sehr wohl auch Informationen aus einstündigen Messungen gewonnen werden können, jedoch die Qualität solch eines Spektrums für eine Inversion nicht ausreicht.

6 Atmosphärischer Wasserdampf

Wasserdampf in der Atmosphäre (vor allem der Troposphäre) ist ein wichtiger geophysikalischer Parameter. Klimarelevante Größen wie globaler Massen- und Wärmetransport, Verdunstung und Kondensation, sind wesentlich an Wasserdampf gebunden. Die Beeinflussung des globalen Strahlungshaushalts der Erde sowohl durch Wolkenbildung als auch die Absorptionsfähigkeit im langwelligen Spektralbereich machen Wasserdampf zum wichtigsten Treibhausgas der Atmosphäre. Wasserdampf hat mit 65 % den mit Abstand größten Anteil am Treibhauseffekt.¹

Im Bereich der Telekommunikation verursacht Wasserdampf eine nicht zu vernachlässigende Ausbreitungsverzögerung des Signals, die zu relevanten Fehlern bei Messungen und Signalübertragungen in der Atmosphäre führt, wie z. B. beim GPS (Global Positioning System) oder bei VLBI-Experimenten (Very Long Baseline-Interferometry).

Wie bereits in Kapitel 3 erwähnt, spielt Wasserdampf auch eine nicht zu unterschätzende Rolle bei spektroskopischen Untersuchungen der Atmosphäre. Deshalb ist es wichtig, Wasserdampf als wichtigen Bestandteil der Atmosphäre eingehender zu untersuchen. Dabei interessieren sowohl die räumliche Verteilung und die spektroskopischen Eigenschaften als auch, hinsichtlich der Messungen auf Spitzbergen, die statistische Untersuchung des lokalen troposphärischen Wasserdampfs.

6.1 Vertikale und globale Verteilung

Im Gegensatz zur absoluten Temperatur zeigt Wasserdampf eine enorme räumliche wie auch zeitliche Variabilität. So besteht ein sehr großer Unterschied zwischen dem Totalgehalt an Wasser am Äquator und an den Polen. Betrachtet man

¹ Diese Zahl wird in der Literatur unterschiedlich angegeben. Die Angaben schwanken zwischen 55 und 75%.

einen beliebigen festen Ort, kann dieser Gesamtwassergehalt über das Jahr hinweg um den Faktor 30 variieren.

Mit der Luftbewegung wird Wasserdampf in der Troposphäre durch Turbulenz und Konvektion kontinuierlich aufwärts und abwärts bewegt. Dies wird bedingt durch die Erwärmung bodennaher Luftschichten bzw. adiabatische Abkühlung aufsteigender Luftschichten. Andererseits wird durch den horizontalen Gradienten der Sonneneinstrahlung (2.5 mal höhere Einstrahlung in den Tropen als in den Polarregionen) ein horizontaler Transport über Tausende von Kilometern bewirkt², durch den aufgrund von Kondensation und Niederschlag ein beträchtlicher Wärmetransport hin zu kälteren Regionen der Erde stattfindet. Die mittlere Verweildauer von Wasserdampf in der Troposphäre wird in der Literatur mit 7-10 Tagen angegeben. (s. Gill [1982], Iribarne [1980] und Roedel [1994])

Die sehr niedrigen Temperaturen der Tropopause in den Tropen, wo der größte Stratosphären-Troposphären-Austausch stattfindet, wirken wie eine Kühlfalle, die den Transport von Wasserdampf aus der (feuchten) Troposphäre in die (trockene) Stratosphäre weitgehend unterbindet. Deshalb befindet sich der allergrößte Anteil des Wasserdampfs in der Troposphäre, in der mit zunehmender Höhe die Konzentration sehr schnell abnimmt. In den Tropen beträgt dieser Anteil mehr als 99%. Eine Abschätzung aus Radiosondenaufstiegen über Ny-Ålesund ergibt, dass mehr als 97% des Wasserdampfs auch hier innerhalb der Troposphäre zu finden ist.

Stratosphärischer Wasserdampf hat typischerweise ein Volumenmischungsverhältnis von 4-7 ppmv mit einem ~50%-igen Anstieg zwischen 30 und 60 km Höhe, der durch vermehrte CH₄-Photolyse in der oberen Stratosphäre möglich wird. Oberhalb von 70-75 km nimmt das Wasserdampf-VMR aufgrund der Photolyse wieder ab. (Janssen [1993])

6.2 Spektroskopische Eigenschaften

Bereits in den Anfängen der Erdfernerkundung im Mikrowellenbereich wurde der störende Einfluss auf Messungen thermischer Emissionslinien durch variable Wasserdampfgehalte in der Atmosphäre erkannt, wie bei Janssen [1993]³ nachzulesen ist.

Das sehr komplexe Vibrations-Rotations-Absorptionsspektrum in Verbindung mit der hohen Konzentration in der unteren Troposphäre macht Wasserdampf zu einem der dominierenden Spurengase im Spektralbereich vom fernen Infrarot bis zu mm-Wellen. Dabei existiert neben außerordentlich vielen Spektrallinien

²Nach Roedel [1994] stammt z. B. der in Mitteleuropa fallende Niederschlag zu einem großen Teil aus den subtropischen Regionen des Atlantiks und des Golfs von Mexico.

³In Janssen [1993], S. 180, wird eine Veröffentlichung von Dicke et al. aus dem Jahre 1946 zitiert.

ein kontinuierliches Absorptionsspektrum, dessen Ursache noch nicht endgültig geklärt ist, das aber wahrscheinlich eine Überlagerung von Linienflügeln weiter entfernter starker Wasserdampf-Linien darstellt⁴.

Wie Abbildung 6.1 zeigt, ist der Bereich der mm- und submm-Wellen für Spektrallinien im Frequenzbereich > 350 GHz aufgrund des Wasserdampf-Kontinuums praktisch optisch dicht. Dies gilt über den dargestellten Frequenzbereich hinaus bis etwa 5 THz. Dargestellt ist in Abbildung 6.1a die Helligkeitstemperatur des Emissionspektrums der Atmosphäre im Frequenzbereich 1-1000 GHz, während in Abbildung 6.1b die Opazität gezeigt ist. In beiden Grafiken ist die Berechnung für zwei verschiedene Beobachtungshöhen zu sehen. Die gestrichelte Linie zeigt Helligkeitstemperaturen bzw. Opazitäten für bodengebundene Messungen. Die durchgezogene Linie beschreibt die Bedingungen für eine Beobachtungshöhe von 10 km, also z. B. von flugzeuggetragenen Messungen (s. Kapitel 8.4.1).

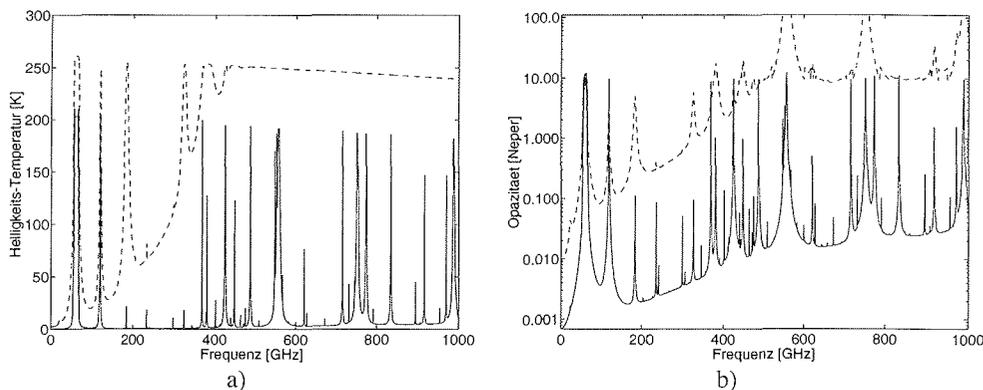


Abbildung 6.1: Vorwärtsrechnung der Sondendaten vom 08.03.1995 für den Frequenzbereich 1-1000 GHz: a) Helligkeits-Temperaturen in Zenit-Richtung, b) die berechneten Opazitäten. Die gestrichelte Linie stellt die Bedingungen für Bodenmessungen dar, während die durchgezogene Linie die Bedingungen bei einer Beobachtungshöhe von 10 km (z. B. für Flugzeugmessungen) wiedergibt.

Aus der Abbildung ergeben sich zwei Konsequenzen:

Für Spektrallinien im Frequenzbereich < 350 GHz muss mit einem variablen Untergrund zum Signal durch den troposphärischen Wasserdampf gerechnet werden. In diesem Fall trägt die emittierte Strahlung des Kontinuums als offset zur empfangenen Emissionslinie der Strahlung des untersuchten Moleküls bei. Dieser offset muss durch indirekte Berechnungen und unter Verwendung

⁴ Die den Spektrallinien-Berechnungen zugrundeliegende Linienform-Funktion (z. B. Van Vleck-Weisskopf) gilt streng genommen zwar nur in der Nähe der Linienmitte, wird aber oft auch für die Linienflügel, die bis $\pm \infty$ reichen, angenommen. Sehr anschaulich wird dies im Vergleich mit einer anderen Linienform-Funktion, wie es in Bühler [1996] dargestellt ist.

gewisser Näherungen ermittelt und aus dem Gesamtsignal der Emissionslinie eliminiert werden. Diese Korrekturen werden in Kapitel 7 näher erläutert.

Um Spektrallinien im Mikrowellenbereich > 350 GHz zu detektieren muss sich der Beobachtungsort in möglichst großer Höhe befinden. Bodengebundene Empfänger werden deshalb auf Bergstationen betrieben, während flugzeuggetragene Empfänger praktisch den gesamten störenden Wasserdampf unter sich lassen können⁵

Abbildung 6.1a zeigt die Vorwärtsrechnung für **Zenit**beobachtung einer Modell-Atmosphäre bestehend aus molekularem Sauerstoff und Stickstoff und Ozon sowie einem realistischen Wasserdampfprofil vom 08.03.1995 über Ny-Ålesund, gerechnet für den gesamten Frequenzbereich von 2 bis 1000 GHz. Die Rechnung wurde für Zenitbeobachtung durchgeführt, um eine Vergleichbarkeit zum Beispiel zwischen dem Bereich der Ozonmessung (142 GHz) und der ClO-Messung (204 GHz) des RAM zu erreichen. Im Messbetrieb wird allerdings die ClO-Messung mit einem niedrigen Elevationswinkel von $10\text{-}20^\circ$ vorgenommen, während die Ozonmessungen unter festem Winkel bei 20° durchgeführt werden. Die Skalierung auf Zenit-Helligkeitstemperaturen geschieht für die ClO-Messung mit Hilfe des bereits in Kapitel 5 erwähnten Luftmassen-Faktors. Aufgrund des höheren Elevationswinkels werden die Ozonmessungen durch einen wesentlich geringeren Wasserdampf-Beitrag im Signal (damit auch durch wesentlich geringere Absorption) beeinträchtigt als die ClO-Messungen⁶.

Leicht zu erkennen ist einerseits, dass mit ansteigender Frequenz die Helligkeitstemperatur der Troposphäre (vom Boden aus gemessen) stark zunimmt. Im Gegensatz dazu nimmt der Beitrag der nicht-resonanten Strahlung, die ein MW-Empfänger auf einer Beobachtungshöhe von 10 km über den gesamten Frequenzbereich hinweg detektiert, nur relativ wenig zu, während die resonanten Beiträge (Spektrallinien) im Spektrum deutlich hervortreten. In Abbildung 6.1b sind die Fenster zu erkennen, in denen **bodengebundene** MW-Messungen durch den troposphärischen Wasserdampf hindurch überhaupt nur möglich sind. Dargestellt ist hier die Opazität, die durch den troposphärischen Wasserdampf verursacht wird.

Die Grafik zeigt auch, welch großen Vorteil flugzeug- bzw. satellitengetragene Radiometer gegenüber den Messungen vom Boden aus in dieser Hinsicht haben.⁷ Die am Boden beobachtete Opazität weist gegenüber der in 10 km Höhe einen bis zu 1000 mal höheren Wert auf.

⁵In Urban [1997] werden Mikrowellen-Messungen eines flugzeuggetragenen Empfängers bei 650 GHz diskutiert.

⁶Mehr zu dieser Problematik findet sich in Kapitel 7.

⁷In Kapitel 8.3 findet sich eine ausführlichere Betrachtung der unterschiedlichen Messmethoden.

6.3 Flüssigwasser-Äquivalent und Opazität

Trotz der enormen Bedeutung, die dem atmosphärischen Wasserdampf zukommt, ist die absolute Menge seines Vorkommens relativ gering. Die Atmosphäre enthält etwa $1.3 \cdot 10^{16}$ kg oder $1.3 \cdot 10^{13}$ m³ Wasser, zum weitaus größten Teil in Form von Wasserdampf⁸. Dies führt zu einer mittleren Wasserdampf-Säulenhöhe von etwa 23-25 mm. Diese Säulenhöhe wird auch als Flüssigwasser-Äquivalent (engl. precipitable water vapor) bezeichnet. Im Gegensatz zum Flüssigwasser-Äquivalent wird als troposphärischer Flüssigwassergehalt die restliche Feuchtigkeit der Troposphäre bezeichnet, wie sie z. B. in Form von Wolken oder Niederschlag vorkommt.

Es gibt unterschiedliche Wege, die Säulenhöhe zu bestimmen. So wurde z. B. in empirischen Untersuchungen aus dem bodennahen Volumennungsverhältnis auf das Flüssigwasser-Äquivalent geschlossen, um darüber zu Aussagen über den Wärmefluss in der unteren Atmosphäre zu gelangen (Liu [1986]). Es ist auch möglich über den Aufstieg einer meteorologischen Sonde und die dadurch erhaltene vertikale Verteilung der relativen Feuchte (in Verbindung mit den Druck- und Temperaturdaten) das Flüssigwasser-Äquivalent zu ermitteln. Daneben gibt es auch MW-Verfahren zur Bestimmung dieser Größe und zur Unterscheidung zwischen Flüssigwasser-Äquivalent und troposphärischem Flüssigwassergehalt.

Da sich mehr als 97% des Wasserdampfs in der Troposphäre befinden, kann hinsichtlich der Opazität der Atmosphäre in guter Näherung von der Troposphärenopazität geredet und der Wasserdampf in größeren Höhen vernachlässigt werden. Das direkte Verhältnis zwischen Troposphärenopazität und troposphärischem Wasserdampf kann genutzt werden, um aus der ermittelten Opazität auf das Flüssigwasser-Äquivalent zu schließen. Untersuchungen dazu wurden bereits vorgenommen. Bühler [1994] zitiert Arbeiten ab 1945 und präsentiert selber Berechnungen von Messungen an den amerikanischen antarktischen Stationen Amundsen-Scott (Südpol) und McMurdo (77.8°S, 166.7°E), in denen er eine gute Korrelation zwischen Opazität und Flüssigwasser-Äquivalent nachweist.

Im Rahmen meiner Arbeit habe ich u. a. untersucht, ob sich eine solche Korrelation auch aus unseren MW-Daten aus Ny-Ålesund gewinnen lässt.

Die Troposphärenopazität aus den MW-Daten (hier der ClO-Messungen) wurde unter Verwendung von Gl. (5.8) in Kapitel 5.3.2.1 aus dem Elevationswinkel des Signalzweigs ermittelt.

⁸Das geschätzte Volumen der Weltmeere bei einer Durchschnittstiefe von 3500 m beträgt $1.35 \cdot 10^{18}$ m³.

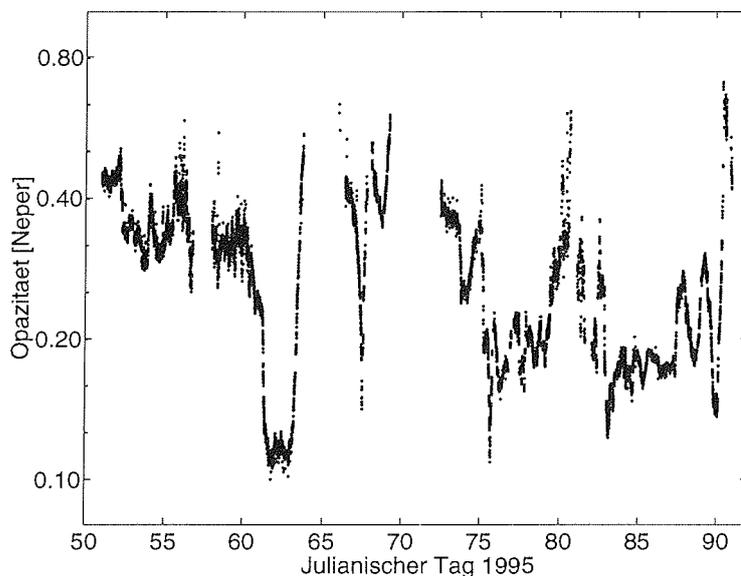


Abbildung 6.2: Aus MW-Daten ermittelte Opazitäten des Winters 1995

Die Opazität wird im CIO-Datenauswertungsprogramm gegenwärtig für jede einzelne CIO-Messung errechnet. Da die Messungen im Prinzip kontinuierlich durchgeführt werden⁹, liegen also auch die Opazitäten als kontinuierliche Datenreihe vor, während Sondendaten in Ny-Ålesund entsprechend internationalen Standards in der Regel jeweils für 12 Uhr UTC eines Tages vorhanden sind.

6.4 Statistische Untersuchungen zum troposphärischen Wasserdampf über Ny-Ålesund

Um einen Überblick über den troposphärischen Wasserdampf der Winterperioden über Ny-Ålesund zu gewinnen, wurde ein Vergleich zwischen Sondendaten und unseren MW-Daten hinsichtlich der Troposphärenopazität durchgeführt. Aus Vorwärtsrechnungen für die wesentlichen Spurenstoffe zusammen mit den tatsächlichen Feuchte-, Druck- und Temperaturprofilen aus den Sondendaten wurde die troposphärische Opazität bestimmt.

Da die Troposphärenopazität als **der** limitierende Faktor für die CIO-Profile gilt, war die anschließende Frage, ob eine statistische Untersuchung der Mess-

⁹ Tatsächlich werden die CIO-Messungen während des gesamten Winters durchgeführt. Seit Winter 1997 werden CIO-Messungen nur noch bei entsprechend guten meteorologischen Bedingungen durchgeführt. Der entscheidende Parameter ist dabei der für die CIO-Messung notwendige Signalelevationswinkel, der kontinuierlich bestimmt wird.

bedingungen in Ny-Ålesund während der Wintermonate Auskunft über Zeitperioden geben kann, in denen CIO-Profile zu gewinnen wären.

6.4.1 Vergleich von RAM-Daten mit Sondendaten

Die Aufbereitung der Sondendaten für den Vergleich bestand im Wesentlichen darin, alle verfügbaren Ballonsonden zusammenzustellen, die Daten mit einer geeigneten Höhenauflösung zu interpolieren und mit den Daten für Druck und Temperatur ein H₂O-VMR zu erzeugen. Alle Profile wurden bei einer Höhe von 20 km abgeschnitten. Diese Maßnahme trägt einerseits dem Umstand Rechnung, dass die Detonationshöhe vieler Ballons nicht sehr viel höher liegt, andererseits ist die Genauigkeit der Sonden in diesem Bereich zweifelhaft (s. u.) und darüberhinaus ist der Fehler, der durch diese Näherung gemacht wird, außerordentlich gering, da sich oberhalb von 20 km Höhe weit weniger als 1 ‰ des gesamten atmosphärischen Wasserdampfgehalts befindet. Mit diesen drei Parametern Druck, Temperatur und H₂O-VMR sowie einem typischem VMR von N₂, O₂ und evtl. vorhandenem O₃-VMR aus Sondendaten wurden dann durch eine Strahlungstransfer-Rechnung mit dem Liebe-Modell (MPM-93, Millimetre Wave Propagation Model von 1993) die Absorptionskoeffizienten für die jeweilige Höhe berechnet.

Dabei wurde die Höhenauflösung im unteren Höhenbereich (< 5 km) mit 100 m sehr fein gewählt, um die starken Änderungen der relativen Feuchte (RH nach dem englischen „relative humidity“) in diesem Höhenbereich zu berücksichtigen. Die Integration der Absorptionskoeffizienten lieferte die gesuchte Opazität gemäß

$$\tau_{zenit}^{20} = \int_{z_0}^{20} \alpha(z) dz \quad (6.1)$$

Dabei ist τ_{zenit}^{20} die Opazität in Zenitrichtung für die untersten 20 km der Atmosphäre, $\alpha(z)$ der Absorptionskoeffizient bei der Höhe z .

Wie der Abbildung 6.3 leicht zu entnehmen ist, gibt es eine nicht unerhebliche Diskrepanz zwischen den beiden Datensätzen, vor allem in Zeiträumen mit höherer Opazität. Die Ursachen dafür sind bisher nicht endgültig geklärt.

Neueste Analysen der Vorwärtsrechnungs-Software weisen darauf hin, dass das verwendete Liebe-Modell eine Näherung macht, die im betrachteten Frequenzbereich zu einer Unterschätzung der Absorptionskoeffizienten und damit direkt der Opazität von etwa 20% führt. Damit wären die grossen systematischen Abweichungen zu erklären. Dennoch gibt es auch andere Einflüsse, die zu einer Diskrepanz zwischen den aus RAM- und aus Sondendaten bestimmten Opazitäten führen können. Dies soll im weiteren untersucht werden.

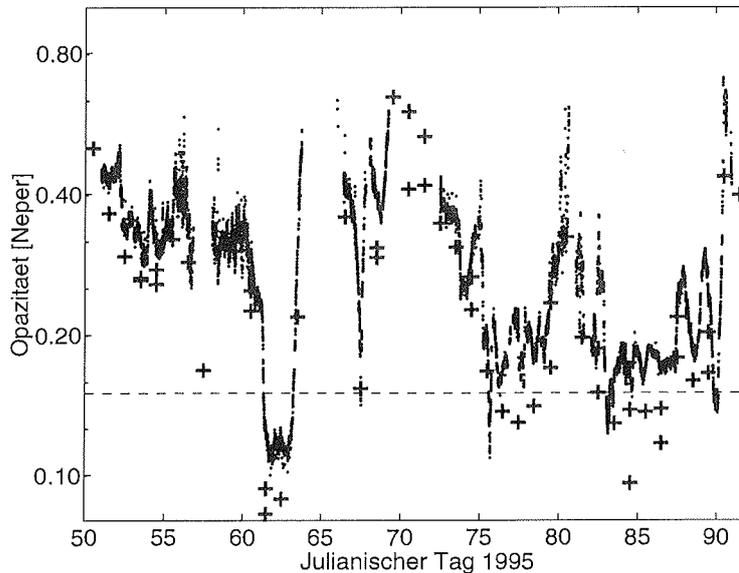


Abbildung 6.3: Vergleich der Zenitopazitäten im Winter 1995 ermittelt aus MW-Daten (•) und Sondendaten (+).

Es ist anzunehmen, dass der Flug der Sonde und die MW-Messung verschiedene Richtungen haben, also eventuell vollkommen verschiedene Luftpakete beproben, was beim Durchzug von Kalt- bzw. Warmfronten über Ny-Ålesund von Bedeutung sein kann, da sich der Wassergehalt der Luftmassen innerhalb von Stunden um eine Größenordnung ändern kann. Die Messungenauigkeiten der Sonde hinsichtlich der relativen Feuchte in größeren Höhen und Temperaturen unterhalb ca. -50°C sind bekannt. Die Hersteller-Firma Vaisälä gibt für ihre Sonden (RS 80 Radiosondes) im RH-Bereich 0-100% mit 1% Auflösung eine Genauigkeit von $\pm 2\%$ in der Feuchtemessung an, jedoch ohne den Temperaturbereich zu nennen, in dem die RH-Werte diese Genauigkeit erreichen. In der Literatur wird noch darüber diskutiert, ab welchen Drücken und Temperaturen die Zuverlässigkeit der RH-Werte nicht mehr gegeben ist.¹⁰

Die Berechnung des Wasserdampf-Spektrums durch die Vorwärtsrechnung geschah mit Hilfe der semiempirischen Methode von Liebe. English verweist in seiner Untersuchung mehrerer Modelle zur Bestimmung atmosphärischen Wasserdampfs auf die jeweils verwendeten Datensätze für das Wasserdampf-Kontinuum und die Linien, die stark voneinander abweichen. (English [1995])

¹⁰Während Makkonen [1996] behauptet, die von Vaisala verwendeten Dünnfilm-Kapazitäts-Sensoren könnten generell unter 0°C nicht unbeheizt verwendet werden, nennt Anderson [1994] eine untere Grenze von -40°C .

Im Rahmen meiner Arbeit bin ich zwei Fragestellungen hinsichtlich der voneinander abweichenden Werte der Opazitäten nachgegangen:

- Welchen Einfluss auf die Opazitätsberechnungen hat eine fehlerhafte Messung der relativen Feuchte durch den Feuchte-Sensor der Radiosonde?
- Wie stark wirkt sich die Verwendung einer realistischen Antennen-Charakteristik in der Vorwärtsrechnung anstelle eines idealisierten Antennenstrahls („pencil beam“) auf die aus den Sondendaten gewonnenen Opazitäten aus?

Unter Verwendung einer empirischen Korrektur¹¹ der RH-Daten von Rosen [1996] ergeben sich relative Abweichungen des H₂O-VMRs von bis zu 60% zwischen den Rohdaten und den korrigierten Daten der Sonde. Der Korrekturterm lautet

$$RH_{Rosen}(z) = RH_{Vaisala}(z) \cdot \left\{ 1 + 1.8 \cdot \exp\left(-\frac{T(z) - 203.2}{13.48}\right) \right\} \quad (6.2)$$

mit der Temperatur $T(z)$ der jeweiligen Höhe z in Kelvin.

In Abbildung 6.4 sind Sondenaufstiege vom 08.03. und 04.03.1995 verwendet worden. Durch die halblogarithmische Darstellung ist der wichtige untere Höhenbereich deutlicher zu erkennen.

Durch die relativ großen Abweichungen (Wasserdampf-Unterschätzung) ergeben sich auch bei der Berechnung der Zenitopazität aus dem Strahlungstransfer Abweichungen im Bereich von 3-4%, wie dies Abbildung 6.5 zeigt. Die Strahlungstransfer-Rechnung wird unter Berücksichtigung der Flanke der Wasserdampflinie bei 183 GHz durchgeführt. Der Unterschied zwischen den Wasserdampf-Gehalten in den unkorrigierten bzw. korrigierten Sondendaten macht sich deshalb in einer leichten Frequenzabhängigkeit bemerkbar.

¹¹ Dieser Korrekturterm wird bei der Datenauswertung von ballongetragenen Aerosol-Backscatter-Sonden der Universität Wyoming, USA, verwendet.

40 Atmosphärischer Wasserdampf

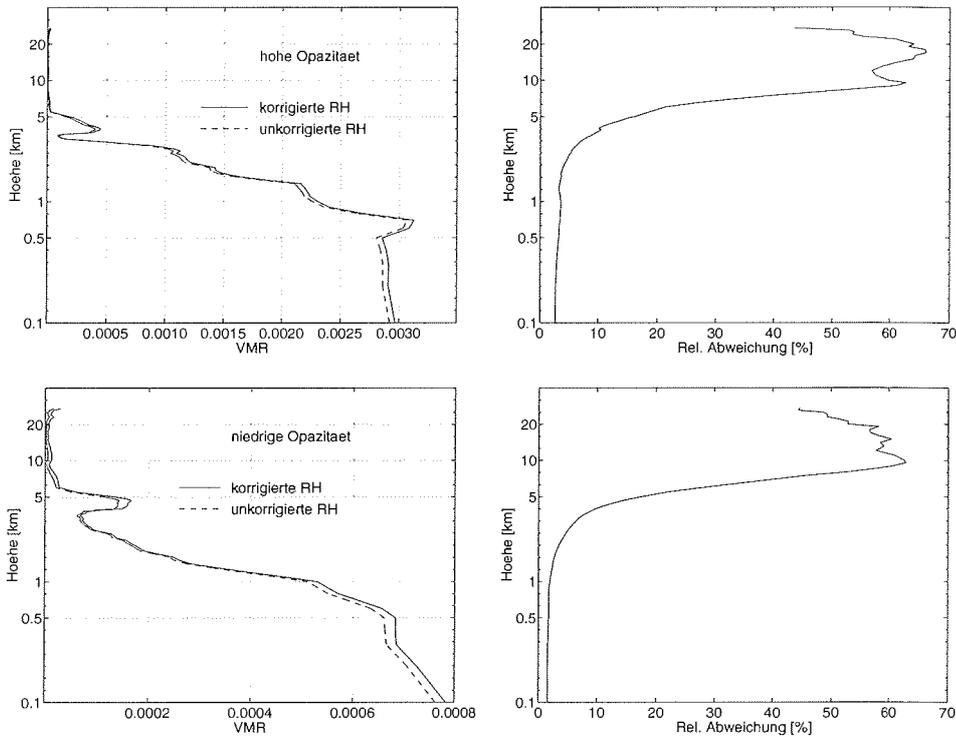


Abbildung 6.4: Vergleich von H₂O-VMRs mit (—) und ohne (---) Korrektur der RH (links) für eine Troposphäre hoher und niedriger Opazität vom 08.03. bzw. 04.03.1995. Rechts sind relative Abweichungen der korrigierten von den unkorrigierten Profile dargestellt.

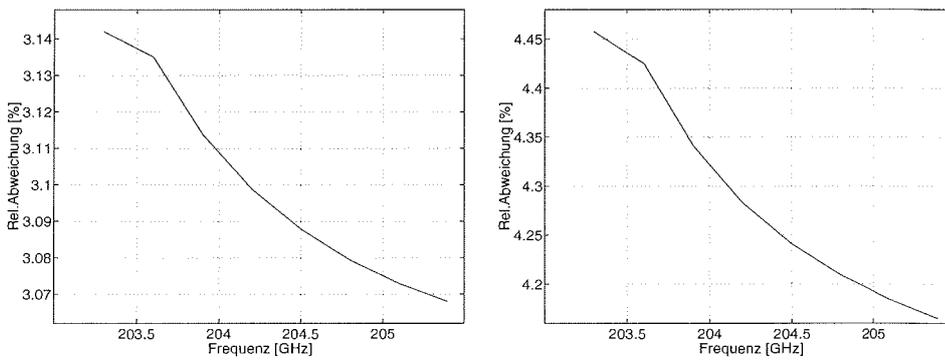


Abbildung 6.5: Relative Abweichung der aus den korrigierten bzw. unkorrigierten Sondendaten berechneten Opazitäten in Zenitrichtung. Links Sondendaten vom 08.03., rechts solche vom 04.03.1995.

Die Verwendung einer realistischen (gaussförmigen) Antennen-Charakteristik¹² statt eines idealen Strahls („pencil beam“) in der Vorwärtsrechnung führt ebenfalls zu Abweichungen.

Eine Antenne mit einem Öffnungswinkel von 4° empfängt unter dem Elevationswinkel von 10° ein Signal aus einer Höhe von 7 km nach einer Weglänge von immerhin ca. 40 km. Der Durchmesser der beprobten Luftmasse beträgt dann bereits ca. 3 km. Da die Höhenverteilung des Wasserdampfs in der Troposphäre stark nichtlinear ist, „sieht“ die reale Antenne unter diesem Winkel Beiträge aus tieferen Schichten, die eine idealisierte pencil beam-Antenne unter gleichem Winkel von 10° nicht detektiert. Diese Abweichungen aufgrund der Annahme einer idealisierten Antenne sind vor allem im Falle hoher Zenitwinkel als Beobachtungswinkel von Bedeutung.

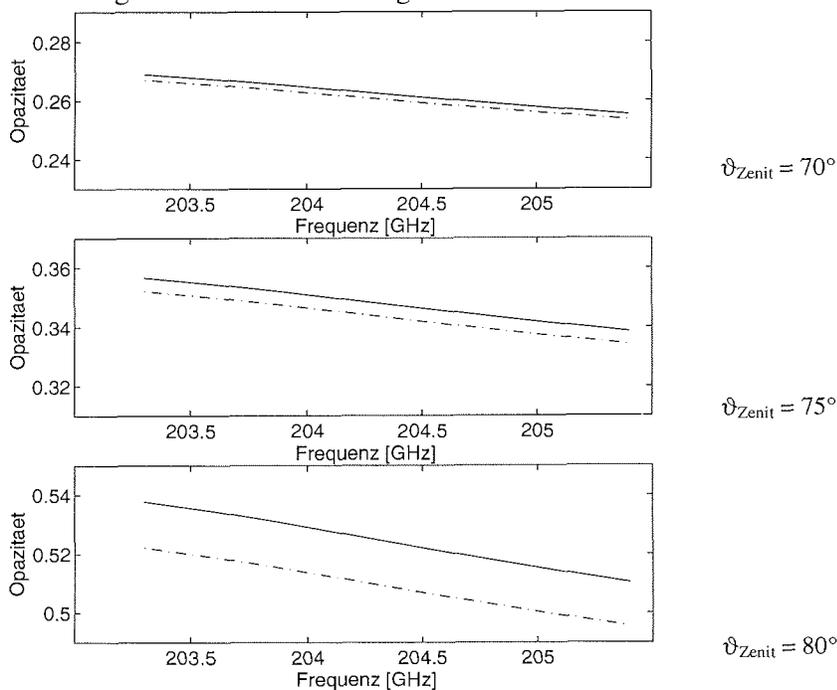


Abbildung 6.6: Aus Sondendaten errechnete Opazität für unterschiedliche Zenitwinkel und gaussförmige Antenne (durchgezogene Linie) bzw. pencil beam (strichpunktierte Linie).

¹²Die Berechnungen wurden mit $\pm 2^\circ$ Öffnungswinkel, entsprechend 4° voller Breite des halben Maximums (full width half maximum) durchgeführt. Später stellte sich heraus, dass die Hornantenne des CIO-Empfängers einen Öffnungswinkel von etwa $\pm 1.6^\circ$ aufweist. Die beschriebenen Fehler stellen damit eine konservative Abschätzung dar und sind tatsächlich etwas geringer anzusetzen.

