

**Aufbau eines Wasserdampfradiometers und
Messung von stratosphärischen
Wasserdampfprofilen in den Tropen und in der
Arktis**

Manuel Quack

Universität Bremen 2004

Aufbau eines Wasserdampfradiometers und Messung von stratosphärischen Wasserdampfprofilen in den Tropen und in der Arktis

Vom Fachbereich für Physik und Elektrotechnik
der Universität Bremen

zur Erlangung des akademischen Grades eines
Doktor der Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.)
genehmigte Dissertation

von
Diplom-Physiker Manuel Quack
aus Bremen

1. Gutachter: Prof. Dr. K. F. Künzi
2. Gutachter: Prof. Dr. J. Notholt

Eingereicht am: 9. November 2004
Tag des Promotionskolloquiums: 13. Dezember 2004

Inhaltsverzeichnis

1 Einleitung	10
2 Das MARS-Projekt und die Standorte der Instrumente	13
2.1 Das MARS Projekt	13
2.2 Messstandorte Mérida und Ny-Ålesund	14
2.2.1 Mérida	14
2.2.2 Ny-Ålesund	15
2.3 Das Wasserdampffradiometer für Mérida	16
3 Wasserdampf in der Atmosphäre	19
3.1 Wasserkreislauf und Klima	19
3.1.1 Strahlungsbilanz	19
3.2 Zusammensetzung und Aufbau der Atmosphäre	21
3.2.1 Druck	22
3.2.2 Temperatur	24
3.3 Wasserdampfverteilung und Gesamtsäule	26
3.4 Stratosphärische Zirkulation	28
3.5 Chemie	30
3.5.1 Bildung von Wasser	30
3.5.2 Chemie der Wasserstoffverbindungen	31
3.6 Wasserdampf in der Stratosphäre	33
3.6.1 Wasserdampf-Trend	35
3.6.2 Auswirkungen des Wasserdampftrends	37
3.7 Innertropische Konvergenz	38
4 Das Wasserdampffradiometer WARAM	41
4.1 Passive Mikrowellenradiometrie	41
4.1.1 Thermische Strahlung	41
4.2 Das Messprinzip des 22 GHz Empfängers	42
4.2.1 Systemrauschtemperatur	45
4.2.2 Mischprozess	47

4.2.3 Verstärker	49
4.3 Totalpowermessung	51
4.4 Die Kalibration der kalten Last	53
4.5 Stehwellen	55
4.6 Allan Varianz	58
4.7 Bilder	61
5 Spektrallinie und Retrieval	65
5.1 Die 22 GHz Spektrallinie des Wasserdampfs	65
5.2 Strahlungstransfer	67
5.3 Linienform und Absorptionskoeffizienten	69
5.3.1 Vorwärtsmodell	72
5.4 Optimal Estimation Methode	72
5.4.1 Auflösung und Fehler	75
5.5 Retrieval von Wasserdampfprofilen	77
5.6 Anpassung von stehenden Wellen	84
5.6.1 Identifizierung vor der Inversion	84
5.6.2 Anpassung als Parameter der Inversion	85
5.6.3 Bestimmung der Stehwellen aus Residuen	87
5.7 Höhenauflösung und Fehler für das Retrieval	92
5.7.1 Höhenauflösung	92
5.7.2 Fehler	94
5.7.3 Einfluss des Apriori-Profiles	98
6 Messungen in Mérida, auf der Zugspitze und in Ny-Ålesund	99
6.1 Testmessungen in Bremen	99
6.2 Messungen in Mérida	101
6.2.1 Messbedingungen	101
6.2.2 Stratosphärische Wasserdampfprofile	105
6.2.3 Lokaloszillator	109
6.3 Messungen auf der Zugspitze	110
6.3.1 Frequenzkalibration	110
6.3.2 Messbedingungen	112
6.3.3 Stratosphärische Wasserdampfprofile	112
6.4 Messungen in Ny-Ålesund	116
6.4.1 Wasserdampfgesamtsäulen	116
6.4.2 Stratosphärische Wasserdampfprofile	118

INHALTSVERZEICHNIS	7
6.5 Zusammenfassung	119
7 Validation	123
7.1 Validation des WARAM	123
7.1.1 HALOE und MIPAS	123
7.1.2 Vergleich mit AMSOS	131
7.2 Validation des SCIAMACHY Instrumentes	133
8 Zusammenfassung und Ausblick	135
Anhang	141
A Steuerung des WARAM 2	143
B Literaturverzeichnis	147

Abstract

This work discusses the development and deployment of a ground-based 22 GHz water vapour radiometer at a new tropical research station in Venezuela. The data analysis comprises data collected with a similar instrument in Ny-Ålesund, Spitsbergen, and with the new instrument on the Zugspitze, Germany during testing and finally in Venezuela. The new radiometer WARAM 2 is based on the design of an older instrument called WARAM, which is operational since 1999 at the NDSC station in Ny-Ålesund, Spitsbergen. The new instrument is part of the "Mérida Atmospheric Research Station" (MARS). MARS is located in the Venezuelan Andes on Pico Espejo at the Alejandro von Humboldt Research Station near the city of Mérida, the facility was constructed in close collaboration with the Universidad de los Andes in Mérida, the Forschungszentrum Karlsruhe and the Universität Bremen. The drivers for the project were the validation activities for the SCIAMACHY instrument on ENVISAT. The WARAM 2 is the first permanent water vapour radiometer in the tropics. Before moving the WARAM 2 to Mérida the instrument has been operated for a test period at the Schneefernerhaus, Zugspitze. The instrument is now installed permanently on the Pico Espejo, test operation started in March 2004. Measurements from the three sites Mérida, Zugspitze and Ny-Ålesund are presented in this work and a characterisation of the new instrument will be given. The main focus of this work lays on the retrieval of stratospheric water vapour profiles from the measured spectra provided by the two radiometers WARAM and WARAM 2. For a successful retrieval it is extremely important to correct baseline effects (standing waves) from the spectra before attempting to derive the water vapour profiles. By developing a correction process for these effects, it was possible to calculate the distribution of water vapour over an altitude range from 25 km to 55 km with the Optimal Estimation Method. The vertical resolution in this altitude range increases from 12 km in the middle stratosphere to 16 km near the stratopause. The retrieval process consists of two steps. First it is necessary to remove the tropospheric influence and to cal-

culate a daily mean spectrum. In the next step this spectrum can be inverted by a combination of the radiative transfer model ARTS and the retrieval software Qpack. Water vapour profiles from the three sites are in reasonable agreement with climatological data and some correlative data from an air borne instrument (AMSOS) and two space borne sensors (HALOE and MIPAS). In summary it has been shown that the two water vapour radiometers allow measuring stratospheric water vapour profiles continuously and in good quality.

1 Einleitung

Wasserdampf ist eines der wichtigsten Spurengase in der mittleren Atmosphäre und spielt vor allem eine Schlüsselrolle im Strahlungshaushalt der Atmosphäre. Am so genannten natürlichen Treibhauseffekt, der für die angenehme mittlere Temperatur von 15° C der Erdoberfläche sorgt, hat Wasserdampf bei weitem den größten Anteil. In der mittleren Atmosphäre trägt der Wasserdampf wesentlich zur Abstrahlung von Energie durch die Atmosphäre in den Weltraum bei. Das Wassermolekül ist auch die Quelle von sehr reaktiven Verbindungen, die an zahlreichen chemischen Reaktionen in der Atmosphäre beteiligt sind.

In der Stratosphäre wird seit etwa 50 Jahren ein Anstieg des Wasserdampfgehaltes beobachtet. Die Gründe dafür sind noch unklar, und so ist es notwendig, weitere Wasserdampfmessungen durchzuführen. Damit ein besseres Verständnis gewonnen werden kann und damit Daten zur besseren Modellierung der Wasserdampfkonzentration und des Wasserdampftransportes zur Verfügung gestellt werden können.

Diese Arbeit behandelt den Aufbau eines Wasserdampfradiometers (WARAM 2) in den Tropen in Mérida/Venezuela und die Auswertung von stratosphärischen Wasserdampfprofilen. Sowohl von dieser Station als auch von Messungen des ähnlich aufgebauten Wasserdampfradiometers WARAM in Ny-Ålesund auf Spitzbergen in der Arktis werden Wasserdampfprofile bestimmt. Der Vorteil von bodengebundenen Messungen ist die Möglichkeit der Messung von langen Zeitreihen am gleichen Ort. Zusätzlich können die Messungen zur Validation von Satellitendaten benutzt werden.

Die Abbildung 1.1 zeigt die beiden Standorte der Wasserdampfradiometer. Das Wasserdampfradiometer in Ny-Ålesund wird im Rahmen des »Network for the Detection for Stratospheric Change« (NDSC) betrieben. Im NDSC werden seit 1991 in einem weltweiten Netz von Stationen mit verschiedenen Messgeräten Langzeitbeobachtungen der Stratosphäre durchgeführt. Das Interesse galt zuerst den polaren Regionen, in denen sich auch heute noch die meisten Stationen befinden. In den Tropen gibt es noch keine primäre Station. Jedoch

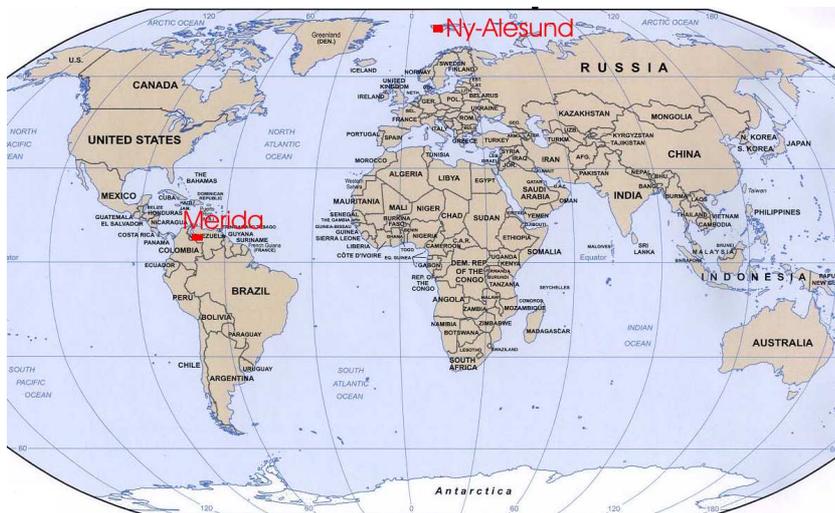


Abbildung 1.1: Die Standorte der beiden Wasserdampfadiometer in Mérida und Ny-Ålesund

ist es wichtig, hier zu messen, um zum Beispiel die großräumigen Transportprozesse in der Atmosphäre besser zu verstehen. Das neue Wasserdampfadiometer wurde in Mérida/Venezuela in den Tropen aufgebaut, in erster Linie zur Validation von Satellitendaten aber auch mit der Perspektive, in Zukunft einer tropischen NDSC Station anzugehören.

Das folgende Kapitel 2 skizziert das Projekt, in dessen Rahmen ein großer Teil dieser Arbeit durchgeführt wurde. Die Standorte der Radiometer werden kurz vorgestellt und die verschiedenen Stationen des neuen Instrumentes aufgezählt.

In Kapitel 3 wird eine kurze Einführung zur Physik und Chemie der Atmosphäre – vor allem der Stratosphäre – gegeben, aber alles in Bezug zum atmosphärischen Wasserdampf.

Das Messprinzip des 22 GHz Wasserdampfadiometers und das Gerät selbst werden in Kapitel 4 dargestellt. Es werden einige wesentliche Bauteile des Instrumentes beschrieben und es wird eine Charakterisierung des Radiometers gegeben.

Kapitel 5 befasst sich mit der Physik der Spektrallinie und beschreibt, wie aus der gemessenen Spektrallinie mit Hilfe der Optimal Estimation Methode ein stratosphärisches Wasserdampfprofil bestimmt werden kann. Ein besonde-

res Gewicht liegt hier auf der Korrektur von Geräteinflüssen in den Spektren, da es sonst nicht möglich ist, aus der sehr kleinen Spektrallinie Informationen zu gewinnen. Es ist zum ersten Mal gelungen, aus den WARAM Messungen für einen größeren Höhenbereich ein Wasserdampfprofil zu bestimmen.

In Kapitel 6 werden dann einige Messungen von drei verschiedenen Standorten nämlich Ny-Ålesund, Mérida und Zugspitze gezeigt. Am letztgenannten Standort wurden Testmessungen durchgeführt. Nachfolgend wird in Kapitel 7 versucht, für die beiden Radiometer Vergleichsdaten von anderen Instrumenten zu finden und eine Validation durchzuführen. Ebenso wird die Validation des SCIAMACHY Instrumentes angesprochen.

Die Arbeit schließt mit einer Zusammenfassung und einem Ausblick in Kapitel 8.

Die Messungen in Ny-Ålesund wurden im Rahmen des Forschungsvertrages mit dem Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung und im Rahmen des Projektes der Validation von SCIAMACHY Daten durch das Deutsche Zentrum für Luft- und Raumfahrt finanziert. Das Radiometer und die Messungen auf der Zugspitze und in Mérida wurden ebenfalls im Rahmen des Projektes der Validation von SCIAMACHY Daten durch das Deutsche Zentrum für Luft- und Raumfahrt finanziert.

2 Das MARS-Projekt und die Standorte der Instrumente

In diesem Kapitel sollen das MARS Projekt und die Standorte der beiden Radiometer kurz vorgestellt werden.

2.1 Das MARS Projekt

Der Anstoß zum Projekt der Mérida Atmospheric Research Station (MARS) war die Validation eines Instrumentes an Bord des am 28. Februar 2002 gestarteten ENVISAT Satelliten, der mit zahlreichen Instrumenten unter anderem atmosphärische Messungen und Erdbeobachtungen durchführen kann. Das SCIAMACHY (Scanning Imaging Absorption Spectrometer for Atmospheric Chartography) Instrument misst unter verschiedenen Beobachtungsgeometrien die Verteilung zahlreicher Spurengase wie zum Beispiel Ozon, Wasserdampf, Methan und Kohlenstoffdioxid in der Atmosphäre mit einer guten vertikalen Auflösung (siehe z. B. Bovensmann et al. (1999)). Vor allem ist es auch möglich, die untere Stratosphäre und die obere Troposphäre zu beobachten und Austauschprozesse zu untersuchen. Zur Validation der SCIAMACHY Daten sollte eine Messstation in den Tropen geschaffen werden. Natürlich besteht auch die Möglichkeit zur Validation von weiteren Instrumenten wie zum Beispiel MIPAS und GOMOS.

Die Partner im MARS Projekt sind die Universidad de los Andes in Mérida (ULA), als Partner vor Ort, das Forschungszentrum Karlsruhe (FZK) und die Universität Bremen. Die ULA hat die Infrastruktur wie das Gebäude der Station zur Verfügung gestellt. Die Mikrowellengruppe MIRA des Forschungszentrums Karlsruhe hat die technische Infrastruktur wie die Stromversorgung der Instrumente und die Funkstrecke für den Datentransfer installiert und betreibt das Mikrowellenradiometer MIRA 2 in der Station (Hochschild et al., 1998; Berg et al., 1998). Das Institut für Umweltphysik der Universität Bre-

men stellt ein DOAS Instrument und das Wasserdampfradiometer WARAM 2 zur Verfügung. Das WARAM 2 benutzt das Spektrometer und den Messrechner des MIRA 2 Instrumentes der MIRA Gruppe.

Die Universidad de los Andes in Mérida wurde schon 1875 gegründet und besitzt eine physikalische Fakultät, jedoch keine Arbeitsgruppe, die sich mit Atmosphärenphysik befasst. Durch den Betrieb der Station soll sowohl das Interesse an Atmosphärenforschung geweckt werden, als auch ein Anstoß zu weiteren Forschungsprojekten in der Station gegeben werden. Ein weiteres Ziel ist der Austausch von Studenten bzw. Wissenschaftlern zwischen der ULA und den anderen beteiligten Institutionen.

Letztlich wird angestrebt, die MARS Station zu einer primären tropischen NDSC Station auszubauen und Mérida bietet dafür hervorragende Bedingungen. Der hohe Wasserdampfgehalt der tropischen Atmosphäre erschwert die Messung von stratosphärischen Daten im Mikrowellenbereich. Der troposphärische Wasserdampf absorbiert in diesem Spektralbereich vor allem zu höheren Frequenzen hin. Das bedeutet, die Atmosphäre kann optisch dicht werden und die Messung von Spektrallinien, die ihren Ursprung in der Stratosphäre haben, ist nicht mehr möglich. Ein Standort mit relativ trockener Atmosphäre ist deshalb wünschenswert, wenn nicht gar Voraussetzung für die Messung stratosphärischer Spurengaskonzentrationen in den Tropen. Aus diesem Grund ist Mérida in den venezolanischen Anden ein idealer Standort (Abschnitt 2.2).

2.2 Messstandorte Mérida und Ny-Ålesund

2.2.1 Mérida

Die MARS Station liegt auf dem Pico Espejo in 4765 m Höhe in einem Ausläufer der Anden südlich der Stadt Mérida (Koordinaten: $8^{\circ}31'$ Nord, $71^{\circ}03'$ West). Sie kann mit der weltweit längsten und höchsten Seilbahn von Mérida aus in 1.5–2 Stunden erreicht werden und liegt auf einem Grat neben der Endstation der Seilbahn. Das Gebäude der Station wurde von der ULA renoviert und bietet im Moment drei Räume: Einen mit den Messfenstern Richtung Norden mit den Radiometern, einen Geräteraum und einen (momentanen) Lageraum. Abbildung 2.1 zeigt das Gebäude und das Messfenster für das Wasserdampfradiometer. Durch die große Höhe werden die Aufbauarbeiten erschwert und verlangen eine gewisse Vorbereitung und auch Maßnahmen zur Sicherheit.