Abbildung 6.6 zeigt errechnete Opazitäten aus unkorrigierten Sondendaten der Sonde vom 04.03.1995 für den idealisierten und den gaussförmigen Strahl. Es ergeben sich für einen Zenitwinkel von 80° (unterste Grafik) rel. Abweichungen von knapp 3% (Unterschätzung der Opazität durch pencil beam-Antenne im Vergleich zur gaussförmigen Charakteristik), während die rel. Abweichungen für 75° und 70° 1.2% bzw. 1% betragen.

Da die MW-Messungen des RAM in der Regel unter einem Zenitwinkel von etwa 70° - 80° durchgeführt werden, ist ein Teil der Diskrepanz in Abbildung 6.3 auf die ungenaue Bestimmung der RH und die unterschiedlichen Antennencharakteristiken zurückzuführen. Beide Fehler sorgen in der Summe für eine Unterschätzung der Opazität um 4-7%, um die die Opazitäten aus den Sondendaten nach oben korrigiert werden müssten.

Eine weitere prinzipielle Unsicherheit der RH-Messungen wird vermutlich durch Wolken bewirkt. Zwar kann Wasser auch bei Temperaturen erheblich unter 0°C flüssig sein, doch geht Makkonen [1996] davon aus, dass RH-Sensoren, wie sie u. a. auch in den RS 80-Radiosonden von Vaisälä verwendet werden, als Nukleationsoberflächen dem Wasser zur Sublimation dienen und deshalb grundsätzlich untauglich für RH-Messungen oberhalb des Frostpunkts sind. Danach würde lediglich RH über Eis gemessen, was bei tiefen Temperaturen zu erheblichen Abweichungen des ausgewiesenen RH-Wertes im Vergleich zum tatsächlichen führen kann. Der Sensor misst innerhalb der Wolke außerdem nicht mehr als 90% rel. Feuchte, weist aber nach Verlassen der Wolke dauerhaft höhere aus. Dies ist das Ergebnis eines Vergleichs zweier Sondentypen aus Klein [1987]. Auch die Hersteller-Firma verweist auf das letztere Problem, das nach ihren Angaben ab einer Wolkendicke von 400 m auftreten kann. (Vaisälä [1994])

Natürlich ist auch die Bestimmung der Opazität aus dem Elevationswinkel der MW-Messung fehlerbehaftet. Die Genauigkeit der Winkeleinstellung des Drehspiegels ist eine mögliche Fehlerquelle der MW-Messungen. Da nach Art unserer Berechnung die Opazität im Wesentlichen eine Funktion des Signalstrahl-elevationswinkels und der momentanen Außentemperatur am Boden ist¹³, kann sich nur hierin ein systematischer Fehler bemerkbar machen. Eine systematische Untersuchung des Einflusses einer fehlerhaften Winkeleinstellung und der Verwendung einer falschen Bodentemperatur auf die berechnete Helligkeitstemperatur und Opazität ist daher unerlässlich. Da die Opazität aus dem air-mass-Faktor berechnet wird, sei an dieser Stelle auf die Diskussion des Fehlers

¹³ Ohne weitere Erklärung sei hier nur auf Gl. (7.4) verwiesen, in der durch leichte Umformungen die Opazität in Abhängigkeit von der Aussentemperatur und dem Elevationswinkel bestimmt werden kann.

bei der Berechnung des airmass-Faktors in Kapitel 5.3.2.2 und auf Abbildung 5.3 verwiesen.

Ohne dem Kapitel 7 und der Datenauswertung an dieser Stelle vorzugreifen, sei kurz die Berechnung skizziert, mit der bei der Referenzstrahl-Methode die Troposphären-Helligkeitstemperatur aus der mittleren physikalischen Temperatur und der Opazität der Troposphäre gewonnen werden kann. Unter der Voraussetzung, dass der Leistungsabgleich zwischen Signal- und Referenzstrahl gelingt, lässt sich der Beitrag des Kontinuums zu den empfangenen Leistungen aus dem Signalstrahl berechnen. Es gilt

$$T_{cs} = T_{atm} \cdot (1 - e^{-A_s \cdot \tau_z}) \cong T_{cr} \quad (6.3)$$

Dabei ist T_{cs} , T_{cr} Helligkeitstemperatur des troposphärischen Wasserdampf-Kontinuums in Signal- bzw. Referenzstrahlrichtung,

T_{atm} physikalische Temperatur der Atmosphäre,

A_s Luftmassen-Faktor in Signalstrahlrichtung,

τ_z Zenitopazität.

Aus Gl. (6.3) ergibt sich τ_z zu

$$\tau_z = -\frac{1}{A_s} \cdot \ln\left(1 - \frac{T_{cr}}{T_{atm}}\right) \quad (6.4)$$

Der Fehler, der danach für τ_z abgeschätzt werden kann, wird berechnet durch

$$\Delta\tau_z = \sqrt{\left(\frac{\partial\tau_z}{\partial T_{atm}} \cdot \Delta T_{atm}\right)^2 + \left(\frac{\partial\tau_z}{\partial A_s} \frac{\partial A_s}{\partial \vartheta} \cdot \Delta\vartheta\right)^2} \quad (6.5)$$

Die partiellen Ableitungen im Einzelnen lauten

$$\frac{\partial\tau_z}{\partial T_{atm}} \cdot \Delta T_{atm} = -\frac{1}{A_s} \cdot \frac{1}{T_{atm}} \cdot \left(\frac{T_{atm}}{T_{cr}} - 1\right)^{-1} \cdot \Delta T_{atm} \quad (6.6)$$

$$\frac{\partial\tau_z}{\partial A_s} \frac{\partial A_s}{\partial \vartheta} \cdot \Delta\vartheta = -\cos(\vartheta) \cdot \ln\left(1 - \frac{T_{cr}}{T_{atm}}\right) \cdot \Delta\vartheta = \tau_z \cdot \cot(\vartheta) \cdot \Delta\vartheta \quad (6.7)$$

Dabei ist für diese Abschätzung der Luftmassenfaktor A_s nicht sphärisch sondern mit $1/\sin(\vartheta)$ zugrunde gelegt worden, da die relative Differenz zwischen dem sphärisch und nicht-sphärisch berechneten Luftmassenfaktor bei einem Signal-Elevationswinkel von 10° geringer als 3.5% ist. Kleinere Winkel kommen in den Messungen nicht vor.

Die durchschnittliche physikalische Temperatur der Atmosphäre wird in der Literatur unterschiedlich abgeschätzt, je nach verwendetem Atmosphärenmodell und meteorologischen Gegebenheiten. Für die RAM-Daten wird mit der Temperatur **am Boden** abzüglich 7 K als mittlere Atmosphärentemperatur $\langle T_{atm} \rangle$ gerechnet, wie es z. B. in Janssen [1993], Parrish [1988] und deZafra [1995] beschrieben ist. In Nedoluha [1995] wird ein Korrekturterm aus Bevilacqua [1982] für die mittlere Atmosphärentemperatur angegeben, der den Umstand berücksichtigt, dass mit höherer Bodentemperatur (z. B. in mittleren Breiten) die gemittelte Atmosphärentemperatur nicht in gleichem Maße ansteigt.

Da diese Korrekturen empirischer Art sind, kann eine ebensolche auch speziell für die MW-Messungen in Ny-Ålesund gefunden werden. Dazu wurden die Ballonsondenaufstiege der Koldewey-Station des Alfred-Wegener-Instituts in Ny-Ålesund aus den Jahren 1992 bis 1997 verwendet.

Abbildung 6.7 zeigt die Bodentemperaturen der Sondendaten der Monate Januar bis April der betreffenden 6 Jahre. Gegen die Sondendaten sind die mittleren Atmosphärentemperaturen aufgetragen, wie sie sich aus den Sondenaufstiegen unter Verwendung einer wasserdampfgewichteten Mittelung ergeben. Die Korrelation zwischen der Bodentemperatur der Sondendaten und den so gewonnenen mittleren Atmosphärentemperaturen ist mit Korrelationskoeffizienten zwischen 0.86 und 0.94 recht groß und berechtigt zu der Annahme, dass die gewichteten mittleren Temperaturen der ‘wahren’ mittleren Atmosphärentemperatur entsprechen.¹⁴ Neben dem Least-Squares-Fit durch die Datenpunkte sind zwei Korrekturen dargestellt, wie sie sich aus den beiden Formeln

$$\begin{aligned} \text{‘Faustformel’} & : \quad \langle T_{atm} \rangle = T_{Boden} - 7K && \text{(faust) bzw.} \\ \text{‘Bevilacqua’} & : \quad \langle T_{atm} \rangle = T_{Boden} \cdot 0.95 + 4.45K && \text{(bevil)} \end{aligned}$$

ergeben. Die angegebenen Differenzen $\langle T \rangle - \langle T_{fit} \rangle$ beschreiben die Abweichungen der beiden Näherungen vom Least-Squares-Fit, während die Standardabweichung (1-sigma) die Streuung der gemittelten Temperaturen um die jeweilige Näherung ist.

Die Grafik zeigt, dass die Gerade nach der Faustformel im mittleren Temperaturbereich die durchschnittliche Atmosphärentemperatur gut wiedergibt, jedoch bei höheren und niedrigeren Bodentemperaturen stark über- bzw. unterschätzt. Dies wird auch durch die relativ große Standardabweichung deutlich. Dem gegenüber zeigt die Korrekturformel von Bevilacqua aufgrund der Berücksich-

¹⁴ Eine weitergehende Betrachtung müsste in Betracht ziehen, dass z. B. Inversionswetterlagen mit ungewöhnlich niedriger Bodentemperatur von keiner Korrekturformel erfasst werden können. Ohne diese besondere meteorologische Situation wird die Korrelation noch wesentlich stärker sein.

tigung der Temperaturabhängigkeit des Terms eine geringere Steigung und damit eine etwas geringere Standardabweichung. Allerdings werden vor allem niedrige Werte generell stärker unterschätzt. Das zeigt, dass diese Näherung für die Temperaturen in mittleren Breiten angepasst ist.

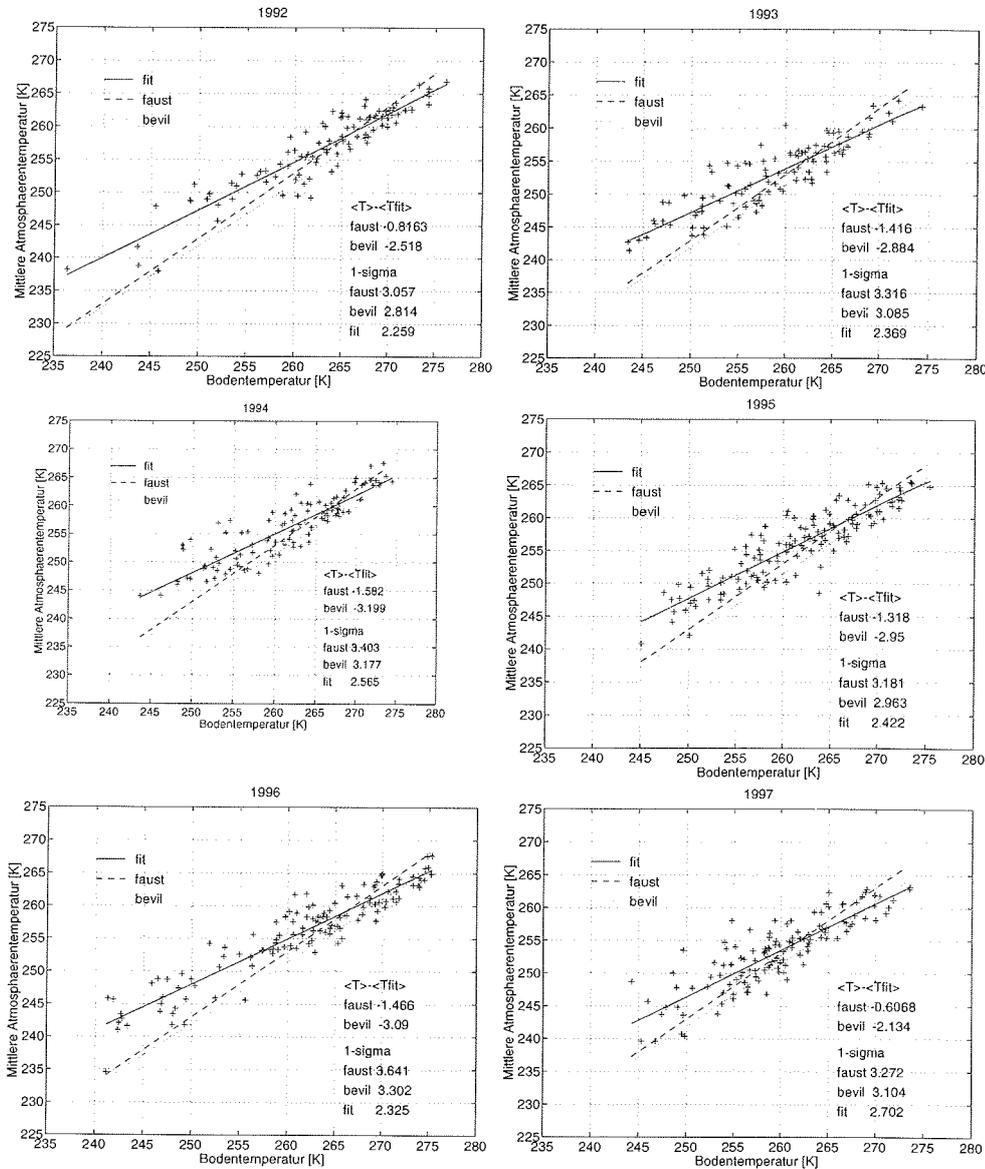


Abbildung 6.7: Mittlere Atmosphärentemperatur T_{atm} der Winter 1992-97, ermittelt aus Sondendaten im Vergleich mit der 'Faustformel' (gestrichelte Linie) und der Formel von Bevilacqua (punktierter Linie). Erläuterung der Formeln im Text.

Aus dem Fit der ‘wahren’ Werte lässt sich eine Korrekturformel abschätzen, die zumindest für die betrachteten Winter eine gute Näherung darstellt:

$$\langle T_{atm} \rangle = T_{Sonde}^{Boden} \cdot 0.6996 + 72.54 \text{ K}.$$

Doch selbst mit der Näherung nach der Faustformel lässt sich abschätzen, dass der Fehler zur Berechnung der Opazität aufgrund einer falschen Temperaturabschätzung bei realistischen meteorologischen Bedingungen unter 0.01 Neper bleibt.¹⁵

Von gleicher Größenordnung ist der Fehler aufgrund einer fehlerhaften Winkeleinstellung des Drehspiegels. Er setzt sich zusammen aus der Unsicherheit in der Justage und der Genauigkeit, mit der der verwendete Motor eine Position anfahren kann. Mit einem konservativ abgeschätzten $\Delta\vartheta$ von $\pm 0.5^\circ$ für beide Effekte gemeinsam wird der Fehler mit denselben Werten wie den unter Fußnote 15 angegebenen mit etwa 0.013 Neper bestimmt, was bei einer Troposphärenopazität von 0.3 Neper etwa 4.3% entspricht.

Unter außerordentlich guten Messbedingungen (z. B. einer Troposphärenopazität von 0.1 Neper und einem Signalelevationswinkel von 10°) kann dieser Fehler mit 0.01 Neper noch geringer ausfallen.

Damit ergibt sich ein maximaler absoluter Fehler für τ_z aus Gleichung (6.5):

$$\Delta\tau_z = \sqrt{0.005^2 + 0.013^2} = 0.014 \text{ Neper}$$

Die Unsicherheit der Opazitätsberechnung aus den MW-Daten, wie sie in Abbildung 6.3 gezeigt sind, liegt also bei maximal 4.3% und ist damit vergleichbar mit der Unsicherheit der Opazitätsberechnungen aus den Sondendaten.

Die Diskrepanz zwischen den berechneten Troposphären-Helligkeitstemperaturen der vier Winkeleinstellungen eines Sky-Dip führte im Frühjahr 1997 zu einer erneuten Überprüfung der absoluten Winkeleinstellung. Prinzipiell sollte bei unterschiedlichen Blickrichtungen in die Troposphäre die **Zenit**opazität (berechnet mittels des Luftmassen-Faktors) stets dieselbe sein. Tatsächlich zeigen die Opazitäten signifikant unterschiedliche Werte.

Die theoretischen Überlegungen, wonach der Winkel systematisch um etwa 1.1° zu weit nach unten schaut, wurden bestätigt. Mit der erfolgten Einstellungskor-

¹⁵ Mit $\vartheta=18^\circ$, mittlere Atmosphärentemperatur $\langle T_{atm} \rangle = 250 \text{ K}$, Kontinuumtemperatur $T_{cr} = 135 \text{ K}$ und einem ΔT von 3.5K (entsprechend den Standardabweichungen aus Abbildung 6.7) ergibt sich ein Fehler von 0.005 Neper auf 0.3 Neper, bzw 1.7% aufgrund einer falschen mittleren Atmosphärentemperatur.

rektur des Winkels sollte der Fehler $\Delta\vartheta$ nur noch maximal $\pm 0.2^\circ$ betragen. Damit reduziert sich der Fehler in der Opazitätsberechnung auf 0.007 Neper. Diese Überlegungen führen außerdem dazu, dass die in Abbildung 6.2 bzw. Abbildung 6.3 gezeigten Opazitäten, wie sie aus MW-Messungen bestimmt wurden, etwa um 3-4% zu niedrig angesetzt ist, da der Luftmassen-Faktor systematisch zu groß gewählt wurde.

6.4.2 Die Winter 1992 bis 1997

Aus den massiven Einschränkungen, die die Opazität vor allem für die ClO-Messungen darstellt, ergibt sich die Frage, in welchem Ausmaß die besonderen meteorologischen Bedingungen in Ny-Ålesund die ClO-Messung beeinträchtigen.

Zur Beantwortung dieser Frage wurde eine statistische Auswertung der Sonden-daten ohne eine Korrektur der RH für die Jahre 1992-1997 vorgenommen. Nach den oben beschriebenen Verfahren wurden jeweils für die ersten 4 Monate eines Jahres die Opazitäten speziell für den interessierenden Frequenzbereich um 204 GHz (± 500 MHz) berechnet. Abbildung 6.8 zeigt das Ergebnis dieser Untersuchung. Dabei ist die Opazität für die Höhe der NDSC-Station, nämlich für Meereshöhe (auf der das MW-Radiometer arbeitet), berechnet worden.

An dieser Stelle muß ich dem nachfolgenden Kapitel über die Datenauswertung etwas vorgreifen, indem ich darauf hinweise, dass sich eine Opazität von ca. 0.15 Neper als empirischer Grenzwert herausgestellt hat, oberhalb dessen nicht mit einer erfolgreichen Bearbeitung der ClO-Spektren bis hin zum ClO-Profil zu rechnen ist.¹⁶ Zu beachten ist allerdings, dass sich diese Grenze auf die durch MW-Messungen gewonnenen Opazitäten bezieht, während in Abbildung 6.8 die (systematisch etwas geringeren) Opazitäten der Sonden-daten abgebildet sind. Dennoch vermag diese Abbildung einen Überblick über die Messbedingungen in Ny-Ålesund zu gewähren. Es zeigt sich, dass für Messungen vom Boden nur eine sehr begrenzte Anzahl von Tagen zur Verfügung steht, zumal diese niedrige Opazität über einen Zeitraum von 24 Stunden gewährleistet sein muss.

Bei den angegebenen Prozentzahlen ist nicht berücksichtigt, ob die zur Bildung von ClO notwendige Sonneneinstrahlung vorhanden ist oder nicht. Das heisst, auch solche Perioden sind in dieser Statistik berücksichtigt, in denen zwar die meteorologischen Bedingungen auf gute Messbedingungen hinweisen, aber aufgrund der Polarnacht bis Anfang Februar kein Chlormonoxid vorhanden ist.

¹⁶ Diese empirische Grenze gilt für die Daten bis Anfang Februar 1997. Danach sorgte eine verbesserte Datenaufnahme und Auswertung für eine Grenze, die bei einer Opazität von ca. 0.24 Neper liegt. (s. Kapitel 8)

Die Höhen von 500 bzw. 2000 m sind deshalb zusätzlich dargestellt worden, da sie den Höhen der Bergstation des Zeppelinbergs bzw. dem höchsten Punkt Spitzbergens, dem Newtontoppen, entsprechen. Während ein Betrieb auf dem Zeppelinberg in einer norwegischen Station zur Erhöhung der Datenausbeute vorstellbar ist, wäre ein Einsatz auf dem Newtontoppen mit erheblichem logistischem Aufwand verbunden.

Die Anzahl der Perioden pro Jahr sind in Tabelle 6.1 aufgeführt. Berücksichtigt sind dabei nur Zeiträume, in denen wenigstens zwei Sonden hintereinander die geforderte niedrige Opazität aufwiesen. Für eine Beobachtungshöhe von 500 bzw. 2000 m sind ebenfalls Werte angegeben, die deutlich machen sollen, welche starke Behinderung der troposphärische Wasserdampf für die ClO-Messungen darstellt.

Tabelle 6.1: Zeit in Prozent einer Winterperiode (Januar bis April), in der aufgrund niedriger Opazität ClO-Profile zu gewinnen wären.

Höhe \ Jahr	1992	1993	1994	1995	1996	1997
0 m	7 %	17 %	11 %	15 %	8 %	9 %
500 m	17 %	38 %	22 %	35 %	21 %	38 %
2000 m	81 %	80 %	77 %	82 %	61 %	87 %

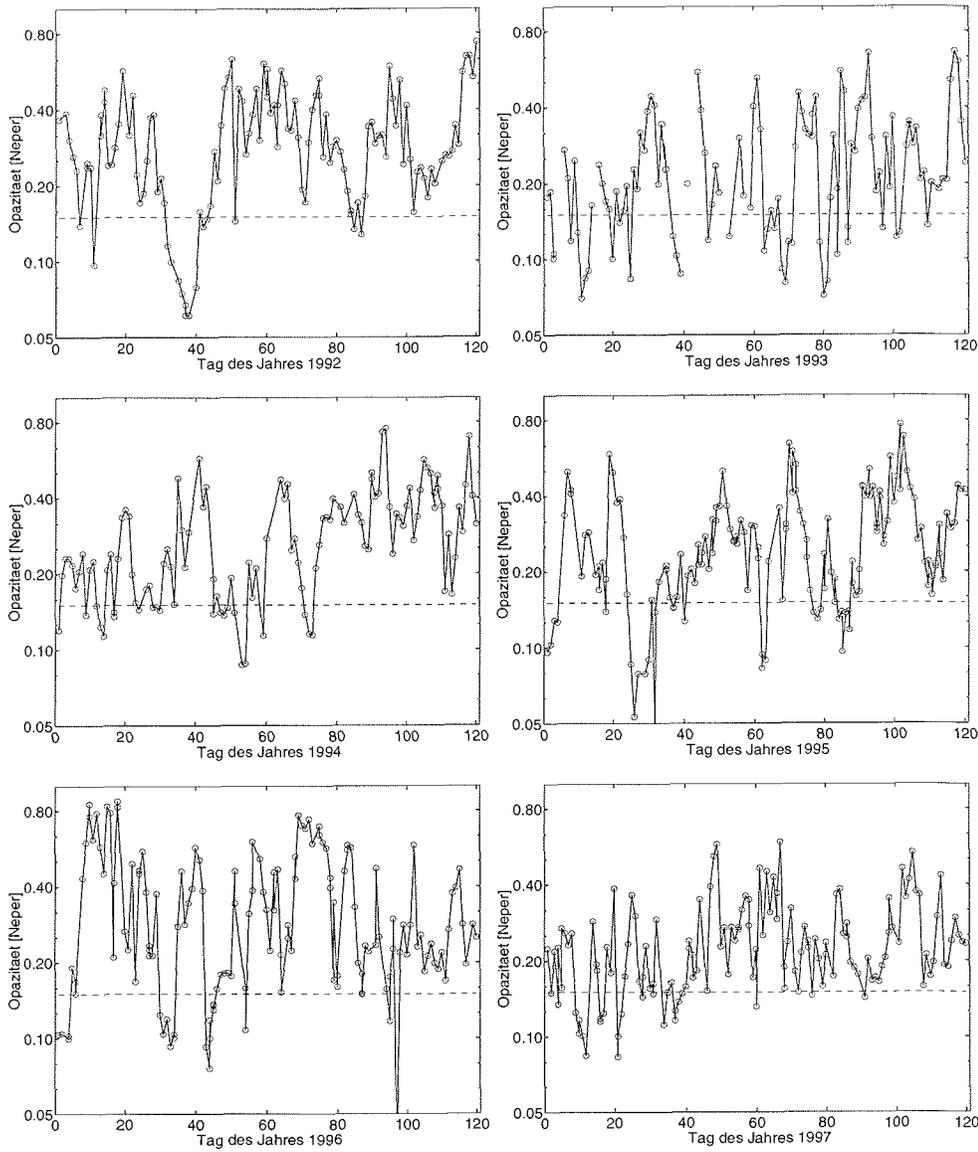


Abbildung 6.8: Abbildungen der Opazitäten (aus Sondendaten) der Jahre 1992-97

7 Auswertung der ClO-Messungen

Nachdem in den vorhergehenden Kapiteln Grundprinzipien der MW-Radiometrie, die Messmethode und die einschränkenden atmosphärischen Bedingungen, denen die Messungen auf Spitzbergen unterworfen waren, erläutert wurden, soll es in diesem Kapitel nun um die Auswertung der Messungen gehen. Der Ablauf der Auswertung ist in Abbildung 7.1 dargestellt und wird in einzelnen Unterkapiteln erläutert. Dabei werde ich mich wesentlich auf die ClO-Messungen und deren Auswertung konzentrieren und nur hin und wieder zur Verdeutlichung einiger Aspekte die Ozon-Messungen heranziehen.¹

7.1 Die Rohspektren des RAM

Die Rohspektren der Messungen mit dem RAM liegen als vorintegrierte Daten einer vorgegebenen Anzahl von Mess-Zyklen in binärer Form vor. Unter einem Mess-Zyklus verstehe ich im Folgenden die vier Phasen, zwischen denen während des Messvorgangs geschaltet wird, entsprechend vier „Blickrichtungen“ des Drehspiegels in die Atmosphäre bzw. auf die Kalibrations-Lasten. In jeder dieser Phasen wird der Speicherinhalt der CCD-Zeile 25 mal ausgelesen, wodurch sich bei einer Zeitspanne von 40 ms für ein einzelnes sog. „readout“ etwa eine Sekunde Messzeit ergibt. Sowohl bei der Referenzstrahl-Methode als auch der Total Power-Methode werden die einzelnen Mess-Phasen integriert und als die vier Phasen einer Messung (als sog. „frame“) abgespeichert. Typischerweise besteht ein solches frame aus 20 Mess-Zyklen und wird Rohspektrum gespeichert. Dieses Spektrum ist die kleinste Dateneinheit, auf die zur Datenauswertung zugegriffen werden kann.

Diese Art der Vorintegration bereits während der Messung erfolgt mit dem Ziel, die Datenmenge auf eine handhabbare Größe zu reduzieren.

¹ Die Auswertung der Ozon-Messungen mit dem RAM ist bereits sehr ausführlich in den Arbeiten von Klein [1993], Sinnhuber [1995] und Langer [1995] dargestellt worden.

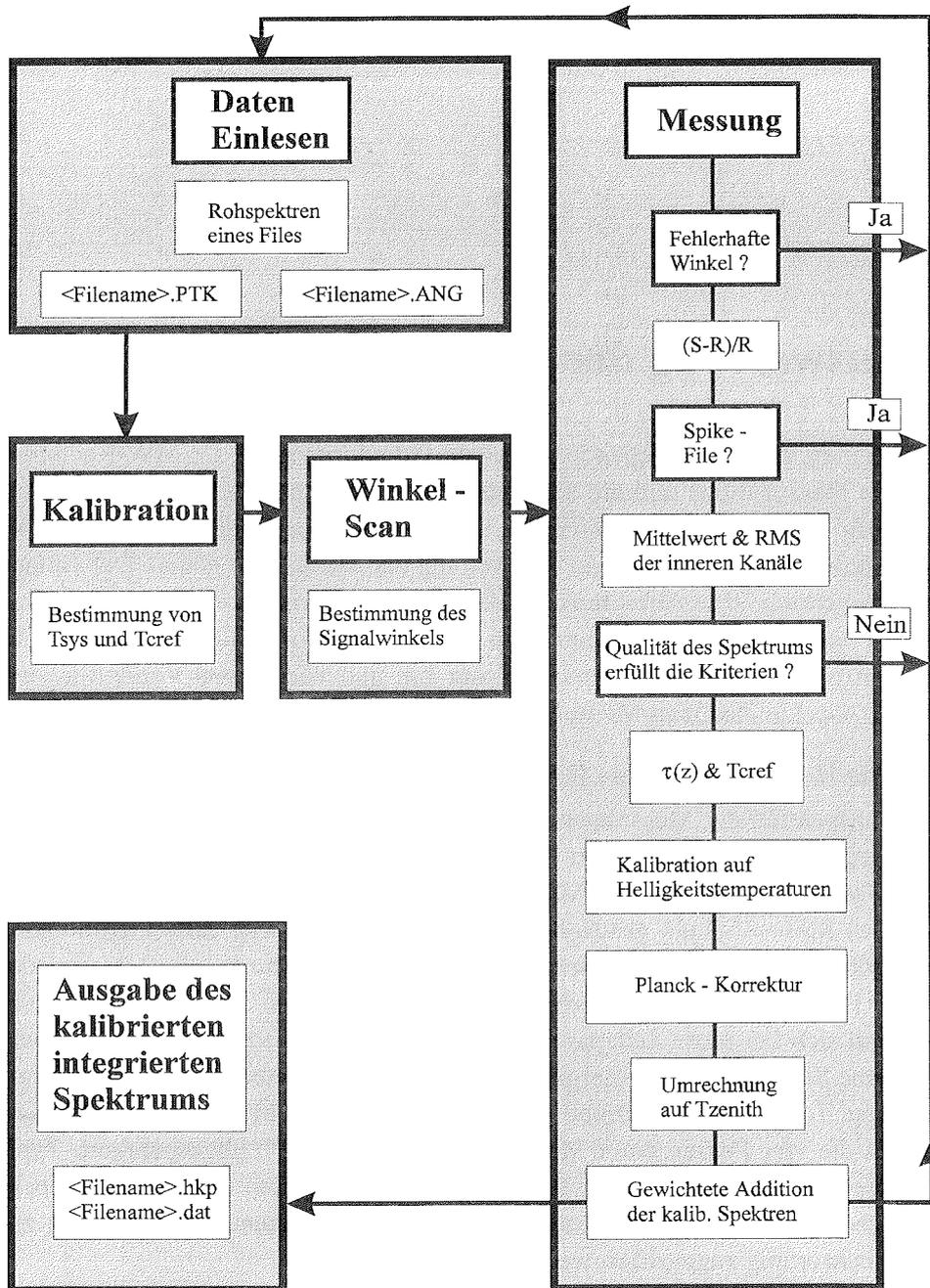


Abbildung 7.1: Funktionsdiagramm des Programms zur Datenaufbereitung.

Während bei der Total Power-Methode durch den konstanten Signal-Elevationswinkel diese Vorintegration unkritisch ist, ändert sich bei der Referenzstrahl-Methode dieser Winkel jedoch unter Umständen von einem Mess-Zyklus zum anderen. Dadurch werden gegebenenfalls Spektren integriert, die aus verschiedensten Gründen nicht verwertbar sind. Um fehlerhafte Spektren herauszufiltern, werden bei dieser Methode die jeweils eingestellten Winkel während der Messung herausgeschrieben und gespeichert.

Das als Rohspektrum bezeichnete Spektrum stellt eine Vorintegration der von der Atmosphäre emittierten Strahlung über einen Zeitraum von ca. 40 s dar.

Dieser **Integrationszeit** des Signalstrahls entspricht eine **Messzeit** von etwa 110-120 s, bedingt durch jeweils 40 s Integrationszeit im Signalstrahl plus 40 s im Referenzstrahl. Hinzu kommen noch die Stellzeiten des Drehspiegels (80 mal etwa 375 ms). Im Folgenden wird mit **Integrationszeit** die Zeit bezeichnet, die während der Messung in der Blickrichtung 'Signalstrahl' verstrichen ist.

Solch ein Rohspektrum ist stark verrauscht und lediglich die Emissionslinie des Ozon bei 142 GHz ist erkennbar, während die des ClO bei 204 GHz völlig im Rauschen verschwindet, wie in Abbildung 7.2 zu sehen ist.

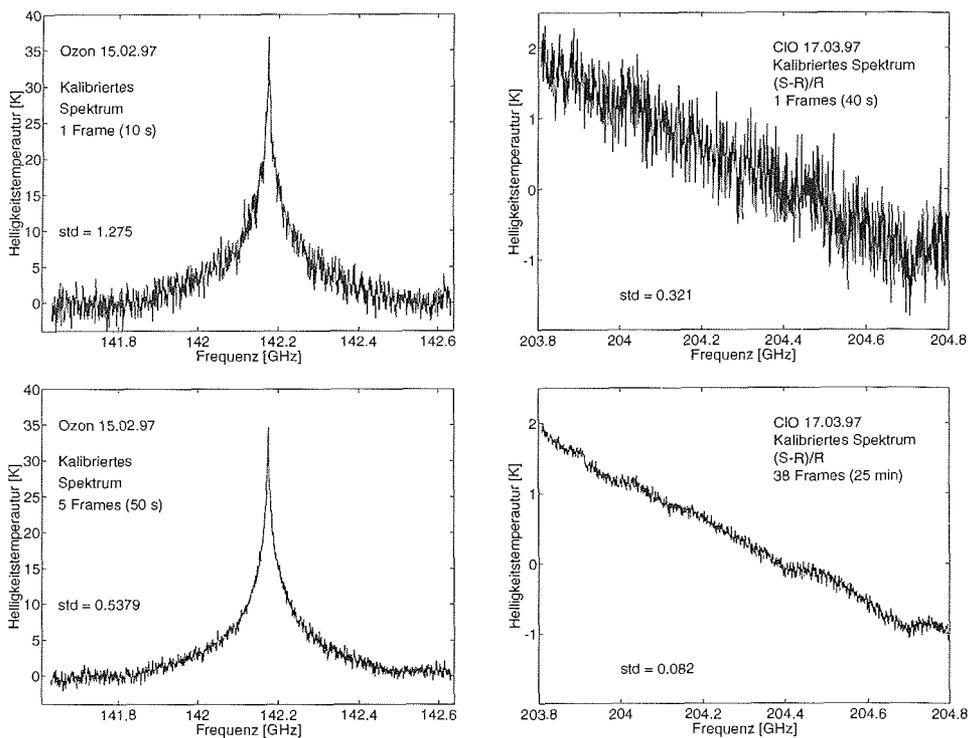


Abbildung 7.2: Kalibrierte Spektren aus Ozon-Messungen bei 142 GHz (links) und ClO-Messungen bei 204 GHz (rechts) mit unterschiedlichen Integrationszeiten.