Abbildung 2.1: Linkes Bild: Das Gebäude der MARS Station auf dem Pico Espejo. Rechtes Bild: Außenarbeiten am Messfenster für das Wasserdampfradiometer, aufgrund der mehrere hundert Meter abfallenden Steilwand an der Nordseite sind Sicherungsmaßnahmen notwendig.

Die Betreuung des Radiometers vor Ort hat Professor Pedro Hoffmann von der ULA übernommen.

Trotz der hochalpinen Bedingungen haben sich die Witterungsverhältnisse noch als angenehm gezeigt. Die Temperaturen liegen häufig um den Gefrierpunkt und die Menge des Niederschlags ist stark von der Jahreszeit abhängig (siehe Abschnitt 3.7). In der Regenzeit kommt es zu leichtem Schneefall, der aber bisher die Messfenster und Ähnliches nicht beeinträchtigt hat. In der Trockenzeit herrschen hervorragende Messbedingungen. Durch die große Höhe ist der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre im Allgemeinen sehr gering.

Die Abbildung 2.2 zeigt die Lage von Mérida in einem Ausläufer der Anden in Venezuela. Die Stadt Mérida besitzt einen Flugplatz und kann vom internationalen Flughafen in Caracas aus mit einem Inlandsflug in 90 Minuten erreicht werden, jedoch nur bei Sichtflugbedingungen.

2.2.2 Ny-Ålesund

Das erste Wasserdampfradiometer WARAM befindet sich seit 1999 in der Koldey Station des Alfred-Wegener-Instituts für Polar und Meeresforschung in Ny-Ålesund. Ny-Ålesund liegt auf dem Spitzbergen Archipel bei $78^{\circ}55'$ Nord und $11^{\circ}55'$ Ost auf Meereshöhe und ist eine primäre arktische NDSC Station. Der Ort bietet eine hervorragende Infrastruktur für die Forschung. Vor Ort wird das Radiometer von einem Techniker des Alfred-Wegener-Instituts gewartet



Abbildung 2.2: Karte von Venezuela mit Mérida in den venezolanischen Anden unterhalb des Maracaibosees

und bedient (eine ausführliche Darstellung der Station auf Spitzbergen findet man bei Lindner (2001)).

2.3 Das Wasserdampfadiometer für Mérida

Dieser Abschnitt soll den etwas umständlichen Weg des Radiometers von Bremen nach Mérida skizzieren:

- Das WARAM 2 wurde im Institut für Umweltphysik in Bremen entwickelt und aufgebaut, es fanden im Januar 2003 auch erste Funktionstests und einige Testmessungen statt. Die gemessenen atmosphärischen Spektren waren jedoch von starken Störsignalen überlagert, die vermutlich von lokalen Störquellen stammten.
- Aufgrund der instabilen politischen Lage in Venezuela und Problemen bei der Zollabfertigung der Instrumente wurde eine Test- und Messphase im Schneefernerhaus auf der Zugspitze (2650 m, 47°25' Nord, 10°59' Ost) durchgeführt. Von März bis Juli 2003 konnte das Radiometer hier im Dauer-

- betrieb getestet werden. Ein Wasserschaden zerstörte glücklicherweise nur eine PC-Tastatur.
- Im Juli 2003 wurde das Radiometer abgebaut und im Forschungszentrum Karlsruhe wieder aufgebaut, um die Software zur Zusammenschaltung mit dem MIRA 2 Radiometer anzupassen. Im FZK wurde dann auch die Stabilität des Messsystems unter Laborbedingungen durch Messung der Allan Varianz (Abschnitt 4.6) überprüft. Im Anschluss an den erfolgreichen Test wurde das Instrument für den Transport nach Mérida verpackt.
 - Ende März 2004 konnte das WARAM 2 schließlich auf dem Pico Espejo aufgebaut werden. Nachfolgend konnten erste Messungen zum Ende der Trockenzeit hin durchgeführt werden.
 - In einer zweiten Aufbauphase Ende April 2004 wurde das Instrument für den Dauerbetrieb vorbereitet und auch in Betrieb genommen. Es wurde eine zweiwöchige Messkampagne durchgeführt um einige Daten zu sammeln, da längere Messungen nur beim regelmäßigen Nachfüllen von flüssigem Stickstoff zur Kalibration möglich sind. Die Messungen aus dieser Phase fielen in den Beginn der Regenzeit.
 - Im Juli 2004 wurde die Station auf dem Pico Espejo offiziell eingeweiht.

3 Wasserdampf in der Atmosphäre

In diesem Kapitel wird die Bedeutung des Wasserdampfs für die Physik und Chemie der Atmosphäre dargestellt. Der besondere Schwerpunkt liegt auf dem stratosphärischen Wasserdampf und seinem beobachteten Anstieg, der Gegenstand aktueller Forschung ist.

3.1 Wasserkreislauf und Klima

Das wesentliche Element unseres Klimasystems ist der Wasserkreislauf. Durch Wasserdampf wird in der Atmosphäre Energie transportiert, und zwar in Form von latenter Wärme, die bei Verdunstung aufgenommen und bei Kondensation wieder abgegeben wird. Auf diese Weise kann ein energetisches Ungleichgewicht in der Atmosphäre sehr effizient ausgeglichen werden (Chahine, 1992). Die Atmosphäre enthält im Mittel eine Gesamtwassersäule von 25 mm. Am Äquator werden ungefähr 50 mm beobachtet und an den Polen weniger als 5 mm. Bei einem mittleren Niederschlag von 1000 mm ergibt sich eine mittlere Verweildauer von 9 Tagen (AGU, 1995). Natürlich unterliegt der Wasserdampfgehalt sehr großen räumlichen und zeitlichen Schwankungen (z. B. Verschiebung der ITC in Abschnitt 3.7).

3.1.1 Strahlungsbilanz

In diesem Abschnitt soll die atmosphärische Energie- bzw. Strahlungsbilanz zusammengefasst werden, da Wasserdampf die größte Menge an Treibhausgas in der Atmosphäre stellt, also die durchschnittliche Temperatur von 15 °C erst ermöglicht.

Die mittlere Energieflussdichte der Sonne pro Quadratmeter am Ort der Erde beträgt 1368 W/m² und wird als Solarkonstante bezeichnet. Pro Quadratmeter Erdoberfläche ergibt das einen mittleren Wert von 342 W/m² (Abbildung 3.1).

Von dieser Einstrahlung werden 30 % reflektiert. Zu dieser planetaren Albedo trägt die Atmosphäre (vor allem Reflexion an Wolken und Rückstreuung von Molekülen) 26 % bei und die Erdoberfläche (z. B. Schnee, Meer) die restlichen 4 %. Weitere 19 % der solaren Einstrahlung werden in der Atmosphäre absorbiert. Molekulare Absorption findet statt durch Ozon bei Wellenlängen zwischen 0,2 und 0,3 μm und durch mehrere Banden von H_2O bei Wellenlängen von z. B. 1,13 μm , 1,37 μm und 1,85 μm .

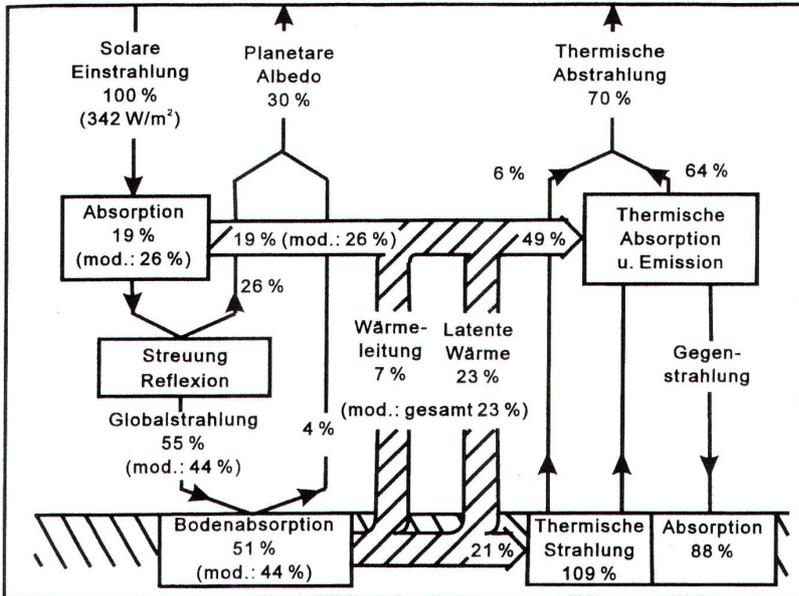


Abbildung 3.1: Strahlungs- und Energieflüsse im System Atmosphäre/Erdoberfläche (aus Roedel (2000))

Berücksichtigt man nur die solare Einstrahlung laut Solarkonstante abzüglich der Reflexion und vernachlässigt man alle sonstigen Einflüsse der Atmosphäre, ergibt sich eine mittlere Temperatur am Boden von $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$. Die normale mittlere Temperatur am Boden von $+15\text{ }^{\circ}\text{C}$ wird durch den sogenannten Treibhauseffekt der Atmosphäre hergestellt. Die durch die solare Einstrahlung erwärmte Erdoberfläche strahlt thermisch im Infraroten. Die Atmosphäre absorbiert nun Strahlung im Infrarot und strahlt einen großen Teil wieder zurück zum Boden. Im Mittel gelangen 300 W/m^2 als Gegenstrahlung zurück. Den

wichtigsten Beitrag zur atmosphärischen Absorption liefern Spurengase wie Wasserdampf, Kohlenstoffdioxid und Ozon. Dabei dominiert Wasser in der unteren Atmosphäre und CO_2 in der Stratosphäre. Zum gesamten Treibhauseffekt von 33 K tragen Wasserdampf 20.6 K und CO_2 7.2 K bei. Wasserdampf besitzt starke Rotationsbanden um $6.3\ \mu\text{m}$ ($5\text{--}8\ \mu\text{m}$) und wieder ab $16\ \mu\text{m}$, CO_2 um $15\ \mu\text{m}$ ($13\text{--}17\ \mu\text{m}$). Die Gegenstrahlung wird von der Höhenverteilung und Konzentration der absorbierenden bzw. emittierenden Spurengase bestimmt. Je tiefer die emittierenden Schichten liegen, desto höher ist auch die Temperatur, die sich am Boden einstellt.

Umgekehrt ist natürlich in genau diesen Banden eine Abstrahlung in den Weltraum möglich, sobald die Konzentration der emittierenden bzw. absorbierenden Gase geringer wird. Dadurch wird der Atmosphäre durch die Abstrahlung Energie entzogen und man spricht deshalb von Strahlungskühlung. Das Abstrahlungsmaximum des Wasserdampfs liegt in der oberen Troposphäre.

Alle diese energetischen Flüsse und Energiebilanzen werden zusätzlich durch Wolken beeinflusst, die sowohl die Albedo erhöhen, als auch die Absorption und Abstrahlung verändern.

3.2 Zusammensetzung und Aufbau der Atmosphäre

In Tabelle 3.1 ist die Zusammensetzung der Erdatmosphäre zusammengefasst. Die Hauptbestandteile bilden natürlich mit über 99 % Anteil Stickstoff und Sauerstoff. Der Rest verteilt sich auf die sogenannten Spurengase. Trotz ihres geringen Anteils sind diese Spurengase eminent wichtig für die physikalischen und chemischen Eigenschaften und Abläufe in der Atmosphäre. Vor allem Wasserdampf und Ozon bzw. deren inhomogene Verteilung prägen die Eigenschaften der Atmosphäre wesentlich. Sie beeinflussen durch Absorption und Streuung den Strahlungs- und Energiehaushalt der Atmosphäre – Wasserdampf transportiert zusätzlich Energie durch Verdunstung und Kondensation – und somit das Klima.

Um die Verteilung der Spurengase und vor allem die Höhenprofile des Wasserdampfes besser zu verstehen, muss man zuerst den grundlegenden Aufbau der Atmosphäre betrachten. Im Folgenden werden Druck- und Temperaturver-

Bestandteil		Volumenanteil
Stickstoff	N ₂	78.09 %
Sauerstoff	O ₂	20.95 %
Argon	Ar	0.93 %
Neon	Ne	18.2 ppm
Helium	He	5.24 ppm
Kohlenstoffdioxid	CO ₂	351 ppm
Methan	CH ₄	Nordhem.: 1.75 ppm
		Südhem.: 1.65 ppm
Distickstoffoxid	N ₂ O	0.32 ppm
Ozon	O ₃	Troposphäre: 0.05 ppm
		Stratosphäre: 5 ppm
NO/NO ₂		reine Luft: 0.01 ppm
		stark belastet: 100 ppm
Wasserdampf	H ₂ O	1-10 ⁴ ppm
		Stratosphäre: ≈ 5 ppm

Tabelle 3.1: Zusammensetzung der wasserdampffreien Atmosphäre (nach Roedel (1992)). 1 ppm (parts per million) entspricht 1 Molekül auf 10⁶ Moleküle im betrachteten Volumen.

lauf der Atmosphäre, sowie einige wichtige Parameter zur Beschreibung von Wasserdampf kurz dargestellt.

3.2.1 Druck

Die Abnahme des Luftdrucks mit zunehmender Höhe wird durch die barometrische Höhenformel beschrieben (Roedel, 2000). Dazu betrachtet man die Druckänderung dp in einer vertikalen Luftsäule der Höhe dz

$$dp = -\rho \cdot g \cdot dz . \quad (3.1)$$

Die Gewichtskraft der Luft in dem kleinen Volumen der Höhe dz erhöht den Druck auf die darunterliegende Luftsäule. Die Kraft ist zum Erdboden hin gerichtet. Mit Hilfe der Zustandsgleichung für ideale Gase $p \cdot V = R \cdot T$ für 1 Mol und mit $\rho = M/V$ (M Molvolumen, R allgemeine Gaskonstante) lässt

sich Gleichung (3.1) umschreiben

$$dp = -p \cdot \frac{M \cdot g}{R \cdot T} \cdot dz . \quad (3.2)$$

Nach Integration und unter Vernachlässigung der Temperaturabhängigkeit von der Höhe ergibt sich die barometrische Höhenformel mit p_0 als Luftdruck am Boden

$$p = p_0 \cdot e^{-\frac{M \cdot g}{R \cdot T} \cdot z} \quad (3.3)$$

also eine exponentielle Abnahme des Luftdrucks mit der Höhe. In Abbil-

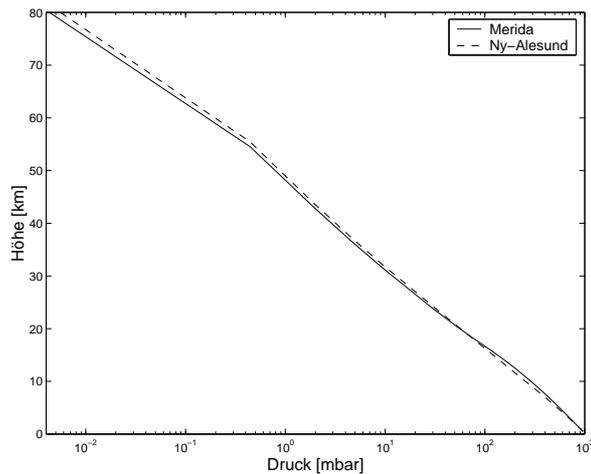


Abbildung 3.2: Vergleich von Druckprofilen in Mérida (8° Nord) und Ny-Ålesund (79° Nord)

dung 3.2 wird der Druckverlauf in der Atmosphäre an beiden Radiometerstandorten verglichen. Man sieht sowohl ein subarktisches, als auch ein tropisches Profil. In der Troposphäre bis fast 20 km ist bei gegebener Höhe der Druck in Mérida immer höher als in Ny-Ålesund. Dies ist unter anderem auch auf den unterschiedlichen Verlauf der Temperatur und den höheren Gehalt an Wasserdampf in der tropischen Atmosphäre zurückzuführen.

Die barometrische Höhenformel 3.3 gilt so nur für trockene Luft. Bei feuchter Luft muss sie modifiziert werden. Da Wasser ein geringeres Molekulargewicht hat als Luft, nimmt nach Gleichung (3.2) der Druck von feuchter Luft mit der Höhe langsamer ab, als der von trockener. Der Partialdruck von Wasserdampf beträgt

$$p_{\text{H}_2\text{O}} = \frac{\rho_{\text{H}_2\text{O}}}{M_{\text{H}_2\text{O}}} \cdot R \cdot T \quad (3.4)$$

und dies ergibt mit $\rho = \rho_{\text{H}_2\text{O}} + \rho_{\text{L}}$, der Index L steht für trockene Luft, einen Gesamtdruck von

$$p = \frac{\rho}{M_{\text{L}}} \cdot \left(\frac{\rho_{\text{H}_2\text{O}}}{\rho} \cdot \frac{M_{\text{L}}}{M_{\text{H}_2\text{O}}} + \frac{\rho_{\text{L}}}{\rho} \right) \cdot R \cdot T. \quad (3.5)$$

Wenn man noch die spezifische Feuchte einführt, $s = \rho_{\text{H}_2\text{O}}/\rho$, das Verhältnis von der Dichte des Wasserdampfs zur Gesamtdichte oder auch von Masse des Wasserdampfs zur Gesamtmasse, erhält man für den Druck

$$p = \frac{\rho}{M_{\text{L}}} \cdot (1 + 0.608 \cdot s) \cdot R \cdot T \quad (3.6)$$

und das führt zu folgender modifizierten barometrischen Höhenformel

$$dp = -p \cdot \frac{M_{\text{L}} \cdot g}{R \cdot T \cdot (1 + 0.608 \cdot s)} \cdot dz. \quad (3.7)$$

Die Druckänderung bzw. -abnahme bei feuchter Luft verläuft also langsamer als bei trockener Luft.