Diese Abbildung zeigt typische Spektren aus dem Winter 1997. Die angegebenen Standardabweichungen sind ein Maß für den Datenfehler, der sich zusammensetzt aus dem statistischen Rauschen des Empfängers und den systematischen Effekten der Baseline. Für das Ozon-Spektrum sind die Baseline-Effekte gering. Zur Berechnung der Standardabweichung des Ozon-Spektrums sind lediglich die ersten 400 Kanäle zugrunde gelegt worden. Die Verringerung der Standardabweichung durch Verlängerung der Integrationszeit entsprechend der Radiometergleichung weist darauf hin, dass hier im wesentlichen statistisches Rauschen die Ursache für den Datenfehler ist.

Für das CIO-Spektrum wurde erst ein angefitteter Slope vom Spektrum abgezogen, bevor die Standardabweichung bestimmt wurde. Da sich auf dem CIO-Spektrum noch eine starke Baseline befindet, gibt die Standardabweichung im Fall des CIO-Spektrums nicht alleine den Fehler aufgrund statistischen Rauschens an, sondern beinhaltet auch die Baseline. Das bedeutet auch, dass die Standardabweichung des CIO-Spektrums nicht in dem Maße kleiner wird, wie die längere Integrationszeit dies erwarten ließe, da sich die Baseline-Beiträge zum Datenfehler durch längere Integrationszeiten nicht verringern².

Die Datenmenge von ca. 20 MByte pro Tag bei bereits vorintegrierten CIO-Spektren macht die Vorintegration plausibel. Wesentlich weniger Daten ergeben sich für Ozon-Messungen (ca. 5-10 MByte/Tag). Der Grund für die geringere Datenmenge der Ozon-Messungen ist, dass wegen des um Größenordnungen stärkeren Ozon-Signals mit wesentlich weniger Rohspektren bereits sehr brauchbare Ergebnisse zu erzielen sind.

Das eben beschriebene Verfahren der Vorintegration birgt natürlich einige Gefahren. Im Folgenden wird näher beschrieben, nach welchen Kriterien diese vorintegrierten Frames (die die kleinsten Einheiten der verfügbaren Daten darstellen) ausgewählt bzw. verworfen werden.

7.2 Aufbereitung der CIO-Rohspektren

Die Aufbereitung eines Rohspektrums beginnt mit der Überprüfung der Qualität nach bestimmten Kriterien, die im nächsten Kapitel erläutert werden. Dann wird das Spektrum auf Helligkeitstemperatur kalibriert. Schließlich wird die Helligkeitstemperatur auf Zenit-Richtung umgerechnet, da nur so eine Vergleichbarkeit zu anderen Spektren bzw. die Integration möglich ist. Am Ende dieser Prozedur steht ein kalibriertes Spektrum einer 60-minütigen Messung, wie sie im vorhergehenden Kapitel beschrieben wurde.

² Nach der Radiometerformel sollte das Rauschen des Spektrums einer 38 mal so langen Integrationszeit um den Faktor $\sqrt{38}$ verringert sein.

7.2.1 Zur Qualität der Rohspektren

Bei der CIO-Messung mit dem RAM sind aufgrund der Referenzstrahl-Methode bestimmte Kriterien zu berücksichtigen, damit die Integration zu sinnvollen Ergebnissen führen kann.

- **Winkelvariation eines Frames**

Variiert der Winkel innerhalb des Frames, aus dem das Rohspektrum erzeugt wurde, zu stark, dann deutet dies auf eine hohe Variabilität der Troposphäre bzw. des darin enthaltenen Wasserdampfs hin. Die einzelnen Mess-Zyklen sind dann hinsichtlich ihrer Baseline (s. u.) zu unterschiedlich, als dass eine Verwendung dieses Frames sinnvoll wäre. Die gegenwärtig verwendete zulässige Winkelvariation von 1° innerhalb eines Frames sorgt bei starker Variabilität der Troposphäre für einen Abbruch der Auswertung.³ Zusätzlich wird über dieses Kriterium die Situation abgefangen, in der das Messprogramm selbst bereits während der Messung aufgrund der stark schwankenden Troposphärensituation zur Bestimmung des „richtigen“ Winkels eine sog. „Sky-Dip“ Messung durchführte, d. h. anhand von vier Signalen unter unterschiedlichen Elevationswinkeln den „richtigen“ Winkel für den nächsten Zyklus berechnet. In dem Falle ist das Frame zu verwerfen, da es nicht ausschließlich reine Referenzstrahlmessungen enthält.

- **Größe des Signalstrahl-Elevationswinkels**

Ist die Troposphärensituation so, dass der mittlere Signal-Elevationswinkel des Frames sehr groß wird, bedeutet dies einen hohen Wasserdampfgehalt der Troposphäre. Ab einem bestimmten Winkel ist die Opazität der Atmosphäre so hoch, dass eine Datenauswertung keinen Sinn macht, wie in Kapitel 6 ausführlich dargestellt. Seit Winter 1996/97 wird hier ein Winkel von 18° angenommen, der in etwa einer Troposphären-Helligkeitstemperatur von 143 K bzw. einer Zenitopazität von ca. 0.24 Neper entspricht.⁴

Diese beiden Kriterien werden bereits vor der Behandlung der Daten geprüft und führen ggf. zum Abbruch der weiteren Auswertung. Bei den nachfolgenden handelt es sich um Kriterien, die erst an das Spektrum selbst gestellt werden können.

³ Es zeigte sich, dass „gute“ troposphärische Bedingungen sich außer durch niedrige Elevationswinkel auch durch geringe Winkelvariabilität auszeichnen. Deshalb führte dieses Kriterium bei guter Troposphäre nicht zum Abbruch der Auswertung einzelner Frames.

⁴ Die Messungen ab Februar 1997 auf Spitzbergen haben diesen Grenzwinkel von 18° bereits bei der Datenaufnahme in der Weise berücksichtigt, als dass keine CIO-Messungen mehr durchgeführt wurden, falls ein aus dem Sky-Dip errechneter Winkel diese Grenze überschritt. Die gewonnene Messzeit kam den Ozonmessungen zugute.

- **Rauschen des Spektrums / Ausreißer**

Ein übermäßiges Rauschen des Spektrums deutet darauf hin, dass sich in dem Frame nicht die richtige Anzahl von Mess-Zyklen befindet. Dies kann z. B. durch Abbruch des Messprogramms oder Probleme in der Mess-Steuerung des AOS geschehen. Eine starke Häufung von Ausreißern auf dem Spektrum stellt ein anderes Phänomen des AOS dar, das durch fehlerhaften Datentransfer vom AOS zum Rechner verursacht wurde. Die Ausreißer treten allerdings in der neueren Konfiguration des AOS (Stand vom November 1996) nicht mehr auf.

- **Fehlerhafter Leistungsabgleich**

Der Leistungs-Abgleich zwischen Signal- und Referenzstrahl wird über den Signalstrahl-Elevationswinkel gesteuert⁵. Naturgemäß liegt zwischen der Berechnung des Winkels aus dem vorhergehenden Zyklus und der Messung im nächsten Zyklus eine gewisse Zeit, in der sich die Situation der Troposphäre geändert haben kann. Dies führt zu Spektren, die im Bereich der Linienmitte keinen Nulldurchgang haben, sondern einen „offset“ aufweisen. Notwendige Voraussetzung zur Durchführung der Referenzstrahl-Methode (s. auch die vorgenommene Näherung in Gleichung (5.6)) war jedoch der Leistungsabgleich in Signal- und Referenzstrahl. Aus diesem Grund werden die Frames mit fehlerhaftem Leistungsabgleich verworfen. Der Grenzwert für das (S-R)/R ist hier der Mittelwert der Summe über 200 Kanäle um die Linienmitte herum, der in der derzeitigen Auswertung nicht um mehr als 0.45 K abweichen darf.

Die Auswertung der Daten von Februar bis April 1997 zeigt, dass die Qualität der Frames vor allem durch den mangelhaften Leistungsabgleich beeinträchtigt war und dass dieses Kriterium die Anzahl der verwendbaren Frames sehr stark verringerte, wenn der Grenzwert geringfügig herabgesetzt wurde.

Die anderen oben genannten Kriterien verringerten die Anzahl der zur Integration zur Verfügung stehenden Frames kaum. Bei guten troposphärischen Bedingungen liegen z. B. die auftretenden Winkelvariationen innerhalb eines Frames bei unter 0.2° .

7.2.2 Kalibration der Daten

Erfüllt das Rohspektrum die geforderten Kriterien, wird es kalibriert. Bei Parrish [1988] wird die Bestimmung sowohl der Systemrauschtemperatur T_{sys} als auch der Troposphären-Helligkeitstemperatur T_{cref} nur zu Beginn einer Messung durchgeführt. Beide gehen ein in die Größe T_{SR} in Gl. (5.7). Während die

⁵ s. Kapitel 5.5

Systemrauschtemperatur nicht ohne Unterbrechung des Mess-Programms neu zu bestimmen ist, kann jedoch aus dem mittleren Signalwinkel des Frames das T_{cref} für jedes Frame neu errechnet werden, wie folgende Überlegungen zeigen. Die Strahlungsbeiträge der Troposphäre in Signal- und Referenzstrahl T_{cs} und T_{cref} kommen durch unterschiedlich lange Pfade (aufgrund der unterschiedlichen Beobachtungswinkel) durch die Troposphäre hindurch zustande. Durch die Wahl des richtigen Signalwinkels ist die Helligkeitstemperatur an den Linienflügeln in beiden Blickrichtungen gleich, wobei in Referenzstrahl-Richtung noch der Abschwächer auf Raumtemperatur zu berücksichtigen ist. Unter der Annahme einer homogenen Troposphäre der mittleren physikalischen Temperatur T_{trop} ⁶ ergibt sich in den jeweiligen Blickrichtungen

$$T_{cs} = T_{trop} (1 - e^{-A_{ts} \cdot \tau_z}) \quad (7.1)$$

bzw.

$$T_{cr} = T_{trop} (1 - e^{-A_{tr} \cdot \tau_z}) \cdot e^{-\tau_d} + T_d (1 - e^{-\tau_d}) \quad (7.2)$$

Für die Bestimmung der troposphärischen Luftmassen-Faktoren A_{ts} und A_{tr} (s. Kapitel 5.3.2.2) wurde $z = 7$ km entsprechend der mittleren Tropopausehöhe angenommen.

Vorausgesetzt, der Leistungsabgleich durch den Signalwinkel ist korrekt, können die in Signal- und Referenzrichtung empfangenen Signale gleichgesetzt werden:

$$T_{trop} (1 - e^{-A_{tr} \cdot \tau_z}) \cdot e^{-\tau_d} + T_d (1 - e^{-\tau_d}) = T_{trop} (1 - e^{-A_{ts} \cdot \tau_z}) \quad (7.3)$$

Das Auflösen dieser Gleichung nach τ_z ist analytisch nicht möglich. Allerdings kann durch ein einfaches iteratives Verfahren τ_z so bestimmt werden, dass die Gleichung (7.3) bei ansonsten bekannten Werten für die einzelnen Größen erfüllt wird. Unter diesen Umständen lässt sich die Troposphären-Helligkeitstemperatur T_{cref} in Abhängigkeit von $A_{ts}(\vartheta)$ nach Gl. (6.3) für jedes Frame neu bestimmen.

Damit ist die Größe T_{SR} , die sich aus der wenig variablen Systemrauschtemperatur T_{sys} und der höchst variablen Troposphären-Helligkeitstemperatur T_{cref} zusammensetzt, für jedes einzelne Frame bekannt und kann zur weiteren Datenverarbeitung verwendet werden.

⁶ Diese Temperatur wird in der Literatur als Bodentemperatur -7 K gehandelt.

7.3 Baseline-Effekte in den kalibrierten Spektren

Die kalibrierten Spektren weisen Strukturen (auch Baseline genannt) auf, die eine Weiterbehandlung erschweren. Als Ursache dafür sind im Wesentlichen drei Quellen erkannt worden, die im Folgenden beschrieben werden.

7.3.1 Der Einfluss des „Back-End“

Der Bandpass des Spektrometers wird üblicherweise nicht zur Baseline gezählt. Dennoch wird er an dieser Stelle angeführt, da er im Falle des RAM tatsächlich zu einer variablen Baseline beiträgt.

Durch die Differenzbildung (S-R) sollte der Bandpass des Spektrometers verschwinden, da neben der in beiden Messungen gleichen Systemrauschtemperatur auch der troposphärische Beitrag aufgrund des Leistungsabgleichs (bis auf das schwache Signal der Linie) gleich ist. Durch die Division durch R und die nachfolgende Multiplikation mit der Systemrauschtemperatur (s. Gln (5.7) oder (5.10)) heben sich im Prinzip die Effekte durch den Bandpass ebenfalls auf.

Zu den Eigenarten des AOS des RAM gehört aber, dass aus ungeklärten Gründen in den vier Phasen eines Zyklus über unterschiedlich lange Zeiten integriert wird. Bei gleicher Strahlungsintensität ergeben sich auf diese Weise signifikant unterschiedliche count-Raten am Ausgang des Spektrometers. Diese Unterschiede führen zu einem nachweisbaren Restbeitrag des Bandpass zum Spektrum, der im Wesentlichen nicht-periodischer Natur ist.

Eine Verlängerung der Integrationszeit verschafft auch keine Abhilfe, da die count-Raten der Phasen einen systematischen offset gegeneinander aufweisen.

Eine erneute Auswertung der alten Daten mit einer entsprechenden Korrektur, nachdem dieser Effekt im AOS erkannt war, wurde zugunsten der Bearbeitung der Daten aus 1997 zurückgestellt.

7.3.2 Stehwellenstrukturen durch Reflexionen im Front-End

Stehende Wellen können sich in der Quasi-Optik durch Reflexionen zwischen dem Mischer und den optischen Elementen bzw. Halterungen, Seitenwänden und anderen im Strahlengang stehenden Elementen ergeben. Ähnliche Effekte durch Reflexionen in schlecht angepassten Koaxialkabeln sind von geringerer Bedeutung. Während an letzterem nicht viel verändert werden kann⁷, ist der Aufwand hinsichtlich einer 'sauberen' Strahlführung recht groß. Neben einer möglichst optimalen Justage sind evtl. als Kandidaten für die Reflexion in Frage kommende mechanische Bauteile mit Material beklebt worden, das über hohe Absorptionseigenschaften im MW-Bereich verfügt. Die im Referenzstrahl

⁷ Der Austausch besonders schlecht angepasster Kabel ist hier die einzig mögliche Verbesserung.

befindliche Plexiglas-Platte ist unter dem Brewster-Winkel montiert worden⁸. Bei den Ozonmessungen wurde die Folie, durch die die Strahlung in das Vakuumgefäß gelenkt und in den Mischer eingekoppelt wird, als Ursache identifiziert und, da das Ozonradiometer momentan (Stand März 1997) ungekühlt betrieben wird, kurzerhand entfernt. Die Baseline wurde damit entscheidend verbessert. Es ist also davon auszugehen, dass ein Teil der Baseline auch beim CIO-Radiometer, das gekühlt in einem Vakuumgefäß montiert betrieben wird, daher rührt.

Im Prinzip lässt sich aus der Periodenlänge der Stehwelle auf die Entfernung zwischen Mischer und reflektierendem Element schließen, in der Praxis ist es jedoch schwierig die exakte Periodenlänge zu ermitteln, vor allem bei variierender Baseline. Zur Identifizierung einer Baseline bei der CIO-Messungen ist zudem eine sehr lange Integrationszeit erforderlich. Bisher war es auch nicht möglich, einzelne Messungen ohne 'Slope zu betrachten, also ohne das Ansteigen des Spektrums von hohen zu niedrigen Frequenzen. Erst dadurch werden überhaupt Stehwellen erkennbar.⁹

7.3.3 Einfluss des troposphärischen Wasserdampfs auf empfangene Spektren des RAM

Zwar ist es der große Vorteil der Referenzstrahl-Methode gegenüber der Total-Power-Methode, dass sich Verstärkungsschwankungen während der Messung nicht bemerkbar machen, solange der Leistungsabgleich gewährleistet ist. Aber mit dem RAM ist es aufgrund der hohen Rauschtemperatur in der derzeitigen Konfiguration notwendig, über mehrere Stunden hinweg zu messen, um ein gutes Signal zu Rauschen Verhältnis zu erreichen. Während dieser Zeit ändert sich die Troposphäre in der Regel stark. Die Auswirkung des troposphärischen Wasserdampfs auf Spektren ist in den folgenden Unterkapiteln beschrieben.

7.3.3.1 Variabler Beitrag zum Untergrund des Signals

Einerseits ist zu erwarten, dass ein erhöhter troposphärischer Wasserdampf eine Erhöhung des Signal-Untergrunds mit sich bringt. Dies zeigt Abbildung 7.3. Dieser Effekt kann dazu führen, dass selbst das relativ starke Ozon-Signal in einem realistischen, d. h. verrauschten Spektrum nicht mehr zu erkennen ist. Die Atmosphäre ist dann bereits längst optisch dicht für das CIO-Signal. Ein verstärkter Untergrund-Beitrag verschlechtert das Signal zu Rauschen Verhältnis natürlich.

⁸ Zur Beobachtungsgeometrie siehe Raffalski [1993].

⁹ In einer neuen Version der Software für die Spektrometer-Steuerung wird diese Funktion optional zur Verfügung stehen. Damit wird praktisch während des Messbetriebs die Stehwelle identifizierbar und es kann eine systematischere Untersuchung der Ursachen für diese Stehwellen betrieben werden.

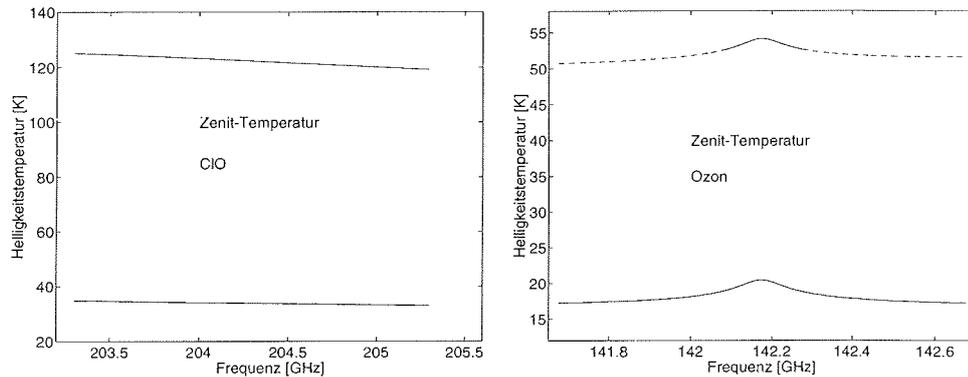


Abbildung 7.3: Helligkeitstemperaturen von synthetischen ClO-Spektren (links) und Ozon-Spektren (rechts) bei unterschiedlichen Wasserdampf-Gehalten der Troposphäre.¹⁰

7.3.3.2 Auswirkungen auf die ClO-Spektren

Der Mischer, der für die ClO-Messungen verwendet wird, ist recht schmalbandig ausgelegt. Probleme mit höheren Harmonischen, die durch das Frequenzmischen entstehen, sind hier bisher nicht aufgetreten.¹¹

Das Problem liegt vielmehr in dem bereits erwähnten Slope, den sowohl Signal als auch Referenzstrahl in den Rohdaten aufweisen. Dieser Slope verschwindet nicht durch die Berechnung von $(S-R)/R$. Da er in beiden Blickrichtungen unterschiedlich stark ist, besitzt auch das $S-R/R$ einen Slope. Für unterschiedliche Signal-Elevationswinkel ist der Slope zwar nur leicht verschieden, jedoch bewirkt eine variable Troposphäre mit den damit verbundenen Winkelschwankungen, dass die Spektren gegeneinander verkippt sind.

In Abbildung 7.4 ist zu erkennen, wie sich der Slope des Spektrums in Abhängigkeit vom eingestellten Winkel verändert. Der Deutlichkeit halber sind für diese Abbildung synthetische Spektren verwendet worden. Ohne Rauschen auf dem Spektrum ist im Falle niedriger Opazität auch die kleine Wasserdampf-Spektrallinie bei 203.4 GHz zu erkennen. Dargestellt ist jeweils die Helligkeitstemperatur in Signalstrahlrichtung zusammen mit dem Signal aus der Referenzstrahlrichtung, das nach oben verschoben wurde.

¹⁰ In der Grafik ist keine ClO-Emissionslinie bei 204 GHz erkennbar, sondern lediglich der Untergrund, dessen Intensität um wenigstens zwei Größenordnungen größer ist als die der Linie.

¹¹ Im Gegensatz dazu hat das Ozon-Front-End durch die breitbandige Auslegung des Mischers durch höhere Harmonische nicht vernachlässigbare Beiträge. Diese müssen durch geeignete Filterung aus dem Signal entfernt werden (s. Langer [1995]).

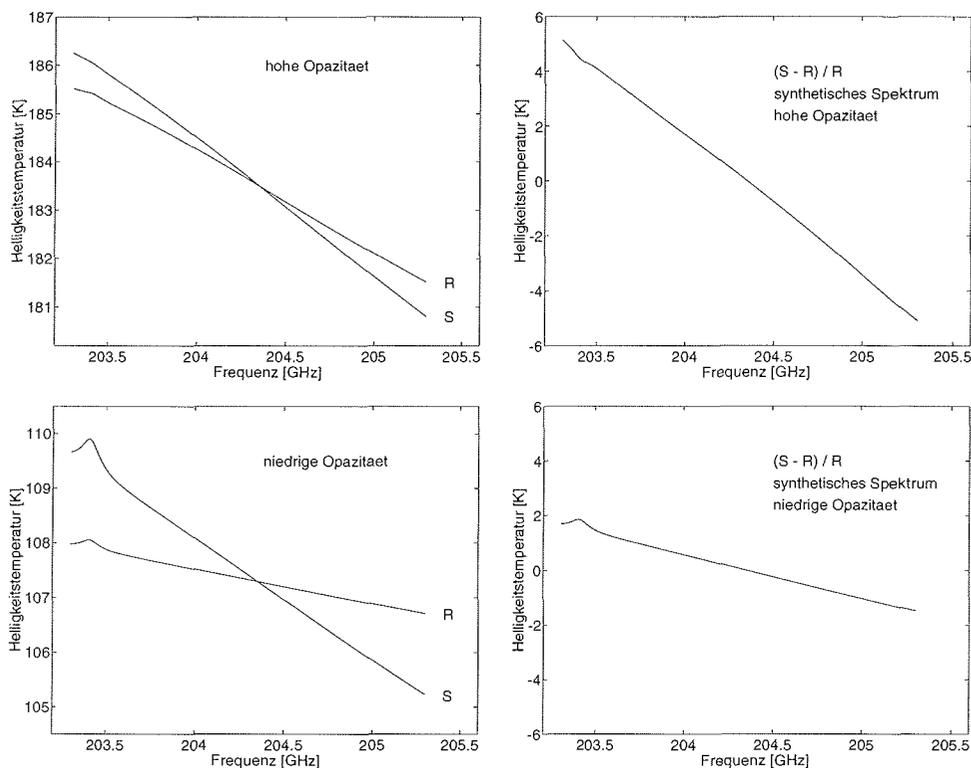


Abbildung 7.4: Variabilität des Slope als Folge hohen (oben) bzw. niedrigen (unten) Wasserdampfgehalts in der Troposphäre. R und S bezeichnen das Signal in Referenz- bzw. Signalstrahlrichtung unter 60° bzw. 15° Elevationswinkel. Auf der rechten Seite sind die zugehörigen Differenzsignale dargestellt.

In der Praxis wird diese Verschiebung nach oben, die ich in dieser Arbeit als Leistungsabgleich bezeichnet habe, durch die Plexiglas-Platte bewirkt:

Der Referenzstrahl passiert die Platte und wird dabei (in der gegenwärtigen Konfiguration) um den Faktor 0.35 abgeschwächt. Gleichzeitig wird durch die Platte selbst ein frequenzunabhängiger Strahlungsbeitrag gerade in der Höhe erzeugt, dass in Linienmitte der Leistungspegel in Referenzstrahl und Signalstrahl gleich ist. Zusätzlich sorgt die Wahl des geeigneten Signalelevationswinkels (in der Grafik mit 15° angenommen) für den exakten Leistungsabgleich in der Linienmitte.

Für den Fall hohen troposphärischen Wasserdampfgehalts ist der Unterschied im Slope deswegen so gering, weil die Troposphäre für die starke Wasserdampflinie optisch dicht wird. Dies führt im Extremfall zu einem konstanten Untergrund.

Im Fall niedrigen troposphärischen Wasserdampfgehalts, sozusagen der notwendigen Bedingung für erfolgreiche ClO-Messungen, ist der Unterschied im Slope beider Spektren größer. Umso wichtiger wird der exakte Leistungsabgleich, auf dem, wie in Gl. (5.8) dargestellt, die Referenzstrahlmethode gerade beruht. In der Datenauswertung werden solche frames verworfen, in denen für die Mittelwerte der 200 Kanäle um den Mittenkanal in Signal- und Referenzstrahl gilt

$$T_{SR} - T_{RR} > 0.45K$$

Dieser empirische ermittelte Wert wird ausschließlich bei guten und stabilen troposphärischen Bedingungen eingehalten.

Ein weiteres Problem ist die Abhängigkeit der Baseline von den troposphärischen Bedingungen, das auch auftritt, wenn der zuvor beschriebene Grenzwert eingehalten wird. Über einen Zeitraum von Stunden hinweg kann sich die Form der Baseline ändern. Dieses Problem wird dann kritisch, wenn durch Bildung der Tag-Nacht-Differenzen (s. Kapitel 7.5) die Baseline nicht verschwindet, sondern Stehwellen in der Größenordnung des zu erwartenden Chlormonoxid-Signals (oder noch größer) im Spektrum produziert. Diese sind dann leider auch nicht durch einfache Fitverfahren zu eliminieren, da sie keine periodische Struktur aufweisen.

Es ist ebenso davon auszugehen, dass sich in den aufintegrierten Spektren solche Messungen verbergen, die starke Unterschiede in der Baseline aufweisen. Aus diesem Grunde sind die Kriterien (s. Kapitel 7.2.1) entwickelt worden, nach denen Spektren (d. h. jeweils einzelne Frames) verworfen werden. Sowohl eine starke Variation der Troposphäre (große Winkelvariation innerhalb eines Frames) als auch eine generell zu hohe Troposphären-Helligkeitstemperatur (Elevations-winkel $> 18^\circ$) mit zu hoher Opazität lassen aufgrund der unterschiedlichen Form der Baseline keine sinnvollen Spektren erwarten.

In Kapitel 6.4.2 ist darauf hingewiesen worden, dass bei einer Zenit-Opazität τ_z oberhalb von 0.15 Neper ClO-Messungen nicht mehr ausgewertet werden können. Dies entspricht in etwa einer Troposphären-Helligkeitstemperatur T_{cref} von 120 K. Die verbesserte Datenaufnahme und -auswertung seit Februar 1997 ermöglicht demgegenüber durchaus auswertbare Daten bis zu einer Opazität von etwa 0.24 Neper, entsprechend 143 K troposphärischer Helligkeitstemperatur.

7.4 Behandlung der Baseline

Neben den bereits erwähnten Möglichkeiten, sozusagen das Entstehen einer Baseline so gut wie möglich zu verhindern, werden auch Fitverfahren angewendet, um aus den Spektren, vor allem den Tag-Nacht-Differenzspektren, Ergebnisse zu erzielen. Außerdem wurden bei der Integration der Spektren und ebenfalls bei der Bildung der Differenz Tag-Nacht die Spektren einzeln aneinander angeglichen hinsichtlich des Slope und des offset aufgrund mangelhaften Leistungsabgleichs. Mit diesen Verfahren gelingt es, aus den Wintern der Jahre 1993/94 und 1994/95 an drei Tagen Spektren so aufzuarbeiten, dass mittels einer nachfolgenden Inversion Höhenprofile für das CIO berechnet werden können. In Kapitel 8 wird darauf im Einzelnen eingegangen.

Für den Winter 1995/96 gelang dies nicht. Leider musste das Radiometer in dem Winter ohne den Stehwellen-Modulator betrieben werden. Die Aufgabe dieses im Strahlengang stehenden Spiegels ist es, durch periodische Bewegung die bestehenden Stehwellen zu mitteln und damit zu minimieren.

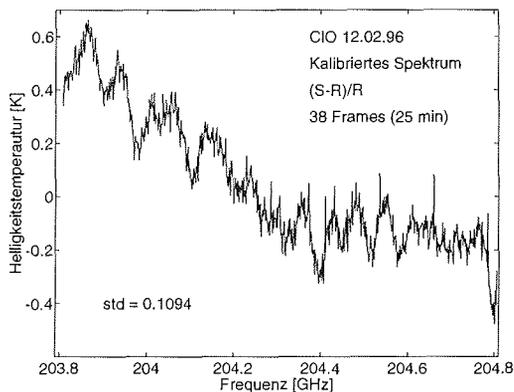


Abbildung 7.5: Kalibriertes CIO-Spektrum aus dem Winter 1996. (Vergleiche mit Abbildung 7.2)

Durch den Ausfall dieses Elements wurden die Baseline-Effekte so groß, dass selbst durch das Anfitten mehrerer sinus-Funktionen keine nennenswerte Reduzierung eintrat. Ein typisches Spektrum der Winterperiode zeigt Abbildung 7.5. Der Effekt durch die fehlende Stehwellenmittelung ist offensichtlich¹². Geringe Variationen der Baseline während der Integrationszeit

sorgten dafür, dass das CIO-Signal im Mittel über einen längeren Zeitraum hinweg zunehmend unterdrückt wurde.

Mit dem Winter 1996/97 wurde der Messbetrieb verändert. Der Abgleich der Leistungspegel in Signal- und Referenzstrahl wird jetzt nach jedem Zyklus, d. h. etwa alle 6 s durchgeführt, wodurch die einzelnen Spektren eine deutlich verringerte Variation der Baseline zeigen. Zusätzlich wurden die Kriterien entwickelt, die in Kapitel 7.2.1 genannte sind, und in der Auswertungs-Software implemen-

¹² Beim Vergleich mit Abbildung 7.2 ist allerdings die Verwendung unterschiedlicher Skalen zu beachten.

tiert. Durch das Verwerfen 'schlechter' Spektren (im Sinne der Kriterien) hat sich die Qualität der integrierten Spektren deutlich verbessert.

In den integrierten Spektren dieses Jahres konnte daher an einigen Tagen eine ClO-Linie deutlich herausgearbeitet werden können, ohne dass vorerst eine weitere Behandlung der Baseline durchgeführt wurde. Dies gelang durch eine Differenzbildung von Tag und Nachtspektren, wie es im folgenden Kapitel beschrieben wird. Die Ergebnisse des Winters 1996/97 werden ebenfalls in Kapitel 8 präsentiert.

7.5 Das Differenzspektrum Tag-Nacht

In den integrierten Spektren einer einzelnen Messung (etwa 1200 s Integrationszeit) ist das Rauschen nahezu von der gleichen Größenordnung, wie der Beitrag der Linie. Zusätzlich enthält das Spektrum die Beiträge der Baseline. Um das Rauschen zu verbessern, kann länger integriert werden. Dies verringert aber die Baseline nicht.

Möchte man die Probleme, die der Fit eines Polynoms höherer Ordnung zur Subtraktion der Baseline aus dem Spektrum mit sich bringt, vermeiden, kann man über die Differenz zwischen Tag- und Nachtspektrum einen großen Teil der Baseline eliminieren, vorausgesetzt, die Baseline ist hinreichend konstant¹³.

Eine zweite Voraussetzung für diese Methode ist, dass die Substanz von Interesse nicht in beiden Spektren (Tag und Nacht) enthalten sein darf.

Wie bereits in Kapitel 4.2 ausgeführt, verhält es sich mit ClO in einer Situation gestörter Chemie in der unteren Stratosphäre so¹⁴, dass es während der Nacht immer mehr ins Dimer geht, bis sich ein Gleichgewichtszustand zwischen Cl₂O₂ und ClO, also zwischen Dimer-Bildung und thermischer Dissoziation des Dimers einstellt. Dieser Zustand ist in den Stunden vor Tagesanbruch erreicht, dies wird durch photochemische Modelle bestätigt, die die ClO-Konzentration in Abhängigkeit vom Sonnenzenitwinkel bestimmen.¹⁵

Solange die Sonneneinstrahlung während des Tages anhält, ist dieser Gleichgewichtszustand in Richtung des Monomers verschoben.

In der Auswertung der RAM-Daten sind die Nachtspektren durchweg mindestens 3 Stunden vor Sonnenaufgang oder 3 Stunden nach Sonnenuntergang

¹³ Der Begriff 'hinreichend' bedeutet, dass über den Zeitraum der Integration hinweg die Baseline nicht stark variieren darf. Eine starke Variation der Baseline führt bei längerer Integration über mehrere Stunden hinweg zu einer 'Mittelung' der Baseline mit dem Effekt, dass von der Emissionlinie im Spektrum nichts mehr übrig bleibt.

¹⁴ Bei ungestörter stratosphärischer Chemie liegt das Chlor in den Reservoirgasen ClONO₂ und HCl vor und aufgrund der äußerst langsam verlaufenden Freisetzung des Chlors ist nicht mit der Bildung einer nennenswerten ClO-Konzentration zu rechnen.