3.2.2 Temperatur

Die Unterteilung der Atmosphäre in Troposphäre, Stratosphäre, Mesosphäre und Thermosphäre ist eng an den Verlauf der Temperatur in der Atmosphäre angelehnt. In Abbildung 3.3 sind wieder die Profile aus Mérida und Ny-Ålesund

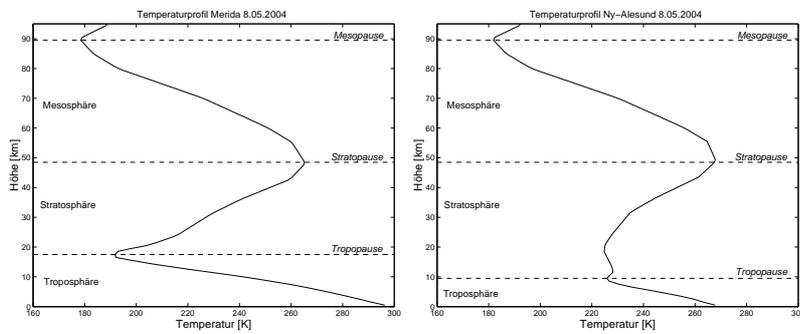


Abbildung 3.3: Vergleich von Temperaturprofilen in Mérida (8° Nord) und Ny-Ålesund (79° Nord)

einander gegenübergestellt. Der wesentliche Unterschied der beiden Profile ist die Lage und die Temperatur der Tropopause und der Temperaturgradient in der Stratosphäre. Die tropische Tropopause liegt höher und ist kälter als die arktische. Dies wird durch die Unterschiede im Wasserdampfgehalt verursacht. Die Tropopause kann auch als Obergrenze der Wasserdampfsphäre angesehen werden, bei der gleichzeitig das Maximum der Abstrahlung liegt. Da in den Tropen die Wasserdampfschicht mächtiger ist als in der Arktis, liegt die Tropopause höher und ist auch kälter.

Das troposphärische Temperaturprofil wird vor allem durch trocken- bzw. feuchtadiabatische Expansion und Kompression bei der Bewegung von Luftpaketen bestimmt. In der Stratosphäre ist dagegen die Absorption der solaren Einstrahlung vor allem durch Ozon und die Strahlungskühlung (Abschnitt 3.1.1) durch Wasserdampf und Kohlenstoffdioxid für den Verlauf des Temperaturprofils verantwortlich. In der Mesosphäre folgt der Temperaturverlauf ähnlichen Prozessen wie in der Troposphäre. Darüber in der Thermosphäre erfolgt durch Absorption und Ionisation eine starke Erwärmung.

Der Temperaturgradient in der Troposphäre kann durch adiabatische Bewegung von Luftpaketen erklärt werden. Adiabatische Bewegung bedeutet, dass Luftpakete aufsteigen, ohne mit ihrer Umgebung Energie auszutauschen, nachdem sie am Boden erwärmt wurden. Es findet Konvektion statt. Dabei ist die Summe aus potentieller und thermischer Energie eine Erhaltungsgröße (mit C_p als spezifischer Wärmekapazität bei konstantem Druck)

$$C_p \cdot dT = -M \cdot g \cdot dz \quad (3.8)$$

oder nach dem trocken-adiabatischen Temperaturgradienten aufgelöst

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{M \cdot g}{C_p} \quad (3.9)$$

Mit den Zahlenwerten eingesetzt ergibt sich eine Temperaturabnahme von ungefähr 1 K pro 100 m.

In feuchter Atmosphäre muss die Kondensation des Wasserdampfs beim Aufsteigen und Abkühlen von Luftpaketen berücksichtigt werden. Dabei wird Wärme frei und verringert den Temperaturgradienten. Ein mittlerer Wert für den feucht-adiabatischen Temperaturgradienten für Temperaturen zwischen 0 °C und 10 °C ist 0.5 K pro 100 m (Roedel, 2000).

Ausgehend von der Energieerhaltung bei adiabatischen Prozessen (Gleichung (3.8)) wird die potentielle Temperatur definiert. Sie ist ein Maß für die Summe von potentieller und thermischer Energie. Die potentielle Temperatur θ ist die Temperatur, die ein Luftpaket annehmen würde, wenn man es trockenadiabatisch auf Normaldruck (1013 hPa) komprimierte:

$$\theta = T \cdot \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{\kappa-1}{\kappa}} \quad (3.10)$$

mit $\kappa = c_p/c_v$ als Verhältnis der spezifischen Wärmen bei konstantem Druck und konstantem Volumen. In Luft beträgt $(\kappa - 1)/\kappa = 0.286$. Vor allem in der Stratosphäre folgen die Bewegungen von Luftpaketen den Flächen gleicher potentieller Temperatur, die auch Isentropen sind. Auch für den adiabatischen Austausch zwischen Troposphäre und Stratosphäre sind die Isolinien der potentiellen Temperatur von Bedeutung (siehe Abschnitt 3.4).

3.3 Wasserdampfverteilung und Gesamtsäule

Die Atmosphäre enthält im Mittel eine Gesamtwassersäule von 25 mm (Abschnitt 3.1). Global betrachtet ist der Wasserdampf sehr inhomogen verteilt

und umfasst einen Bereich von weniger als 5 mm bis mehr als 50 mm. In Abbildung 3.4 ist die globale Verteilung des gesamten niederschlagsfähigen Wassers dargestellt (Randel et al., 1996; NVAP, 2004). Zwischen dem Wasserdampfge-

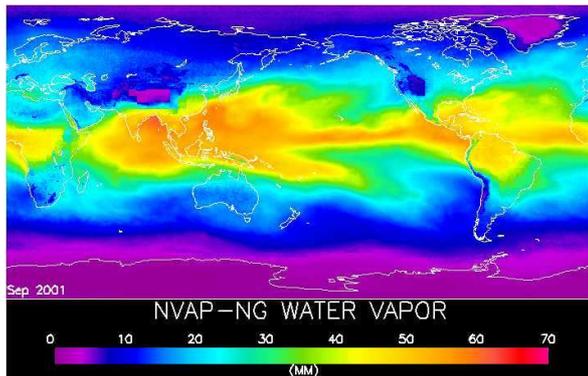


Abbildung 3.4: Gesamter mittlerer atmosphärischer Wasserdampf für September 2001 (NASA Water Vapor Project, Messungen von Satelliten und Radiosonden (NVAP, 2004))

halt der Atmosphäre und der Temperatur am Boden besteht ein enger Zusammenhang: Je höher die Temperatur, desto höher ist auch der Wasserdampfgehalt, da die Wasserdampfdichte bei Sättigung nahezu exponentiell mit der Temperatur ansteigt. Eine Ausnahme bilden hier größere Wüstengebiete, die trotz hoher Temperatur sehr trocken sind. In äquatorialen Gebieten beobachtet man eine Säule von bis zu 60 mm, Mérida bei 8° Nord liegt im Bereich von 50 mm, Ny-Ålesund bei 79° Nord im Bereich von 10 mm und in den polaren Gebieten sinkt der Wert auf unter 5 mm.

Die Höhe der Wassersäule ist saisonalen und räumlichen Schwankungen unterworfen. Die Variationen sind auf der Nordhalbkugel größer, da die Temperaturen über den großen Landmassen durch deren geringere Wärmekapazität stärker schwanken.

Der Zusammenhang zwischen Temperatur und der Sättigungsdichte des Wasserdampfs beeinflusst auch seine vertikale Verteilung. Der größte Teil des Wassers in der Atmosphäre – auch in Wolken – liegt in Form von Wasserdampf vor. Abbildung 3.5 zeigt ein typisches Wasserdampfprofil in Ny-Ålesund vom Boden bis in eine Höhe von 50 km. Das Mischungsverhältnis nimmt mit zunehmender Höhe exponentiell ab, und zwar von ungefähr 0.3 % am Boden bis

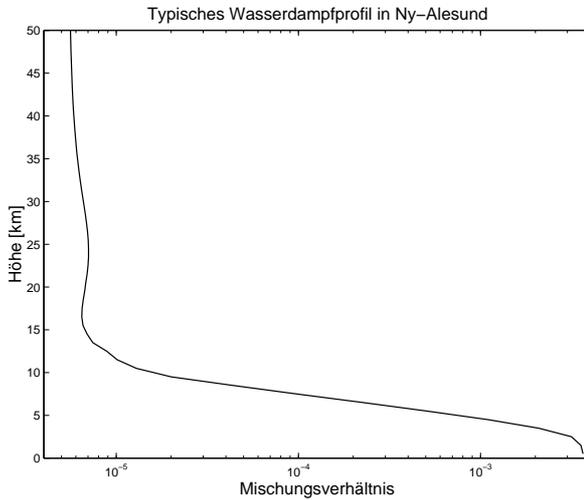


Abbildung 3.5: Wasserdampfprofil in Ny-Ålesund

zu einigen ppm (ppm parts per million bedeutet 1 Wassermolekül auf 10^6 Moleküle) ab einer Höhe von 15 km. Diese Abnahme des Mischungsverhältnisses wird durch die Abnahme der Temperatur mit der Höhe verursacht. Beim Abkühlen der Luft wird die Sättigungsgrenze des Wasserdampfs erreicht und es setzt Kondensation ein, bis schließlich der größte Teil auskondensiert ist. Fast die Hälfte des gesamten Wassers befindet sich zwischen 0 und 1.5 km und weniger als 5–6 % oberhalb von 5 km. In der Stratosphäre findet man weniger als 1 %. Jedoch wird das Klima vom Wasserdampf in der oberen Troposphäre und der Stratosphäre stark beeinflusst (siehe auch Abschnitt 3.1.1 und Abschnitt 3.6).

3.4 Stratosphärische Zirkulation

In diesem Abschnitt werden kurz die stratosphärische Zirkulation und der Austausch zwischen Troposphäre und Stratosphäre beschrieben, da auf diese Weise Wasserdampf am Äquator von der Tropo- in die Stratosphäre gelangen und anschließend Richtung Pol transportiert werden kann.

Auf die konvektionsbestimmte Troposphäre folgt nach dem Temperaturminimum der Tropopause die strahlungsbestimmte Stratosphäre in der die Tem-

peratur mit der Höhe zunimmt. Durch die Temperaturinversion stellt sich eine stabile Schichtung ein und speziell der Transport von Luftpaketen über die Tropopause hinweg ist schwierig. In Abbildung 3.6 kann man eine weitere Möglichkeit der Unterteilung in Tropo- bzw. Stratosphäre erkennen: Alle Isentropen mit $\theta > 380$ K liegen in der Stratosphäre, alle mit $\theta < 310$ K in der Troposphäre. Die Isentropen, die dazwischen liegen, schneiden die Tropopause. Das gestattet Luftpaketen eine adiabatische Bewegung auf diesen Isentropen zwischen Stratosphäre und Troposphäre. In den Tropen ist eine vertikale Kopp-

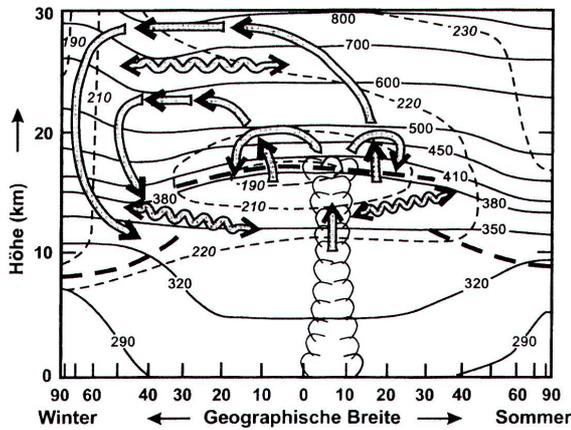


Abbildung 3.6: Stratosphärische Zirkulation (Roedel, 2000). Tropopause: dicke gestrichelte Linie, θ -Isentropen: durchgezogene Linien, T -Isentropen: gestrichelte Linien

lung zwischen unterer und mittlerer Atmosphäre durch aufsteigende feuchte Luftmassen gegeben (Brasseur und Solomon, 1986). Durch die latente Wärme, die durch die Kondensation des Wasserdampfes frei wird, wird die Aufwärtsbewegung angetrieben. Dadurch ist ein Transport von Luftmassen in die Stratosphäre möglich. Eine weitere Möglichkeit des Austauschs bieten die Subtropenjets bzw. Faltungen der Tropopause (Sprenger et al., 2003).

Durch das Temperaturgefälle zwischen kalter äquatorialer Tropopause bzw. unterer Stratosphäre und der warmen Stratosphäre über dem Sommerpol wird ein thermischer Wind erzeugt, der in der Stratosphäre vom Äquator Richtung Pol fließt und durch die Coriolis-Kraft zu einem Ostwind wird. Umgekehrt führt das Temperaturgefälle auf der Winterhalbkugel zu einem Westwind. In der Troposphäre herrschen in beiden Fällen Westwinde vor. Um nun Luft-

massen in der Stratosphäre vom Äquator zum Pol zu transportieren, ist eine meridionale Windkomponente in Richtung des Poles nötig. Diese wird durch die Fortpflanzung von troposphärischen Wellen in die Stratosphäre erzeugt. Voraussetzung sind Windströmungen in die gleiche Richtung (also nach Westen). Deshalb ist Transport nur auf der Winterhalbkugel möglich. So kommt im Sommer der Austausch von Wasserdampf und Ozon in Richtung Pol fast zum Erliegen. Im Winter auf der Nordhalbkugel hingegen ist der Austausch nicht unterbunden, da sich hier durch die Kontinente starke atmosphärische Störungen ausbilden können. In Abbildung 3.6 ist das stratosphärische Strömungsmuster dargestellt. Die diabatische Bewegung in Richtung Pol, welche die Isolinien der potentiellen Temperatur schneidet, kann durch Abweichungen vom Strahlungsgleichgewicht in der Stratosphäre nachgewiesen werden. Typische Geschwindigkeiten sind 10 km/Tag in horizontaler und 100 m/Tag in vertikaler Richtung. Das führt zu Austauschzeiten zwischen unterer und mittlerer Stratosphäre von einigen Monaten bis zu 2 Jahren.

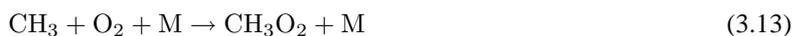
3.5 Chemie

3.5.1 Bildung von Wasser

Durch die starke Abkühlung der aufsteigenden Luft und die dadurch erfolgende Kondensation des Wasserdampfes (Abschnitte 3.3 und 3.4) ist die Luft oberhalb der Tropopause sehr trocken und es wird wenig Wasserdampf in die Stratosphäre transportiert. Die Hauptquelle von Wasser stellt hier die Oxidation von Methan dar. Methan wird am Boden gebildet und anschließend aufwärts transportiert. Das Volumenmischungsverhältnis von Methan liegt in der Troposphäre im Bereich von 1.7 ppm und nimmt ab der Tropopause stetig ab zum Beispiel durch die Reaktion mit einem Hydroxylradikal



oder durch Reaktion mit angeregtem Sauerstoff





Die Reaktionskette 3.12–3.16 ist nur eine Möglichkeit zur Bildung von Wasser nach der Reaktion von Methan mit angeregtem Sauerstoff. Ein Methanmolekül liefert bei Oxidation maximal zwei Wassermoleküle.

Die Quellen für Methan liegen in Feuchtgebieten (Produktion von CH_4 durch anaerobe Bakterien), wie z. B. Sümpfen und in der Tundra aber auch in Reisfeldern. Massentierhaltung und Förderung von Erdöl beziehungsweise Erdgas erzeugen ebenfalls Methanemissionen.

3.5.2 Chemie der Wasserstoffverbindungen

Das Hydroxylradikal HO spielt in der Atmosphärenchemie eine zentrale Rolle, da es ein Fragment des sehr stabilen Wassermoleküls ist, und deshalb eine sehr hohe Reaktivität aufweist (Crutzen und Graedel, 1994). Das Hydroxylradikal versucht sich unter Aufnahme eines Wasserstoffatoms in Wasser zurückzuwandeln. Deswegen kommen auch vor allem organische Reaktionspartner in Frage. Durch die Reaktion mit OH wird die Reaktivität und Wasserlöslichkeit von den Reaktionspartnern beeinflusst und damit auch die Auswaschung von Stoffen aus der Atmosphäre bestimmt. Schon geringste Mengen an Hydroxylradikalen führen zur Auswaschung von zahlreichen Kohlenwasserstoffgasen und zum Beispiel von H_2S und SO_2 , die in Schwefelsäure umgewandelt werden. Ebenso wird NO_x zu Salpetersäure oxidiert. Diese Chemie der Hydroxylradikale wird durch Wasserdampf, Methan und molekularen Wasserstoff initiiert.