¹⁵ In Kapitel 8 wird das Chemie-Modell von D. Lary (Lary [1996]) verwendet. Das SLIMCAT-Modell (Chipperfield [1996]) verwendet außerdem Temperaturdaten und macht zusätzlich eine Abschätzung des verbliebenen Rests an Nacht-ClO.

genommen worden. Dies ist in Übereinstimmung mit Shindell [1996], der für die Zeit 2 Stunden nach Sonnenuntergang in der Stratosphäre einen ClO-Gehalt von $\leq 15\%$ des mittäglichen ClO-Werts berechnet hat. In der weiteren Entwicklung des ClO-Residuums in der Nacht bis 4 Stunden vor Sonnenaufgang in der Stratosphäre stellte sich ein mittlerer ClO-Gehalt von 6% des mittäglichen Werts ein.

Durch die Differenzbildung der Spektren erhält man so den ClO-Gehalt der Stratosphäre am Tage. Der in der Nacht nicht ins Dimer gegangene Rest des ClO führt zu einer systematischen Unterschätzung des ClO-Gehalts. Um diese Unterschätzung auszugleichen, verwendet Shindell zur Initialisierung seines Modells mm-Wellen-Messungen über der Antarktis und fügt einen offset von 0.1 ppbv (berechnet aus bekannten Reaktionskonstanten und Photolyse-Raten) in der Höhenschicht um 20 km hinzu.

Er zitiert außerdem J. Waters mit der Aussage, dass Satellitenmessungen einen Nachtwert für ClO etwa in dieser Höhe von 0.1 ppbv ergeben, um den Tag-Messungen nach dieser Methode der Differenzspektren nach oben korrigiert werden müßten.

Nach Shindell ergibt sich für die gestörte stratosphärische Chemie zwischen 15 und 30 km über der Antarktis folgendes typisches Bild:

Während der Nacht geht der größte Anteil des Chlor in das Dimer, es bleibt ein Rest von etwa 0.1 ppbv ClO erhalten. Mit Sonnenaufgang erreicht das ClO innerhalb von weniger als zwei Stunden fast sein Maximum. Dieses Maximum liegt bei etwa 1.9 ppbv. Vom Dimer sind nur noch ca. 0.6 ppbv vorhanden. Zusammen ergeben diese beiden Chlor-Verbindungen 3.1 ppbv, was etwa dem maximalen VMR des Chlors der unteren Stratosphäre entspricht. Das bedeutet, dass die hier beschriebene Situation tatsächlich eine komplette Chlor-Aktivierung darstellt.

Die Situation über der Arktis wird wegen der höheren Temperaturen ein etwas anderes Bild abgeben. Das Konzentrationsgleichgewicht wird ein wenig in Richtung des Monomers verschoben sein, andere temperaturabhängige Reaktionen (z. B. in Verbindung mit dem Reservoirgas HCl) werden an Bedeutung gewinnen.

Dennoch lässt sich aus den Untersuchungen der antarktischen Stratosphäre auch auf die Zuverlässigkeit der Methode der Tag-Nacht-Differenzspektren für die arktische Stratosphäre schließen. Hinsichtlich des während der Nacht als Monomer verbleibenden Chlors, um den die Angaben des mittäglichen VMRs zu korrigieren wären, könnte der für arktische Verhältnisse als untere Grenze

anzusehende Wert von 0.1 ppbv zum Tag-VMR in der Höhe um 20 km hinzuzugaddiert werden.

Der verbleibende Fehler in der Angabe des VMR aufgrund der oben beschriebenen Unterschätzung liegt dann wahrscheinlich innerhalb des Fehlers, mit dem die VMRs in Kapitel 8 gezeigt sind.

Aufgrund der Unsicherheit, wie groß der ClO-Gehalt der Nacht-Messungen wirklich ist, ist jedoch von einer Korrektur der Tag-VMRs vorerst abgesehen worden.

8 Ergebnisse der ClO-Messungen

Nach Integration und Anpassung der Tag- und Nachtspektren hinsichtlich Slope und Untergrund wird ein Differenzspektrum Tag-Nacht erzeugt. Mit diesem Verfahren werden zwei Gedanken verfolgt:

- Durch die Differenz zweier Spektren sollen Baseline-Effekte minimiert werden.
- Wie in Kapitel 3 erklärt, ist das untere Maximum des ClO-VMR bei etwa 20 km von der Sonneneinstrahlung abhängig, so dass die Differenz zwischen Tag und Nacht in guter Näherung den Beitrag der ClO-Linie unberührt lässt.

Im Prinzip kann auf diese Weise eine ClO-Emissionslinie im Spektrum herausgearbeitet werden, aus der mittels eines geeigneten Inversionsverfahrens Informationen über die Höhenverteilung des ClO gewonnen werden.

Im Folgenden unterscheidet sich zwischen den Messungen der Winter 1993/94 bis 1995/96 und den Daten des Winters 1996/97 aus zwei Gründen:

- Die Daten bis einschließlich Winter 1995/96 sind komplett bearbeitet, bis zur Inversion der Differenz-Spektren. Sie können als endgültig betrachtet werden. Eine erneute Bearbeitung dieser Daten mit dem neuen Auswerteverfahren ist nicht möglich, da vor allem die ständige Korrektur der Signalwinkel-Einstellungen nicht durchgeführt wurde und also auch keine diesbezüglichen Informationen vorhanden sind.
- Ab Winter 1996/97 liegen die oben genannte zusätzlichen Informationen vor. Außerdem wurde in diesem Winter ein modifiziertes Spektrometer eingesetzt. Die in dieser Arbeit präsentierten Ergebnisse sind zum Teil bereits bestätigt, letztendlich aber noch von vorläufigem Charakter.

8.1 ClO-Messungen der Winter 1993/94 bis 1995/96

Die Differenzspektren über diesen Zeitraum sind aufgrund der Baseline, wie oben bereits beschrieben, nur sehr begrenzt auswertbar. Aus dem Winter 1993/94 gibt es leider keine Daten, die von solcher Qualität wären, dass mit ihnen erfolgreich eine ClO-Bestimmung durchgeführt werden konnte. Dies liegt einerseits daran, dass die ClO-Messungen im Winter 1993/94 eher als Probelauf für die Funktionstüchtigkeit des ClO-Radiometer durchgeführt wurden. Andererseits lag in diesem Winter die Priorität auf dem Ozon-Radiometer, das in seinem zweiten Winter auf Spitzbergen die Operationalität unter Beweis stellen sollte. Die gewonnenen ClO-Daten wurden im Wesentlichen zum Testen der Auswertungsprogramme verwendet. Nachdem beide Radiometer im Oktober 1994 in der neu errichteten NDSC-Station des Alfred-Wegener-Instituts fest installiert waren, wurde im darauf folgenden Winter ein verstärktes Augenmerk auf die ClO-Messungen gerichtet.

Es gibt drei Perioden, aus denen höhenaufgelöste ClO-Profile gewonnen werden konnten. Diese Tage sind durch Kreise in Abbildung 8.1 angedeutet. Die Grafik zeigt die Werte der Potentiellen Vorticity (PV) in PV-Einheiten von $10^{-6} \text{Km}^2 \text{kgs}^{-1}$ und den Temperaturverlauf auf dem 475 K-Niveau der potentiellen Temperatur¹

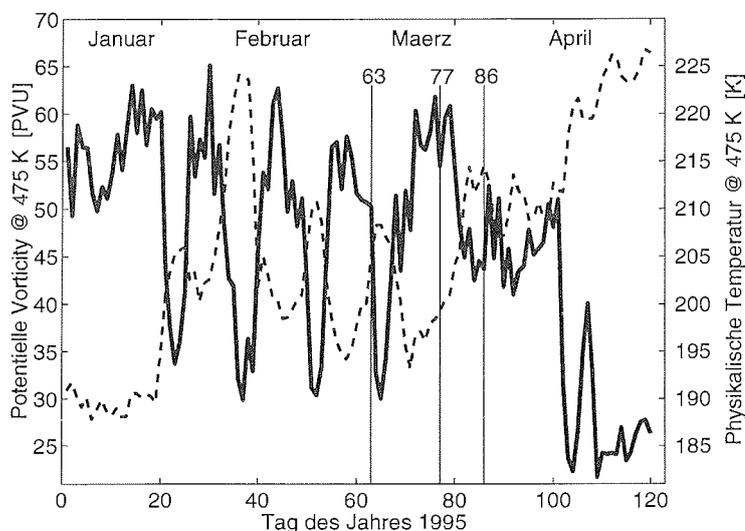


Abbildung 8.1: PV (durchgezogene Linie) und Temperatur (gestrichelte Linie) für das 475 K-Niveau über Ny-Ålesund im Winter 1995. Die Kreise markieren die Tage, für die ClO-Daten des RAM existieren. Für den Temperaturverlauf gilt die Skala am rechten Rand der Grafik. (Vgl. auch mit Abbildung 8.15 für 1997).

¹ Die potentielle Temperatur ist diejenige Temperatur, die eine Luftmasse annimmt, wenn sie adiabatisch auf einen Druck von 1000 hPa gebracht wird.

über Ny-Ålesund. In Abbildung 8.2 sind jeweils das Spektrum und das daraus gewonnene Höhenprofil dargestellt. Da die Messzeiten teilweise einen Zeitraum von 36 Stunden überstreichen, zeigt Abbildung 8.3 die Lage des Polarwirbels an Hand der PV für den angegebenen Tag und den jeweils darauf folgenden.

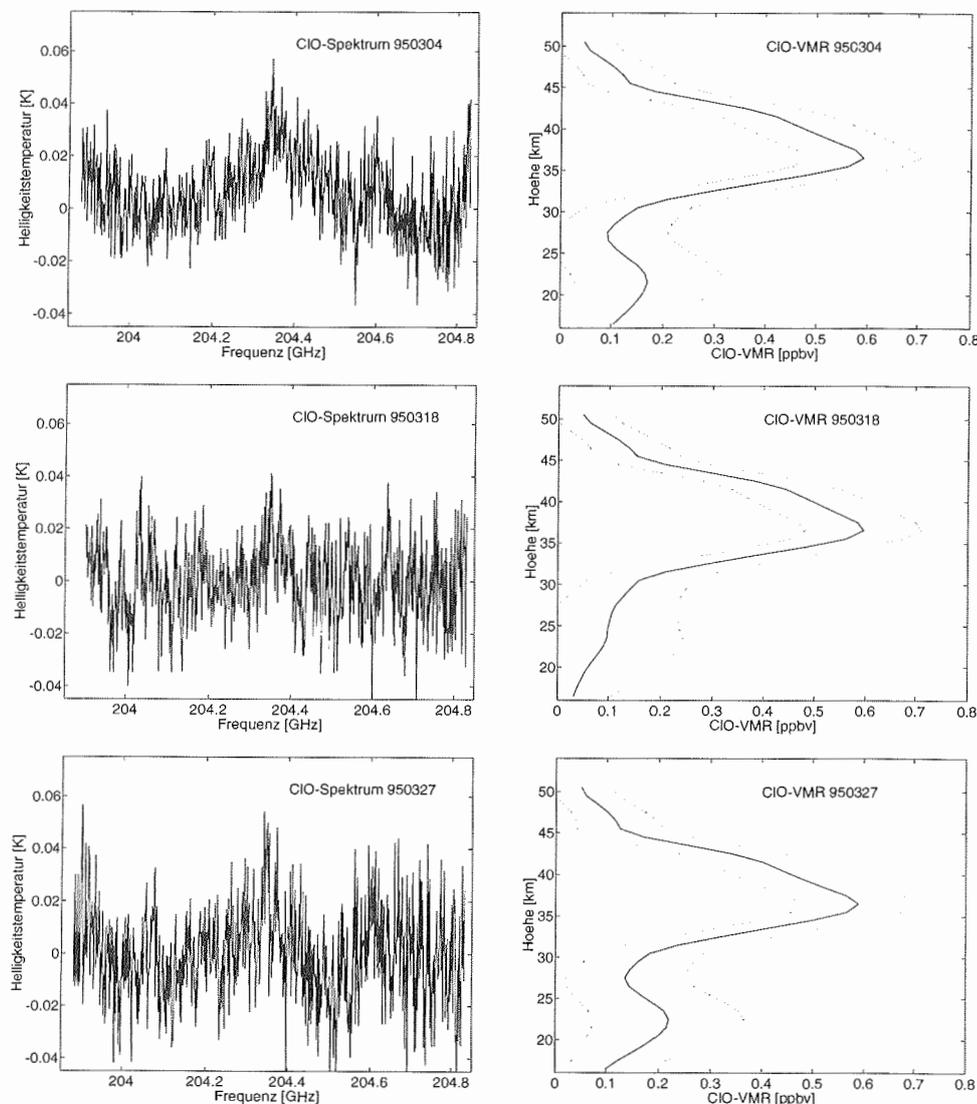


Abbildung 8.2: ClO-Spektren und invertierte Profile vom 4.3.95 (oben), 18.3.95 (Mitte) und 27.3.95 (unten). Die Messzeiten umfassen jeweils die gesamten Tag- und Nachtmessungen (Integrationszeit etwa 4 h bzw. 2 h) des genannten und des folgenden Tages, soweit die Datenqualität dies zuließ. Die Messungen während der Morgen- und Abenddämmerung sind ausgenommen.

70 Ergebnisse der CIO-Messungen

95/03/04



95/03/05



95/03/18



95/03/19



95/03/27



95/03/28



Abbildung 8.3: Karten der Potentiellen Vorticity für die entsprechenden Zeiträume der in Abbildung 8.2 gezeigten Profile.

Die PV-Karten in Abbildung 8.3 geben auf der 475 K-Isentropen die PV-Werte im Bereich 36 (hellgrau) über 42 (mittel) bis 60 (dunkel) an. Das Reverse Domain Filling -Verfahren (RDF), das diesen Karten zugrundeliegt (Sinnhuber [1997]), erlaubt eine höhere Auflösung der potentiellen Vorticity. Das Verfahren berechnet die PV-Werte mittels Rückwärts-Trajektorien aufgrund der Windfelder² der zurückliegenden 10 Tage. Auf diese Weise kommen die feineren Strukturen deutlich zum Vorschein. Ausgeprägte Filament-Strukturen weisen auf die Einmischung von z. B. Vortexrand-Luftmassen (grün) hin. Solche Luftmassen aus oftmals recht niedrigen Breiten tragen hohe Gehalte von Aerosol³ aber auch Spurengasen wie z. B. Ozon mit sich. Dies ist interessant für Ozonmessungen, die aufgrund der Filamentstruktur schwankende Ozon-Gehalte ergeben, die nur durch dynamische Effekte zu erklären sind. Andererseits haben Vortexrand-Luftmassen im Vergleich zu einer Situation gestörter stratosphärischer Chemie innerhalb des Vortex in der Regel weniger ClO aufgrund verstärkter Mischungsprozesse, dies zeigen auch flugzeuggestützte ClO-Messungen, die in Abbildung 8.7 in Kapitel 8.1.2.1 zum Vergleich mit RAM-Messungen herangezogen werden.

Wie in den PV-Karten zu erkennen ist, liegt Ny-Ålesund am 4. und 5. März am Rand des Vortex, während es an den anderen Tagen eindeutig innerhalb des Polarwirbels liegt. Da trotz der Lage innerhalb des Wirbels niedrige ClO-Gehalte gemessen wurden, deutet dies darauf hin, dass in den genannten Zeiträumen tatsächlich nur eine geringe Chlor-Aktivierung im Polarwirbel stattgefunden hat. Um dies zu verifizieren, werden im Folgenden Vergleiche mit weiteren Messungen und Modellrechnungen präsentiert.

8.1.1 MW-Messungen anderer Instrumente

Es ist natürlich wünschenswert, die Ergebnisse des RAM mit anderen Messungen zu vergleichen. Dazu habe ich Ergebnisse zweier weiterer Mikrowellen-Radiometer verwendet, die zur selben Zeit wie das RAM im Umfeld von Spitzbergen (ASUR) bzw. im Polarwirbel (MLS) ClO-Messungen durchgeführt haben.

² Die verwendeten Windfelder entstammen den 12:00 UTC Analysen des European Center for Medium-range Weather Forecast (ECMWF) in Reading, Großbritannien.

³ In Plumb [1994] werden flugzeuggestützte LIDAR-Messungen über den Aerosol-Gehalt der unteren Atmosphäre präsentiert. Sie zeigen, dass an einigen Tagen Zonen aerosolreicher und aerosolarmer Luftmassen am Wirbelrand nebeneinander liegen.

8.1.1.1 Vergleich mit ASUR-Daten

Die Abkürzung ASUR steht für **A**dvanced **S**ubmillimeter **S**IS-Radiometer⁴. Dieses Radiometer wurde von der Universität Bremen und der **S**pace **R**esearch **O**rganization of the **N**etherlands (SRON) aufgebaut, um Emissionslinien im Frequenzbereich 620-650 GHz zu detektieren. Es ist für den Einsatz auf dem hoch (bis 13 km) fliegenden Forschungsflugzeug FALCON der Deutschen Luft- und Raumfahrt Agentur (DLR) konzipiert worden. Oberhalb der Höhen, die mit diesem Flugzeug erreicht werden, befindet sich nur noch ein geringer Anteil des atmosphärischen Wasserdampf, die Opazität ist sehr gering, wie bereits Abbildung 6.1 zeigt. Sowohl die Beiträge des Untergrunds zur Helligkeitstemperatur als auch die Opazität ist für Beobachtungsorte oberhalb von 10 km nicht zu vergleichen mit den Bedingungen eines bodengebundenen Radiometers.

Aufgrund der geringen Opazität sind im genannten Frequenzbereich Emissionslinien mehrerer Moleküle detektierbar. Gleichzeitig ermöglicht die im ASUR eingesetzten SIS-Technologie mit einer geringen Systemrauschtemperatur von < 1000 K (SSB) sehr kurze Integrationszeiten.

Mehrfache Wechsel des Betriebsmodus des ASUR während eines Fluges liefern Informationen über eine Reihe wichtiger stratosphärischer Substanzen.

Das ASUR misst sowohl starke Signale wie Ozon (mit Linienstärken bis zu 100 K), HCl (30 K) und N₂O (12 K) als auch schwache Linien wie ClO (1 K) und HO₂ (0.1 K).

Während der SESAME 3-Kampagne⁵ im Winter 1994/95 machte das ASUR an Bord der FALCON neben einigen Lokalflügen in Nordschweden am 4.3.1995 auch einen Flug nach Spitzbergen⁶. Dabei konnte bei 75.9N/17.7E, also gut 300 km südlich von Ny-Ålesund, eine letzte ClO-Messung durchgeführt werden, bevor mit dem Landeanflug auf Spitzbergen die Messungen abgebrochen werden mussten. Abbildung 8.4 zeigt das VMR-Profil dieser Messung zusammen mit dem Profil der Messung des RAM. Die Profile zeigen eine gute Übereinstimmung im unteren Höhenbereich. Die Werte im Bereich von 20-23 km, der für die stratosphärische Chemie von außerordentlicher Bedeutung ist, zeigen eine moderate Chlor-Aktivierung an.

⁴ Das Radiometer ist eine Weiterentwicklung des Submillimeter Atmospheric Sounder (SUMAS) der Universität Bremen, deshalb sei an dieser Stelle auf die Arbeiten von Crewell [1993] und Wehr [1996] verwiesen.

⁵ SESAME steht für Second European Stratospheric Arctic and Mid-Latitude Experiment.

⁶ Eine ausführliche Diskussion der ASUR-Messungen und eine Darstellung der Ergebnisse finden sich in Urban [1997] und Wohlgemuth [1997], die auch die Berechnung der VMR-Profile des ClO durchführten, die in diesem Unterkapitel dargestellt sind.

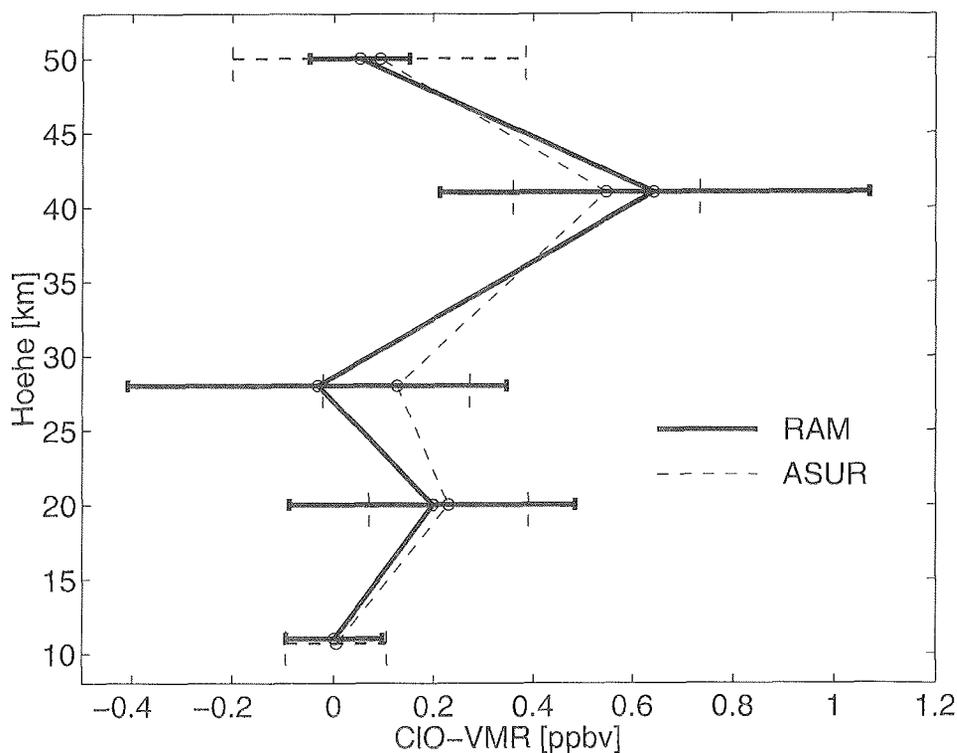


Abbildung 8.4: ClO-Profile von RAM (dicke Linie) und ASUR (gestrichelte Linie) vom 4.3.1995.

Die FALCON flog am darauf folgenden Tag zuerst Richtung Nord-West tiefer in den Vortex hinein, danach ostwärts und kehrte wieder nach Spitzbergen zurück. In Abbildung 8.5 ist die Lage des Polarwirbels zu sehen, zusammen mit den Flugrouten der beiden Flüge, die die FALCON über Spitzbergen unternommen hat.

Auch auf dem zweiten Flug wurden ClO-Messungen vorgenommen. Vor allem auf dem Weg hinein in den Polarwirbel wurde ein erhöhter ClO-Gehalt gemessen. Die Werte um 0.4 ppbv werden allgemein als bereits gestörte stratosphärische Chemie interpretiert. Auf dem Weg nach Osten und Süden nahmen diese Werte wieder ab.

Ny-Ålesund lag an beiden Tagen nicht zentral im Wirbel, vielmehr verlief der Rand des Wirbels von West nach Ost, so dass das RAM an beiden Tagen längs des Randes schaute. Das ASUR flog auf dem Rückweg nach Longyearbyen am 5. März entlang des 11. Längengrades, schaute also in dieser Flugphase in dieselbe Richtung wie das RAM.

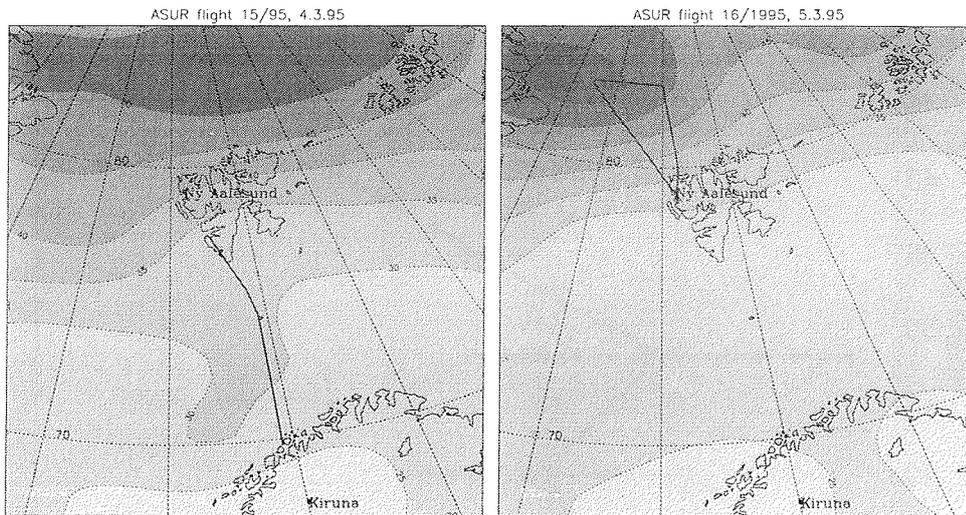


Abbildung 8.5: Lage des Polarwirbels anhand der potentiellen Vorticity in PVU [$10^{-6} \text{Km}^2 \text{kg}^{-1} \text{s}^{-1}$] für die 475 K-Höhe jeweils 12:00 UT. Zusätzlich eingezeichnet sind die Flugrouten der FALCON vom 4. und 5. März 1995. Nach Urban [1997].

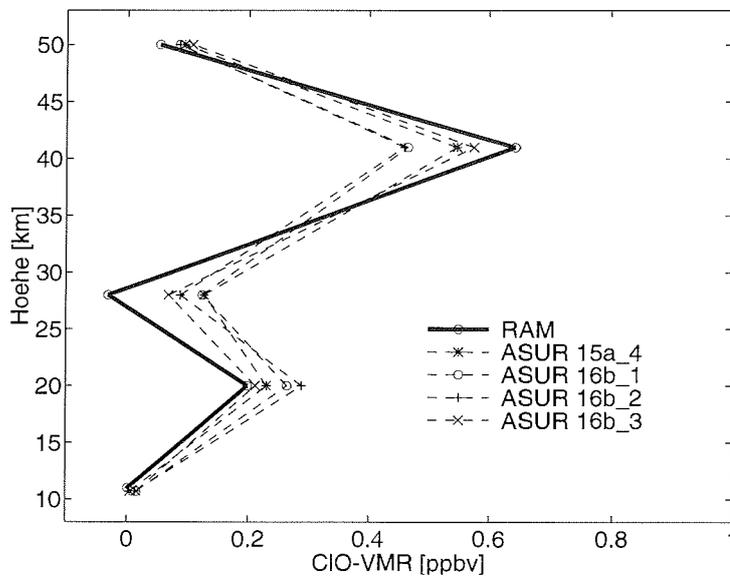


Abbildung 8.6: VMR Profil des RAM sowie des ASUR vom 4.3. sowie des ASUR vom 5.3.1995 auf dem Flugabschnitt längs des 11. Längengrads. Die Bezeichnungen a_1, b_1, b_2, b_3 geben den Flugabschnitt an. a_1 ist die Messung vom 4.3., b_1 - b_3 sind die Messungen, die nördlich von Spitzbergen am Polarwirbelrand auf dem Weg von Nord nach Süd durchgeführt wurden. Die Blickrichtung der letzteren drei Messungen entsprach dabei der des RAM.

Unter der Annahme, dass sich mit der geringen Verschiebung des Polarwirbels auch die chemischen Bedingungen nicht sprunghaft ändern⁷, lässt sich das RAM-Profil auch noch mit den Messungen diese Fluges vom 5. März vergleichen, wie dies in Abbildung 8.6 gezeigt ist.

Qualitativ kommen beide Messungen zu dem Ergebnis, dass im untersuchten Zeitraum moderat gestörte stratosphärische Chemie vorherrscht. Abbildung 8.7 zeigt einen Schnitt durch die ClO-Profile des ASUR aus dem hier untersuchten Zeitraum. Deutlich ist die Zunahme des ClO in 20 km Höhe auf dem Weg in den Wirbel hinein erkennbar. Ebenso nimmt das ClO mit geringer werdendem PV-Wert wieder ab. Der Bereich mit PV > 40 ist gekennzeichnet und es ist ein typischer Fehlerbalken für die ASUR-Messungen dargestellt. Das RAM kommt in 20 km Höhe zu einem ähnlichen Wert bei allerdings deutlich größerem Fehler. Der Vergleich mit den ASUR-Messungen war die erste Gelegenheit, die Ergebnisse des ClO-Radiometers auf Spitzbergen zu bestätigen. Letztlich war dies auch einer der Gründe, warum dieser Flug durchgeführt wurde.

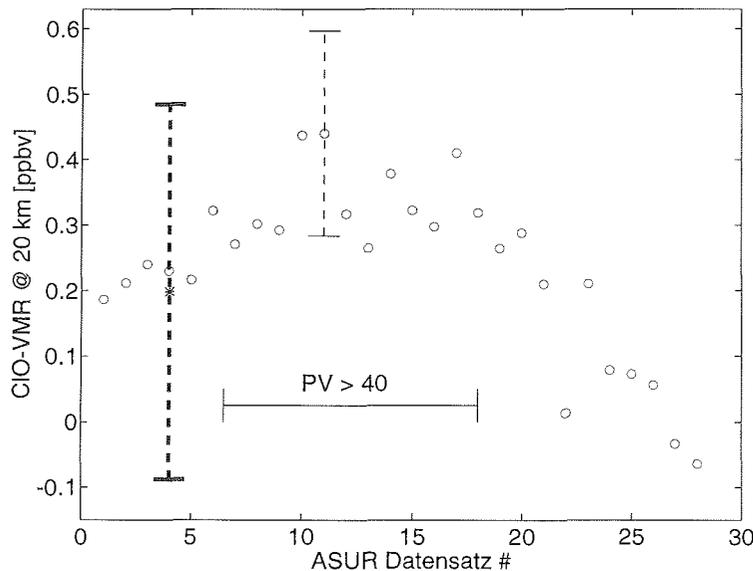


Abbildung 8.7: ClO-VMR aller Profile des ASUR in 20 km Höhe vom 4. und 5. März 1995. Der Polarwirbel-Bereich vom 5.4. ist mit PV > 40 gekennzeichnet. Typische Fehlerbalken sind für zwei Messungen eingetragen. Der Stern mit Fehlerbalken zeigt das VMR der RAM-Messung vom 4.3.1995 in derselben Höhe.

⁷ Diese Annahme ist allerdings problematisch, da es sich im untersuchten Gebiet um den Wirbelrand handelt.

8.1.1.2 Vergleich mit MLS-Daten

Der Microwave Limb Sounder (MLS) an Bord des UARS-Satelliten (Upper Atmosphere Research Satellite) ist neben Detektoren für O₂, O₃ und H₂O auch mit einem Empfänger für die ClO-Emissionslinie bei 204 GHz ausgerüstet. Mit einem Detektionslimit von 0.5 ppbv für einen einzelnen Scan kann das MLS nur bei kräftig gestörter stratosphärischer Chemie ClO detektieren⁸.

Ein Vergleich mit den RAM-Daten fällt deshalb schwer, weil der Messmodus des MLS abwechselnd für jeweils 36 Tage die Beobachtung der Atmosphäre über der Nord- bzw. der Südhalbkugel gestattet. Seit Ende 1994 können die Solarzelle nicht mehr auf die Sonne ausgerichtet werden. Aus diesem Grund werden nicht immer alle Instrumente gleichzeitig betrieben. Zusätzlich ist der Mechanismus, der die Antenne bewegt, bereits etwas abgenutzt, so dass das Abtasten des Horizonts nur noch in etwa einem Drittel der Zeit durchgeführt wird. In der restlichen Zeit steht die Antenne in einer festen Position und führt durch die Bewegung des Satelliten einen Horizont-Scan (limb scan) aus. Dabei wird eine Schicht in der Tangentialhöhe von 18.5 ± 2.5 km detektiert. Diese Höhe entspricht in etwa der des interessierenden unteren ClO-Maximums. Aus diesen Daten werden über den Polarwirbel gemittelte VMR's bestimmt. Aufgrund der verringerten Höhengauflösung der 'Nicht-Scan-Daten' wird diesen ein empirisch bestimmter offset von ~ 0.3 ppbv hinzugefügt.

Im interessierenden Zeitraum des März' 1995 gibt es Scans für den 6., 8. und 10. März. Nach Manney [1996] zeigen die **vortexgemittelten** Daten ein ClO-VMR von etwa 0.4 - 0.45 ppbv, während die aus den Scans ermittelten Werte mit 0.35 ppbv etwas niedriger angegeben sind. Das bedeutet, dass auch das MLS-Instrument im frühen März moderat bis stark erhöhtes ClO-VMR gesehen hat. Der vom RAM gemessenen Wert von etwa 0.18 ppbv bei 22 km und die daraus abgeleitete Aussage erhöhten ClO-Gehalts wird damit qualitativ bestätigt. Vor allem, wenn berücksichtigt wird, dass die **vortexgemittelten** MLS-Daten hier mit den RAM-Daten verglichen werden, die am Vortexrand natürlich geringere Werte erwarten lassen.⁹

⁸ Im zonalen Mittel beträgt die Auflösung ca. 0.1 ppbv.

⁹ Vergleicht man die MLS-Daten mit den ASUR-Daten aus dem Polarwirbel, ist die gute Übereinstimmung der Werte deutlich zu erkennen.

8.1.2 Vergleich mit dem SLIMCAT-Modell

Das SLIMCAT-Modell, mit dem die RAM-Daten verglichen werden, ist ein 3-dimensionales chemisches Transportmodell¹⁰. Es wird initialisiert mit einem Satz von für die Stratosphäre wichtigen chemischen Substanzen in bestimmtem Volumenmischungsverhältnissen. Einmal gestartet, wird das Modell mit Daten über Windfelder und Temperaturen des britischen meteorologischen Dienstes (United Kingdom Meteorological Office, UKMO) versorgt. Das Modell rechnet auf Isentropen, also auf Flächen gleicher potentieller Temperatur Θ .

Das SLIMCAT-Modell berechnet das VMR der untersuchten Spezies, sowie Druck und Umgebungstemperatur auf 11 Isentropen zwischen 350 und 2100 K. Aus Sondaufstiegen des Tages werden die Höhen in km berechnet, die den Höhen der angegebenen Isentropen entsprechen. Dazu wird aus Druck und physikalischer Temperatur der Sondenmessung in den jeweiligen Höhen das Θ dieser Höhe errechnet. Dann werden die 11 Höhen bestimmt, die mit den Isentropen des Modells übereinstimmen.

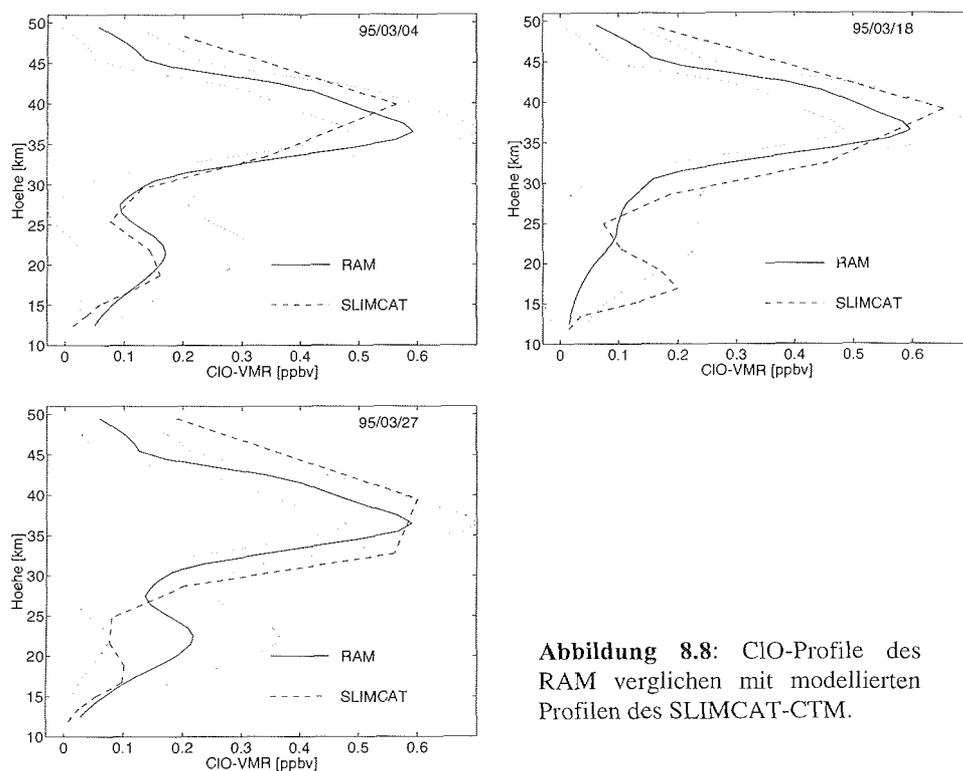


Abbildung 8.8: ClO-Profile des RAM verglichen mit modellierten Profilen des SLIMCAT-CTM.

¹⁰ Eine ausführliche Beschreibung des SLIMCAT-Modells der Universität Cambridge findet sich in Chipperfield [1996]. In dieser Veröffentlichung werden Ergebnisse weiterer Instrumente diskutiert, die im Winter 1994/95 an der SESAME-Kampagne beteiligt waren.

Abbildung 8.8 zeigt die Profile des Modells und des Experiments. Das Modell gibt den ClO-Gehalt am 4. März recht gut wieder, die Abweichungen an den beiden anderen Tagen sind jedoch nicht unerheblich. Während das Modell das ClO der unteren Stratosphäre bei 20 km am 18.3. überschätzt, wird der ClO-Gehalt am 27.3. unterschätzt. Außerordentlich stark im Vergleich zu den RAM-Daten fällt das obere Maximum nach den SLIMCAT-Daten am 27.3. aus. Dies liegt möglicherweise an der unglücklichen Wahl der Stützstelle im SLIMCAT-Modell. Es kann jedoch festgestellt werden, dass das Modell die Messungen qualitativ recht gut reproduzieren kann und ebenfalls eine Situation nur leicht gestörter stratosphärischer Chemie an den betreffenden drei Tagen feststellt. Selbst die abweichenden VMR-Werte im unteren Maximum am 18. und 27. März stellen eher einen **graduellen** Unterschied dar. Ein Modell-VMR für eine Situation stark gestörter stratosphärischer Chemie (als Beispiel für eine **prinzipiell** andere Situation) zeigt Abbildung 8.11.

8.1.3 Schlussfolgerungen aus den Messungen 1994/95

Dieser Winter weist bekanntermaßen einen sehr hohen Ozonabbau über der Arktis auf¹¹. Viele Messungen belegen dies, nicht zuletzt auch die Ozon-Messungen des RAM. Das in diesem Kapitel zum Vergleich herangezogene Modell vermag den Abbau nachzuzeichnen, wenn auch nicht ganz in dem Ausmaß, wie die Messungen diesen ausweisen.

Der chemische Ozonabbau während des Winters lässt zumindest zeitweise eine ausserordentliche Chlor-Aktivierung erwarten.

Die ClO-Messungen des RAM bestätigen die Ergebnisse anderer ClO-Messungen. Allerdings sind gerade an den Tagen, für die Profile aus den RAM-Messungen bestimmt werden konnten, relativ niedrige ClO-Werte gemessen worden. Diese Werte werden durch andere Messungen und auch durch Daten eines Modells bestätigt. Damit validieren und vervollständigen die bodengebundenen Messungen des RAM die Erkenntnisse über diese Periode.

¹¹ Eine recht umfassende Darstellung der verschiedenen Messungen in Ny-Ålesund gibt Heese [1996]. Sie beschreibt auch ausführlich die Entwicklung der Temperaturen (hinsichtlich PSCs) und des Polarwirbels über den Winter hinweg.

8.2 ClO-Messungen des Winters 1996/97

Die Datenlage des Winters 1996/97 ist wesentlich besser als in den Jahren zuvor. An 8 Tagen konnten Tag-Nacht Differenzspektren gewonnen werden, von denen beispielhaft vier typische in Abbildung 8.9 gezeigt sind. Für denselben Tag ist in Abbildung 8.10 ein über die Mittagsstunden hinweg integriertes Spektrum dargestellt. Die Nachtspektren für diese Grafik wie für alle weiteren hier gezeigten stammen aus dem Zeitraum drei Stunden nach Sonnenuntergang bis zwei Stunden vor Sonnenaufgang.

Zur Interpretation der Spektren wurde ein modelliertes Spektrum aus einer Strahlungstransfer-Rechnung an die Differenzspektren angepaßt. Das für die Strahlungstransfer-Rechnung zugrunde gelegte ClO Profil, mit einem VMR von 1.6 ppbv in ca. 22 km Höhe, liefert ein Modell-Spektrum, das vor allem Strahlungsbeiträge aus der für die gestörte Ozonchemie interessanten Höhenschicht zwischen 20 und 25 km berücksichtigt. Das verwendete Profil und das daraus gewonnene Modell-Spektrum sind in Abbildung 8.11 zu sehen.

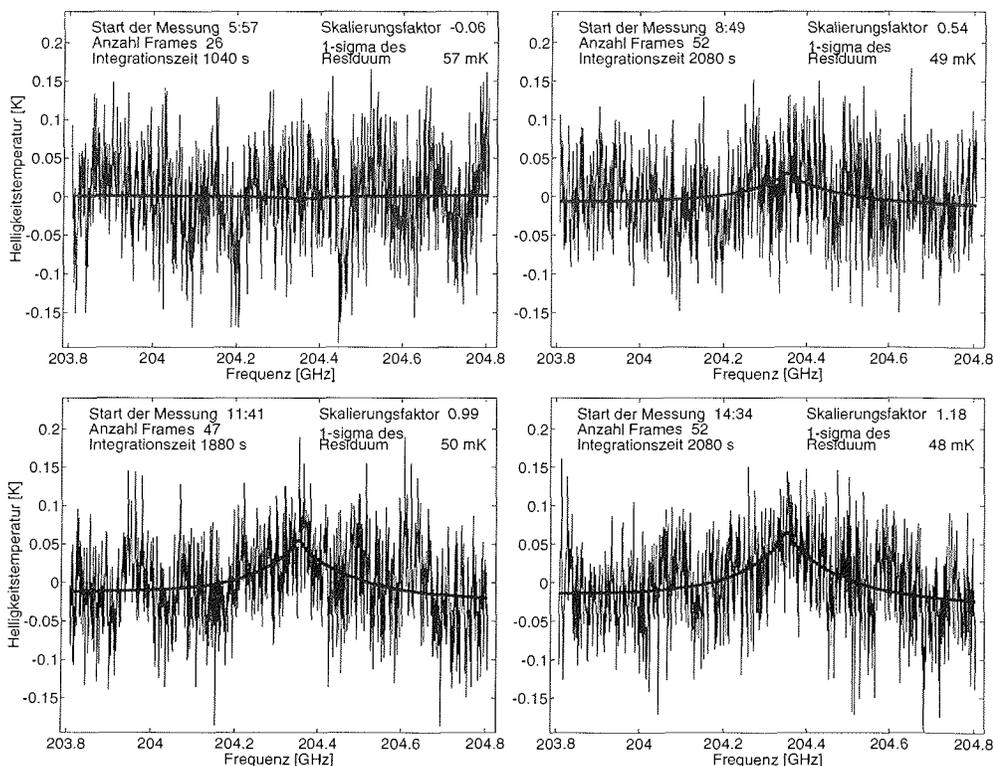


Abbildung 8.9: Die Entwicklung des ClO-Signals am 13. März 1997. Zur Erläuterung des Skalierungsfaktors siehe Text.

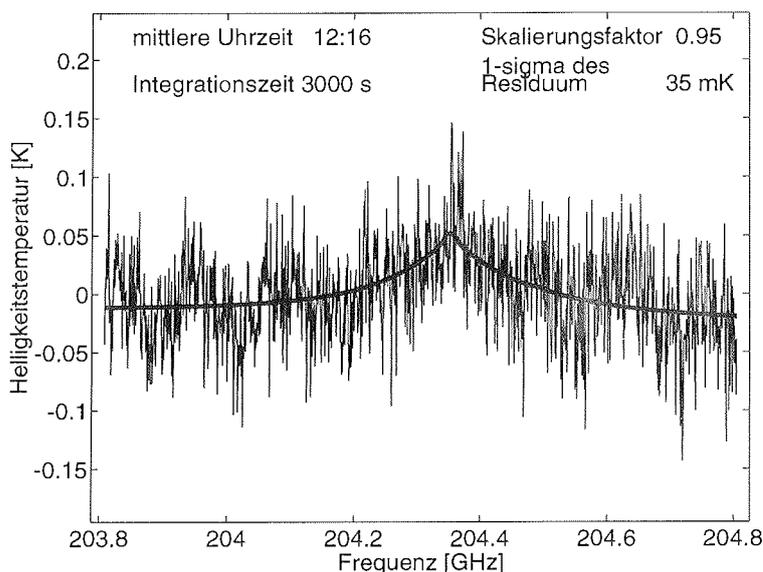


Abbildung 8.10: Das um 12:00 UT herum integrierte Tagspektrum vom 13.3.1997 minus der Nachtmessung. Die Integrationszeit dieses Spektrums beträgt ca. 50 min.

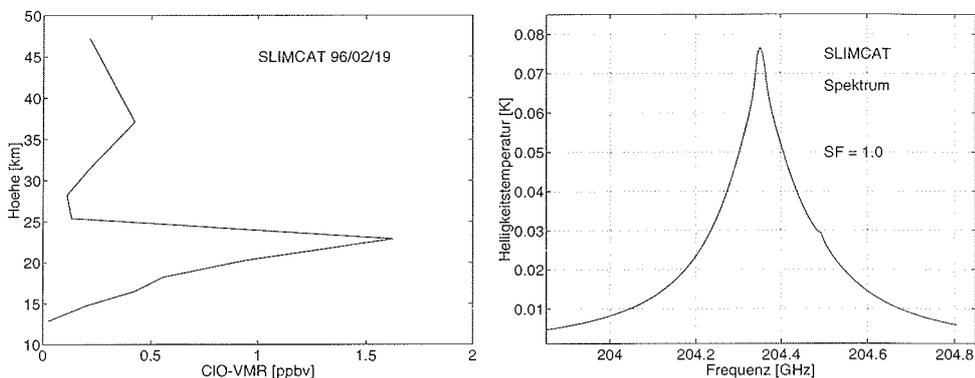


Abbildung 8.11: VMR-Profil (links) und daraus über den Strahlungstransfer bestimmtes Modell-Spektrum (rechts). Das Profil entstammt dem SLIMCAT-Modell. Ein VMR von 1.6 ppbv in 23 km Höhe ist ein Zeichen für stark gestörte Chemie der unteren Stratosphäre. Das Modell-Spektrum wird im Folgenden mit dem Skalierungsfaktor an die gemessenen Spektren angepasst.

Für die weitere Auswertung der RAM-Daten wird angenommen, dass sich der ClO-Gehalt in größeren Höhen (zweites Maximum bei 35-40 km) im Verlaufe eines Tages nicht wesentlich ändert und dieser Beitrag sich auch nur im schmalbandigen Linienmittenbereich des Spektrums auswirkt (es spitz werden lässt). Dann kann versucht werden, über geeignete Fitverfahren das Modell-Spektrum an die gemessenen Spektren zu fitten.

Das einfachste Fitverfahren, das im Weiteren auch verwendet wird, ist die Skalierung des Modell-Spektrums im Sinne eines ‘Least-Squares-Fit’. Ein Parameter, eben der Skalierungsfaktor (SF), gibt so einen ersten Anhaltspunkt für den ClO-Gehalt, der den RAM-Spektren zugrunde liegt.

Da die Atmosphäre aufgrund des geringen ClO-Gehalts in guter Näherung als optisch dünn¹² betrachtet werden kann ($\tau_{ClO} \ll 1$), kann die Strahlungstransfer-Gleichung linearisiert werden. Dazu wird die Exponentialfunktion der Strahlungstransfer-Gleichung in eine Potenzreihe entwickelt. Die Terme höherer Ordnung werden vernachlässigt. Unter Vernachlässigung des Hintergrundterms gilt

$$\begin{aligned} T_b(\nu) &= \int_0^z T(z) \cdot \alpha_{ClO}(\nu, z) \cdot \exp(-\tau_{ClO}) dz \\ &= \sum_{i=0}^N T(z_i) \cdot \alpha_{ClO}(\nu, z_i) \cdot \Delta z_i \end{aligned} \quad (8.1)$$

Mit $T_b(\nu)$ Helligkeitstemperatur
 $T(z_i)$ physikalische Temperatur der i-ten Höhengschicht
 $\alpha_{ClO}(\nu, z_i)$ Absorptionsquerschnitt der Moleküle in der i-ten Schicht
 $\exp(-\tau_{ClO})$ Transmission der Schichten unterhalb der Höhe z.

Damit ist die Helligkeitstemperatur linear proportional zu den Absorptionskoeffizienten. Für die Behandlung der Spektren mit dem Skalierungsfaktor ist im Prinzip von einem Strahlungsbeitrag aus einer Schicht um 20 km ausgegangen worden. Das bedeutet, dass eine Verdoppelung der Absorption in dieser Schicht (entsprechend einer Verdoppelung des VMR) in guter Näherung zu einer Verdoppelung der Helligkeitstemperatur, d. h. der **Amplitude** des Spektrums und also auch des Skalierungsfaktors, führt.

Um den Fehler abschätzen zu können, wurden Strahlungstransfer-Rechnungen mit verschiedenen skalierten VMRs durchgeführt. Dabei wurde zuerst das oben angegebene VMR über der ganzen Höhe mit einem konstanten Faktor multipliziert und danach das Spektrum errechnet. Anschließend wurde das Ausgangsspektrum aus Abbildung 8.11 mit denselben Faktoren skaliert und die Ergebnisse miteinander verglichen. Die Unterschiede in den Spektren liegen für die in dieser Arbeit verwendeten Skalierungsfaktoren zwischen < 5% (SF 1,5) und < 14% (SF 0.5) der jeweils durch den Strahlungstransfer bestimmten Spektren.

¹² ‘Optisch dünn’ bedeutet in diesem Fall des ClO, dass nur die Absorptionsquerschnitte innerhalb der Schicht um 20 km einen nennenswerten Beitrag zur Helligkeitstemperatur liefern. Dadurch reduzieren sich auch das Integral bzw. die Summe auf diese Höhengschicht.

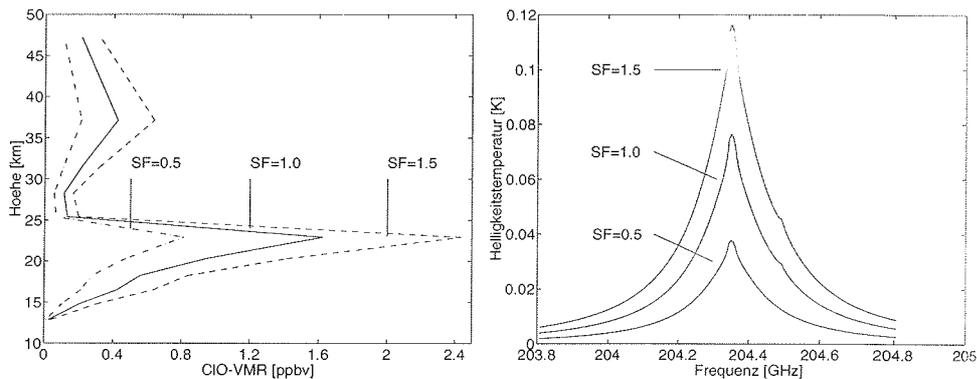


Abbildung 8.12: Drei unterschiedlich skalierte VMR-Profile (links) und die daraus über den Strahlungstransfer berechneten Spektren (rechts).

Leider kann aus den Skalierungsfaktoren nicht ebenso einfach und präzise auf das zugrundeliegende VMR geschlossen werden, denn man muss davon ausgehen, dass die Natur nicht das komplette VMR-Profil skaliert. Stattdessen wird durch die Methode der Skalierungsfaktoren im Wesentlichen nur der Beitrag aus einer einzelnen Höhenschicht berücksichtigt. Die Skalierung wird mit Hilfe eines Modell-Spektrums vorgenommen, das in der Höhenschicht um 22 km ein ausgeprägtes Maximum hat und deshalb maßgeblich die Form des Spektrums bestimmt.

Eine vollständige Inversion z. B. nach der Optimal-Estimation-Methode würde zusätzlich in einem iterativen Verfahren die **Form** des Spektrums variieren und so eine genauere Schätzung des wahren ClO-Gehalts in verschiedenen Höhen ergeben. Für eine Inversion der Spektren mit einigermaßen akzeptablen Fehlern sind die einstündigen Messungen jedoch aufgrund des schlechten Signal zu Rauschen-Verhältnisses nicht geeignet. Mit der Methode der Skalierungsfaktoren ergibt sich mit den Differenzspektren die Möglichkeit, aus der Anpassung des Modells darauf zu schließen, wieviel ClO sich im Verlaufe des Tages relativ zum ClO-Gehalt in der Nacht in der unteren Stratosphäre befindet.

Zur Überprüfung der Methode der Skalierungsfaktoren eignen sich Spektren, von denen man annehmen kann, dass zur Zeit der Messung kein ClO in der Atmosphäre vorhanden ist. Dies ist zum Beispiel in der Polarnacht der Fall, in der das ClO (bis auf einen kleinen aber relativ konstanten Rest aufgrund thermischer Dissoziation) im Dimer oder in den Reservoirs gebunden vorliegt.¹³ Außerdem kann diese Methode anhand des Tagesgangs des ClO-Signals überprüft werden, der aufgrund der Photolyse des (ClO)₂-Dimers sehr ausgeprägt ist.

¹³ Vgl. Kapitel 7.5

Abbildung 8.13a und Abbildung 8.13b zeigen die ClO-Messungen des RAM in der oben erklärten Weise. Die Fehlerbalken beziehen sich auf den Fehler des Fits an das gemessene Spektrum. Die durchgezogene Linie, die den Tagesgang anzeigt, ist für die jeweilige Abbildung skaliert worden. Sie entstammt dem AUTOCHEM-Modell von Lary [1996]. Dieses Modell berechnet die stratosphärische Photochemie, also u. a. den ClO-Gehalt, als Funktion des Sonnenzenitwinkels. In den Grafiken soll mit diesem Modell verdeutlicht werden, dass die RAM-Messungen dem theoretisch berechneten Tagesgang im Wesentlichen folgen.

Es tauchen auch negative Skalierungsfaktoren auf, die dadurch entstehen, dass in den Differenzspektren kein ClO-Signal vorhanden ist, wie z. B. vor Sonnenaufgang. Dort wird der Skalierungsfaktor durch das Least-Squares-Fit-Verfahren wegen der verbliebenen Baseline des Spektrums manchmal negativ.

Mit den Daten des 08.02. ist eine Sensitivitätsuntersuchung der Methode der Skalierungsfaktoren unternommen worden. Der Grundgedanke dabei war, dass in der Polarnacht kein ClO in den Spektren vorhanden sein kann, so dass die Streuung der Werte den Fehler der Messung beschreibt. Danach wäre der maximale Fehler gerade so groß anzusetzen, dass alle Werte innerhalb dieses Fehlers liegen. Auf diese Weise läßt sich der Fehler auf ± 0.4 in Einheiten des Skalierungsfaktors abschätzen. Dies ist eine anderer Art, einen Fehler für die Methode anzugeben. Die Fehlerbalken in den Abbildungen wären dann von einheitlicher Länge und etwa 2-2.5 mal so lang wie die in der Grafik dargestellten.

Das Verfahren der Skalierungsfaktoren ist u. a. bei Parrish [1981] und Solomon [1984] verwendet worden, um aus den Spektren u. a. Informationen über die Säulendichte des ClO in dem entsprechenden Höhenbereich zu gewinnen. Emmons [1995] verwendet zusätzlich zu dem oben angegebenen Verfahren noch einen weiteren Fit, der im Nachtspektrum um die Linienmitte herum einen engen Ausschnitt von etwa 94 MHz durch ein Polynom zweiten Grades ('blanking and filling') ersetzt. Dadurch gewinnt sie zusätzlich Informationen über den Tages-ClO-Gehalt des oberen Maximums.

Shindell [1996] nutzt im Unterschied dazu die Differenzspektren ohne eine Einschränkung durch diese Methode des 'blanking and filling' zur Bestimmung des Tagesgangs des ClO.

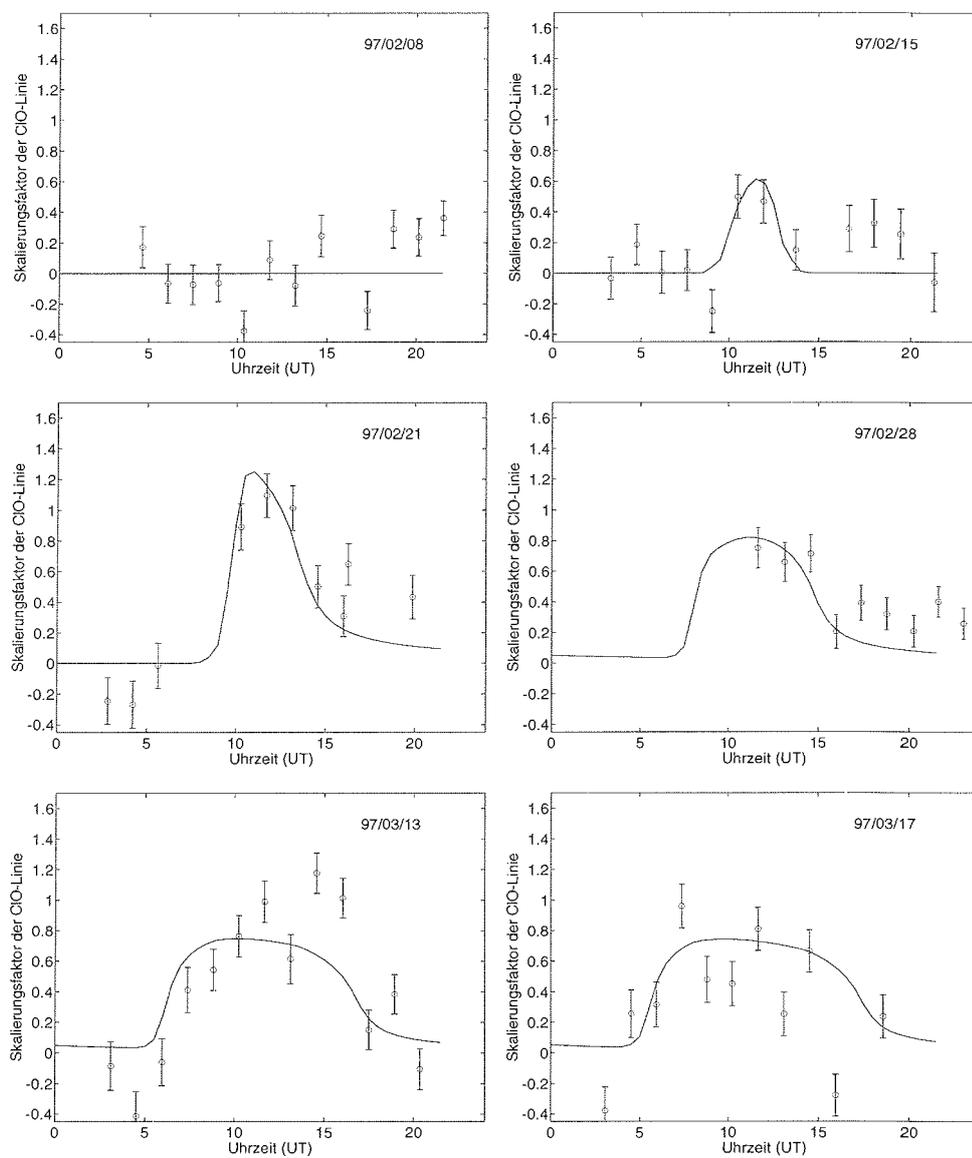


Abbildung 8.13a: CIO-Messungen des Zeitraums vom 8. Februar bis 17. März 1997.

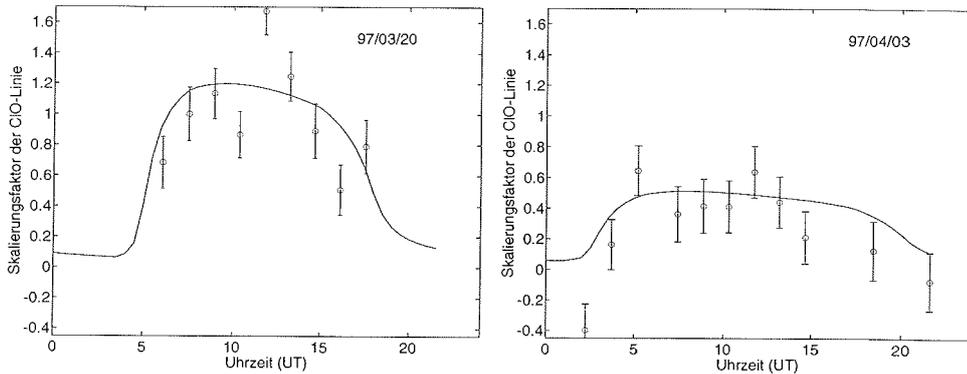


Abbildung 8.13b: CIO-Messungen des 20. März bis 3. April 1997. Dargestellt ist der Skalierungsfaktor jedes Spektrums. Der Fehlerbalken ist die Standardabweichung ($\pm 1 \sigma$) des Fits. Die durchgezogene Linie beschreibt den Tagesgang des CIO als Funktion des Sonnenzenitwinkels und ist in geeigneter Weise skaliert, um den Tagesgang in den RAM-Messungen zu verdeutlichen.

Die Mittelwerte der Skalierungsfaktoren um den Sonnenhöchststand herum zeigt Abbildung 8.14. Deutlich ist zu erkennen, dass in der Polarnacht (am 8. Februar beträgt der minimale Sonnenzenitwinkel 93.8°) kein CIO-Signal gemessen wurde. Die weitere Entwicklung des Winters zeigt ein erhöhtes CIO bis Anfang April, wenn sich der Wirbel von Ny-Ålesund wegbewegt und langsam auflöst, wie dies auch in Abbildung 8.15 an Hand der Wirbelstärke ('vorticity') und der zunehmenden Temperatur zu sehen ist.

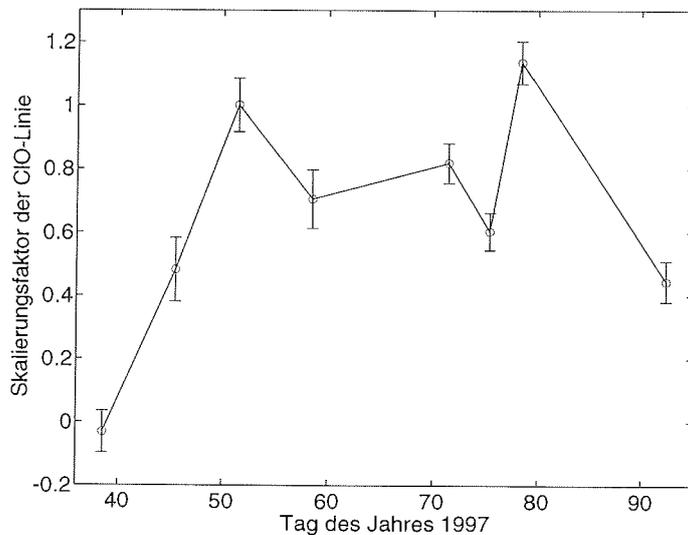


Abbildung 8.14: Die Entwicklung des CIO-Signals im Verlauf des Winters. Angegeben sind die mittleren Skalierungsfaktoren der verfügbaren RAM-Daten.

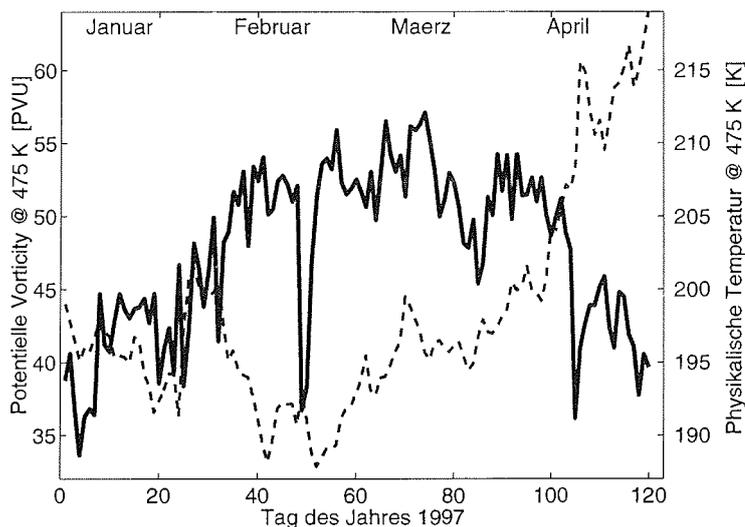


Abbildung 8.15: Potentielle Vorticity über Ny-Ålesund in PV-Einheiten für das 475 K-Niveau (durchgezogene Linie). Die Kreise markieren die Tage, für die ClO-Daten des RAM existieren. Die gestrichelte Linie zeigt den Temperaturverlauf in derselben Schicht mit der Skala am rechten Rand der Grafik.

Abbildung 8.15 zeigt die potentielle Vorticity für das 475 K-Niveau für den Zeitraum von Januar bis April 1997. Bis auf eine kurze Periode vom 18.-19. Februar war Ny-Ålesund während der Zeit von Februar bis Anfang April deutlich innerhalb des Polarwirbel. Durch Kreise eingetragen sind die Tage, an denen die oben dargestellten ClO-Messungen des RAM vorgenommen wurden. Die Abbildung 8.13 bis Abbildung 8.15 zeichnen folgendes Bild der stratosphärischen Situation über Ny-Ålesund: Während der gesamten Zeit, in der Ny-Ålesund tief im Polarwirbel lag, wurden durch das RAM erhöhte ClO-Gehalte in der unteren Stratosphäre gemessen. Bis Ende März waren die Temperaturen so tief, dass die Koexistenztemperatur für PSC Typ I erreicht wurde, die für heterogene Reaktionen (s. Kapitel 3) und die vermehrte Umwandlung des vorhandenen Chlor in aktive Formen notwendig sind bzw. den Polarwirbel vorkonditionieren. Danach wurden so niedrige Temperaturen nicht mehr erreicht. Doch kann das ClO, das vom RAM gemessen wurde, natürlich auch an anderer Stelle gebildet worden sein, an denen entsprechende niedrige Temperaturen herrschten.

Die PV-Karten aus Abbildung 8.16 (jeweils der 475 K-Isentropen) zeigen dasselbe Bild. Zusätzlich ist auf ihnen an der dunkleren Schattierung zu erkennen, dass sich über Ny-Ålesund an den entsprechenden Tagen stets Luft aus dem Inneren des Vortex befunden hat.