Aus der Vielfalt der Reaktionen mit OH-Radikalen sollen im folgenden ein paar Beispiele gezeigt werden, eine genauere Beschreibung ist unter anderem bei Brasseur und Solomon (1986) zu finden. Die HO Radikale werden in der Stratosphäre und der unteren Mesosphäre durch die Reaktion von Wasserdampf mit $\text{O}(^1\text{D})$ erzeugt



In der oberen Mesosphäre kann Wasserdampf auch durch die Lyman- α Linie photolysiert werden



Oberhalb von 40 km reagieren die so gebildeten Radikale mit atomarem Sauerstoff



in tieferen Schichten findet eine Reaktion mit Ozon statt, das Ozon wird katalytisch abgebaut



Bei diesem katalytischen Ozonabbau kann die Rolle des Katalysators (hier eben OH) auch von NO_x übernommen werden. Der Kreislauf 3.20 – 3.23 zerstört sehr effektiv Ozon. Er kann durch die Reaktion von zwei Radikalen unterbrochen werden



oder auch



Ein Reservoir für das Hydroxylradikal ist z. B. Wasserstoffperoxid, das durch die Reaktion von HO_2 mit sich selbst gebildet wird



Tagsüber wird das Wasserstoffperoxid wieder photolysiert und OH gebildet



Der katalytische Ozonabbau (3.20–3.23) wird in unterschiedlichen Höhen durch unterschiedliche Spezies bestimmt. Der HO_x -Zyklus wird ab 35–40 km relevant, darunter ist der ClO_x -Zyklus bestimmend. In größeren Höhen wird der Ozonabbau durch NO_x effizienter. Das Hydroxylradikal kann aber auch in die beiden anderen Abbauzyklen eingreifen. Durch Reaktion mit HCl wird atomares Chlor freigesetzt



das dann wiederum den Ozonabbau verstärkt. Bei der Reaktion von OH mit NO_2 wird der Ozonabbau dagegen gestoppt ((3.24)).

Die beobachtete Abnahme von Ozon in 30-40 km Höhe von bis zu 10% pro Dekade kann besser modelliert werden, wenn ein Ozonabbau durch Hydroxylradikale ausgehend vom Wasserdampfgehalt mit berücksichtigt wird (Shindell, 2001).

3.6 Wasserdampf in der Stratosphäre

In den vorangegangenen Abschnitten wurde die Bedeutung des Wasserdampfs für Atmosphäre und Klima beschrieben und soll hier noch einmal speziell mit Blick auf die Stratosphäre und den dort beobachteten Wasserdampftrends betrachtet werden. In Abbildung 3.7 ist ein mittleres Wasserdampfprofil von HALOE (Russel et al., 1993) für die tropische Stratosphäre gezeigt. Der Anstieg

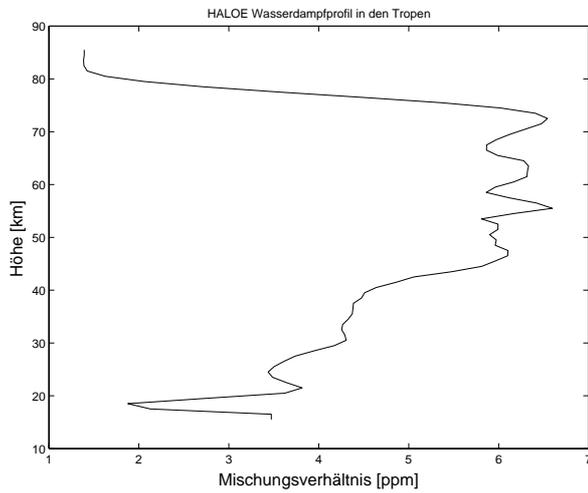


Abbildung 3.7: Stratosphärisches Wasserdampfprofil für die Tropen (Mittelwert aus mehreren HALOE Messungen von 3°–13° Nord)

im Mischungsverhältnis von 2 ppmv in 20 km Höhe bis zu über 6 ppmv in 45 km Höhe ist bedingt durch die zunehmende Oxidation von Methan (Abschnitt 3.5.1 und Gleichungen 3.11–3.16). Ab 75 km nimmt die Konzentration durch Photodissoziation wieder ab. Der Anstieg des Methangehaltes in der Atmosphäre ist teilweise für die Zunahme des stratosphärischen Wasserdampfs verantwortlich (Abschnitt 3.6.1).

Wasserdampf wirkt auch in der Stratosphäre als Treibhausgas. Infrarote Strahlung aus tieferen atmosphärischen Schichten wird absorbiert und wieder abgestrahlt. In Bezug auf die klimatischen Auswirkungen von Wasserdampf oder Wasserdampfvariationen in der Stratosphäre muss der Begriff des »Radiative Forcing« oder »Strahlungsantriebs« erklärt werden. Unter »Radiative Forcing« versteht man die Änderung des globalen Mittels der Strahlungsbilanz an der Stratopause. Man kann damit die Störung des Gleichgewichtes zwischen solarer Einstrahlung und abgegebener langwelliger Strahlung messen. Ein positives »Radiative Forcing« führt zu einer Erwärmung, ein negatives zu einer Abkühlung der Atmosphäre.

3.6.1 Wasserdampf-Trend

Seit einigen Jahren wird in zahlreichen Publikationen ein Anstieg von Wasserdampf in der mittleren Atmosphäre dokumentiert. Die Studien umfassen Zeiträume von einigen Jahren (Nedoluha et al., 1998), 1–2 Dekaden (Oltmans et al., 2000) und 50 Jahren (Rosenlof et al., 2001). Ballongetragene Sondenmessungen von Oltmans und Hofmann (1995) liefern die längste Zeitreihe von Wasserdampfmessungen, allerdings nur bis zu einer Höhe von 27 km. Zwischen 1981 und 1994 beobachteten Oltmans und Hofmann (1995) einen Anstieg des Wasserdampfs zwischen 16 und 26 km mit einem Maximum von 0.8% pro Jahr im Höhenbereich von 18–20 km. Eine nachfolgende Studie von Oltmans et al. (2000) zeigt einen Anstieg von 1% pro Jahr in diesem Höhenbereich und gleichfalls in 24–26 km, das sind ungefähr 0.05 ppm pro Jahr von 1980 bis 2000. Messungen des HALOE Instrumentes (ab 1991) und bodengebundene Mikrowellenmessungen (Nedoluha et al., 1998) zeigen ebenfalls einen Anstieg, der jedoch deutlich stärker ausfällt: Zwischen 1991 und 1997 wurde eine mittlere globale Zunahme von 0.1–0.15 ppm pro Jahr gemessen (im Höhenintervall 40–60 km), das sind 2% pro Jahr. Rosenlof et al. (2001) untersuchen 10 Datensätze aus dem Zeitraum 1954–2000 und erhalten eine mittlere Zunahme von 1% pro Jahr über 45 Jahre hinweg. Deshalb ist es unwahrscheinlich, dass der Anstieg durch ein einziges Ereignis – wie z. B. einen Vulkanausbruch – verursacht wurde. In Tabelle 3.2 sind die Ergebnisse einiger Studien noch einmal zusammengestellt. Neuere Studien zeigen jedoch keine

Zeitraum	Autor	Höhe [km]	Trend [%/Jahr]
1981–1994	Oltmans (1995)	16–26	bis 0.8
1991–1997	Nedoluha (1998)	40–60	2
1980–2000	Oltmans (2000)	16–26	1–1.5
1954–2000	Rosenlof (2001)	20–60	1
1991–2002	Nedoluha (2003)	40–60	<1
1996–2002	Nedoluha (2003)	40–60	kein
1996–2002	Rosenlof (2002)	20–60	kein

Tabelle 3.2: Wasserdampftrends aus verschiedenen Studien

wesentliche Änderung im Wasserdampfgehalt seit etwa 1996 (Nedoluha et al., 2003; Rosenlof, 2002). Daraus resultiert ein Trend von 1991–2002 von etwas

unter 1% pro Jahr, wie in den Jahrzehnten zuvor. Wenn man noch den Ausbruch des Pinatubo berücksichtigt, der zum Anstieg beigetragen haben könnte, hat sich der ansteigende Trend möglicherweise verlangsamt (Nedoluha et al., 2003).

Der beobachtete stetige Anstieg von stratosphärischem Wasserdampf ist noch nicht verstanden. Seit Mitte der 50er Jahre hat das Wasserdampf-Mischungsverhältnis in der mittleren Stratosphäre um 2 ppm zugenommen. Bei mittleren Werten von 4–6 ppm ist dies signifikant.

Wie in Abschnitt 3.5.1 gezeigt wurde, kann die Oxidation eines Methanmoleküls bis zu zwei Wassermoleküle liefern. Da der Gehalt an troposphärischem Methan durch anthropogene Aktivitäten um ungefähr 0.55 ppm in den letzten 45 Jahren zugenommen hat, und Methan auch leicht in die Stratosphäre transportiert wird, kann dadurch ein Anstieg im Wasserdampfgehalt von maximal 1.1 ppm erklärt werden (Rosenlof et al., 2001) – auch wenn eine verstärkte Umwandlung von Methan zu Wasser beobachtet wird.

Eine weitere Möglichkeit bietet die Änderung im Eintrag von Wasserdampf in den Tropen durch aufsteigende Wolkentürme. Eine Erhöhung der Tropopausentemperatur um wenige zehntel Kelvin pro Jahr würde eine Zunahme des Wasserdampftransportes über die Tropopause hinweg ermöglichen. Es werden jedoch abnehmende tropische Tropopausentemperaturen beobachtet (Simmons et al., 1999).

Vulkanausbrüche können in kurzer Zeit sehr große Mengen von Wasserdampf in die Stratosphäre injizieren (Evans et al., 1998), aber damit kann kein solch langfristiger Trend erklärt werden. Auch konnten die Auswirkungen des Pinatubo 1991 auf den Wasserdampfgehalt nicht direkt beobachtet werden. Die Emissionen von Flugzeugen in der unteren Stratosphäre tragen ebenfalls nur sehr wenig zu dem beobachteten Trend bei (Rosenlof et al., 2001).

Der Einfluss des Solarzyklus' durch Variationen der Lyman- α Strahlung ist erst ab 60 km Höhe gegeben und beträgt 1-2% über einen Solarzyklus hinweg.

Eine Änderung der atmosphärischen Zirkulation (wie auch in Abschnitt 3.4 beschrieben) kann zu einem höheren Transport von Wasserdampf in Richtung Stratosphäre führen. Es kann entweder eine größere Luftmenge über die tropische Tropopause transportiert werden oder die Region könnte sich vergrößert haben, in der die tropischen Luftmassen aufsteigen. Die Beobachtung vom Transport von Ozonminima über die Tropopause hinweg unterstützt die erste These. Ein troposphärischer Ursprung des Wasserdampfs würde auch eine

Erklärung für den beobachteten Verlust an Methan geben: Eine höhere Wasserkonzentration führt zu einer erhöhten OH Konzentration, welche wiederum den Abbau von Methan bestimmt. Rosenlof et al. (2001) geben eine gute Zusammenfassung von Erklärungsmöglichkeiten. Wahrscheinlich wirken mehrere Mechanismen zusammen und beeinflussen auch atmosphärische Schichten unterschiedlich.

3.6.2 Auswirkungen des Wasserdampftrends

Aufgrund der wichtigen Rolle des Wasserdampfs im Strahlungshaushalt der Atmosphäre (Abschnitt 3.1.1) beeinflusst der Wasserdampftrend die Strahlungsbilanz der Stratosphäre. Steigt der Wasserdampfgehalt an, so kann mehr Strahlung aus Richtung Boden absorbiert werden. Dadurch gelangt weniger Strahlung in höhere Schichten. In diesen höheren Schichten findet durch die Zunahme an Wasserdampf eine größere Abstrahlung in Richtung Weltraum statt. Beide Effekte führen zu einer Abkühlung in der Stratosphäre. Die Troposphäre dagegen wird erwärmt und die Temperaturen auf der Erdoberfläche nehmen zu (Forster und Shine, 1999). Modellrechnungen von Forster und Shine (2002) ergeben für die Zeit von 1980–2000 eine Abkühlung von 0.8 K in der unteren tropischen Stratosphäre und bis zu 1.4 K in hohen Breiten – dabei wurde der oben beschriebene Anstieg des Wasserdampfgehaltes von 0.05 ppm/Jahr angenommen. Ein solches Szenario berechnet für einen Zeitraum von 1960–2000 ergibt eine Abnahme der Temperaturen von 2 bzw. 4 K. Andere Autoren liefern sehr ähnliche Werte für Temperaturänderungen. Der Anstieg des Wasserdampfs seit 1960 könnte den dominierenden Anteil haben an Änderungen in der Temperatur in der Stratosphäre. Zwischen 1960 und 2000 ergibt sich so ein »Radiative Forcing« von bis zu 0.63 W/m^2 es kommt also netto zu einem höheren Energieeintrag und dies führt zu einem Anstieg der Oberflächentemperatur. Die Zunahme des Wasserdampfs hätte somit einen Anteil von 40% am »Radiative Forcing« durch »gut-durchmischte« Treibhausgase. Das sind 75% des »Radiative Forcing« durch den Anstieg von CO_2 im gleichen Zeitraum. Evans et al. (1998) modellieren die Auswirkungen eines H_2O -Anstiegs auf stratosphärisches Ozon. Sie gehen von einer Verdoppelung der CO_2 Konzentration aus und addieren 1 bzw. 2 ppm Wasserdampf. In der mittleren Stratosphäre steigt der Ozongehalt um 5–10% durch CO_2 und wegen der Reaktion 3.24 um 1–2% verursacht durch Wasserdampf. In der oberen Stra-

tosphäre und der Mesosphäre wird durch den katalytischen Zyklus 3.20– 3.23 Ozon abgebaut. Auch verschiebt sich die Höhe des Übergangs von Ozonbildung zu Ozonabbau von 70 km auf 50 km.

Wasserdampf und Wasserdampfvariationen in der Stratosphäre können also deutliche Auswirkungen auf Chemie und Strahlungsbilanzen haben. Aufgrund der Komplexität des atmosphärischen Systems und der Schwierigkeit von Messungen konnte der Einfluss von Wasserdampf noch nicht vollständig überprüft und vor allem auch nicht quantifiziert werden. Das ganze Thema wird aktuell erforscht und kontrovers diskutiert.

3.7 Innertropische Konvergenz

Die innertropische Konvergenzzone (ITC) wird, obwohl in der Troposphäre gelegen, im Rahmen dieser Arbeit interessant, da die Station in Mérida im Sommer in ihren Einfluss gerät. Sie prägt das Wetter und damit die Messbedingungen aber auch durch aufsteigende feuchte Luft den Eintrag von Wasserdampf in die Stratosphäre.

Als innertropische Konvergenzzone wird die Zone stärkster Sonneneinstrahlung bezeichnet, in der warme und feuchte Luftmassen nach oben steigen und sich so am Boden ein Tiefdruckgebiet ausbildet. Die nachfließende Luft der Nord-Ost- bzw. Süd-Ost-Passate konvergiert in diesem Bereich. Die ITC wandert mit dem Sonnenzenit ungefähr zwischen 20°N und 20°S , abhängig von den Kontinenten. Die Abbildung 3.8 zeigt die Lage der ITC im Juli und im Januar. Man erkennt den vom Untergrund und den Jahreszeiten abhängigen unregelmäßigen Verlauf. Vor allem im Bereich der Kontinente kommt es zu starken Variationen, die auch Südamerika betreffen. Mérida bei 8°N liegt im Sommer im Bereich der ITC. Ab Mitte bis Ende April liegt die Station in den aufsteigenden feuchten Luftmassen. Ab November und im Winter ist die ITC weit nach Süden gewandert und es herrscht in Mérida Trockenzeit, in der aufgrund der trockenen und stabilen Wetterlage hervorragende Messbedingungen herrschen (näheres dazu in Kapitel 6).

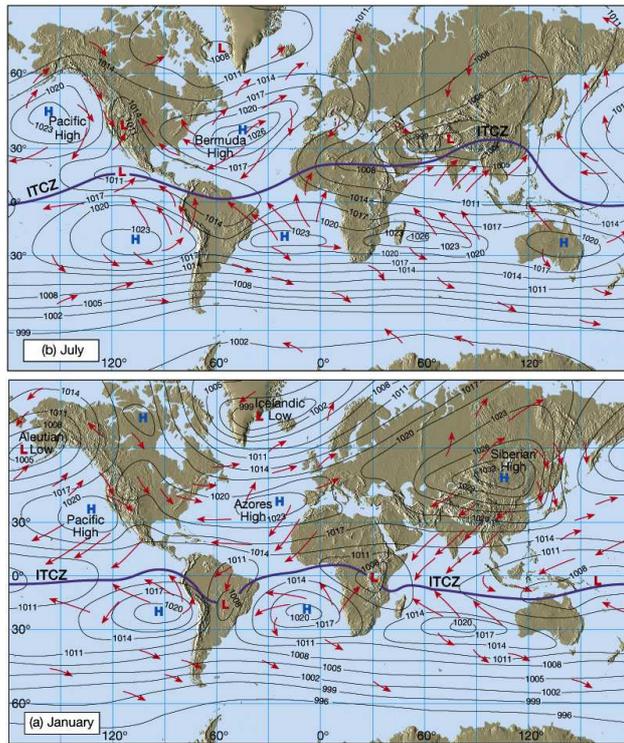


Abbildung 3.8: Die Lage der ITC (als dicke blaue Linie mit ITCZ: innertropical convergence zone bezeichnet) einmal im Juli (oben) und einmal im Januar (unten) (Lutgens und Tarbuck, 2001)

4 Das Wasserdampfadiometer WARAM

4.1 Passive Mikrowellenradiometrie

Mikrowellenradiometer dienen dem Empfang von thermischer Kontinuumsstrahlung und Linienstrahlung im Frequenzbereich von etwa 3 GHz bis 3 THz, dies entspricht Wellenlängen von 10 cm bis 100 μm (Janssen, 1993). Bei der Strahlung, die empfangen wird handelt es sich um ungeordnete Strahlung, um ein Gemisch statistisch voneinander unabhängiger Wellenzüge. Die Strahlung wird auch als Rauschstrahlung bezeichnet (Vowinkel, 1988).