Ergebnisse der CIO-Messungen 87

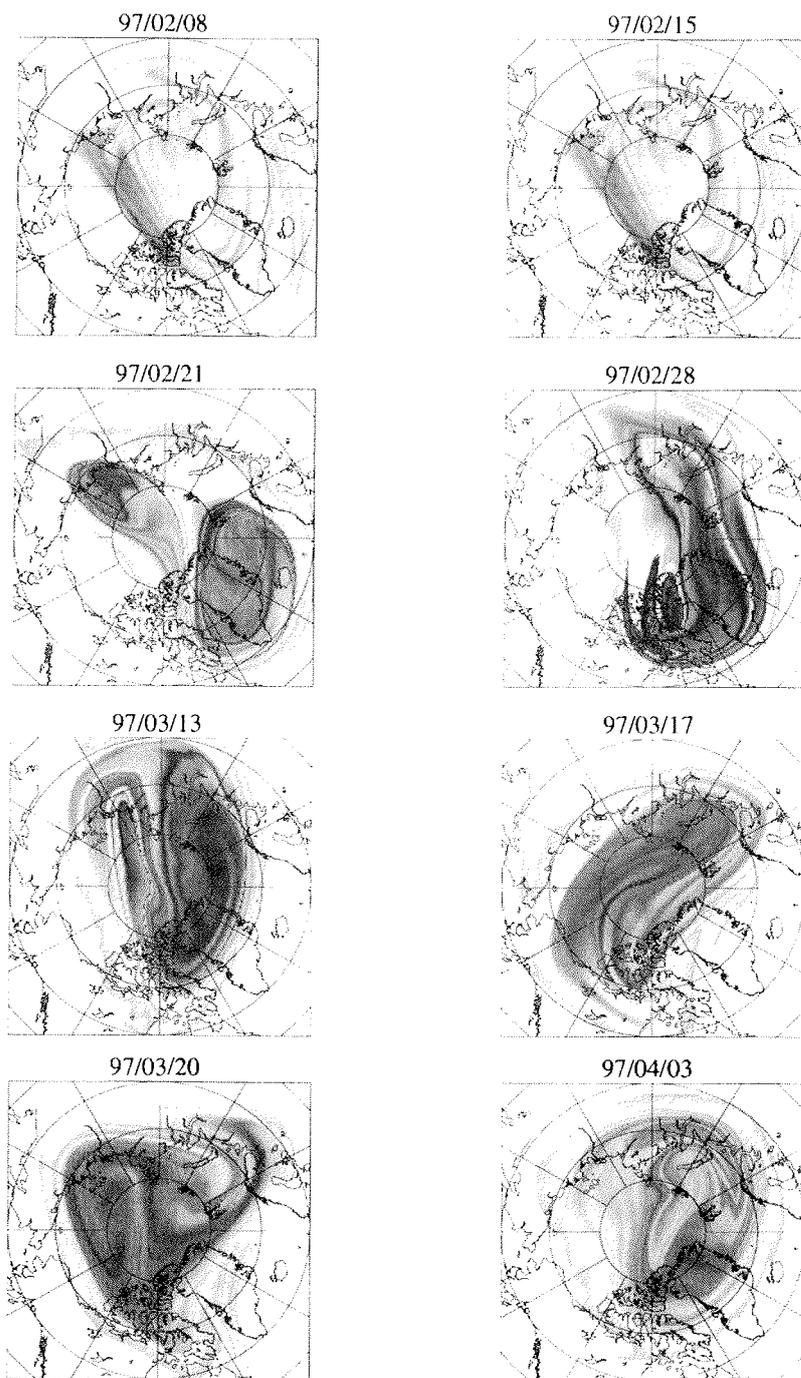


Abbildung 8.16: Karten der Potentiellen Vorticity für die entsprechenden Zeiträume der in den Abbildungen 8.13a und 8.13b gezeigten CIO-Messungen.

Dies bestärkt die Vermutung, dass anhaltende Prozessierung der Luftmassen an anderen Orten zu einer Erhöhung des ClO-Gehalts über Ny-Ålesund geführt haben könnte.

Eine Überprüfung der Ergebnisse des RAM ist insofern in diesem Jahr recht gut möglich, als in diesem Winter eine Vergleichskampagne mit drei anderen ClO-Radiometern stattgefunden hat. Der Vergleich kann an dieser Stelle allerdings nur qualitativer Natur sein, da die Bearbeitung der Daten in keiner der beteiligten Gruppen abgeschlossen ist.

8.2.1 Vergleich mit anderen MW-Radiometern

Im Winter 1996/97 wurde eine Vergleichskampagne mehrere ClO-Radiometer durchgeführt. Daran waren neben dem Bremer RAM folgende Gruppen mit ihren Radiometern beteiligt:

- Das Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK) des Forschungszentrums Karlsruhe. Das Radiometer detektiert die ClO-Emissionslinie bei 278 GHz. Die verwendete Technik ist mit der des RAM im Prinzip vergleichbar. Allerdings wird das Referenzstrahl-Signal nicht durch die Atmosphäre (inklusive Plexiglas-Platte) sondern durch eine externe Referenzquelle erzeugt.
- Eine Gruppe der State University of New York in Stony Brook. Das Radiometer dieser Gruppe misst ebenfalls bei 278 GHz, allerdings mit einem Empfänger im SIS-Design. Abgesehen von der sehr niedrigen Systemrauschtemperatur sind die Messverfahren dieses Geräts und des RAM sehr ähnlich.
- Die Gruppe des Communication Research Laboratory in Tokio. Ebenfalls mit SIS-Technologie ausgestattet misst der Empfänger bei 204 und 278 GHz mit demselben Verfahren wie das IMK.

Leider konnte die japanische Gruppe aufgrund eines irreparablen Schadens ab dem 01.03.97 keine Messungen mehr durchführen, und für den Zeitraum davor sind noch keine Daten verfügbar, sodass diese Gruppe an dieser Stelle nur der Vollständigkeit halber erwähnt wird.

Die Ergebnisse dieses Vergleichs sollen hier kurz dargestellt werden. Da alle Ergebnisse im Wesentlichen vorläufigen Charakter haben, beschränke ich mich auf die Fragestellung, ob die Radiometer in den jeweils überlappenden Zeiträumen zu ähnlichen Ergebnissen über den ClO-Gehalt in der unteren Stratosphäre kommen. Aufgrund der meteorologischen Bedingungen ergab sich nur an wenigen Tagen eine Überschneidung der Messungen. Lediglich am 17. März haben drei der vier Geräte gleichzeitig gemessen. Ich gehe deshalb auch in dieser Arbeit mit einer detaillierteren Betrachtung nur auf diesen Tag ein.

8.2.1.1 Ergebnisse des Instruments aus Karlsruhe

Das ClO-Radiometer der Karlsruher Gruppe misst bei 278 GHz ClO auf der Linienflanke einer Ozon-Emissionslinie. Abbildung 8.17 zeigt zwei typische Spektren. Im Unterschied zu des Spektren des RAM ist in dem Tagspektrum in dieser Abbildung bereits die Linie des ClO zu erkennen. Die Hinweise in der Grafik bezeichnen die schwache ClO-Linie neben der gut zuerkennende Ozonlinie. Da die ClO-Linie bereits im Tagspektrum sichtbar ist, invertiert die Karlsruher Gruppe ohne den Weg über das Tag-Nacht Differenzspektrums beide Linien (ClO und O₃) gleichzeitig.

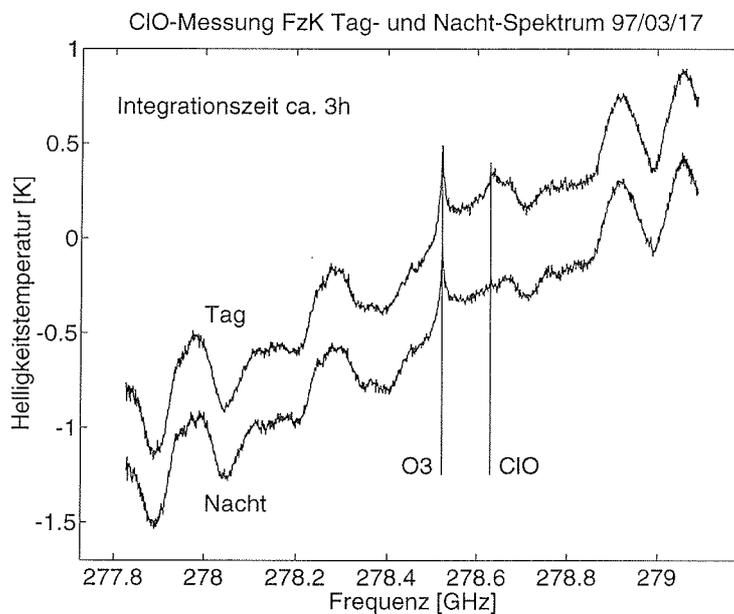


Abbildung 8.17: Tag- und Nachtspektrum des Karlsruher Radiometers. Zur Unterscheidung der Spektren ist das Nachtspektrum um 0.5 K nach unten verschoben worden. Die Tagmessung weist ein erkennbares ClO-Signal auf.

Wird aus den beiden Spektren, die jeweils mit ca. 3 Stunden Integrationszeit aufgenommen wurden, ein Tag-Nacht - Differenzspektrum erzeugt, ist das Ozon-Signal in guter Näherung aus dem Spektrum verschwunden. Das bedeutet, dass der Ozongehalt über den gesamten Zeitraum hinweg konstant geblieben ist. Das so entstandene Spektrum kann nun ebenfalls mit einem Fit angenähert werden. Dazu wurde vorher eine Strahlungstransfer-Rechnung des ClO-Profiles aus Abbildung 8.11 für den entsprechenden Frequenzbereich um 278 GHz durchgeführt. Das Differenzspektrum und der Fit sind in Abbildung 8.18 zu sehen.

Auch für dieses Spektrum lässt sich ein Skalierungsfaktor berechnen. Er beträgt 0.69. Da es sich bei den Karlsruher Daten um eine recht lange Integrationszeit handelt, kann zu Vergleichszwecken der mittlere Wert des Skalierungsfaktors des RAM herangezogen werden. Während das Spektrum aus Karlsruhe einen Skalierungsfaktor von etwa 0.69 für den 17.3. aufweist, liegt er beim RAM mit etwa 0.6 ca 14% darunter.

Die explizite Berechnung des Skalierungsfaktors wurde vorerst nur für diesen Tag durchgeführt. Allerdings hat die Gruppe aus Karlsruhe auch an anderen Tagen CIO gemessen. Sowohl am 13.3. als auch am 20.3. wurde auch von dieser Gruppe erhöhte Chlor-Aktivierung detektiert.

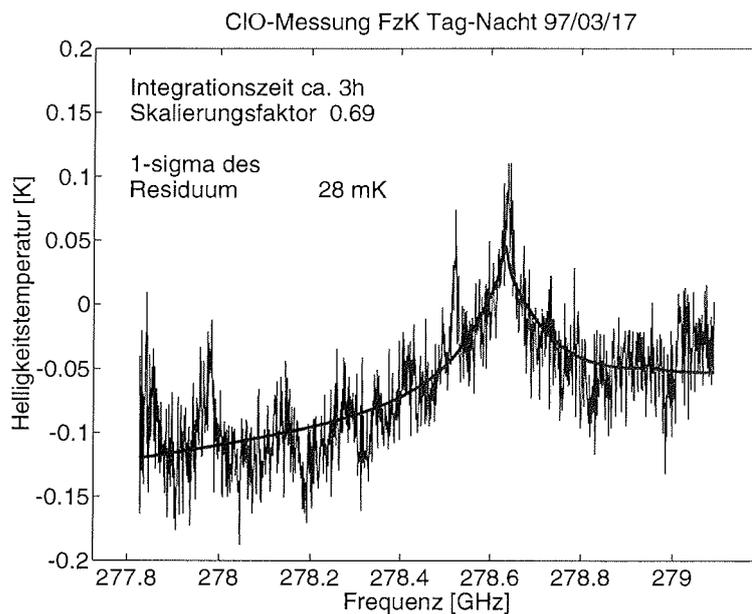


Abbildung 8.18: Differenzspektrum der in Abbildung 8.17 gezeigten Spektren. An dieses Differenzspektrum ist ein Spektrum angepasst worden wie, wie es sich nach dem VMR-Profil aus Abbildung 8.11 durch eine Strahlungstransfer-Rechnung für den etwas anderen Frequenzbereich bei 278 GHz ergibt.

8.2.1.2 Ergebnisse des Instruments aus Stony Brook

Die Gruppe aus Stony Brook misst ebenso wie die Karlsruher Gruppe CIO bei 278 GHz. Sie verwendet allerdings Tag-Nacht Differenzspektren für die nachfolgende Inversion ihrer Daten, wie dies auch mit den RAM-Daten geschieht. Auch an das Differenzspektrum aus Abbildung 8.19 wurde ein Fit angepasst, der in der Abbildung zu sehen ist.

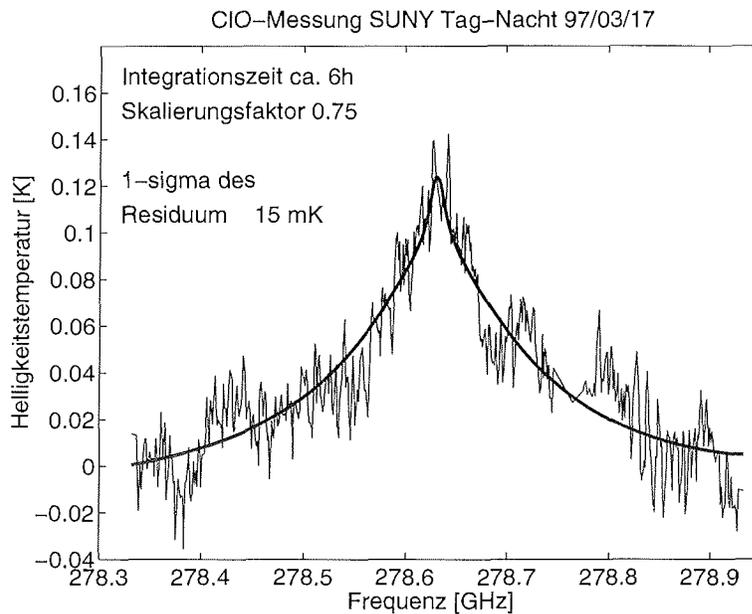


Abbildung 8.19: Tag-Nacht Differenzspektrum der CIO-Messung vom 17.03.97 mit dem Instrument der Gruppe aus Stony Brook. Die durchgezogene Linie ist der Fit desselben Spektrums, wie es auch für Abbildung 8.18 verwendet wurde.

Der Skalierungsfaktor von 0.75 ist noch etwas größer als der der Messung von der Karlsruher Gruppe. Das Spektrum hat das niedrigste Rauschen, weist die geringste Baseline der drei miteinander verglichenen Spektren auf und zeigt auch die niedrigste Standardabweichung.

Das Instrument der Stony Brook Gruppe mit SIS-Technologie hinsichtlich des Empfänger-Rauschens ist den beiden hier verglichenen Empfängern klar überlegen. Das Rauschen geht direkt in die Radiometergleichung ein, d. h. der Faktor 3, um den das Empfänger-Rauschen des Instruments aus Stony Brook niedriger ist, muss sich bei gleicher Integrationszeit in einem um Faktor 3 geringeren Rauschen des Spektrums bemerkbar machen.

Die weiteren bereits ausgewerteten Daten aus Stony Brook zeigen eine noch bessere Übereinstimmung mit den Daten des RAM.

8.2.1.3 Vorläufiges Fazit des Vergleichs

Ein Vergleich der Ergebnisse der drei Gruppen zeigt:

- Es macht sich bei allen Instrumenten, wenn auch in unterschiedlichem Maße, die Beeinträchtigung durch ungünstige meteorologische Bedingungen bemerkbar. Deswegen gibt es nur wenige Tage, an denen mindestens zwei Geräte gemeinsam gemessen haben.
- Für den Zeitraum vom 15.02. bis 03.04. ergeben sich innerhalb der Fehlergrenzen gut übereinstimmende Ergebnisse zwischen den drei Experimenten.
- Nach den vorläufigen Ergebnissen zu urteilen, hat es in diesem Zeitraum deutlich erhöhte Chlor-Aktivierung der unteren Stratosphäre gegeben.

Der weiteren Bearbeitung dieser Ergebnisse bleibt es vorbehalten, Höhenprofile des ClO zu berechnen, die eine umfassendere Diskussion dieses Vergleichs ermöglichen werden.

8.2.2 Berechnung der Säulendichten des ClO

Aus den RAM-Daten können mit Hilfe der Skalierungsfaktoren Säulendichten für die Höhenschicht um 20 km gewonnen werden. Für einen Absorber wie ClO ist das ausreichend, da sich außerhalb des erfassten Höhenbereichs kein ClO in nennenswerter Konzentration befindet.

Dies ist eine gute Näherung, da zur Säulendichte aufgrund des exponentiell abnehmenden Luftdrucks die Schicht des unteren Maximums erheblich stärker beiträgt als die des oberen Maximums. Der Luftdruck in 20 km Höhe beträgt etwa das Zehnfache des Drucks in 35 km. Zusätzlich zeigen alle RAM-Daten (bis auf den 8. und 15. Februar) hohe Chlor-Aktivierung im unteren Maximum an, so dass dadurch noch einmal ein Faktor 2 bis 3 zwischen den Beiträgen zur Säulendichte aus beiden Maxima liegt.

Diese Abschätzung verdeutlicht: Es lässt sich zwar, wie zu Anfang des Kapitels beschrieben, kein VMR aus den Skalierungsfaktoren ableiten, wohl aber kann mit dieser Methode die Säulendichte der Schicht abgeschätzt werden, für die ein Profil bekannt ist, da die Beiträge dafür im Wesentlichen aus der Höhe des niedrigen Maximums stammen¹⁴.

Aus den Daten der acht Tage sind jeweils unter Verwendung der mittleren Skalierungsfaktoren (s. Abbildung 8.14) Säulendichten berechnet worden. Die

¹⁴ Eine einfache Abschätzung der Säulendichte des Modell-VMR-Profiles rechtfertigt diese Überlegung. Nach linearer Interpolation des VMR wurde die Säulendichte für die gesamte Schicht (13 bis 46 km) und für den unteren Bereich von 13 bis 27 km berechnet. Der Anteil der höheren Schicht an der gesamten Schicht von 13 bis 46 km macht danach gerade 4% aus.

Säulendichte berechnet sich mittels des VMR, des Drucks und der physikalischen Temperatur im Prinzip nach

$$\int_0^{\infty} \frac{VMR(z) \cdot p(z)}{k \cdot T(z)} dz \quad (8.2)$$

Dabei ist k die Boltzmann-Konstante.

Für den Fall der RAM-Profile, für die der Höhenbereich von 15.5-28.5 km gewählt wird, lautet die obige Gleichung in diskretisierter Form:

$$\sum_{i=15.5}^{28.5} \frac{VMR_i \cdot p_i}{k \cdot T_i} \Delta z_i \quad (8.3)$$

Die auf diese Weise gewonnenen Säulendichten sind in Tabelle 8.1 aufgelistet. Sie entsprechen größenordnungsmäßig den Werten, die in der Literatur für winterliche Verhältnisse zu finden sind.¹⁵ Leider gibt es noch nicht viele Veröffentlichungen zu diesem Thema, da ClO auch im Infra-Rot-Bereich nur sehr schwer zu messen ist. So gibt Notholt [1995] für die Gesamtsäulendichte eine untere Grenze von $2 \cdot 10^{14}$ Moleküle cm^{-2} als Schwellwert seiner IR-Messungen an.

Tabelle 8.1: Säulendichte der Höhengschicht zwischen 15.5-28.5 km, berechnet mit Hilfe der mittleren Skalierungsfaktoren der RAM-Daten.

Datum	Säulendichte [10^{15} Moleküle/ cm^2]
08. Februar	-0.038 (.042)
15. Februar	0.606 (.063)
21. Februar	1.258 (.053)
28. Februar	0.887 (.058)
13. März	1.030 (.039)
17. März	0.759 (.037)
20. März	1.428 (.042)
03. April	0.561 (.041)

¹⁵ So z. B. von de Zafra [1995] über Messungen in der Antarktis oder Bell [1996] über (FTIR-) Messungen über Aberdeen. Die Säulendichten, die die Autoren angeben, liegen etwa um den Faktor 1.5 - 2 höher als die in Tabelle 8.1 angegebenen. In beiden Fällen wurden aber auch deutlich höhere VMRs gemessen. Während de Zafra über der Antarktis 1.9 ppbv für den Höhenbereich 15-30 km errechnet hat, kommt Bell für den Höhenbereich 16-22 km auf 2.6 ppbv.

Leider können diese Werte des RAM nicht direkt mit denen des DOAS verglichen werden, da das DOAS kein ClO messen kann. Stattdessen soll hier überprüft werden, ob eine Korrelation zwischen ClO und OClO festgestellt werden kann, wie dies (durchaus kontrovers) in der Literatur diskutiert wird.

8.2.3 Vergleich mit DOAS-Messungen

Das Instrument zur differentiellen optischen Absorptions-Spektroskopie der Bremer Universität (Wittrock [1996]) misst in Ny-Ålesund seit Winter 1995 im operationellen Betrieb mehrere Absorptionslinien von Ozon, OClO und BrO. Im Gegensatz zu den höhenauflösenden Mikrowellenmessungen ergeben die DOAS-Messungen Dichten schräger Säulen in Molekülen/cm².

Im Unterschied zu Okkultationsmessungen, die mit diesem Verfahren auch möglich sind, nutzt das verwendete DOAS-Instrument Streulicht der Sonne. Dazu wird in Zenitmessung das gestreute Sonnenlicht detektiert. Für unterschiedliche Sonnenzenitwinkel (SZA) ergeben sich auf diese Weise Signale unterschiedlicher Intensität, die allerdings erst eine relative Aussage zulassen. Durch Wahl eines geeigneten Bezugsspektrums für den Tag oder sogar für einen großen Zeitraum lassen sich absolute und damit vergleichbare Säulendichten gewinnen.

Die DOAS Messungen des OClO sind in Abbildung 8.20 mit den ClO-Daten des RAM dargestellt. Als Datenpunkte des DOAS sind alle Messungen verwendet worden, die bei aufgehender Sonne unter einem Sonnen-Zenitwinkel (SZA) von 92° durchgeführt wurden. (Wittrock [1997]) Mit der Wahl der Morgenmessungen ist auch gewährleistet, dass RAM und DOAS ihre Signale aus derselben östlichen Richtung erhalten.

Es ist zu erkennen, dass die OClO-Daten die kurze Episode um Tag 50 herum nachzeichnen, während der Ny-Ålesund außerhalb des Polarwirbels geriet. Allerdings war Ny-Ålesund danach schon vier Tage innerhalb des Polarwirbels, bis die vorherigen OClO-Werte wieder erreicht waren. Die ClO-Daten indes weisen mehr oder weniger konstante Werte auf. Der starke Abfall der OClO-Werte Mitte März stellt vielleicht eine Reaktion auf das Ansteigen der Temperatur auf dem 475 K-Niveau dar, mit dem die anderen Reaktionen des ClO-BrO-Zyklus zunehmend an Bedeutung gewinnen¹⁶.

¹⁶ Zur Temperaturabhängigkeit des ClO-BrO-Zyklus s. Kapitel 3.2.

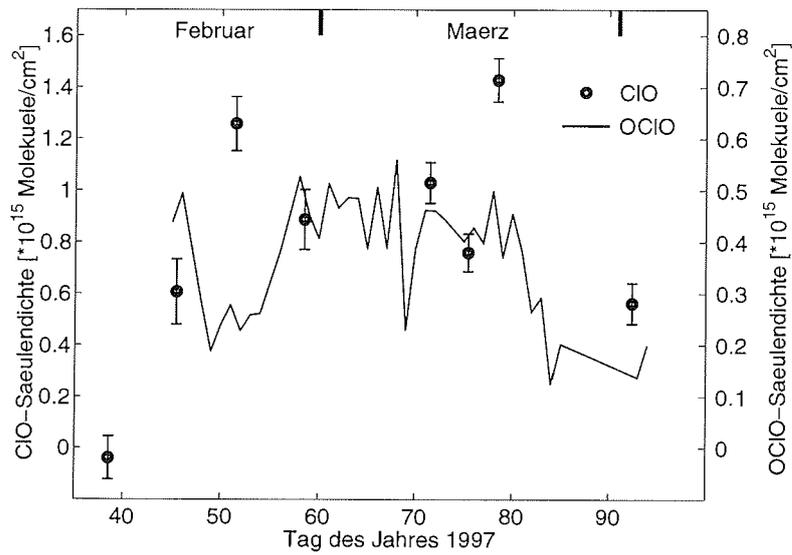


Abbildung 8.20: ClO-Säulendichten aus RAM-Daten (linke Skala) und OCIO-Gesamtssäulendichten schräger Säulen aus DOAS-Messungen (rechte Skala) von Wittrock (persönliche Mitteilung). Die Fehlerbalken der RAM-Daten entsprechen den Fehlerbalken des Skalierungsfaktors, während für die DOAS-Messungen ein maximaler Fehler von 15% angenommen wird.

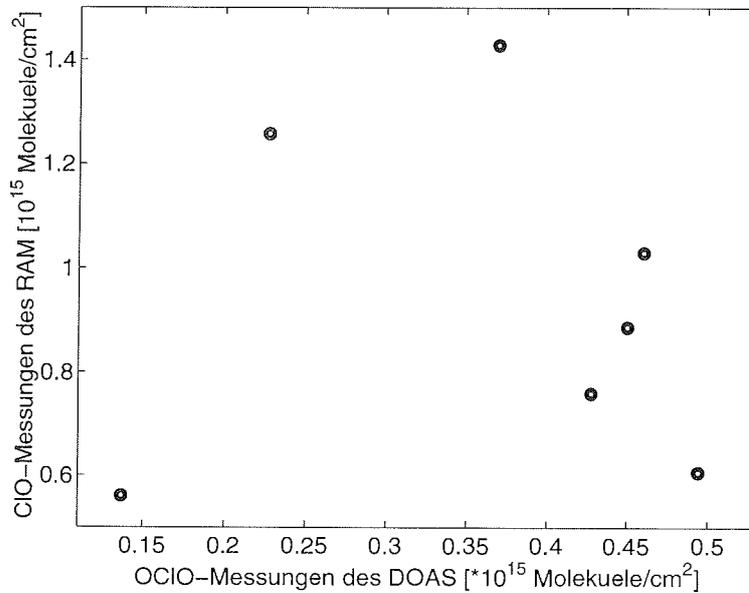


Abbildung 8.21: Darstellung der Korrelation zwischen den Säulendichten aus RAM-Daten und DOAS-Daten für die Tage an denen gleichzeitige Messungen beider Instrumente existieren. Der Korrelationskoeffizient zwischen diesen Daten beträgt etwa -0.02 und ist nicht signifikant.

In einer anderen Darstellung sind in Abbildung 8.21 die berechneten Säulendichten des RAM verglichen worden mit den Säulendichten des DOAS an den jeweiligen Tagen. Verwendet wurden dieselben Morgenmessungen (SZA 92°), wie in Abbildung 8.20.

Mit einem Korrelationskoeffizient von -0.02 kann beim vorläufigen Stand der Auswertung eine Korrelation zwischen CIO und OCIO nicht festgestellt werden. Für diese Fragestellung gibt es zu wenig RAM-Datenpunkte. Eine höhere Dichte der RAM-Daten wäre eher geeignet, mit den relativ feinen Strukturen der DOAS-Messungen verglichen zu werden.

8.2.4 Schlussfolgerungen aus den Messungen 1996/97

Nach der Optimierung der Messsteuerung und Verbesserung der Auswertesoftware wurden ab Februar 1997 mehrere auswertbare CIO-Signale mit dem RAM gemessen. Unterstützt durch für Ny-Ålesund ungewöhnlich stabile meteorologische Verhältnisse ist über einen Zeitraum von Anfang Februar bis Anfang April an 8 Tagen erhöhtes CIO in der unteren Stratosphäre detektiert worden. Mit Hilfe der Methode der Skalierungsfaktoren konnte mit den gewonnenen Spektren ein Tagesgang nachgewiesen werden.

Von den guten Wetterbedingungen profitierte auch der Radiometer-Vergleich der in diesem Winter durchgeführt wurde. Die vorläufigen Ergebnisse der Instrumente, die an diesem Vergleich teilnahmen, scheinen die Ergebnisse des RAM zumindest qualitativ zu bestätigen.

Die mit Hilfe der Skalierungsfaktor-Methode berechneten CIO-Gesamtsäulendichten stimmen größenordnungsmäßig mit den verfügbaren Literaturwerten überein.

Der Vergleich mit dem DOAS-Instrument ist aufgrund der vergleichsweise geringen Datenbasis des RAM nicht sehr aussagekräftig. Insbesondere konnte keine Korrelation zwischen den Gesamtsäulendichten der stratosphärischen Spurenstoffen CIO und OCIO gefunden werden.

9 Zusammenfassung und Ausblick

Die Mikrowellen-Fernerkundung ist eine wirkungsvolle Methode, um stratosphärische Spurengase der Atmosphäre zu untersuchen. Zur Messung des Chlormonoxids stellt sie gar die einzige Methode dar, diese für die Ozon-Chemie wichtige Substanz zu erfassen. Der operationelle Betrieb eines passiven Mikrowellen-Radiometers bietet die Möglichkeit, mit relativ hoher zeitlicher Auflösung Spurengase zu detektieren und eine Höhenverteilung zu erhalten.

In dieser Arbeit habe ich Messungen präsentiert, die im Verlaufe von 3 Jahren (Winter 1994/95 bis 1996/97) in der Forschungs-Station des Alfred-Wegener-Instituts (AWI) in Ny-Ålesund, Spitzbergen, durchgeführt wurden. Zur Durchführung dieser Messungen ist das Radiometer für atmosphärenphysikalische Messungen (RAM) genutzt worden, das am Institut für Umweltphysik der Universität Bremen entwickelt und gebaut wurde und seit Mitte 1995 im Auftrag des AWI betrieben wird.

Im ersten Teil dieser Arbeit bin ich der Frage nachgegangen, wie die meteorologische Situation und damit die Messbedingungen für MW-Messungen über Ny-Ålesund sind. Aufgrund der Lage (78.9N/10.9E auf Meereshöhe) ist Ny-Ålesund für ClO-Messungen bedingt geeignet. Der hohe Wasserdampfgehalt aufgrund der moderaten Temperaturen selbst im Winter beeinträchtigt die Beobachtung der schwachen ClO-Emissionlinie stark. Anhand der Transmission der Troposphäre, wie sie sich aus den täglichen Sondendaten berechnen läßt, habe ich abgeschätzt, dass etwa 7-17% der gesamten Winterperiode von Januar bis April günstige Bedingungen für ClO-Messungen bieten.

Im zweiten Teil der Arbeit zeige ich die RAM-Daten, die im benannten Zeitraum gewonnen werden konnten.

In Vergleichen mit anderen MW-Radiometern (bodengebunden, flugzeuggetragen und satellitengestützt) zeigt das RAM gute Übereinstimmung in den Ergebnissen. Ein Modell, das mit den MW-Daten verglichen wurde, konnte die Werte im Rahmen der Fehlergrenzen der Messung gut reproduzieren.

Nach diesen Ergebnissen konnte im März 1995 ein Tag mit moderat erhöhten ClO-Werten nachgewiesen werden, während an zwei anderen Tagen eher eine Situation ungestörter Chemie vorlag.

Anders war die Situation im Frühjahr 1997. Nach vorläufiger Auswertung der Daten und unter Berücksichtigung des Umstands, dass Spitzbergen fast während der gesamten Zeit tief im Polarwirbel lag, kann davon ausgegangen werden, dass die hohen ClO-Werte der MW-Messungen an einzelnen Tagen eine dauerhaft gestörte stratosphärische Chemie über einen längeren Zeitraum hinweg anzeigen.

Diese Einschätzung wird bestätigt durch gleichzeitige Ozon-Messungen des RAM, wonach der Ozonabbau Mitte Februar einsetzte und bis Anfang April andauerte. Ein außerordentlich starker Ozonabbau von etwa 50% auf der 475 K-Isentropen wurde im Verlaufe dieses Zeitraums gemessen, was unter den stabilen meteorologischen Bedingungen dieses Winters nur durch gestörte stratosphärische Chemie, d. h. chemischen Ozon-Abbau, erklärt werden kann.

Durch die Verbesserungen der Datenaufnahme- und Auswertesoftware Anfang Februar 1997 konnte mit den Messungen auch der ClO-Tagesgang festgestellt werden.

Als zukünftige Arbeiten sind zu nennen:

- Weitere Verbesserungen im Softwarebereich betreffen vor allem die Datenauswertung. Mit der Erstellung eines Kriterien-Katalogs zur Abschätzung der Güte eines Spektrums kann in Zukunft an einer weitgehenden Automatisierung der ClO-Auswertung gearbeitet werden.
- Hinsichtlich der Weiterentwicklung des Radiometers ist eine Umrüstung auf SIS-Technologie wünschenswert und außerordentlich sinnvoll. Dadurch könnte das Signal zu Rauschen Verhältnis der Spektren stark verbessert werden und es könnten kürzere Perioden günstiger Messbedingungen ausgenutzt werden.

- Wird der in der Arbeit nur angedeutete Fehler in der Steuerung des Spektrometers behoben, könnte dies wesentlich zu einer Verbesserung der Baseline führen.
- Die Bestimmung weiterer Ursachen für die Baseline und deren Behebung wird auch in Zukunft eine ständige Aufgabe bei der Arbeit am RAM sein.
- Eine tiefere Bearbeitung und schließlich die Inversion der Daten des Frühjahrs 1997 sollte dazu führen, dass sie ebenso wie die Daten des Jahres 1995 auf Datenbanken zugänglich gemacht werden.

Die vorliegende Arbeit zeigt, dass das in Ny-Ålesund betriebene ClO-Radiometer zwar durch troposphärische Bedingungen beeinträchtigt ist, aber unter günstigen Messbedingungen ergeben sich durchaus belastbare ClO-Daten. Diese liefern im Zusammenhang mit anderen Messinstrumenten einen wichtigen Beitrag zur Interpretation des stratosphärischen Geschehens.

Literaturverzeichnis

- Anderson, P.S.**, A Method for Rescaling Humidity Sensors at Temperatures Well below Freezing, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 11, 1388-1391, 1994.
- Barry, R.G.**, R.J. Chorley, *Atmosphere, Weather & Climate*, Methuen, London, 1987.
- Bates, D.R.**, M. Nicolet, The photochemistry of atmospheric water vapor, *Journal of Geophysical Research*, 55, 301, 1950.
- Bell, W.**, C. Paton-Walsh, T.D. Gardiner, P.T. Woods, N.R. Swann, N.A. Martin, L. Donohoe, M.P. Chipperfield, Measurements of Stratospheric Chlorine Monoxide (ClO) from Groundbased FTIR Observations, *Journal of Atmospheric Chemistry*, 24 (3), 285-297, 1996.
- Bevilacqua, R.M.**, An observational study of water vapor in the mid-latitude mesosphere, Dissertation, Penn. State University, 1982.
- Beyerle, G.**, Untersuchungen stratosphärischer Aerosole vulkanischen Ursprungs und polarer stratosphärischer Wolken mit einem Mehrwellenlängen-Lidar auf Spitzbergen, Dissertation, Universität Bremen, 1994.
- Bühler, S.**, A Study of Atmospheric Opacity Near 275 GHz at Very Low Temperatures, Master Thesis, State University of New York at Stony Brook, 1994.

- Bühler, S.**, The Impact of Continuum Emissions in the mm and Sub-mm Spectral Range, Report zum WP 310: „Laboratory measurements (1st part)“, 1996, als Beitrag zum ESTEC-Projekt „Study on a spectroscopic database for millimeter and submillimeter wavelengths“, ESTEC Contract N° 11581/95/NL/CL.
- Chapman, S.**, On ozone and atomic oxygen in the upper atmosphere, *Philos. Mag.*, 10, 396, 1930.
- Chipperfield, M.P.**, P. Good, A.M. Lee, J.A. Pyle, J. Sessler, C.E. Blom, J. Burrows, A. Engel, B. Galle, F. Goutail, H. Oelhaf, M. Pirre, J.B. Renard, D.W. Toohey, G. Vaughan, J.W. Waters, G. Wetzel, J. Wohlgemuth, Comparison of SESAME Data with a 3D Chemical Transport Model, submitted to *Journal of Atmospheric Chemistry*, 1996.
- Crewell, S.**, Submillimeter-Radiometrie mit einem flugzeuggetragenen Empfänger zur Messung atmosphärischer Spurenstoffe, Dissertation, Universität Bremen, 1993.
- de Zafra, R.L.**, M. Jamarillo, A. Parrish, P. Solomon, B. Connor, J. Barrett, High concentrations of chlorine monoxide at low altitudes in the Antarctic spring stratosphere: diurnal variation, in *Nature*, **328**, pp. 408-411, 1987.
- de Zafra, R.L.**, J.M. Reeves, D.T. Shindell, Chlorine monoxide in the Antarctic spring vortex: 1. Evolution of midday vertical profiles over McMurdo Station, 1993, *Journal of Geophysical Research*, 100 (D7), 13999-14007, 1995.
- Emmons, L.K.**, D.T. Shindell, J.M. Reeves, R.L. de Zafra, Stratospheric ClO profiles from McMurdo Station, Antarctica, spring 1992, *Journal of Geophysical Research*, 110 (D2), 3049 - 3055, 1995.
- English, S.J.**, D.C. Jones, P.J. Rayer, T.J. Hewison, R.W. Saunders, C. Guillou, C. Prigent, J. Wang, G. Anderson, Observation of Water Vapor Absorption using Airborne Microwave Radiometers at 89 and 157 GHz, in *Proceedings of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, pp. 1395-1397, IEEE Publications, Florenz, 1995.
- Fabian, P.**, *Atmosphäre und Umwelt*, Springer-Verlag, Berlin, 1992.
- Farman, J.C.**, B.G. Gardiner, J.D. Shanklin, Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClO_x/NO_x interaction, in *Nature*, **315**, pp. 207-210, 1985.

- Farmer, C.B.**, G.C. Toon, P.W. Shaper, J.-F. Blavier, L.L. Lowes, Stratospheric trace gases in the spring 1986 Antarctic atmosphere, in *Nature*, **329**, pp. 126-130, 1987.
- Gill, A.E.**, *Atmosphere-Ocean Dynamics*, Academic Press, London, 1982.
- Heese, B.**, Untersuchungen zum Beitrag chemischer und dynamischer Prozesse zur Variabilität des stratosphärischen Ozons über der Arktis, Dissertation, Universität Bremen, 1996.
- Hewitt, C.N.**, W.T. Sturges, *Global Atmospheric Chemical Change*, Elsevier Science Publisher, London, 1993.
- Iribarne, J.V.**, H.-R. Cho, *Atmospheric Physics*, D. Reidel, Dordrecht, 1980.
- Janssen, M.A.** (Hrsg), *Atmospheric Remote Sensing by Microwave Radiometry*, Wiley-Interscience, New York, 1993.
- Klein, G.**, A. Hilton, An Intercomparison of the Vaisälä Humicap and the VIZ carbon hygistor under operational conditions, Tech. Record No. TR-16, Atmospheric Environment Service, Downsview, Ontario, Kanada, 1987.
- Klein, U.**, Aufbau und Betrieb eines breitbandigen, bodengestützten Millimeterwellen-Radiometers zur Messung atmosphärischer Spurenstoffe, Dissertation, Universität Bremen, 1993.
- Krauss, J.D.**, *Radio Astronomy*, Cygnus-Quasar Books, Powell, Ohio, 1986.
- Künzi, K.F.**, Langen J., Microwave Radiometry in Atmospheric Research, in *Proceedings of the Winter Workshop held at Les Houches, France, March 1990*, P. Encrenaz, C. Laurent, S. Gulkis, E. Kollberg, G. Winnewisser (Hrsg), Nova Science Publishers, New York, 1991.
- Langer, J.**, Charakterisierung eines Radiometers für atmosphärenphysikalische Messungen, Diplomarbeit, Universität Bremen, 1995.
- Lary, D.J.**, Gas-phase atmospheric bromine photochemistry, *Journal of Geophysical Research*, **101** (D1), 1505-1516, 1996.
- Liu, W.T.**, Statistical relation between monthly mean precipitable water vapor and surface-level humidity over global oceans, *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1986.
- McIntyre, M.E.**, T.N. Palmer, Breaking planetary waves in the stratosphere, *Nature*, **305**, 593 - 600, 1983
- MacKenzie, A.R.**, M. Kulmala, A. Laasonen, T. Vesala, On the theories of type 1 polar stratospheric cloud formation, *Journal of geophysical Research*, **100** (D6), 11275 - 11288, 1995.

- Makkonen, L.**, Comments on "A Method for Rescaling Humidity Sensors at Temperatures Well below Freezing", *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 13, 911-912, 1996.
- Manney, G.L.**, L. Froidveaux, J.W. Waters, M.L. Santee, W.G. Read, D.A. Flower, R.F. Jarnot and R.W. Zurek, Arctic Ozone Depletion Observed by UARS MLS during the 1994-95 Winter, *Geophysical Research Letters*, 23(1), 1996.
- McCartney, E.J.**, *Absorption and Emission by Atmospheric Gases*, John Wiley & Sons, New York, 1983.
- Naujokat, B.**, K. Labitzke, R. Lenschow, B. Rajewski, M. Wiesner, R.-C. Wohlfart, The Stratospheric Winter 1993/94: A Winter with Some Minor Warmings and an Early Final Warming, *Beilage zur Berliner Wetterkarte*, 1994.
- Nedoluha, G.E.**, R.M. Bevilacqua, R.M. Gomez, D.L. Thacker, W.B. Waltman, T.A. Pauls, Ground-based Measurements of Water Vapor in the Middle Atmosphere, *Journal of Geophysical Research*, 100 (D2), 2927-2939, 1995.
- Nett, H.**, Untersuchungen von Schottky-Dioden in einer quasioptischen Mischstruktur für Submillimeterwellenlängen, Diplomarbeit, Universität Bonn, 1985.
- Nett, H.**, Die Eigenschaften eines GaAs-Schottky-Dioden-Mischers bei kurzen Submillimeter-Wellenlängen, Doktorarbeit, Universität Bonn, 1989.
- Notholt, J.**, A. Meier, S. Peil, Total Column Densities of Tropospheric and Stratospheric Trace Gases in the Undisturbed Arctic Summer Atmosphere, *Journal of Atmospheric Chemistry*, 20, 311-332, 1995.
- Parrish, A.**, R.L. de Zafra, P.M. Solomon, J.W. Barrett, E.R. Carlson, Chlorine Oxide in the Stratospheric Ozone Layer: Ground-Based Detection and Measurement, *Science*, 211, 1158-1161, 1981.
- Parrish, A.**, R.L. deZafra, P.M. Solomon, J.W. Barrett, A ground-based technique for millimeter wave spectroscopic observations of stratospheric trace constituents, *Radio Science*, 23 (2), 106-118, 1988.
- Plumb, R.A.**, D.W. Waugh, R.J. Atkinson, P.A. Newman, L.R. Lait, M.R. Schoeberl, E.V. Browell, A.J. Simmons, M. Loewenstein, Intrusions into the lower stratospheric Arctic vortex during the winter of 1991-1992, *Journal of Geophysical Research*, 99, 1089-1105, 1994.

- Raffalski, U.**, Mikrowellen-Radiometrie in der Atmosphärenforschung unter Verwendung der Referenzstrahl-Methode, Diplomarbeit, Universität Bremen, 1993.
- Rodgers, C.D.**, Characterization and error analysis of profiles retrieved from remote sounding measurements, *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 14 (4), 609-624, 1976.
- Roedel, W.**, *Physik unserer Umwelt: die Atmosphäre*, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 1994.
- Rogers, R.R.**, M.K. Yau, *A Short Course in Cloud Physics*, Pergamon Press, Oxford, 1989.
- Rosen, J.**, Private Mitteilung, 1996.
- Schwaab, G.W.**, Hochauflösende Molekülspektroskopie im Submillimeter-Bereich zur Erprobung eines breitbandig optimierten akustooptischen Spektrometers, Diplomarbeit, Universität Bonn, 1987.
- Sessler, J.**, M.P. Chipperfield, J.A. Pyle, R. Toumi, Stratospheric OClO measurements as a poor quantitative indicator of chlorine activation, *Geophysical Research Letters*, 22 (6), 687-690, 1995.
- Shindell, D.T.**, Model/Measurement Comparison of Ozone Depleting Chlorine Chemistry in the Polar Stratosphere, Dissertation, State University of New York at Stony Brook, 1995a.
- Shindell, D.T.**, R.L. de Zafra, The chlorine budget of the lower polar stratosphere: Upper limits on ClO, and implications of new Cl₂O₂ photolysis cross sections, *Geophysical Research Letters*, 22 (23), 3215-3218, 1995b.
- Shindell, D.T.**, R.L. de Zafra, Chlorine monoxide in the Antarctic spring vortex: 2. A comparison of measured and modeled diurnal cycling over McMurdo Station, 1993, *Journal of Geophysical Research*, 101 (D1), 1475-1487, 1996.
- Sinnhuber, B.-M.**, Bestimmung stratosphärischer Ozonprofile aus Spektren eines bodengebundenen Mikrowellen-Radiometers, Diplomarbeit, Universität Bremen, 1995.
- Snider, J.B.**, Observed and Theoretical Atmospheric Emission at 20, 30, and 90 GHz: Recent Results from Land- and Ocean-based Locations, in D. Solimini (Hrsg), *Microwave Radiometry and Remote Sensing of the Environment*, VSP, Utrecht, 1995.

- Solimini, D. (Hrsg.),** *Microwave Radiometry and Remote Sensing of the Environment*, VSP, Utrecht, 1995.
- Solomon, P.M.,** R.L. de Zafrá, A. Parrish, J.W. Barrett, Diurnal Variation of Stratospheric Chlorine Monoxide: A Critical Test of Chlorine Chemistry in the Ozone Layer, *Science*, 224, 1210-1214, 1984.
- Urban, J.,** Einsatz und Optimierung flugzeuggetragener Fernerkundungssensoren zur Messung stratosphärischer Spurengase im Spektralbereich 500-2500 GHz (Arbeitstitel), Dissertation, Universität Bremen, 1997.
- Vaisälä,** Humidity Measurements in Radiosondes, in *Vaisälä News*, Produktinformationen der Firma Vaisälä, Vaisälä Oy, Finnland, 1994.
- Vowinkel, B.,** *Passive Mikrowellenradiometrie*, Vieweg, Braunschweig, 1988.
- Wayne, R.P.,** *Chemistry of atmospheres*, Clarendon Press, Oxford, 1992.
- Wayne, R.P.,** G. Poulet, P. Biggs, J.P. Burrows, R.A. Cox, P.J. Crutzen, G.D. Hayman, M.E. Jenkin, G. Le Bras, G.K. Moortgat, U. Platt, R.N. Schindler, Halogen oxides: radicals, sources and reservoirs in the laboratory and in the atmosphere, Europäische Kommission, Direktorat XII, Brüssel, 1995.
- Wehr, T.,** Inversion atmosphärischer Spurengase aus Submillimeter- und Millimeterwellen-Spektren, Dissertation, Universität Bremen, 1996.
- Wells, N.,** *The Atmosphere and Ocean*, Taylor & Francis, London, 1986.
- Wittrock, F.,** A. Ladstätter-Weißmayer, A. Richter, J.P. Burrows, Ground Based UV/VIS Measurements of O₃, NO₂, BrO and OCIO over Ny-Ålesund (79N, 12E), in Abstract-Sammlung des XVIII Quadrennial Ozone Symposium, L'Aquila, Italien, 1996.
- Wittrock, F.,** Private Mitteilung, 1997.
- WMO,** Scientific assessment of ozone depletion, Global Ozone Research and Monitoring Project der World Meteorological Organization, Genf, 1991.
- Wohlgemuth, J.,** Entwicklung optimaler Verfahren zur Inversion der Strahlungstransfergleichung im Submillimeterwellenbereich, Dissertation, Universität Bremen, 1997.

Folgende Hefte der Reihe „Berichte zur Polarforschung“ sind bisher erschienen:

- * **Sonderheft Nr. 1/1981** – „Die Antarktis und ihr Lebensraum“,
Eine Einführung für Besucher – Herausgegeben im Auftrag von SCAR
Heft Nr. 1/1982 – „Die Filchner-Schelfeis-Expedition 1980/81“,
zusammengestellt von Heinz Kohnen
- * **Heft Nr. 2/1982** – „Deutsche Antarktis-Expedition 1980/81 mit FS 'Meteor'“,
First International BIOMASS Experiment (FIBEX) – Liste der Zooplankton- und Mikronektonnetzfüge
zusammengestellt von Norbert Klages
Heft Nr. 3/1982 – „Digitale und analoge Krill-Echolot-Rohdatenerfassung an Bord des Forschungs-
schiffes 'Meteor'“ (im Rahmen von FIBEX 1980/81, Fahrtabschnitt ANT III), von Bodo Morgenstern
Heft Nr. 4/1982 – „Filchner-Schelfeis-Expedition 1980/81“,
Liste der Planktonfänge und Lichtstärkemessungen
zusammengestellt von Gerd Hubold und H. Eberhard Drescher
- * **Heft Nr. 5/1982** – „Joint Biological Expedition on RRS 'John Biscoe', February 1982“,
by G. Hempel and R. B. Heywood
- * **Heft Nr. 6/1982** – „Antarktis-Expedition 1981/82 (Unternehmen 'Eiswarte')“,
zusammengestellt von Gode Gravenhorst
Heft Nr. 7/1982 – „Marin-Biologisches Begleitprogramm zur Standorterkundung 1979/80 mit MS 'Polarsirkele'
(Pre-Site Survey)“ – Stationslisten der Mikronekton- und Zooplanktonfänge sowie der Bodenfischerei
zusammengestellt von R. Schneppenheim
Heft Nr. 8/1983 – „The Post-Fibex Data Interpretation Workshop“,
by D. L. Cram and J.-C. Freytag with the collaboration of J. W. Schmidt, M. Mall, R. Kresse, T. Schwinghammer
- * **Heft Nr. 9/1983** – „Distribution of some groups of zooplankton in the inner Weddell Sea in summer 1979/80“,
by I. Hempel, G. Hubold, B. Kaczmaruk, R. Keller, R. Weigmann-Haass
Heft Nr. 10/1983 – „Fluor im antarktischen Ökosystem“ – DFG-Symposium November 1982
zusammengestellt von Dieter Adelung
Heft Nr. 11/1983 – „Joint Biological Expedition on RRS 'John Biscoe', February 1982 (II)“,
Data of micronekton and zooplankton hauls, by Uwe Piatkowski
Heft Nr. 12/1983 – „Das biologische Programm der ANTARKTIS-I-Expedition 1983 mit FS 'Polarstern'“,
Stationslisten der Plankton-, Benthos- und Grundscheppnetzfüge und Liste der Probennahme an Robben
und Vögeln, von H. E. Drescher, G. Hubold, U. Piatkowski, J. Plötz und J. Voß
- * **Heft Nr. 13/1983** – „Die Antarktis-Expedition von MS 'Polarbjörn' 1982/83“ (Sommerkampagne zur
Atka-Bucht und zu den Kraul-Bergen), zusammengestellt von Heinz Kohnen
- * **Sonderheft Nr. 2/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition von FS 'Polarstern' (Kapstadt, 20. Januar 1983 –
Rio de Janeiro, 25. März 1983)“, Bericht des Fahrtleiters Prof. Dr. Gotthilf Hempel
Sonderheft Nr. 3/1983 – „Sicherheit und Überleben bei Polarexpeditionen“,
zusammengestellt von Heinz Kohnen
- * **Heft Nr. 14/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition (ANTARKTIS I) von FS 'Polarstern' 1982/83“,
herausgegeben von Gotthilf Hempel
Sonderheft Nr. 4/1983 – „On the Biology of Krill *Euphausia superba*“ – Proceedings of the Seminar
and Report of the Krill Ecology Group, Bremerhaven 12.-16. May 1983, edited by S. B. Schnack
Heft Nr. 15/1983 – „German Antarctic Expedition 1980/81 with FRV 'Walther Herwig' and RV 'Meteor'“ –
First International BIOMASS Experiment (FIBEX) – Data of micronekton and zooplankton hauls
by Uwe Piatkowski and Norbert Klages
Sonderheft Nr. 5/1984 – „The observatories of the Georg von Neumayer Station“, by Ernst Augstein
Heft Nr. 16/1984 – „FIBEX cruise zooplankton data“,
by U. Piatkowski, I. Hempel and S. Rakusa-Suszczewski
Heft Nr. 17/1984 – „Fahrtbericht (cruise report) der 'Polarstern'-Reise ARKTIS I, 1983“,
von E. Augstein, G. Hempel und J. Thiede
Heft Nr. 18/1984 – „Die Expedition ANTARKTIS II mit FS 'Polarstern' 1983/84“,
Bericht von den Fahrtabschnitten 1, 2 und 3, herausgegeben von D. Fütterer
Heft Nr. 19/1984 – „Die Expedition ANTARKTIS II mit FS 'Polarstern' 1983/84“,
Bericht vom Fahrtabschnitt 4, Punta Arenas-Kapstadt (Ant-II/4), herausgegeben von H. Kohnen
Heft Nr. 20/1984 – „Die Expedition ARKTIS II des FS 'Polarstern' 1984, mit Beiträgen des FS 'Valdivia'
und des Forschungsflugzeuges 'Falcon 20' zum Marginal Ice Zone Experiment 1984 (MIZEX)“,
von E. Augstein, G. Hempel, J. Schwarz, J. Thiede und W. Weigel
Heft Nr. 21/1985 – „Euphausiid larvae in plankton samples from the vicinity of the Antarctic Peninsula,
February 1982“, by Sigrid Marschall and Elke Mizdalski

- Heft Nr. 22/1985** – „Maps of the geographical distribution of macrozooplankton in the Atlantic sector of the Southern Ocean“, by Uwe Piatkowski
- Heft Nr. 23/1985** – „Untersuchungen zur Funktionsmorphologie und Nahrungsaufnahme der Larven des Antarktischen Krills *Euphausia superba* Dana“, von Hans-Peter Marschall
- Heft Nr. 24/1985** – „Untersuchungen zum Periglazial auf der König-Georg-Insel Südshetlandinseln/Antarktika. Deutsche physiogeographische Forschungen in der Antarktis. – Bericht über die Kampagne 1983/84“, von Dietrich Barsch, Wolf-Dieter Blümel, Wolfgang Flügel, Roland Mäusbacher, Gerhard Stäblein, Wolfgang Zick
- * **Heft Nr. 25/1985** – „Die Expedition ANTARKTIS III mit FS 'Polarstern' 1984/85“, herausgegeben von Gotthilf Hempel
- * **Heft Nr. 26/1985** – „The Southern Ocean“; A survey of oceanographic and marine meteorological research work by Hellmer et al.
- Heft Nr. 27/1986** – „Spätpleistozäne Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalhang vor Kapp Norvegia, östliche Weddell-See“, von Hannes Grobe
- Heft Nr. 28/1986** – „Die Expedition ARKTIS III mit 'Polarstern' 1985“, mit Beiträgen der Fahrtteilnehmer, herausgegeben von Rainer Gersonde
- * **Heft Nr. 29/1986** – „5 Jahre Schwerpunktprogramm 'Antarktisforschung' der Deutschen Forschungsgemeinschaft.“ Rückblick und Ausblick. Zusammenge stellt von Gotthilf Hempel, Sprecher des Schwerpunktprogramms
- Heft Nr. 30/1986** – „The Meteorological Data of the Georg-von-Neumayer-Station for 1981 and 1982“, by Marianne Gube and Friedrich Obleitner
- Heft Nr. 31/1986** – „Zur Biologie der Jugendstadien der Notothenioidei (Pisces) an der Antarktischen Halbinsel“, von A. Kellermann
- Heft Nr. 32/1986** – „Die Expedition ANTARKTIS-IV mit FS 'Polarstern' 1985/86“, mit Beiträgen der Fahrtteilnehmer, herausgegeben von Dieter Fütterer
- Heft Nr. 33/1987** – „Die Expedition ANTARKTIS-IV mit FS 'Polarstern' 1985/86 – Bericht zu den Fahrtabschnitten ANT-IV/3-4“, von Dieter Karl Fütterer
- Heft Nr. 34/1987** – „Zoogeographische Untersuchungen und Gemeinschaftsanalysen an antarktischem Makroplankton“, von U. Piatkowski
- Heft Nr. 35/1987** – „Zur Verbreitung des Meso- und Makrozooplanktons in Oberflächenwasser der Weddell See (Antarktis)“, von E. Boysen-Ennen
- Heft Nr. 36/1987** – „Zur Nahrungs- und Bewegungsphysiologie von *Salpa thompsoni* und *Salpa fusiformis*“, von M. Reinke
- Heft Nr. 37/1987** – „The Eastern Weddell Sea Drifting Buoy Data Set of the Winter Weddell Sea Project (WWSP) 1986“, by Heinrich Hoerber und Marianne Gube-Lehnardt
- Heft Nr. 38/1987** – „The Meteorological Data of the Georg von Neumayer Station for 1983 and 1984“, by M. Gube-Lehnardt
- Heft Nr. 39/1987** – „Die Winter-Expedition mit FS 'Polarstern' in die Antarktis (ANT V/1-3)“, herausgegeben von Sigrud Schnack-Schiel
- Heft Nr. 40/1987** – „Weather and Synoptic Situation during Winter Weddell Sea Project 1986 (ANT V/2) July 16 – September 10, 1986“, by Werner Rabe
- Heft Nr. 41/1988** – „Zur Verbreitung und Ökologie der Seegurken im Weddellmeer (Antarktis)“, von Julian Gutt
- Heft Nr. 42/1988** – „The zooplankton community in the deep bathyal and abyssal zones of the eastern North Atlantic“, by Werner Beckmann
- Heft Nr. 43/1988** – „Scientific cruise report of Arctic Expedition ARK IV/3“, Wissenschaftlicher Fahrtbericht der Arktis-Expedition ARK IV/3, compiled by Jörn Thiede
- Heft Nr. 44/1988** – „Data Report for FV 'Polarstern' Cruise ARK IV/1, 1987 to the Arctic and Polar Fronts“, by Hans-Jürgen Hirche
- Heft Nr. 45/1988** – „Zoogeographie und Gemeinschaftsanalyse des Makrozoobenthos des Weddellmeeres (Antarktis)“, von Joachim Voß
- Heft Nr. 46/1988** – „Meteorological and Oceanographic Data of the Winter-Weddell-Sea Project 1986 (ANT V/3)“, by Eberhard Fahrbach
- Heft Nr. 47/1988** – „Verteilung und Herkunft glazial-mariner Gerölle am Antarktischen Kontinentalrand des östlichen Weddellmeeres“, von Wolfgang Oskierski
- Heft Nr. 48/1988** – „Variationen des Erdmagnetfeldes an der GvN-Station“, von Arnold Brodscholl
- * **Heft Nr. 49/1988** – „Zur Bedeutung der Lipide im antarktischen Zooplankton“, von Wilhelm Hagen
- Heft Nr. 50/1988** – „Die gezeitenbedingte Dynamik des Ekström-Schelfeises, Antarktis“, von Wolfgang Kobarg
- Heft Nr. 51/1988** – „Ökomorphologie nototheniider Fische aus dem Weddellmeer, Antarktis“, von Werner Ekau
- Heft Nr. 52/1988** – „Zusammensetzung der Bodenfauna in der westlichen Fram-Straße“, von Dieter Piepenburg
- * **Heft Nr. 53/1988** – „Untersuchungen zur Ökologie des Phytoplanktons im südöstlichen Weddellmeer (Antarktis) im Jan./Febr. 1985“, von Eva-Maria Nöthig

- Heft Nr. 54/1988** – „Die Fischfauna des östlichen und südlichen Weddellmeeres: geographische Verbreitung, Nahrung und trophische Stellung der Fischarten“, von Wiebke Schwarzbach
- Heft Nr. 55/1988** – „Weight and length data of zooplankton in the Weddell Sea in austral spring 1986 (ANT V/3)“, by Elke Mizdalski
- Heft Nr. 56/1989** – „Scientific cruise report of Arctic expeditions ARK IV/1, 2 & 3“, by G. Krause, J. Meincke und J. Thiede
- Heft Nr. 57/1989** – „Die Expedition ANTARKTIS V mit FS 'Polarstern' 1986/87“, Bericht von den Fahrabschnitten ANT V/4-5 von H. Miller und H. Oerter
- * **Heft Nr. 58/1989** – „Die Expedition ANTARKTIS VI mit FS 'Polarstern' 1987/88“, von D. K. Fütterer
- Heft Nr. 59/1989** – „Die Expedition ARKTIS V/1a, 1b und 2 mit FS 'Polarstern' 1988“, von M. Spindler
- Heft Nr. 60/1989** – „Ein zweidimensionales Modell zur thermohalinen Zirkulation unter dem Schelfeis“, von H. H. Hellmer
- Heft Nr. 61/1989** – „Die Vulkanite im westlichen und mittleren Neuschwabenland, Vestfjella und Ahlmannryggen, Antarktika“, von M. Peters
- * **Heft-Nr. 62/1989** – „The Expedition ANTARKTIS VII/1 and 2 (EPOS I) of RV 'Polarstern' in 1988/89“, by I. Hempel
- Heft Nr. 63/1989** – „Die Eisalgenflora des Weddellmeeres (Antarktis): Artenzusammensetzung und Biomasse, sowie Ökophysiologie ausgewählter Arten“, von Annette Bartsch
- Heft Nr. 64/1989** – „Meteorological Data of the G.-v.-Neumayer-Station (Antarctica)“, by L. Helmes
- Heft Nr. 65/1989** – „Expedition Antarktis VII/3 in 1988/89“, by I. Hempel, P. H. Schalk, V. Smetacek
- Heft Nr. 66/1989** – „Geomorphologisch-glaziologische Detailkartierung des arid-hochpolaren Borgmassivet, Neuschwabenland, Antarktika“, von Karsten Brunk
- Heft-Nr. 67/1990** – „Identification key and catalogue of larval Antarctic fishes“, edited by Adolf Kellermann
- Heft-Nr. 68/1990** – „The Expedition Antarktis VII/4 (Epos leg 3) and VII/5 of RV 'Polarstern' in 1989“, edited by W. Arntz, W. Ernst, I. Hempel
- Heft-Nr. 69/1990** – „Abhängigkeiten elastischer und rheologischer Eigenschaften des Meereises vom Eisgefüge“, von Harald Hellmann
- Heft-Nr. 70/1990** – „Die beschalten benthischen Mollusken (Gastropoda und Bivalvia) des Weddellmeeres, Antarktis“, von Stefan Hain
- Heft-Nr. 71/1990** – „Sedimentologie und Paläomagnetik an Sedimenten der Maudkuppe (Nordöstliches Weddellmeer)“, von Dieter Cordes
- Heft-Nr. 72/1990** – „Distribution and abundance of planktonic copepods (Crustacea) in the Weddell Sea in summer 1980/81“, by F. Kurbjeweit and S. Ali-Khan
- Heft-Nr. 73/1990** – „Zur Frühdiagenese von organischem Kohlenstoff und Opal in Sedimenten des südlichen und östlichen Weddellmeeres“, von M. Schlüter
- Heft-Nr. 74/1991** – „Expeditionen ANTARKTIS-VIII/3 und VIII/4 mit FS 'Polarstern' 1989“, von Rainer Gersonde und Gotthilf Hempel
- Heft-Nr. 75/1991** – „Quartäre Sedimentationsprozesse am Kontinentalhang des Süd-Orkney-Plateaus im nordwestlichen Weddellmeer (Antarktis)“, von Sigrun Grünig
- Heft-Nr. 76/1991** – „Ergebnisse der faunistischen Arbeiten in Benthall von King George Island (Südshetlandinseln, Antarktis)“, Martin Rauschert
- Heft-Nr. 77/1991** – „Verteilung von Mikroplankton-Organismen nordwestlich der Antarktischen Halbinsel unter dem Einfluß sich ändernder Umweltbedingungen in Herbst“, von Heinz Klöser
- Heft-Nr. 78/1991** – „Hochauflösende Magnetostratigraphie spätquartärer Sedimente arktischer Meeresgebiete“, von Norbert R. Nowaczyk
- Heft-Nr. 79/1991** – „Ökophysiologische Untersuchungen zur Salinitäts- und Temperaturtoleranz antarktischer Grünalgen unter besonderer Berücksichtigung des β -Dimethylsulfoniumpropionat (DMSP) – Stoffwechsels“, von Ulf Karsten
- Heft-Nr. 80/1991** – „Die Expedition ARKTIS VII/1 mit FS 'POLARSTERN' 1990“, herausgegeben von Jörn Thiede und Gotthilf Hempel
- Heft-Nr. 81/1991** – „Paläoglaziologie und Paläozeanographie im Spätquartär am Kontinentalrand des südlichen Weddellmeeres, Antarktis“, von Martin Melles
- Heft-Nr. 82/1991** – „Quantifizierung von Meereiseigenschaften: Automatische Bildanalyse von Dünnschnitten und Parametrisierung von Chlorophyll- und Salzgehaltsverteilungen“, von Hajo Eicken
- Heft-Nr. 83/1991** – „Das Fließen von Schelfeisen – numerische Simulationen mit der Methode der finiten Differenzen“, von Jürgen Determann
- Heft-Nr. 84/1991** – Die Expedition ANTARKTIS VIII/1-2, 1989 mit der Winter Weddell Gyre Study der Forschungsschiffe 'Polarstern' und 'Akademik Fedorov“, von Ernst Augstein, Nicolai Bagriantsev und Hans Werner Schenke
- Heft-Nr. 85/1991** – „Zur Entstehung von Unterwassereis und das Wachstum und die Energiebilanz des Meereises in der Atka Bucht, Antarktis“, von Josef Kipfstuhl

- Heft-Nr. 86/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS-VIII mit FS 'Polarstern' 1989/90. Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-VIII/5“, herausgegeben von Heinz Miller und Hans Oerter
- Heft-Nr. 87/1991** – „Scientific cruise reports of Arctic expeditions ARK-VI/1-4 of RV 'Polarstern' in 1989“, edited by G. Krause, J. Meincke & H. J. Schwarz
- Heft-Nr. 88/1991** – „Zur Lebensgeschichte dominanter Copepodenarten (*Calanus finmarchicus*, *C. glacialis*, *C. hyperboreus*, *Metridia longa*) in der Framstraße“, von Sabine Diel
- Heft-Nr. 89/1991** – „Detaillierte seismische Untersuchungen am östlichen Kontinentalrand des Weddell-Meeres vor Kapp Norvegia, Antarktis“, von Norbert E. Kaul
- Heft-Nr. 90/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS VIII mit FS 'Polarstern' 1989/90. Bericht von Fahrtabschnitten ANT VIII/6-7“, herausgegeben von Dieter Karl Fütterer und Otto Schrems
- Heft-Nr. 91/1991** – „Blood physiology and ecological consequences in Weddell Sea fishes (Antarctica)“, by Andreas Kunzmann.
- Heft-Nr. 92/1991** – „Zur sommerlichen Verteilung des Mesozooplanktons im Nansen-Becken, Nordpolarmeer“, von Nicolai Mumm.
- Heft-Nr. 93/1991** – Die Expedition ARKTIS VII mit FS 'Polarstern' 1990. Bericht von Fahrtabschnitten ARK VII/2“, herausgegeben vom Gunther Krause.
- Heft-Nr. 94/1991** – „Die Entwicklung des Phytoplanktons im östlichen Weddellmeer (Antarktis) beim Übergang vom Spätwinter zum Frühjahr“, von Renate Scharek.
- Heft-Nr. 95/1991** – „Radioisotopenstratigraphie, Sedimentologie und Geochemie jungquartärer Sedimente des östlichen Arktischen Ozeans“, von Horst Bohrmann.
- Heft-Nr. 96/1991** – „Holozäne Sedimentationsentwicklung im Scoresby Sund, Ost-Grönland“, von Peter Marienfeld
- Heft-Nr. 97/1991** – „Strukturelle Entwicklung und Abkühlungsgeschichte der Heimefrontfjella (Westliches Dronning Maud Land / Antarktika)“, von Joachim Jacobs
- Heft-Nr. 98/1991** – „Zur Besiedlungsgeschichte des antarktischen Scheffes am Beispiel der Isopoda (Crustacea, Malacostraca)“, von Angelika Brandt
- Heft-Nr. 99/1992** – „The Antarctic ice sheet and environmental change: a three-dimensional modelling study“, by Philippe Huybrechts
- * **Heft-Nr. 100/1992** – „Die Expeditionen ANTARKTIS IX/1-4 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1990/91“, herausgegeben von Ulrich Bathmann, Meinhard Schulz-Baldes, Eberhard Fahrbach, Victor Smetacek und Hans-Wolfgang Hubberten
- Heft-Nr. 101/1992** – „Wechselbeziehungen zwischen Spurenmetallkonzentrationen (Cd, Cu, Pb, Zn) im Meerwasser und in Zooplanktonorganismen (Copepoda) der Arktis und des Atlantiks“, von Christa Pohl
- Heft-Nr. 102/1992** – „Physiologie und Ultrastruktur der antarktischen Grünalge *Prasiola crista* ssp. *antarctica* unter osmotischem Streß und Austrocknung“, von Andreas Jacob
- Heft-Nr. 103/1992** – „Zur Ökologie der Fische im Weddellmeer“, von Gerd Hubold
- Heft-Nr. 104/1992** – „Mehrkanalige adaptive Filter für die Unterdrückung von multiplen Reflexionen in Verbindung mit der freien Oberfläche in marinen Seismogrammen“, von Andreas Rosenberger
- Heft-Nr. 105/1992** – „Radiation and Eddy Flux Experiment 1991 (REFLEX I)“, von Jörg Hartmann, Christoph Kottmeier und Christian Wamser
- Heft-Nr. 106/1992** – „Ostracoden im Epipelagial vor der Antarktischen Halbinsel - ein Beitrag zur Systematik sowie zur Verbreitung und Populationsstruktur unter Berücksichtigung der Saisonalität“, von Rüdiger Kock
- Heft-Nr. 107/1992** – „ARCTIC '91: Die Expedition ARK-VIII/3 mit FS 'Polarstern' 1991“, herausgegeben von Dieter K. Fütterer
- Heft-Nr. 108/1992** – „Dehnungsbeben an einer Störungszone im Ekström-Schelfeis nördlich der Georg-von-Neumayer Station, Antarktis. - Eine Untersuchung mit seismologischen und geodätischen Methoden“, von Uwe Nixdorf
- Heft-Nr. 109/1992** – „Spätquartäre Sedimentation am Kontinentalrand des südöstlichen Weddellmeeres, Antarktis“, von Michael Weber
- Heft-Nr. 110/1992** – „Sedimentfazies und Bodenwasserstrom am Kontinentalhang des nordwestlichen Weddellmeeres“, von Isa Brehme
- Heft-Nr. 111/1992** – „Die Lebensbedingungen in den Solekanälchen des antarktischen Meereises“, von Jürgen Weissenberger
- Heft-Nr. 112/1992** – „Zur Taxonomie von rezenten benthischen Foraminiferen aus dem Nansen Becken, Arktischer Ozean“, von Jutta Wollenburg
- Heft-Nr. 113/1992** – „Die Expedition ARKTIS VIII/1 mit FS 'Polarstern' 1991“, herausgegeben von Gerhard Kattner
- * **Heft-Nr. 114/1992** – „Die Gründungsphase deutscher Polarforschung, 1865-1875“, von Reinhard A. Krause
- Heft-Nr. 115/1992** – „Scientific Cruise Report of the 1991 Arctic Expedition ARK VIII/2 of RV 'Polarstern' (EPOS II)“, by Eike Rachor