4.1.1 Thermische Strahlung

Alle Objekte mit einer Temperatur über dem absoluten Nullpunkt strahlen thermisch, indem sie Energie in Form von elektromagnetischen Wellen abgeben. Die thermische Strahlung wird durch das Plancksche Strahlungsgesetz beschrieben, das die spektrale Strahlungsdichte oder auch die Helligkeit eines schwarzen Körpers angibt

$$B_\nu = \frac{2h\nu^3}{c^2} \frac{1}{e^{\frac{h\nu}{k_B T}} - 1} \quad (4.1)$$

mit h als Plancksches Wirkungsquantum, c der Lichtgeschwindigkeit und k_B der Boltzmann-Konstante. B_ν gibt die Helligkeit des schwarzen Körpers pro Frequenzintervall an und hat die Einheit $\text{W/m}^2 \text{ sr Hz}$.

Bei kleinen Frequenzen und nicht zu kleinen Temperaturen – was bei der 22 GHz Linie des Wasserdampfs gegeben ist – kann man die Exponentialfunktion im Nenner des Planckschen Strahlungsgesetzes 4.1 entwickeln und erhält die sogenannte Näherung von Rayleigh-Jeans

$$B_\nu = \frac{2k_B\nu^2}{c^2} \cdot T. \quad (4.2)$$

Es besteht also ein linearer Zusammenhang zwischen Helligkeit und Temperatur. Durch Definition der Helligkeitstemperatur T_B kann die lineare Abhängigkeit der Helligkeit von der Temperatur erhalten werden

$$B_\nu = \frac{2k_B\nu^2}{c^2} \cdot T_B \quad (4.3)$$

somit ist die Helligkeitstemperatur definiert als

$$T_B \equiv \frac{h\nu}{k_B} \cdot \frac{1}{e^{\frac{h\nu}{k_B T}} - 1} \quad (4.4)$$

Löst man Gleichung (4.3) nach T_B auf, so erhält man mit der Helligkeitstemperatur eine Umskalierung der Intensität, die im Mikrowellenbereich häufig benutzt wird

$$T_B = \frac{c^2}{2k_B\nu^2} \cdot B_\nu \quad (4.5)$$

Die Intensitäten der gemessenen Spektren werden im weiteren Verlauf dieser Arbeit in Einheiten der Helligkeitstemperatur – also in Kelvin K – angegeben.

4.2 Das Messprinzip des 22 GHz Empfängers

Zur Messung der 22 Gigahertz Wasserdampflinie werden zwei sehr ähnlich aufgebaute Radiometer betrieben. Das Wasserdampfradiometer WARAM steht in Ny-Ålesund/Spitzbergen (Lindner, 2001) und das Wasserdampfradiometer WARAM 2, das ich aufgebaut habe steht in Mérida/Venezuela. In den folgenden Abschnitten wird das Messprinzip und das Design des Instrumentes in Mérida (WARAM 2) beschrieben. Auf Unterschiede zwischen den beiden Instrumenten wird an den entsprechenden Stellen hingewiesen.

Das WARAM 2 ist als sogenannter Totalpower-Empfänger konzipiert. Bei einem Totalpower-Empfänger handelt es sich um ein sehr einfach aufgebautes Radiometer, mit dem direkt eine Rauschleistung P_{System} gemessen wird. Diese

Rauschleistung setzt sich zusammen aus dem empfangenen Signal P_{Signal} und aus Rauschanteilen $P_{\text{Empfänger}}$, die im Gerät selbst erzeugt werden. Sie entstehen teilweise als thermisches Rauschen an ohmschen Anteilen von Bauelementen (z. B. Widerstände) und als Schrotrauschen und Halbleiterrauschen in aktiven Bauelementen (z. B. Verstärker) (Vowinkel, 1988)

$$P_{\text{System}} = P_{\text{Empfänger}} + P_{\text{Signal}} \quad (4.6)$$

Benutzt man nun das Theorem von Nyquist, mit dem sich die Leistung pro Frequenzintervall zur Temperatur in Beziehung setzen lässt (Nyquist, 1928)

$$P = k_{\text{B}} T \Delta\nu \quad (4.7)$$

kann man Gleichung (4.6) umformen

$$T_{\text{System}} = T_{\text{Empfänger}} + T_{\text{Signal}} \quad (4.8)$$

Die detektierte Temperatur setzt sich zusammen aus der Empfängerrauschtemperatur $T_{\text{Empfänger}}$ (im Folgenden auch Systemrauschtemperatur genannt) und der an der Antenne empfangenen Temperatur T_{Signal} , welche das Signal enthält. Sowohl die Systemrauschtemperatur, als auch die Signaltemperatur muss durch Kalibrationsmessungen bestimmt werden.

In Abbildung 4.1 ist schematisch der Aufbau des Radiometers dargestellt. Das Instrument ist als Heterodyn-Empfänger konzipiert: Die empfangene Radiofrequenz RF (radio-frequency) wird in eine niedrigere Zwischenfrequenz ZF (intermediate-frequency IF) umgesetzt und erst anschließend detektiert. Die Strahlung aus der Atmosphäre gelangt durch ein spezielles Messfenster (Abschnitt 4.4) auf den ebenen Empfangsspiegel, der rotierbar ist. Damit ist es möglich, die atmosphärische Strahlung unter verschiedenen Winkeln zu messen, sowie die kalte und warme Last, die zur Kalibration benötigt werden. Vom Empfangsspiegel wird die Strahlung über einen elliptischen Spiegel ins Empfangshorn fokussiert. Durch diesen fokussierenden Spiegel können die Abmessungen des Instrumentes kleiner gehalten werden als bei anderen 22 GHz Wasserdampfadiometern (Lindner, 2001). Durch die Wellenlänge

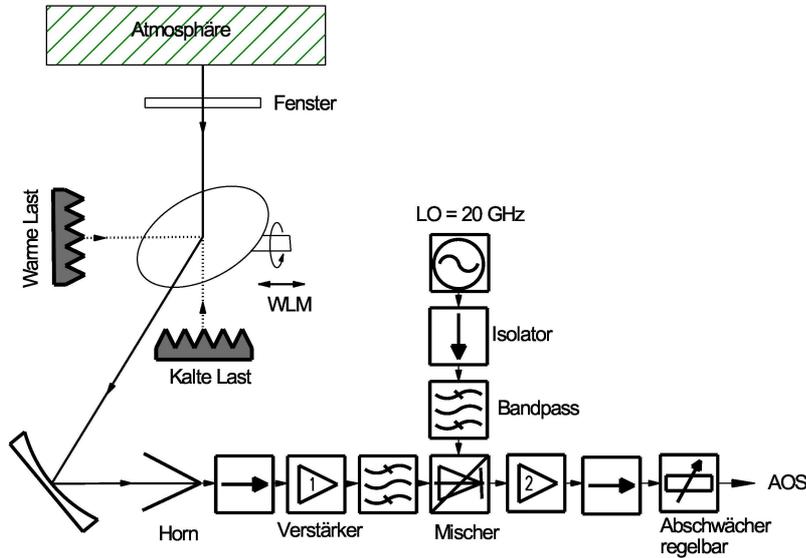


Abbildung 4.1: Schematischer Aufbau des Wasserdampfradiometers

von 13.5 mm bedingt liegt die Größe der Spiegel im Bereich von 0.5 m. Hinter dem Horn befindet sich ein Hohlleiterisolator mit anschließender Umsetzung auf Wellenleitung in einem Koaxialkabel (SMA). Direkt dahinter befindet sich der 1. Rauscharme Verstärker (Abschnitt 4.2.3), der die empfangene Rauschleistung um 40 dB anhebt. Nach Filterung in einem Bandpass wird im Mischer das Signal von 22 GHz auf 2 Gigahertz umgesetzt (Abschnitt 4.3), anschließend noch einmal im 2. Verstärker um 20 dB verstärkt und dann nach Anpassung im Spektrometer, dessen Eingangsfrequenz bei 2 GHz liegt, detektiert. Zur frequenz aufgelösten Detektion werden Akustooptische Spektrometer (AOS) benutzt (eine Zusammenfassung ist in Hoock (2000) zu finden). Sowohl Spektrometer, als auch den zur Gerätesteuerung und zur Datenaufnahme benötigten Rechner werden von der Mikrowellengruppe des Forschungszentrums Karlsruhe zur Verfügung gestellt (Hochschild et al., 1998; Krupa, 1998). Diese Komponenten werden gleichzeitig vom MIRA 2 Radiometer benutzt und somit sind Messungen nur abwechselnd möglich.

Da das Spektrometer in Mérida sehr empfindlich ist, muss das Signal vom Instrument um ca. 30 dB vor dem AOS abgeschwächt werden, der zweite Verstärker wäre überflüssig. Aufgrund seiner Schmalbandigkeit filtert er jedoch

ein Artefakt vom Lokaloszillator (LO) bei 20 GHz heraus und trägt auch nur unwesentlich zum Geräterauschen bei (Abschnitt 4.2.3). Zwischen den einzelnen Bauteilen sind Abschwächer eingebaut, um eine bessere Anpassung zu gewährleisten und um sogenannte Stehwellen (Abschnitt 4.5) in den Spektren zu unterdrücken.

Die Abbildungen in Abschnitt 4.7 zeigen den aktuellen Aufbau des WARAM 2 in Mérida. Abbildung 4.10 zeigt den fokussierenden Spiegel, das Horn mit Mikrowellenelektronik, die warme und die kalte Last und die Stromversorgung. In der folgenden Abbildung 4.11 sieht man den Empfangsspiegel, die warme Last und wieder den fokussierenden Spiegel. Schließlich zeigt Abbildung 4.13 das Empfangshorn mit den integrierten nachfolgenden Komponenten aus dem schematischen Aufbau 4.1.

In den folgenden Abschnitten sollen Messprinzip und Funktion einiger Bauteile näher erläutert werden.

4.2.1 Systemrauschtemperatur

Für die Grenzemfindlichkeit beziehungsweise für die Temperaturlösung des Radiometers gilt folgende Formel

$$\Delta T = \frac{T_{\text{System}}}{\sqrt{\Delta\nu\tau}} \quad (4.9)$$

mit $\Delta\nu$ als Bandbreite und τ als Integrationszeit. Außerdem ist in T_{System} laut Gleichung (4.8) auch die Systemrauschtemperatur enthalten. Sie kann durch das sogenannte Hot-Cold-Verfahren bestimmt werden. Dazu misst man die gesamte Rauschleistung für zwei genau bekannte Temperaturen und kann daraus die Empfängerrauschtemperatur berechnen. Das WARAM 2 misst einmal die Rauschleistung eines Absorbers bei Raumtemperatur und anschließend die Rauschleistung eines Absorbers bei der Temperatur von flüssigem Stickstoff (warme und kalte Last in Abbildung 4.1) und man erhält analog zu Gleichung (4.7) mit c als Konstante

$$P_{\text{Hot}} = c \cdot (T_{\text{Hot}} + T_{\text{Empfänger}}) \quad (4.10)$$

$$P_{\text{Cold}} = c \cdot (T_{\text{Cold}} + T_{\text{Empfänger}}). \quad (4.11)$$

Daraus ergibt sich die Systemrauschtemperatur $T_{\text{Empfänger}}$ mit $Y = P_{\text{Hot}}/P_{\text{Cold}}$ als gemessenem Leistungsverhältnis

$$T_{\text{Empfänger}} = \frac{T_{\text{Hot}} - YT_{\text{Cold}}}{Y - 1}. \quad (4.12)$$

Die Temperatur der warmen Last wird bei jeder Messung mit einem PT-100 aufgenommen, die Temperatur der kalten Last bei jedem Einfüllen von flüssigem Stickstoff mit einem speziellen Messfühler für tiefe Temperaturen. Sie hat sich als sehr stabil erwiesen. Die Abbildung 4.2 zeigt die ersten in Mérida gemessenen Systemrauschtemperaturen. Der Anstieg an den Tagen 92 und 95 auf über 710 K ist darauf zurückzuführen, dass der flüssige Stickstoff in der kalten Last fast vollständig verdampft ist und so die Temperatur des Absorbers T_{Cold} ansteigt. Die gemessenen Rauschleistungen nach den Gleichungen (4.10)

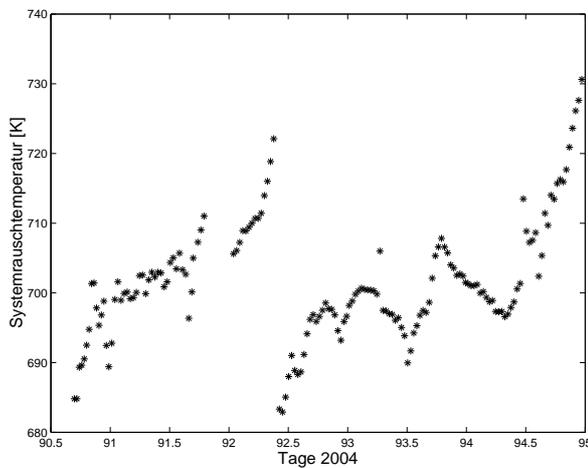


Abbildung 4.2: Systemrauschtemperatur des WARAM 2 in Mérida vom 31.03.2004–4.04.2004

und (4.11) gleichen sich einander an, Y geht gegen 1 und Gleichung (4.12) liefert eine höhere Systemrauschtemperatur.

4.2.2 Mischprozess

Der Mischer ist das zentrale Bauteil des Radiometers. Durch Ansteuerung des Mixers mit einem Festfrequenzoszillator (local oscillator LO) setzt er das Radiosignal von 22.235 GHz um auf die Zwischenfrequenz von 2.235 GHz, die im Spektrometer mit einer Mittenfrequenz von 2 GHz und einer Bandbreite von 1.4 GHz und einer maximalen Auflösung von 0.68 MHz detektiert wird. Der Oszillator ist intern frequenzstabilisiert und arbeitet bei einer Frequenz von 20 GHz. Der eigentlich vorgesehene Oszillator von 20.235 GHz, der auf genau 2 GHz gemischt hätte, war nicht lieferbar. Dies ist aber bei der großen Bandbreite des Spektrometers von 1.4 GHz nicht relevant.

Zum Mischen der Frequenzen wird eine Schottky-Diode (GaAs) benutzt, deren nichtlineare Strom-Spannungscharakteristik des Metall-Halbleiter-Übergangs ausgenutzt wird. Die folgende schöne qualitative Ableitung der Abläufe im Mischer wurde Vowinkel (1988) entnommen.

Die Strom-Spannungskennlinie des Mixers wird für kleine Aussteuerungen δU um die konstante Vorspannung U_0 entwickelt

$$I(U_0 + \delta U) = I(U_0) + \frac{dI}{dU}(\delta U) + \frac{1}{2} \frac{d^2I}{dU^2}(\delta U)^2 + \frac{1}{6} \frac{d^3I}{dU^3}(\delta U)^3 + \dots \quad (4.13)$$

dabei wird für das Mischen vor allem der quadratische Term wichtig. Die Spannungsänderung δU wird durch die Signalfrequenz ν_S und die Lokaloszillatorfrequenz ν_{LO} erzeugt

$$\delta U = A \sin \omega_{LO} t + B \sin \omega_S t \quad (4.14)$$

mit $\omega = 2\pi\nu$. Setzt man die Spannungsänderung 4.14 in Gleichung (4.13) ein, so erhält man als Terme zweiter Ordnung

$$\begin{aligned}
I = \dots &+ k_2 \left(\frac{A^2}{2} + \frac{B^2}{2} \right) \text{ Richtstrom} \\
&+ k_2 \left(\frac{A^2}{2} \cos 2\omega_{\text{LO}}t + \frac{B^2}{2} \cos 2\omega_{\text{S}}t \right) \text{ h. Harm.} \\
&+ k_2 (AB \cos(\omega_{\text{LO}} - \omega_{\text{S}})t) \text{ Differenzfrequenz} \\
&+ k_2 (AB \cos(\omega_{\text{LO}} + \omega_{\text{S}})t) \text{ Summenfrequenz} \\
&+ \dots
\end{aligned}
\tag{4.15}$$

In erster Näherung sind folgende Frequenzen wichtig:

- $\nu_{\text{LO}} + \nu_{\text{S}}$ Summenfrequenz
- $|\nu_{\text{LO}} - \nu_{\text{S}}| = \nu_{\text{ZF}}$ Differenzfrequenz ZF
- $2\nu_{\text{LO}} - \nu_{\text{S}} = \nu_{\text{Spiegel}}$ Spiegelfrequenz

Es werden hauptsächlich zwei Frequenzen, nämlich $\nu_{\text{LO}} + \nu_{\text{ZF}}$ und $\nu_{\text{LO}} - \nu_{\text{ZF}}$ auf die Zwischenfrequenz umgesetzt. Das bedeutet, das System empfängt gleichzeitig auf den zwei Seitenbändern (Doppelseitenbandbetrieb DSB). Abbildung 4.3 zeigt schematisch die Umsetzung der beiden Seitenbänder auf die Zwischenfrequenz. Das WARAM 2 soll die Wasserdampflinie im oberen Sei-

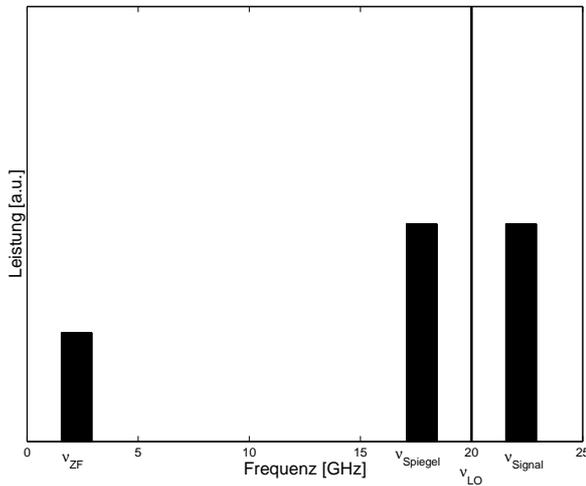


Abbildung 4.3: Mischprozess

tenband um ν_{Signal} herum empfangen. Deshalb wird die Spiegelfrequenz durch den Bandpass zwischen 1. Verstärker und Mischer herausgefiltert. Das Radiometer wird also im Einseitenbandbetrieb (single-sideband SSB) eingesetzt.