- Heft-Nr. 116/1992** – „The Meteorological Data of the Georg-von-Neumayer-Station (Antarctica) for 1988, 1989, 1990 and 1991”, by Gert König-Langlo
- Heft-Nr. 117/1992** – „Petrogenese des metamorphen Grundgebirges der zentralen Heimefrontfjella (westliches Dronning Maud Land / Antarktis)”, von Peter Schulze
- Heft-Nr. 118/1993** – „Die mafischen Gänge der Shackleton Range / Antarktika: Petrographie, Geochemie, Isotopengeochemie und Paläomagnetik”, von Rüdiger Hotten
- * **Heft-Nr. 119/1993** – „Gefrierschutz bei Fischen der Polarmeere”, von Andreas P. A. Wöhrmann
- * **Heft-Nr. 120/1993** – „East Siberian Arctic Region Expedition '92: The Laptev Sea – its Significance for Arctic Sea-Ice Formation and Transpolar Sediment Flux”, by D. Dethleff, D. Nürnberg, E. Reimnitz, M. Saarsø and Y.P. Savchenko. – „Expedition to Novaja Zemlja and Franz Josef Land with RV 'Dainie Zelentsy'”, by D. Nürnberg and E. Groth
- * **Heft-Nr. 121/1993** – „Die Expedition ANTARKTIS X/3 mit FS 'Polarstern' 1992”, herausgegeben von Michael Spindler, Gerhard Dieckmann und David Thomas
- Heft-Nr. 122/1993** – „Die Beschreibung der Korngestalt mit Hilfe der Fourier-Analyse: Parametrisierung der morphologischen Eigenschaften von Sedimentpartikeln”, von Michael Diepenbroek
- * **Heft-Nr. 123/1993** – „Zerstörungsfreie hochauflösende Dichteuntersuchungen mariner Sedimente”, von Sebastian Gerland
- Heft-Nr. 124/1993** – „Umsatz und Verteilung von Lipiden in arktischen marinen Organismen unter besonderer Berücksichtigung unterer trophischer Stufen”, von Martin Graeve
- Heft-Nr. 125/1993** – „Ökologie und Respiration ausgewählter arktischer Bodenfischarten”, von Christian F. von Dorrien
- Heft-Nr. 126/1993** – „Quantitative Bestimmung von Paläoumweltparametern des Antarktischen Oberflächenwassers im Spätquartär anhand von Transferfunktionen mit Diatomeen”, von Ulrich Zielinski
- Heft-Nr. 127/1993** – „Sedimenttransport durch das arktische Meereis: Die rezente lithogene und biogene Materialfracht”, von Ingo Wollenburg
- Heft-Nr. 128/1993** – „Cruise ANTARKTIS X/3 of RV 'Polarstern': CTD-Report”, von Marek Zwierz
- Heft-Nr. 129/1993** – „Reproduktion und Lebenszyklen dominanter Copepodenarten aus dem Weddellmeer, Antarktis”, von Frank Kurbjeweit
- Heft-Nr. 130/1993** – „Untersuchungen zu Temperaturregime und Massenhaushalt des Filchner-Ronne-Schelfeises, Antarktis, unter besonderer Berücksichtigung von Anfrier- und Abschmelzprozessen”, von Klaus Grosfeld
- Heft-Nr. 131/1993** – „Die Expedition ANTARKTIS X/5 mit FS 'Polarstern' 1992”, herausgegeben von Rainer Gersonde
- Heft-Nr. 132/1993** – „Bildung und Abgabe kurzketziger halogener Kohlenwasserstoffe durch Makroalgen der Polarregionen”, von Frank Laturnus
- Heft-Nr. 133/1994** – „Radiation and Eddy Flux Experiment 1993 (REFLEX III)”, by Christoph Kottmeier, Jörg Hartmann, Christian Wamser, Axel Bochert, Christof Lüpkes, Dietmar Freese and Wolfgang Cohrs
- * **Heft-Nr. 134/1994** – „The Expedition ARKTIS-IX/1”, edited by Hajo Eicken and Jens Meincke
- Heft-Nr. 135/1994** – „Die Expeditionen ANTARKTIS X/6-8”, herausgegeben von Ulrich Bathmann, Victor Smetacek, Hein de Baar, Eberhard Fahrback und Gunter Krause
- Heft-Nr. 136/1994** – „Untersuchungen zur Ernährungsökologie von Kaiserpinguinen (*Aptenodytes forsteri*) und Königspinguinen (*Aptenodytes patagonicus*)”, von Klemens Pütz
- * **Heft-Nr. 137/1994** – „Die känozoische Vereisungsgeschichte der Antarktis”, von Werner U. Ehrmann
- Heft-Nr. 138/1994** – „Untersuchungen stratosphärischer Aerosole vulkanischen Ursprungs und polarer stratosphärischer Wolken mit einem Mehrwellenlängen-Lidar auf Spitzbergen (79°N, 12°E)”, von Georg Beyerle
- Heft-Nr. 139/1994** – „Charakterisierung der Isopodenfauna (Crustacea, Malacostraca) des Scotia-Bogens aus biogeographischer Sicht: Ein multivariater Ansatz”, von Holger Winkler
- Heft-Nr. 140/1994** – „Die Expedition ANTARKTIS X/4 mit FS 'Polarstern' 1992”, herausgegeben von Peter Lemke
- Heft-Nr. 141/1994** – „Satellitenaltimetrie über Eis – Anwendung des GEOSAT-Altimeters über dem Ekströmisen, Antarktis”, von Klemens Heidland
- Heft-Nr. 142/1994** – „The 1993 Northeast Water Expedition. Scientific cruise report of RV 'Polarstern' Arctic cruises ARK IX/2 and 3, USCG 'Polar Bear' cruise NEWP and the NEWLand expedition”, edited by Hans-Jürgen Hirche and Gerhard Kattner
- Heft-Nr. 143/1994** – „Detaillierte refraktionsseismische Untersuchungen im inneren Scoresby Sund/ Ost Grönland”, von Notker Fechner
- Heft-Nr. 144/1994** – „Russian-German Cooperation in the Siberian Shelf Seas: Geo-System Laptev Sea”, edited by Heidemarie Kassens, Hans-Wolfgang Hubberten, Sergey M. Pryamikov and Rüdiger Stein
- * **Heft-Nr. 145/1994** – „The 1993 Northeast Water Expedition. Data Report of RV 'Polarstern' Arctic Cruises IX/2 and 3”, edited by Gerhard Kattner and Hans-Jürgen Hirche
- Heft-Nr. 146/1994** – „Radiation Measurements at the German Antarctic Station Neumeyer 1982 – 1992”, by Torsten Schmidt and Gert König-Langlo

- Heft-Nr. 147/1994** – „Krustenstrukturen und Verlauf des Kontinentalrandes im Weddell Meer/Antarktis“, von Christian Hübscher
- Heft-Nr. 148/1994** – „The expeditions NORILSK/TAYMYR 1993 and BUNGER OASIS 1993/94 of the AWI Research Unit Potsdam“, edited by Martin Melles
- **Heft-Nr. 149/1994** – „Die Expedition ARCTIC '93. Der Fahrtabschnitt ARK-IX/4 mit FS 'Polarstern' 1993“, herausgegeben von Dieter K. Fütterer
- Heft-Nr. 150/1994** – „Der Energiebedarf der Pygoscelis-Pinguine: eine Synopse“, von Boris M. Culik
- Heft-Nr. 151/1994** – „Russian-German Cooperation: The Transdrift I Expedition to the Laptev Sea“, edited by Heidemarie Kassens and Valeriy Y. Karpiy
- Heft-Nr. 152/1994** – „Die Expedition ANTARKTIS-X mit FS 'Polarstern' 1992. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT X/1a und 2“, herausgegeben von Heinz Miller
- Heft-Nr. 153/1994** – „Aminosäuren und Huminstoffe im Stickstoffkreislauf polarer Meere“, von Ulrike Hubberten
- Heft-Nr. 154/1994** – „Regional and seasonal variability in the vertical distribution of mesozooplankton in the Greenland Sea“, by Claudio Richter
- Heft-Nr. 155/1995** – „Benthos in polaren Gewässern“, herausgegeben von Christian Wiencke und Wolf Arntz
- Heft-Nr. 156/1995** – „An adjoint model for the determination of the mean oceanic circulation, air-sea fluxes and mixing coefficients“, by Reiner Schlitzer
- Heft-Nr. 157/1995** – „Biochemische Untersuchungen zum Lipidstoffwechsel antarktischer Copepoden“, von Kirsten Fahl
- **Heft-Nr. 158/1995** – „Die deutsche Polarforschung seit der Jahrhundertwende und der Einfluß Erich von Drygalskis“, von Cornelia Lüdecke
- Heft-Nr. 159/1995** – „The distribution of $\delta^{18}\text{O}$ in the Arctic Ocean: Implications for the freshwater balance of the halocline and the sources of deep and bottom waters“, by Dorothea Bauch
- * Heft-Nr. 160/1995** – „Rekonstruktion der spätquartären Tiefenwasserzirkulation und Produktivität im östlichen Südatlantik anhand von benthischen Foraminiferenvergesellschaftungen“, von Gerhard Schmiedl
- Heft-Nr. 161/1995** – „Der Einfluß von Salinität und Lichtintensität auf die Osmolytkonzentrationen, die Zellvolumina und die Wachstumsraten der antarktischen Eisdiatomeen *Chaetoceros* sp. und *Navicula* sp. unter besonderer Berücksichtigung der Aminosäure Prolin“, von Jürgen Nothnagel
- Heft-Nr. 162/1995** – „Meereistransportiertes lithogenes Feinmaterial in spätquartären Tiefseesedimenten des zentralen östlichen Arktischen Ozeans und der Framstraße“, von Thomas Letzig
- Heft-Nr. 163/1995** – „Die Expedition ANTARKTIS-XI/2 mit FS 'Polarstern' 1993/94“, herausgegeben von Rainer Gersonde
- Heft-Nr. 164/1995** – „Regionale und altersabhängige Variation gesteinsmagnetischer Parameter in marinen Sedimenten der Arktis“, von Thomas Frederichs
- Heft-Nr. 165/1995** – „Vorkommen, Verteilung und Umsatz biogener organischer Spurenstoffe: Sterole in antarktischen Gewässern“, von Georg Hanke
- Heft-Nr. 166/1995** – „Vergleichende Untersuchungen eines optimierten dynamisch-thermodynamischen Meereismodells mit Beobachtungen im Weddellmeer“, von Holger Fischer
- Heft-Nr. 167/1995** – „Rekonstruktionen von Paläo-Umweltparametern anhand von stabilen Isotopen und Faunen-Vergesellschaftungen planktischer Foraminiferen im Südatlantik“, von Hans-Stefan Niebler
- Heft-Nr. 168/1995** – „Die Expedition ANTARKTIS XII mit FS 'Polarstern' 1994/95. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT XII/1 und 2“, herausgegeben von Gerhard Kattner und Dieter Karl Fütterer
- Heft-Nr. 169/1995** – „Medizinische Untersuchung zur Circadianrhythmik und zum Verhalten bei Überwinterern auf einer antarktischen Forschungsstation“, von Hans Wortmann
- Heft-Nr. 170/1995** – DFG-Kolloquium: Terrestrische Geowissenschaften – Geologie und Geophysik der Antarktis
- Heft-Nr. 171/1995** – „Strukturentwicklung und Petrogenese des metamorphen Grundgebirges der nördlichen Heimfrontfjella (westliches Dronning Maud Land/Antarktika)“, von Wilfried Bauer
- Heft-Nr. 172/1995** – „Die Struktur der Erdkruste im Bereich des Scoresby Sund, Ostgrönland: Ergebnisse refraktionsseismischer und gravimetrischer Untersuchungen“, von Holger Mandler
- Heft-Nr. 173/1995** – „Paläozoische Akkretion am paläopazifischen Kontinentalrand der Antarktis in Nordvictorialand – P-T-D-Geschichte und Deformationsmechanismen im Bowers Terrane“, von Stefan Matzer
- Heft-Nr. 174/1995** – „The Expedition ARKTIS-X/2 of RV 'Polarstern' in 1994“, edited by Hans-W. Hubberten
- Heft-Nr. 175/1995** – „Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR 1994“, edited by Christine Siegert and Dmitry Bolshiyarov
- Heft-Nr. 176/1995** – „Russian-German Cooperation: Laptev Sea System“, edited by Heidemarie Kassens, Dieter Piepenburg, Jörn Thiede, Leonid Timokhov, Hans-Wolfgang Hubberten and Sergey M. Priamikov
- Heft-Nr. 177/1995** – „Organischer Kohlenstoff in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans: Terrigener Eintrag und marine Produktivität“, von Carsten J. Schubert
- Heft-Nr. 178/1995** – „Cruise ANTARKTIS XII/4 of RV 'Polarstern' in 1995: CTD-Report“, by Jüri Sildam
- Heft-Nr. 179/1995** – „Benthische Foraminiferenfaunen als Wassermassen-, Produktions- und Eisdriftanzeiger im Arktischen Ozean“, von Jutta Wollenburg

Heft-Nr. 180/1995 – „Biogenopal und biogenes Barium als Indikatoren für spätquartäre Produktivitätsänderungen am antarktischen Kontinentalhang, atlantischer Sektor“, von Wolfgang J. Bonn

Heft-Nr. 181/1995 – „Die Expedition ARKTIS X/1 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1994“, herausgegeben von Eberhard Fahrbach

Heft-Nr. 182/1995 – „Laptev Sea System: Expeditions in 1994“, edited by Heidemarie Kassens

Heft-Nr. 183/1996 – „Interpretation digitaler Parasound Echolotaufzeichnungen im östlichen Arktischen Ozean auf der Grundlage physikalischer Sedimenteigenschaften“, von Uwe Bergmann

Heft-Nr. 184/1996 – „Distribution and dynamics of inorganic nitrogen compounds in the troposphere of continental, coastal, marine and Arctic areas“, by María Dolores Andrés Hernández

Heft-Nr. 185/1996 – „Verbreitung und Lebensweise der Aphroditiden und Polynoiden (Polychaeta) im östlichen Weddellmeer und im Lazarevmeer (Antarktis)“, von Michael Stiller

Heft-Nr. 186/1996 – „Reconstruction of Late Quaternary environmental conditions applying the natural radionuclides ^{230}Th , ^{10}Be , ^{231}Pa and ^{238}U : A study of deep-sea sediments from the eastern sector of the Antarctic Circumpolar Current System“, by Martin Frank

Heft-Nr. 187/1996 – „The Meteorological Data of the Neumayer Station (Antarctica) for 1992, 1993 and 1994“, by Gert König-Langlo and Andreas Herber

Heft-Nr. 188/1996 – „Die Expedition ANTARKTIS-XI/3 mit FS 'Polarstern' 1994“, herausgegeben von Heinz Miller und Hannes Grobe

Heft-Nr. 189/1996 – „Die Expedition ARKTIS-VII/3 mit FS 'Polarstern' 1990“, herausgegeben von Heinz Miller und Hannes Grobe

Heft-Nr. 190/1996 – „Cruise report of the Joint Chilean-German-Italian Magellan 'Victor Hensen' Campaign in 1994“, edited by Wolf Arntz and Matthias Gorny

Heft-Nr. 191/1996 – „Leitfähigkeits- und Dichtemessung an Eisbohrkernen“, von Frank Wilhelms

Heft-Nr. 192/1996 – „Photosynthese-Charakteristika und Lebensstrategien antarktischer Makroalgen“, von Gabriele Weykam

Heft-Nr. 193/1996 – „Heterogene Reaktionen von N_2O_5 und HBr und ihr Einfluß auf den Ozonabbau in der polaren Stratosphäre“, von Sabine Seisel

Heft-Nr. 194/1996 – „Ökologie und Populationsdynamik antarktischer Ophiuroiden (Echinodermata)“, von Corinna Dahm

Heft-Nr. 195/1996 – „Die planktische Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg) im Weddellmeer, Antarktis“, von Doris Berberich

Heft-Nr. 196/1996 – „Untersuchungen zum Beitrag chemischer und dynamischer Prozesse zur Variabilität des stratosphärischen Ozons über der Arktis“, von Birgit Heese

Heft-Nr. 197/1996 – „The Expedition ARKTIS-XI/2 of RV 'Polarstern' in 1995“, edited by Gunther Krause

Heft-Nr. 198/1996 – „Geodynamik des Westantarktischen Riftsystems basierend auf Apatit-Spaltspuranalysen“, von Frank Lisker

Heft-Nr. 199/1996 – „The 1993 Northeast Water Expedition. Data Report on CTD Measurements of RV 'Polarstern' Cruises ARKTIS IX/2 and 3“, by Gereon Budéus and Wolfgang Schneider

Heft-Nr. 200/1996 – „Stability of the Thermohaline Circulation in analytical and numerical models“, by Gerrit Lohmann

Heft-Nr. 201/1996 – „Trophische Beziehungen zwischen Makroalgen und Herbivoren in der Potter Cove (King George-Insel, Antarktis)“, von Katrin Iken

Heft-Nr. 202/1996 – „Zur Verbreitung und Respiration ökologisch wichtiger Bodentiere in den Gewässern um Svalbard (Arktis)“, von Michael K. Schmid

Heft-Nr. 203/1996 – „Dynamik, Rauigkeit und Alter des Meereises in der Arktis – Numerische Untersuchungen mit einem großskaligen Modell“, von Markus Harder

Heft-Nr. 204/1996 – „Zur Parametrisierung der stabilen atmosphärischen Grenzschicht über einem antarktischen Schelfeis“, von Dörthe Handorf

Heft-Nr. 205/1996 – „Textures and fabrics in the GRIP ice core, in relation to climate history and ice deformation“, by Thorsteinn Thorsteinsson

Heft-Nr. 206/1996 – „Der Ozean als Teil des gekoppelten Klimasystems: Versuch der Rekonstruktion der glazialen Zirkulation mit verschiedenen komplexen Atmosphärenkomponenten“, von Kerstin Fieg

Heft-Nr. 207/1996 – „Lebensstrategien dominanter antarktischer Oithonidae (Cyclopoida, Copepoda) und Oncaeidae (Poecilostomatoida, Copepoda) im Bellingshausenmeer“, von Cornelia Metz

Heft-Nr. 208/1996 – „Atmosphäreneinfluß bei der Fernerkundung von Meereis mit passiven Mikrowellenradiometern“, von Christoph Oelke

Heft-Nr. 209/1996 – „Klassifikation von Radarsatellitendaten zur Meereisererkennung mit Hilfe von Line-Scanner-Messungen“, von Axel Bochert

Heft-Nr. 210/1996 – „Die mit ausgewählten Schwämmen (Hexactinellida und Demospongiae) aus dem Weddellmeer, Antarktis, vergesellschaftete Fauna“, von Kathrin Kunzmann

Heft-Nr. 211/1996 – „Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR 1995 and the Expedition KOLYMA 1995“, by Dima Yu. Bolshiyarov and Hans-W. Hubberten

- Heft-Nr. 212/1996** – „Surface-sediment composition and sedimentary processes in the central Arctic Ocean and along the Eurasian Continental Margin“, by Ruediger Stein, Gennadij I. Ivanov, Michael A. Levitan, and Kirsten Fahl
- Heft-Nr. 213/1996** – „Gonadenentwicklung und Eiproduktion dreier *Calanus*-Arten (Copepoda): Freilandbeobachtungen, Histologie und Experimente“, von Barbara Niehoff
- Heft-Nr. 214/1996** – „Numerische Modellierung der Übergangszone zwischen Eisschild und Eisschelf“, von Christoph Mayer
- Heft-Nr. 215/1996** – „Arbeiten der AWI-Forschungsstelle Potsdam in Antarktika, 1994/95“, herausgegeben von Ulrich Wand
- Heft-Nr. 216/1996** – „Rekonstruktion quartärer Klimaänderungen im atlantischen Sektor des Südpolarmeeres anhand von Radiolarien“, von Uta Brathauer
- Heft-Nr. 217/1996** – „Adaptive Semi-Lagrange-Finite-Elemente-Methode zur Lösung der Flachwassergleichungen: Implementierung und Parallelisierung“, von Jörn Behrens
- Heft-Nr. 218/1997** – „Radiation and Eddy Flux Experiment 1995 (REFLEX III)“, by Jörg Hartmann, Axel Bochert, Dietmar Freese, Christoph Kottmeier, Dagmar Nagel, and Andreas Reuter
- Heft-Nr. 219/1997** – „Die Expedition ANTARKTIS-XII mit FS 'Polarstern' 1995. Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-XII/3“, herausgegeben von Wilfried Jokat und Hans Oerter
- Heft-Nr. 220/1997** – „Ein Beitrag zum Schwerfeld im Bereich des Weddellmeeres, Antarktis. Nutzung von Altimetermessungen des GEOSAT und ERS-1“, von Tilo Schöne
- Heft-Nr. 221/1997** – „Die Expedition ANTARKTIS-XIII/1-2 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1995/96“, herausgegeben von Ulrich Bathmann, Mike Lucas und Victor Smetacek
- Heft-Nr. 222/1997** – „Tectonic Structures and Glaciomarine Sedimentation in the South-Eastern Weddell Sea from Seismic Reflection Data“, by László Oszkó
- Heft-Nr. 223/1997** – „Bestimmung der Meereisdicke mit seismischen und elektromagnetisch-induktiven Verfahren“, von Christian Haas
- Heft-Nr. 224/1997** – „Troposphärische Ozonvariationen in Polarregionen“, von Silke Wessel
- Heft-Nr. 225/1997** – „Biologische und ökologische Untersuchungen zur kryopelagischen Amphipodenfauna des arktischen Meereises“, von Michael Poltermann
- Heft-Nr. 226/1997** – „Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XI/1 of RV 'Polarstern' in 1995“, edited by Eike Rachor
- Heft-Nr. 227/1997** – „Der Einfluß kompatibler Substanzen und Kryoprotektoren auf die Enzyme Malatdehydrogenase (MDH) und Glucose-6-phosphat-Dehydrogenase (G6P-DH) aus *Acrosiphonia arctica* (Chlorophyta) der Arktis und Antarktis“, von Katharina Küick
- Heft-Nr. 228/1997** – „Die Verbreitung epibenthischer Mollusken im chilenischen Beagle-Kanal“, von Katrin Linse
- Heft-Nr. 229/1997** – „Das Mesozooplankton im Laptevmeer und östlichen Nansen-Becken – Verteilung und Gemeinschaftsstrukturen im Spätsommer“, von Hinrich Hanssen
- Heft-Nr. 230/1997** – „Modell eines adaptierbaren, rechnergestützten, wissenschaftlichen Arbeitsplatzes am Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung“, von Lutz-Peter Kurdelski
- Heft-Nr. 231/1997** – „Zur Ökologie arktischer und antarktischer Fische: Aktivität, Sinnesleistungen und Verhalten“, von Christopher Zimmermann
- Heft-Nr. 232/1997** – „Persistente chlororganische Verbindungen in hochantarktischen Fischen“, von Stephan Zimmermann
- Heft-Nr. 233/1997** – „Zur Ökologie des Dimethylsulfoniumpropionat (DMSP)-Gehaltes temperierter und polarer Phytoplanktongemeinschaften im Vergleich mit Laborkulturen der Coccolithophoride *Emiliania huxleyi* und der antarktischen Diatomee *Nitzschia lecontei*“, von Doris Meyerdierks
- Heft-Nr. 234/1997** – „Die Expedition ARCTIC '96 des FS 'Polarstern' (ARK XIII) mit der Arctic Climate System Study (ACSYS)“, von Ernst Augstein und den Fahrtteilnehmern
- Heft-Nr. 235/1997** – „Polonium-210 und Blei-210 im Südpolarmeere: Natürliche Tracer für biologische und hydrographische Prozesse im Oberflächenwasser des Antarktischen Zirkumpolarstroms und des Weddellmeeres“, von Jana Friedrich
- Heft-Nr. 236/1997** – „Determination of atmospheric trace gas amounts and corresponding natural isotopic ratios by means of ground-based FTIR spectroscopy in the high Arctic“, by Arndt Meier
- Heft-Nr. 237/1997** – „Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR / SEVERNAYA ZEMLYA 1996“, edited by Martin Melles, Birgit Hagedorn and Dmitri Yu. Bolshiyarov.
- Heft-Nr. 238/1997** – „Life strategy and ecophysiology of Antarctic macroalgae“, by Iván M. Gómez.
- Heft-Nr. 239/1997** – „Die Expedition ANTARKTIS XIII/4-5 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1996“, herausgegeben von Eberhard Fahrbach und Dieter Gerdes.
- Heft-Nr. 240/1997** – „Untersuchungen zur Chrom-Speziation in Meerwasser, Meereis und Schnee aus ausgewählten Gebieten der Arktis“, von Heide Giese.
- Heft-Nr. 241/1997** – „Late Quaternary glacial history and paleoceanographic reconstructions along the East Greenland continental margin: Evidence from high-resolution records of stable isotopes and ice-rafted debris“, by Seung-Il Nam.

- Heft-Nr. 242/1997** – „Thermal, hydrological and geochemical dynamics of the active layer at a continuous permafrost site, Taymyr Peninsula, Siberia”, by Julia Boike.
- Heft-Nr. 243/1997** – „Zur Paläoozeanographie hoher Breiten: Stellvertreterdaten aus Foraminiferen”, von Andreas Mackensen.
- Heft-Nr. 244/1997** – „The Geophysical Observatory at Neumayer Station, Antarctica. Geomagnetic and seismological observations in 1995 and 1996”, by Alfons Eckstaller, Thomas Schmidt, Viola Gaw, Christian Müller and Johannes Rogenhagen.
- Heft-Nr. 245/1997** – „Temperaturbedarf und Biogeographie mariner Makroalgen – Anpassung mariner Makroalgen an tiefe Temperaturen”, von Bettina Bischoff-Bäsmann.
- Heft-Nr. 246/1997** – „Ökologische Untersuchungen zur Fauna des arktischen Meereises”, von Christine Friedrich.
- Heft-Nr. 247/1997** – „Entstehung und modifizierung von marinen gelösten organischen Substanzen”, von Berit Kirchhoff.
- Heft-Nr. 248/1997** – „Laptev Sea System: Expeditions in 1995”, edited by Heidemarie Kassens.
- Heft-Nr. 249/1997** – „The Expedition ANTARKTIS XIII/3 (EASIZ I) of RV ‚Polarstern‘ to the eastern Weddell Sea in 1996”, edited by Wolf Arntz and Julian Gutt.
- Heft-Nr. 250/1997** – „Vergleichende Untersuchungen zur Ökologie und Biodiversität des Mega-Epibenthos der Arktis und Antarktis”, von Andreas Starmans.
- Heft-Nr. 251/1997** – „Zeitliche und räumliche Verteilung von Mineralvergesellschaftungen in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans und ihre Nützlichkeit als Klimaindikatoren während der Glazial/Interglazial-Wechsel”, von Christoph Vogt.
- Heft-Nr. 252/1997** – „Solitäre Ascidien in der Potter Cove (King George Island, Antarktis). Ihre ökologische Bedeutung und Populationsdynamik”, von Stephan Kühne.
- Heft-Nr. 253/1997** – „Distribution and role of microprotozoa in the Southern Ocean”, by Christine Klaas.
- Heft-Nr. 254/1997** – „Die spätquartäre Klima- und Umweltgeschichte der Bunge-Oase, Ostantarktis”, von Thomas Kulbe.
- Heft-Nr. 255/1997** – „Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XIII/2 of RV ‚Polarstern‘ in 1997”, edited by Ruediger Stein and Kirsten Fahl.
- Heft-Nr. 256/1998** – „Das Radionuklid Tritium im Ozean: Meßverfahren und Verteilung von Tritium im Südatlantik und im Weddellmeer”, von Jürgen Sültenfuß.
- Heft-Nr. 257/1998** – „Untersuchungen der Saisonalität von atmosphärischem Dimethylsulfid in der Arktis und Antarktis”, von Christoph Kleefeld.
- Heft-Nr. 258/1998** – „Bellingshausen- und Amundsenmeer: Entwicklung eines Sedimentationsmodells”, von Frank-Oliver Nitsche.
- Heft-Nr. 259/1998** – „The Expedition ANTARKTIS-XIV/4 of RV ‚Polarstern‘ in 1997”, by Dieter K. Fütterer.
- Heft-Nr. 260/1998** – „Die Diatomeen der Laptevsee (Arktischer Ozean): Taxonomie und biogeographische Verbreitung”, von Holger Cremer.
- Heft-Nr. 261/98** – „Die Krustenstruktur und Sedimentdecke des Eurasischen Beckens, Arktischer Ozean: Resultate aus seismischen und gravimetrischen Untersuchungen”, von Estella Weigelt.
- Heft-Nr. 262/98** – „The Expedition ARKTIS-XIII/3 of RV ‚Polarstern‘ in 1997”, by Gunther Krause.
- Heft-Nr. 263/98** – „Thermo-tektonische Entwicklung von Oates Land und der Shackleton Range (Antarktis) basierend auf Spaltspuranalysen”, von Thorsten Schäfer.
- Heft-Nr. 264/98** – „Messungen der stratosphärischen Spurengase ClO, HCl, O₃, N₂O, H₂O und OH mittels flugzeuggetragener Submillimeterwellen-Radiometrie”, von Joachim Urban.
- Heft-Nr. 265/98** – „Untersuchungen zu Massenhaushalt und Dynamik des Ronne Ice Sheffs, Antarktis”, von Astrid Lambrecht.
- Heft-Nr. 266/98** – „Scientific Cruise Report of the Kara Sea Expedition of RV ‚Akademik Boris Petrov‘ in 1997”, edited by Jens Matthiessen and Oleg Stepanets.
- Heft-Nr. 267/98** – „Die Expedition ANTARKTIS-XIV mit FS ‚Polarstern‘ 1997. Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-XIV/3”, herausgegeben von Wilfried Jokat und Hans Oerter.
- Heft-Nr. 268/98** – „Numerische Modellierung der Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Meereis in der arktischen Eisrandzone”, von Gerit Birnbaum.
- Heft-Nr. 269/98** – „Katabatic wind and Boundary Layer Front Experiment around Greenland (KABEG '97)”, by Günther Heinemann.
- Heft-Nr. 270/98** – „Architecture and evolution of the continental crust of East Greenland from integrated geophysical studies”, by Vera Schindwein.
- Heft-Nr. 271/98** – „Winter Expedition to the Southwestern Kara Sea - Investigations on Formation and Transport of Turbid Sea-Ice”, by Dirk Dethleff, Per Loewe, Dominik Weiel, Hartmut Nies, Gesa Kuhlmann, Christian Bahe and Gennady Tarasov.
- Heft-Nr. 272/98** – „FTIR-Emissionsspektroskopische Untersuchungen der arktischen Atmosphäre”, von Edo Becker.
- Heft-Nr. 273/98** – „Sedimentation und Tektonik im Gebiet des Agulhas-Rückens und des Agulhas-Plateaus („SETARAP”)”, von Gabriele Uenzelmann-Neben.

Heft-Nr. 274/98 – „The Expedition ANTARKTIS XIV/2“, by Gerhard Kattner.

Heft-Nr. 275/98 – „Die Auswirkungen der ‚NorthEastWater‘-Polynya auf die Sedimentation vor NO-Grönland und Untersuchungen zur Paläo-Ozeanographie seit dem Mittelweichsel“, von Hanne Notholt.

Heft-Nr. 276/98 – „Interpretation und Analyse von Potentialfelddaten im Weddellmeer, Antarktis: der Zerfall des Superkontinents Gondwana“, von Michael Studinger.

Heft-Nr. 277/98 – „Koordiniertes Programm Antarktischforschung“. Berichtskolloquium im Rahmen des Koordinierten Programms „Antarktischforschung mit vergleichenden Untersuchungen in arktischen Eisgebieten“, herausgegeben von Hubert Miller.

Heft-Nr. 278/98 – „Messung stratosphärischer Spurengase über Ny-Ålesund, Spitzbergen, mit Hilfe eines bodengebundenen Mikrowellen-Radiometers“, von Uwe Raffalski.

* - vergriffen/out of print

** nur noch beim Autor/only from the author