Das Wasserdampfradiometer auf Spitzbergen ist im Prinzip genauso aufgebaut, jedoch wird das Signal auf 8 GHz heruntergemischt und anschließend in der Zwischenfrequenzkette in einem zweiten Mischer auf 2 GHz umgesetzt. Das hier benutzte Spektrometer besitzt eine Bandbreite von 1 GHz und eine Auflösung von 0.58 MHz.

4.2.3 Verstärker

Mit der in Abschnitt 4.2.1 beschriebenen Hot-Cold-Methode kann man sowohl die Rauschbeiträge der einzelnen Komponenten des Instrumentes, als auch das gesamte – aus den einzelnen Beiträgen zusammengesetzte – Rauschen bestimmen. Im Modell schreibt man das Rauschen der Komponenten einem ohmschen Anteil wie in Gleichung (4.7) zu (Vowinkel, 1988). Das Rauschen wird dann mit dem Faktor G im Bauteil verstärkt

$$P = Gk_{\text{B}}T\Delta\nu . \quad (4.16)$$

Die Rauschleistung P wird häufig nicht als Temperatur, sondern als Rauschzahl F (noise-figure) angegeben. Man bezieht sich dabei auf die Rauschleistung P_0 eines Widerstandes mit der Temperatur $T_0 = 290$ K (Ulaby et al., 1981)

$$F = \frac{P_0 + P}{P_0} = \frac{T_0 + T}{T_0} \quad (4.17)$$

oder umgeformt

$$T = (F - 1)T_0 \quad (4.18)$$

mit P und T als Rauschleistung bzw. -temperatur des Bauteils. F wird häufig in Dezibel angegeben

$$F(\text{dB}) = 10 \log\left(1 + \frac{T}{T_0}\right) . \quad (4.19)$$

Für eine Reihenschaltung von Komponenten mit Rauschtemperatur T_i und Verstärkung G_i lässt sich die gesamte Rauschtemperatur wie folgt berechnen (Ulaby et al., 1981)

$$T = T_1 + \frac{T_2}{G_1} + \frac{T_3}{G_1 G_2} + \dots \quad (4.20)$$

Für das WARAM 2 setzt sich T_1 aus den Rauschbeiträgen von Hohlleiterisolator und 1. Verstärker zusammen (Abbildung 4.1). T_2 beinhaltet Beiträge von Bandpass und Mischer und G_1 ist die Verstärkung des 1. Verstärkers. Man sieht schon, dass vor allem die Komponenten bis zum 1. Verstärker besonders rauscharm sein müssen. Der 1. rauscharme Verstärker des WARAM 2 hat eine Rauschzahl von 3.6 dB und der Hohlleiterisolator 0.3 dB Verlust. Mit Gleichung (4.19) ergeben sich Werte von 2.29 bzw. 1.07. Gleichung (4.18) liefert dann eine Rauschtemperatur von

$$T_1 = (2.29 + 1.07 - 1) \cdot 290 \text{ K} = 684 \text{ K} \quad (4.21)$$

Schon die nächste Stufe trägt erheblich weniger bei,

$$T = 684 + \frac{2900}{10000} + \dots = 684.29 + \dots \quad (4.22)$$

wenn Bandpass und Mischer um 10 dB dämpfen. Vergleicht man diesen errechneten Wert mit den Messwerten aus Abbildung 4.2, so zeigt sich eine gute Übereinstimmung. Die gemessenen Systemrauschetemperaturen liegen im Bereich von 690–700 K.

Das Instrument auf Spitzbergen besitzt einen 1. Verstärker mit einer Rauschzahl von 2.6 dB. Damit berechnet man eine Rauschtemperatur von 238 K, was auch sehr gut zu den gemessenen Werten passt. Dieses Radiometer rauscht also wesentlich weniger, die Grenzempfindlichkeit (Gleichung (4.9)) ist kleiner. Man muss, um vernünftige Spektren zu erhalten, nicht so lange integrieren. Deshalb empfehle ich einen Austausch des 1. Verstärkers beim WARAM 2, es gibt Verstärker bis zu einer Rauschzahl von 1.9 dB. Dieser Verstärker würde die Integrationszeit deutlich verkürzen, da die Rauschtemperatur linear in Gleichung (4.9) eingeht und quadratisch in die Messzeit, könnte man Messzeit gewinnen.

4.3 Totalpowermessung

Mit der Totalpowermessung ist es möglich, die absolute Rauschleistung und die Helligkeitstemperatur eines atmosphärischen Signals zu bestimmen. Voraussetzungen sind ein linearer Zusammenhang zwischen atmosphärischer Temperatur (siehe Gleichung (4.16)) und detektierter Rauschleistung und die Vernachlässigung von Verstärkerschwankungen. Das Signal am Ausgang des Gerätes setzt sich zusammen aus dem Eigenrauschen des Empfängers $P_{\text{Empfänger}}$ und dem verstärkten Signal $G \cdot T_i$, das die Antenne empfängt. Zur Kalibration des atmosphärischen Signals wird es mit zwei Signalen mit bekannten Temperaturen verglichen. Man misst nacheinander die kalte Last, die warme Last und die Atmosphäre in Intervallen gleicher Länge und erhält folgende Messwerte

$$P_{\text{hot}} = P_{\text{Empfänger}} + G \cdot T_{\text{hot}} \quad (4.23)$$

$$P_{\text{cold}} = P_{\text{Empfänger}} + G \cdot T_{\text{cold}} \quad (4.24)$$

$$P_{\text{atmo}} = P_{\text{Empfänger}} + G \cdot T_{\text{atmo}} \quad (4.25)$$

Mit diesen drei Messungen können Eigenrauschleistung $P_{\text{Empfänger}}$ und der Verstärkungsfaktor G eliminiert werden und man erhält für die gesuchte atmosphärische Temperatur T_{atmo}

$$T_{\text{atmo}} = (T_{\text{hot}} - T_{\text{cold}}) \cdot \frac{P_{\text{atmo}} - P_{\text{cold}}}{P_{\text{hot}} - P_{\text{cold}}} + T_{\text{cold}} \quad (4.26)$$

Die Strahlungstemperaturen T_{hot} und T_{cold} werden mit Gleichung (4.4) aus den bekannten physikalischen Temperaturen der Absorber auf Raum- bzw. Flüssigstickstofftemperatur berechnet. Strahlungs- und physikalische Temperaturen liegen im relevanten Wellenlängenbereich (22 GHz) sehr nahe zusammen.

In Abbildung 4.4 ist die Kalibration einer Totalpowermessung noch einmal schematisch dargestellt.

Abbildung 4.5 zeigt das Ergebnis einer Totalpowermessung in Mérida. Im linken Teil sind die AOS Zählraten der drei Messungen der warmen Last, der kalten Last und der Atmosphäre dargestellt jeweils mit einer Integrationszeit von 6 Sekunden. Man sieht, dass die Werte für die Atmosphäre auch unterhalb der Messung der kalten Last liegen können. Das rechte Bild zeigt das Ergebnis der Totalpowerrechnung 4.26, ein atmosphärisches Spektrum im Bereich der 22 GHz Wasserdampflinie. Der stratosphärische Anteil der Wasserdampflinie bei 22.235 GHz ist aber bei einer so kurzen Integrationszeit nicht zu erkennen, er verschwindet im Rauschen.

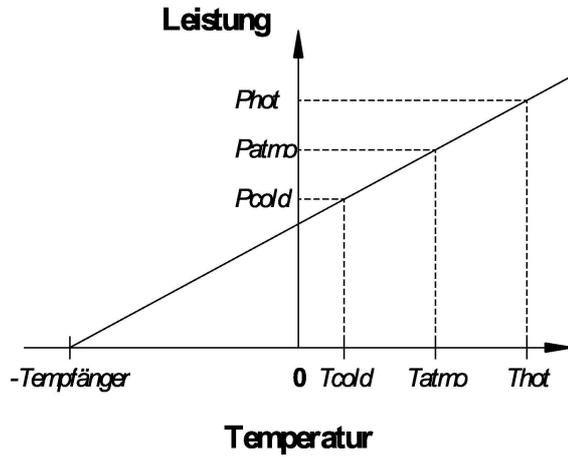


Abbildung 4.4: Kalibrierung der gemessenen atmosphärischen Temperatur T_{atmo} mit der Totalpowermethode

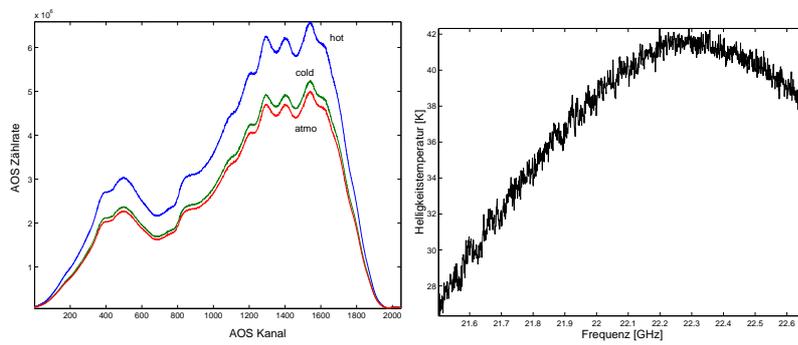


Abbildung 4.5: Einzelne Totalpowermessung in Mérida vom 2.04.2004, Integrationszeit 6 Sekunden. Links: Zählraten des Spektrometers, rechts: Frequenzkalibriertes Spektrum

Beide Radiometer können zusätzlich Messungen nach dem Referenzstrahlverfahren durchführen (siehe zum Referenzstrahlverfahren eine Beschreibung in Lindner (2001) und Parrish et al. (1988)). Dieses Verfahren bietet Vorteile, indem Nichtlinearitäten und der Einfluss der Troposphäre minimiert werden. Es wird jedoch sehr schwierig, verschiedene Messwerte zusammenzufassen und überhaupt vernünftige stratosphärische Wasserdampfprofile auszuwerten

(Lindner, 2001). Deshalb werden im Moment mit beiden Instrumenten Totalpowermessungen durchgeführt.

4.4 Die Kalibration der kalten Last

Bei einer Totalpowermessung ist es sehr wichtig, die genaue Temperatur der kalten Last zu kennen, da sie direkt als Summand in Gleichung (4.26) eingeht und ein Fehler in der Temperatur die Spektren linear um diesen Fehler verschiebt. Um die mögliche Messzeit zu verlängern wird der Dewar, der den Absorber in flüssigem Stickstoff enthält, mit einem Deckel verschlossen. Dieser Deckel muss annähernd transparent im gemessenen Frequenzbereich sein. Früher wurde Styropor benutzt, im Moment wird ein Deckel aus speziellem geschlossenzelligem Schaum benutzt (Emerson & Cuming PP-2), der fast keine Dämpfung aufweist. Die Strahlungstemperatur der kalten Last wird durch die Absorption und Emission des Deckels beeinflusst. Beim Styropordeckel wurde die Temperatur des flüssigen Stickstoffs von 77.4 K auf über 100 K erhöht (Hook, 2000). Durch eine Kalibrationsmessung einmal mit und einmal ohne Deckel und unter der Annahme, dass die Systemrauschktemperatur bei beiden Messungen konstant geblieben ist, kann der Einfluss des Deckels und die wirkliche Strahlungstemperatur der kalten Last berechnet werden (Wohltmann, 2001). Bestimmt man mit diesem Verfahren die Strahlungstemperatur bei den neuen Deckeln, so beobachtet man auch Werte unter 77.4 K, was eigentlich nicht möglich ist: Absorbiert der Deckel im Bereich von 22 GHz, so sollte er auch abstrahlen und da seine Temperatur zumindest an der Oberseite größer als 77.4 K ist eine höhere Temperatur liefern. Deshalb war es notwendig, den Einfluss des Deckels genauer zu bestimmen und zwar mit Hilfe eines Vergleiches von relativen Schwankungen von Zählraten mit und ohne Deckel gemessen. In Abbildung 4.6 sind die Unterschiede zwischen den Kalibrationsmessungen mit Deckel und ohne Deckel gezeigt. Es werden jeweils Spektren der kalten und der warmen Last aufgenommen. Zum Vergleich wurde die relative Abweichung der Zählraten der Messungen mit und ohne Deckel $(P_{\text{mitDeckel}} - P_{\text{ohneDeckel}})/P_{\text{ohneDeckel}}$ berechnet. Im einfachsten Fall sollte sich die Änderung der warmen Last um die Nulllinie bewegen und die gemessene Leistung der kalten Last sollte sich mit Deckel deutlich erhöhen – falls der Deckel einen Einfluss zeigt. Falls eine leichte Drift in den Messungen vorliegt,

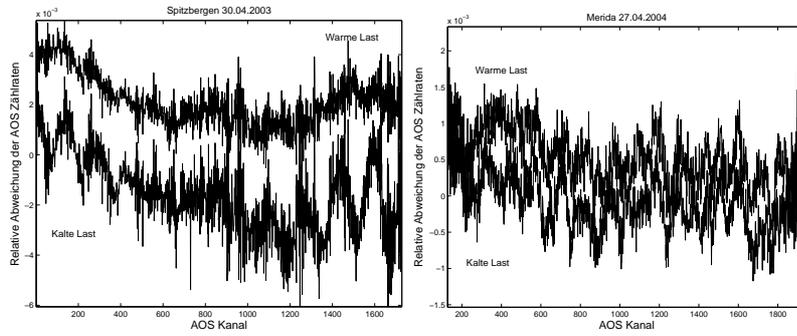


Abbildung 4.6: Vergleich der detektierten Zählraten mit Deckel und ohne Deckel in Ny-Ålesund und Mérida. Gezeigt ist die relative Abweichung $(P_{\text{mitDeckel}} - P_{\text{ohneDeckel}}) / P_{\text{ohneDeckel}}$ der Leistungen mit Deckel und ohne für Messungen der kalten und der warmen Last.

sollten sich die Werte von kalter und warmer Last in die gleiche Richtung bewegen plus den Einfluss des Deckels bei der kalten Last. In beiden Fällen in Abbildung 4.6 ist jedoch die relative Änderung bei der warmen Last größer als bei der kalten Last. Der Einfluss des Deckels ist also so gering, dass er auf diese Weise nicht gemessen werden kann. Daher wird als Temperatur der kalten Last die umgerechnete (Gleichung (4.4)) physikalische Temperatur des flüssigen Stickstoffs angenommen. Das Messfenster in Mérida besteht ebenfalls aus dem gleichen Material wie der Deckel. Aufgrund der obigen Untersuchung kann der Einfluss des Messfensters auf die Messung vernachlässigt werden. Sowohl bei Deckel und Messfenster gab es keine Hinweise darauf, dass Stehwellen (Abschnitt 4.5) verursacht würden.

Beim WARAM 2 in Mérida muss bei der Bestimmung der Temperatur der kalten Last noch der hochgelegene Standort des Instrumentes berücksichtigt werden. Mit abnehmendem Luftdruck sinkt die Siedetemperatur des Stickstoffs. Bei 4765 m ist der Effekt deutlich zu sehen. Beim Einfüllen wurden die Werte in Tabelle 4.1 gemessen. Sie sind sehr stabil und darum wird ein Mittelwert von $\bar{T} = 73.30 \text{ K}$ als Temperatur angenommen.

Der flüssige Stickstoff für den Messbetrieb des WARAM in Ny-Ålesund wird mittels eines Stickstoffverflüssigers vor Ort hergestellt. Wie Messungen von Lindner (2001) zeigen, ist er mit Sauerstoff verunreinigt. Die Temperatur beim Befüllen des Dewars beträgt schon 79 K, also 1.6 K mehr als auf Mee-

Datum (2004)	31.03.	27.04.	28.04.	30.04.	1.05.	2.05.	4.05.
Temperatur	73.37	73.31	73.33	73.27	73.27	73.26	73.31

Tabelle 4.1: Temperatur des flüssigen Stickstoffs in Mérida

reshöhe in Ny-Ålesund zu erwarten wäre. Durch Verdampfen des flüssigen Stickstoffs erhöht sich der Sauerstoffgehalt im Dewar während des Betriebs und die Temperatur des Gemisches steigt auf ungefähr 83 K an. Da die Temperatur nicht im Betrieb gemessen wird ergibt sich ein Fehler in der Temperatur der kalten Last. Zur Auswertung der Spektren wird eine mittlere Temperatur von $\bar{T} = 81 \pm 2$ K angenommen. Der daraus entstehende Fehler bei der Bestimmung von Wasserdampfprofilen wird in Abschnitt 5.7.2 abgeschätzt.

4.5 Stehwellen

Die Beiträge des Messgerätes zum atmosphärischen Signal werden die Baseline des Instrumentes genannt. Dazu zählen die Einflüsse – auch frequenzabhängig – von Bauteilen wie Mischer, Bandpässe oder auch Verstärker auf das Signal. Während eines Messintervalls, das nicht zu lange dauern darf, werden diese Einflüsse als konstant angesehen. Betrachtet man die Berechnung eines Totalpowerspektrums nach Gleichung (4.26) so erkennt man, dass Einflüsse, die sich zu den gemessenen Leistungen dazuaddieren, durch die Rechnung eliminiert werden. Viel größere Probleme bereitet die Ausbildung sogenannter Stehwellen in den Spektren, die eine Auswertung ungemein erschweren.

Durch Vielfachreflexionen an planparallelen Flächen in der Quasioptik¹ oder an Diskontinuitäten im Wellenwiderstand z. B. durch schlechte Anpassung von Bauteilen kommt es zu Interferenzen. Analog zu einem Fabry-Pérot-Interferometer (FPI) (Demtröder, 1999) bilden sich frequenzabhängig Maxima und Minima im Signal aus. Dem Signal ist eine sinusförmige Störung überlagert, da die Transmissionskurve eines FPI periodisch ist. Aus der Länge der

¹ Mit Quasioptik wird der Teil des Instruments bezeichnet, in dem die elektromagnetische Strahlung mit Hilfe optischer Komponenten wie Spiegel oder Linsen geführt wird; beim Wasserdampfradiometer also vom Empfangsspiegel bis zum Horn.

Periode Π lässt sich die Länge d des Resonators bestimmen

$$d = \frac{c}{2 \cdot \Pi} \quad (4.27)$$

mit c der Lichtgeschwindigkeit. In Abbildung 4.7 ist ein Wasserdampfpektrum mit einer nicht unterdrückten Stehwelle gezeigt, damit ist auch der Begriff Stehwelle anschaulich gemacht. Die Amplitude der dem Signal aufgeprägten Wellenform beträgt fast 5 K. Bei einer Stärke der Wasserdampflinie von maximal 0.5 K wird so eine Messung unmöglich.

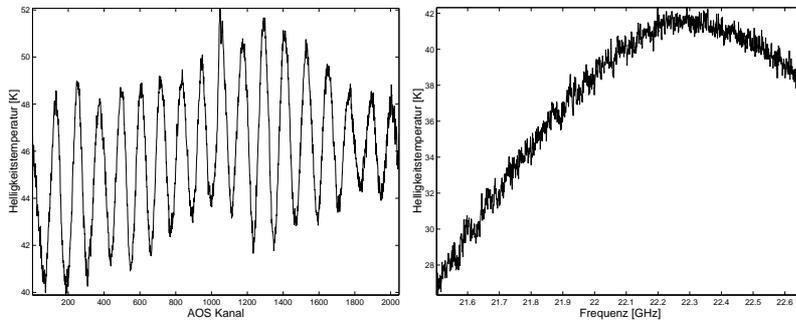


Abbildung 4.7: Vergleich einer Messung ohne Weglängenmodulator (links) und mit Weglängenmodulator (rechts)

Durch Veränderung der Resonatorlänge d im quasioptischen Teil des Gerätes lässt sich die Stehwelle verringern. In beiden Wasserdampfradiometern wird der Empfangsspiegel mit Hilfe eines doppelten Exzenters periodisch hin und her bewegt (Weglängenmodulator WLM). Damit kann die Stehwelle unter 0.5 K Amplitude verkleinert werden. Abbildung 4.8 zeigt den Weglängenmodulator des WARAM 2. Der komplette drehbare Spiegel ist mit Antrieb auf einer Verschiebeschiene befestigt und wird über einen Exzenter durch einen Elektromotor mit einer Frequenz von 2 Hz angetrieben. Kritisch ist dabei die Einstellung der Auslenkung, da nur die richtige Auslenkung auch die gewünschte Stehwelle 'eliminieren' kann. Eine optimale Einstellung hat sich bei dem benutzten System als nahezu unmöglich erwiesen und so können die Stehwellen nicht vollständig unterdrückt werden. Jede gewählte Auslenkung des Weglängenmodulators kann auch nur eine spezifische Frequenz einer Stehwelle unterdrücken. Bei einer Überlagerung von Stehwellen verschiede-

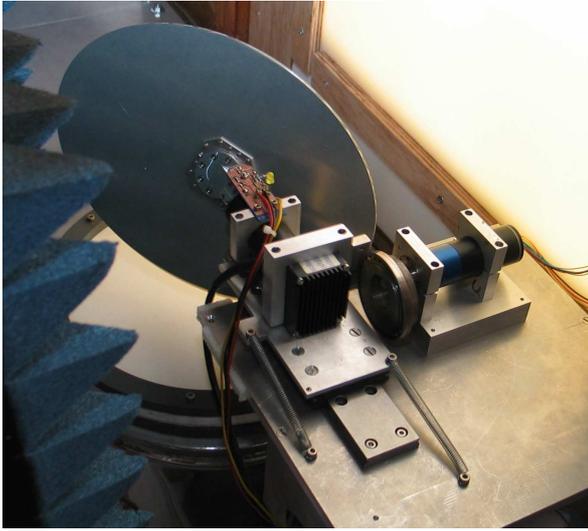


Abbildung 4.8: Der drehbare Empfangsspiegel des WARAM 2 mit Weglängenmodulator auf der rechten Seite. Unter dem Spiegel ist der Dewar mit Deckel zu erkennen.

ner Frequenzen werden immer Reste im Spektrum zu beobachten sein. Da bei den Wasserdampfmessungen aufgrund der schwachen Spektrallinie die Auswertung durch die Stehwellen extrem erschwert wird, sollte über ein besseres Design des Weglängenmodulators nachgedacht werden.

Zur Auswertung der Spektren wird auf jeden Fall eine möglichst genaue Periodendauer der Stehwellen benötigt. Auf der linken Seite von Abbildung 4.7 befinden sich über 1880 Kanäle hinweg 16 Perioden der Stehwelle. Mit einer Bandbreite des Spektrometers von 1.432 GHz bei 2048 Kanälen berechnet man eine Periodendauer der Stehwelle von 0.086 GHz. Eine Fouriertransformation des gleichen Spektrums ergibt eine Periodendauer von 0.0895 GHz. Aus der gefundenen Periode kann man nun mit Gleichung (4.27) die Resonatorlänge bestimmen und damit die Herkunft der Stehwelle. Die Resonatorlänge beträgt 1743 mm bzw. 1675 mm. Der Abstand von der kalten Last bis zum Horn beträgt 1642 mm und von der warmen Last bis zum Horn 1370 mm. Das Horn selbst ist 234 mm lang. Hinter dem Horn befindet sich in 44 mm Entfernung der Übergang vom Hohlleiter zum Wellenleiter. Insgesamt ergibt dies eine Länge von 1648 mm von der warmen Last bis zum Wellenleiter. Diese Entfernung liegt also im Bereich der berechneten Resonatorlänge. Findet ein Übergang in

der Impedanz schon im Horn selbst statt, so findet man den Resonator eher bei der kalten Last (1642 mm + x mm). Auf jeden Fall sollte versucht werden, beide Absorber zu verändern, so dass Reflexionen erschwert werden.

Durch die große Resonatorlänge und der entsprechend Gleichung (4.27) kleinen Periode können die Stehwellen in der Quasioptik gut identifiziert werden. Stehwellen in der Zwischenfrequenzkette (z. B. ausgelöst durch Verstärkerschwankungen oder Nichtlinearitäten) können durch kleine Resonatorlängen und große Perioden sehr viel schwerer bestimmt werden, da im Spektrum dann nur z. B. eine halbe Periode vorhanden ist. Die Identifizierung und Unterdrückung solcher Stehwellen ist ausführlicher in Lindner (2001) und älteren Arbeiten der RAM-Gruppe beschrieben. In Kapitel 6 wird die Behandlung der Stehwellen in der Auswertung der Spektren näher erläutert.

4.6 Allan Varianz

Die Messung der Allan Varianz ist ein nützliches Instrument zur Charakterisierung eines Radiometers (Schieder und Kramer, 2001). Die Allan Varianz wurde von Barnes und Allan (1964) eingeführt und beschreibt die Stabilität eines Messsystems. Sie vergleicht kurzfristige Schwankungen im detektierten Signal wie thermisches Rauschen von Bauteilen mit längerfristigen Schwankungen. Die längerfristige Drift des Systems kann z. B. durch Schwankungen der Verstärkung, durch Spannungsschwankungen oder auch Temperaturänderungen entstehen. Die kurzfristigen Schwankungen können durch eine Erhöhung der Integrationszeit reduziert werden (Gleichung (4.9)), die langfristigen jedoch nicht, da sie keinen statistischen Charakter haben. Um mit der Allan Varianz das System mit Spektrometer beschreiben zu können, muss vorausgesetzt werden, dass alle Kanäle sich in einem statistischen Sinn identisch verhalten (Schieder und Kramer, 2001). Es sollen also keine Unterschiede zwischen verschiedenen Frequenzen auftreten. Dies wird nicht immer der Fall sein und so muss man die Allan Varianz für alle Kanäle betrachten.

Das System detektiert ein Signal $s(t)$ in einem Kanal des Spektrometers integriert über ein Intervall T

$$x(T, t) = \frac{1}{T} \int_{t-T}^t s(t) dt. \quad (4.28)$$

Die Standard Definition der Varianz von Allan lautet mit $\langle \dots \rangle$ als Erwartungswert

$$\sigma_A^2(T) = \frac{1}{2} \langle (x - \langle x \rangle)^2 \rangle \quad (4.29)$$

zu einer Integrationszeit T . In der Praxis bestimmt man die Varianz immer für einen endlichen Datensatz der Länge N und erhält folgende Allan Varianz

$$\sigma_A^2(T) = \frac{1/2}{N-1} \sum_{n=1}^N (x_n - \bar{x})^2 \quad (4.30)$$

mit

$$\bar{x} = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N x_n . \quad (4.31)$$

Die Allan Varianz (4.30) muss nun für verschiedene Integrationszeiten T bestimmt werden. Da dazu sehr viele und auch lange Messungen notwendig sind, misst man nur kurze Intervalle von z. B. $t = 1$ s und bildet daraus sukzessive M Messintervalle der Länge $T = k \cdot t$

$$X_k(i) = \frac{1}{k} \cdot \sum_{j=1}^k x[(i-1) \cdot k + j] \quad i = (1, \dots, M) . \quad (4.32)$$

Aus 20000 Messungen der Dauer $t = 1$ s lassen sich so 200 Messungen der Dauer $T = 100$ s jeweils als Mittelwert über 100 Messungen erzeugen. Es dürfen nicht zu viele Messungen zusammengefasst werden, da sonst die Anzahl zur statistischen Betrachtung nicht mehr ausreicht. So können für Integrationszeiten von 1 bis 200 Sekunden die Allan Varianzen berechnet werden und zwar für jeden Kanal.

Die Allan Varianz wird nun doppelt logarithmisch gegen die Integrationszeit aufgetragen und man erhält den »Allan-plot« in Abbildung 4.9. Für das WARAM 2 wurde die Allan Varianz in 26000 Einzelmessungen jeweils für die kalte und die warme Last bestimmt. Die Varianz der warmen Last liegt höher durch den größeren Pegel und die dadurch bedingten größeren Schwankungen. Die Periodizität der Varianz der kalten Last bei größeren Integrationszeiten

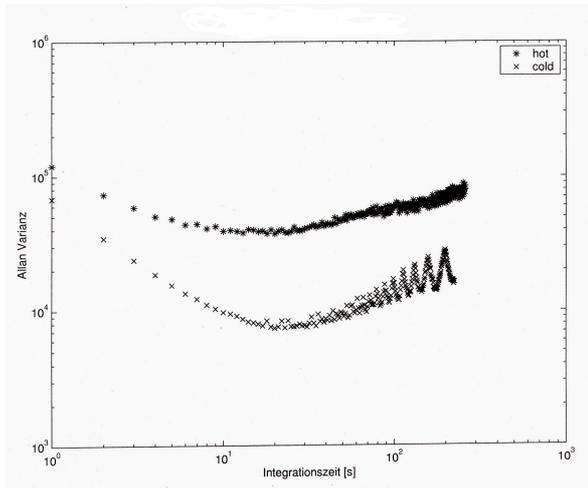


Abbildung 4.9: Mittelwert der Allan Varianz über mehrere Kanäle für das Radiometer (WARAM 2), gemessen für kalte und warme Last

deutet auf eine zeitabhängige Stehwelle im Messsystem hin. Beide Messungen zeigen eine Abnahme der Varianz bis zu einem Minimum und anschließend einen Anstieg. Die Abnahme links vom Minimum zeigt die Verminderung des weißen Rauschens, also die Abnahme der kurzfristigen Schwankungen mit zunehmender Integrationszeit. Rechts vom Minimum dominieren dann die langfristigen Schwankungen durch die Drift des Instruments. Im Minimum sind beide Effekte gleich groß. Für die interessanten Kanäle (300–1700) des WARAM 2 liegt das Minimum zwischen 20 und 30 Sekunden, ähnlich wie bei dem Gerät auf Spitzbergen.

Bei Messungen sollte die Integrationszeit immer links vom Minimum liegen, damit die Störungen durch die Gerätedrift minimiert werden. Das weiße Rauschen kann durch Mittelung mehrerer Messungen weiter verkleinert werden. Die Dauer einer Totalpowermessung (Abschnitt 4.3) – also Messung der 3 Phasen warm, kalt und Atmosphäre – sollte unter 25 s liegen. Bei beiden Wasserdampfradiometern wurde eine Integrationszeit von je 6 s für jede Phase gewählt – 18 s plus die Spiegelstellzeit. Da die Spiegel recht groß sind und deswegen die Stellzeiten nicht zu klein, verliert man bei zu kurzen Integrationszeiten wiederum Messzeit. Berücksichtigt man noch die Totzeit zwischen

den Messungen, so ergeben sich nach Schieder und Kramer (2001) optimale Integrationszeiten pro Phase zwischen 4 und 7 Sekunden.

Die obige Berechnung der Allan Varianz gilt nur für das Messgerät selbst. Man kann sie auch für das gesamte System aus Gerät und Atmosphäre bestimmen. Das muss für das Gerät in Mérida noch durchgeführt werden. Durch starke atmosphärische Variationen wird die optimale Integrationszeit kleiner. Die Messbedingungen in Mérida sind stark von der Jahreszeit abhängig (Abschnitt 3.7) und somit wahrscheinlich auch die optimalen Integrationszeiten.

4.7 Bilder



Abbildung 4.10: Das Frontend des WARAM 2: links der fokussierende Spiegel und das Empfangshorn darunter die Stromversorgung und Steuerung, rechts die Halterung für die warme Last und unten der Dewar für den flüssigen Stickstoff

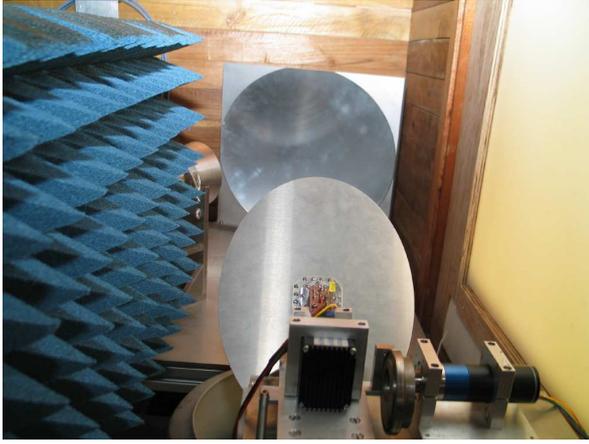


Abbildung 4.11: Im Vordergrund der drehbare Spiegel mit Weglängenmodulator, links davon die warme Last und rechts davon das Messfenster; im Hintergrund der fokussierende Spiegel



Abbildung 4.12: Der fokussierende Spiegel und das Empfangshorn mit der Mikrowellenelektronik

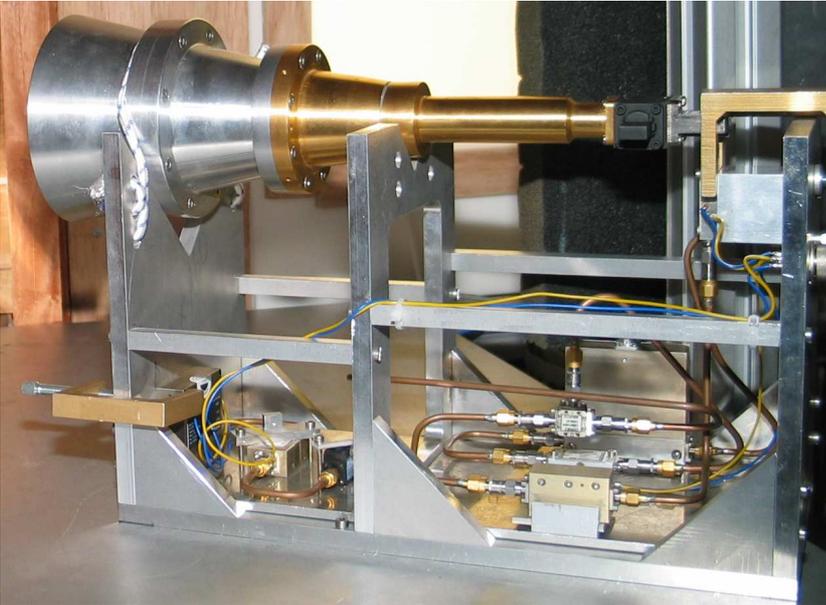


Abbildung 4.13: Horn mit Mikrowellenelektronik: im linken Teil ist der Zweig für den Lokaloszillator untergebracht, im rechten Teil die Verstärker und der Mischer. Von dieser Empfangseinheit aus wird das Signal zum Spektrometer geleitet.

5 Spektrallinie und Retrieval

In diesem Kapitel wird gezeigt, wie man aus den mit den Wasserdampfadiometern gemessenen Spektrallinien mit Hilfe der Optimal Estimation Methode ein stratosphärisches Wasserdampfprofil bestimmen kann. Aufgrund der schwachen Spektrallinie ist die Korrektur von Geräteinflüssen der entscheidende Schritt in der Inversion der Wasserdampfspektren.

5.1 Die 22 GHz Spektrallinie des Wasserdampfs

Die Spektrallinie des Wasserdampfmoleküls bei 22.235 GHz entsteht durch Übergänge zwischen zwei verschiedenen Rotationszuständen des Moleküls. Die Energie der verschiedenen Rotationszustände ist quantisiert und so werden beim Übergang von E_a nach E_b , $E_a > E_b$, Photonen der Energie

$$\nu = \frac{E_a - E_b}{h} \quad (5.1)$$

emittiert, h ist das Planck'sche Wirkungsquantum. Um mit einem elektromagnetischen Wellenfeld in Wechselwirkung treten zu können, muss das Molekül ein Dipolmoment besitzen, das beim Wassermolekül gegeben ist (Janssen, 1993).

Beim Wassermolekül bilden die beiden Wasserstoffatome mit dem Sauerstoffatom eine Winkel von 105° . Das dreiatomige Molekül besitzt 9 Freiheitsgrade. Diese lassen sich aufteilen in 3 Freiheitsgrade für die Schwerpunktsbewegung, 3 für die Rotation des Moleküls und 3 Schwingungsfreiheitsgrade. Das H_2O -Molekül bildet durch seine Form ein unsymmetrisches Kreiselmolekül, bei dem alle drei Hauptträgheitsmomente verschieden sind (Haken und Wolf, 1992). Die Rotationsenergie des Wassermoleküls berechnet sich folgendermaßen

$$E_{\text{rot}} = \frac{L_x^2}{2\Theta_x} + \frac{L_y^2}{2\Theta_y} + \frac{L_z^2}{2\Theta_z} \quad (5.2)$$

mit den Trägheitsmomenten Θ_i in die Richtung der Hauptträgheitsachsen und den Drehimpulsen $L_i = \Theta_i\omega$. Für Moleküle mit zwei gleichen Trägheitsmomenten können die Energieeigenwerte und Eigenfunktionen geschlossen bestimmt werden. Sie sind zu $J(J+1)\hbar$ proportional, wobei J größer oder gleich Null und ganzzahlig ist. Eine weitere Quantenzahl M , $-J \leq M \leq J$, beschreibt die Komponente des Drehimpulsoperators entlang einer festen Richtung, wird aber nur z. B. in einem Magnetfeld relevant. Die dritte Quantenzahl K , $-J \leq K \leq J$, beschreibt die Projektion des Drehimpulses auf die Symmetrieachse des Moleküls und geht mit K^2 in die Energieeigenwerte ein.

Da beim H_2O -Molekül keine Richtung ausgezeichnet ist, ist keine der Hauptdrehimpulsrichtungen quantisiert und die Berechnung der Energieeigenwerte wird schwierig. Man führt einen Asymmetrieparameter ein zwischen -1 für prolate und $+1$ für oblate Symmetrie und kann die Energieniveaus auf die Quantenzahlen von J und die zwei Werte von $|K|$ zurückführen; sie werden als K_{+1} und K_{-1} bezeichnet. Der Übergang des Wasserdampfmoleküls bei 22.235 GHz findet zwischen den Energieniveaus mit den Quantenzahlen ($J = 6, K_{-1} = 1, K = 6$) für das obere und ($J = 5, K_{-1} = 2, K = 3$) für das untere Energieniveau statt (Janssen, 1993). Die Eigenschaften der Spektral-

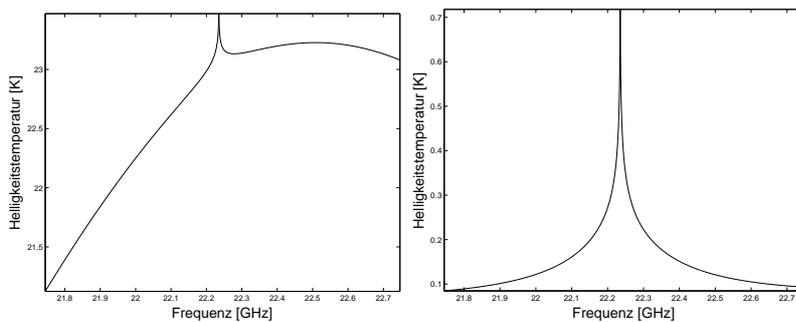


Abbildung 5.1: Wasserdampfspektrallinie bei 22.235 GHz berechnet für ein typisches Wasserdampfprofil in Ny-Ålesund. Im linken Bild ist die Beobachtungshöhe auf Meeresspiegel in Ny-Ålesund, im rechten Bild ist die Beobachtungshöhe 15.5 km, man sieht praktisch die stratosphärische Emission.

linie und ihre Beeinflussung durch die Atmosphäre werden in den folgenden Abschnitten 5.2 und 5.3 beschrieben.

Die Abbildung 5.1 zeigt zwei Beispiele für die Spektrallinie in Ny-Ålesund. Die Linien wurden mit dem Vorwärtsmodell von Wohltmann (2002) für ein typisches Wasserdampfprofil berechnet und unterscheiden sich in der Beobachtungshöhe. Links ist die Linie gezeigt, wie sie am Erdboden beobachtet wird, das rechte Bild zeigt die Linie in 15.5 km Höhe, unbeeinflusst von troposphärischem Wasserdampf. Wie die Form der Spektrallinien zu Stande kommt, wird in Abschnitt 5.3 erläutert.

5.2 Strahlungstransfer

Die Strahlung, die das Radiometer empfängt, wird auf dem Weg durch die Atmosphäre von dieser beeinflusst. Es kann zu Absorption, Emission und auch Streuung von Strahlung kommen. Bei der beobachteten Wasserdampflinie mit einer Wellenlänge von 13 mm kann die Streuung sicherlich im Allgemeinen vernachlässigt werden.

Man betrachtet den Durchgang von Strahlung der Intensität I_ν durch ein homogenes Medium (Janssen, 1993). Die Intensität I_ν gibt die Strahlungsleistung pro Frequenzintervall und Raumwinkel an, die durch eine Einheitsfläche fließt. Ihre Einheit ist $\text{W/m}^2 \text{ Hz sr}$, wie bei der spektralen Strahlungsdichte B_ν in Abschnitt 4.1.1. Im Vakuum erzeugt ein schwarzer Strahler mit der Helligkeit B_ν eine Strahlungsleistung I_ν . In einer Schicht des Mediums der Dicke dz wird die einfallende Strahlung I_ν unter Vernachlässigung der Streuung beeinflusst

$$\frac{dI_\nu}{dz} = -\alpha I_\nu + Q \quad (5.3)$$

indem Strahlung proportional zum Absorptionskoeffizienten α absorbiert wird (α setzt sich zusammen aus der Absorption aller Moleküle im betrachteten Frequenzbereich) und Strahlung durch den Quellterm Q addiert wird. Wenn man die Streuung vernachlässigt, beinhaltet der Quellterm nur die Emission. Unter der Annahme eines thermischen Gleichgewichts in der Schicht dz liefert das Kirchhoff'sche Gesetz die Übereinstimmung von Emissivität und Absorptionsvermögen und der Quellterm lässt sich als

$$Q = \alpha B_\nu(T) \quad (5.4)$$

schreiben. Damit lautet die Gleichung 5.3 für den differentiellen Strahlungstransfer

$$\frac{dI_\nu}{dz} = -\alpha I_\nu + \alpha B_\nu(T) . \quad (5.5)$$

Führt man nun noch die Opazität oder auch »optische Dicke« der Atmosphäre ein, das Integral des Absorptionskoeffizienten zwischen den Punkten z_1 und z_2 in der Atmosphäre

$$\tau(\nu, z) = \int_{z_1}^{z_2} \alpha(\nu, z) dz \quad (5.6)$$

so kann man Gleichung (5.5) integrieren und erhält die Strahlungstransfergleichung oder auch Schwarzschild Gleichung

$$I_\nu(z_0) = I_\nu(z_\infty) e^{-\tau(z_\infty)} + \int_{z_0}^{z_\infty} \alpha B_\nu(T) e^{-\tau} dz . \quad (5.7)$$

Dabei bezeichnet z_0 die Höhe, in der das Messgerät sich befindet und $I_\nu(z_\infty)$ die Intensität der Strahlung am oberen Rand der Atmosphäre, die ankommende kosmische Strahlung. Zur Berechnung des Strahlungstransfers im Modell muss man die Höhenabhängigkeit der Helligkeit $B_\nu(T)$ über die Temperatur und die Höhenabhängigkeit der Absorptionskoeffizienten berücksichtigen. Dies geschieht durch Zerlegung der Atmosphäre in diskrete Höhenschichten, in denen konstante Bedingungen angenommen werden (Lindner, 2001).

Benutzt man nun die Definition der Helligkeitstemperatur (Gleichung (4.5)) als Umskalierung der Intensität kann man die Schwarzschild Gleichung (5.7) umformen

$$T_B(z_0) = T_B(z_\infty) e^{-\tau(z_\infty)} + \int_{z_0}^{z_\infty} \alpha T_B(T) e^{-\tau} dz \quad (5.8)$$

so dass direkt die vom Radiometer gemessenen Größen angegeben werden.

5.3 Linienform und Absorptionskoeffizienten

Die Informationen über das Höhenprofil des Wasserdampfs sind in der Höhenabhängigkeit der Absorptionskoeffizienten enthalten. Sie setzen sich zusammen aus allen i Übergängen verschiedener Moleküle j im betrachteten Frequenzbereich

$$\alpha(\nu, z) = \sum_{i,j} \alpha'_{ij}(\nu, z) x_j(z) \quad (5.9)$$

mit α'_{ij} als Absorptionsquerschnitt und x_j als Volumenmischungsverhältnis für das betrachtete Molekül. Der Absorptionsquerschnitt ist das Produkt aus der Anzahldichte der Luft $n(z)$, der Linienstärke S und dem Linienformfaktor F

$$\alpha'_{ij}(\nu, z) = n(z) a_{ij} S_{ij}(z) F_{ij}(\nu, z) \quad (5.10)$$

wobei a_{ij} noch den Anteil des Isotops beschreibt, bei dem der Übergang stattfindet.

Die Linienform – also die Abhängigkeit der Intensität von der Frequenz – wird von der Heisenbergschen Unschärferelation für Energie und Zeit

$$\Delta E \Delta t \geq h \quad (5.11)$$

bestimmt (Haken und Wolf, 1996). Je kürzer die Lebensdauer des angeregten Zustandes ist, desto größer wird die Unschärfe in der Energie und damit der Frequenz. Der ungestörte Übergang eines Moleküls zwischen zwei Zuständen nach einer endlichen Zeit führt zur sogenannten natürlichen Linienbreite. Sie liegt für die Wasserdampflinie bei 22 GHz im Bereich von 10^{-5} Hz und hat bei Messungen keine Relevanz.

Ebenfalls eine Verbreiterung erfährt die Spektrallinie durch den Dopplereffekt. Durch die Eigenbewegung der Moleküle mit der Geschwindigkeit v kommt es zu einer Frequenzverschiebung

$$\Delta\nu = \nu_0 \left(1 \pm \frac{v}{c}\right) \quad (5.12)$$

mit c der Lichtgeschwindigkeit. Eine gaußförmige Geschwindigkeitsverteilung liefert entsprechend eine gaußförmige Linienverbreiterung in Abhängigkeit von Temperatur und Masse der Moleküle. Eine ausführliche Beschreibung des Formfaktors durch die Dopplerverbreiterung findet man in Wohltmann (2002) und Lindner (2001). Die Dopplerverbreiterung erreicht bei der Wasserdampflinie in etwa 75 km Höhe den Wert der Druckverbreiterung und dominiert dann in den darüberliegenden Höhen.

Den wesentlichen Beitrag zur Linienform der 22 GHz Wasserdampflinie liefert die Stoß- oder auch Druckverbreiterung. Die Lebensdauer der Zustände wird durch Stöße der Wassermoleküle mit den umgebenden Luftmolekülen verkürzt. Das führt nach Gleichung (5.11) wiederum zu einer Energieunschärfe und zu einer Verbreiterung der Spektrallinie. Bei der Wasserdampflinie muss auch die sogenannte Eigenverbreiterung berücksichtigt werden, die durch Stöße von Wassermolekülen untereinander verursacht wird, da vor allem in niedrigeren atmosphärischen Schichten große Mengen an Wasserdampf vorhanden sind. Je höher der Druck, desto kürzer ist die Zeit zwischen den Molekülstößen und desto geringer auch die Lebensdauer der Zustände. Eine druckverbreiterte Spektrallinie kann durch die van Vleck-Weißkopf Linienform beschrieben werden

$$F_C(\nu, \nu_0) = \frac{1}{\pi} \left(\frac{\nu}{\nu_0} \right)^2 \left(\frac{\gamma_C}{(\nu - \nu_0)^2 + \gamma_C^2} + \frac{\gamma_C}{(\nu + \nu_0)^2 + \gamma_C^2} \right) \quad (5.13)$$

mit dem Druckverbreiterungsparameter γ_C

$$\gamma_C = w(p - p_{\text{H}_2\text{O}}) \left(\frac{T}{T_0} \right)^x + w_s p_{\text{H}_2\text{O}} \left(\frac{T}{T_0} \right)^{x_s} . \quad (5.14)$$

Dabei steht der erste Summand von γ_C für die Druckverbreiterung durch Stickstoff und Sauerstoff und der zweite Summand für die Eigenverbreiterung durch Wasserdampf. Die Parameter w , x , w_s und x_s sind empirisch, T_0 bezeichnet eine Referenztemperatur, p den atmosphärischen Druck und $p_{\text{H}_2\text{O}}$ den Partialdruck des Wasserdampfs. Alle Parameter der Wasserdampflinie sind Janssen (1993), Liebe und Dillon (1969) und Mrowinski (1970) entnommen und bei Wohltmann (2002) zusammengefasst.

In der Nähe der Übergangsfrequenz ν_0 kann die van Vleck-Weißkopf Linienform zu einer Lorentz-Linienform, die auch die natürliche Linienbreite beschreibt, vereinfacht werden. Durch Faltung des Lorentzprofils mit dem Dopplerprofil entsteht ein sogenanntes Voigtprofil. Eine Kombination aus Voigt- und van Vleck-Weißkopf Profil wird hier zur Darstellung der Spektrallinie benutzt. Die Abbildung 5.1 zeigt zwei berechnete Wasserdampf-Spektrallinien aus verschiedenen Höhen. Man erkennt deutlich die starke Druckverbreiterung der am Boden beobachteten Linie (links) im Vergleich zur stratosphärischen Linie im rechten Teil von Abbildung 5.1.

Bei der Wasserdampflinie wird auch eine Verschiebung der Mittenfrequenz beobachtet, die proportional zum Druck ist und Druckverschiebung genannt wird. Die Frequenzverschiebung wird durch zwischenmolekulare Kräfte verursacht, die bei Molekülstößen wirken (Townes und Schawlow, 1975). Die Mittenfrequenz der van Vleck-Weißkopf Linienform ν_0 aus Gleichung (5.13) muss modifiziert werden

$$\nu'_0 = \nu_0 - \Delta\nu \quad (5.15)$$

wobei $\Delta\nu$ die Frequenzverschiebung beschreibt und durch den Exponenten x_s der Druckverbreiterung und durch den empirischen Druckverschiebungsparameter $d_{\text{H}_2\text{O}}$ bestimmt wird (Pickett, 1980)

$$\Delta\nu = d_{\text{H}_2\text{O}} p_{\text{H}_2\text{O}} \left(\frac{T}{T_0} \right)^{\frac{1}{4} + \frac{3}{2} x_s} . \quad (5.16)$$

Der Absorptionskoeffizient aus Gleichung (5.10) ist schließlich noch von der Linienstärke S abhängig. S ist proportional zur Besetzungswahrscheinlichkeit der Energieniveaus E_a und E_b . Eine ausführliche Beschreibung dazu findet sich bei Ingo Wohltmann (2002) der auch das folgende Modell (Abschnitt 5.3.1) der atmosphärischen Absorption für den Frequenzbereich um die Wasserdampflinie herum implementiert hat.

5.3.1 Vorwärtsmodell

Das Vorwärtsmodell berechnet den Strahlungstransfer von der Stratosphäre bis zum Beobachtungspunkt in einem Frequenzintervall um die Wasserdampflinie. Für diskrete Schichten der Atmosphäre werden zuerst die Absorptionskoeffizienten nach Abschnitt 5.3 berechnet und anschließend der Strahlungstransfer nach der Schwarzschild-Gleichung (5.7). Dabei muss noch ein Wasserdampfkontinuum berücksichtigt werden und die Linienflügel benachbarter Linien, vor allem ein Sauerstoffcluster bei 60 GHz. Die Anpassung des Kontinuums geschieht in Anlehnung an Liebe (1989) und die Anpassung der Linienflügel in Anlehnung an Cruz-Pol et al. (1998). Das im Messgerät empfangene Spektrum setzt sich aus den Beiträgen aus den unterschiedlichen Schichten zusammen. Mit abnehmender Höhe nimmt die Druckverbreiterung zu und führt schließlich zum beobachteten Spektrum in Abbildung 5.1.

5.4 Optimal Estimation Methode

Mit Hilfe der »Optimal Estimation Method« (nach Rodgers (2000, 2002)) kann aus dem gemessenen Spektrum ein Höhenprofil der Wasserdampfverteilung berechnet werden. Allgemein wird ein Zustand \mathbf{x} der Dimension m durch ein vektorwertiges Vorwärtsmodell F auf die Messung \mathbf{y} der Dimension n abgebildet. Der Messwert \mathbf{y} ist dabei mit einem Messfehler ϵ behaftet

$$\mathbf{y} = F(\mathbf{x}) + \epsilon. \quad (5.17)$$

Das gemessene Spektrum steckt in \mathbf{y} , \mathbf{x} enthält hauptsächlich das Wasserdampfprofil und das Vorwärtsmodell F beschreibt die Physik des Messvorgangs, also den Strahlungstransfer, aber auch Einflüsse des Messgerätes. Die Gleichung (5.17) muss invertiert werden. Um das Problem numerisch behandeln zu können, wird das eigentlich kontinuierliche Wasserdampfprofil diskretisiert und das Vorwärtsmodell um einen Referenzpunkt \mathbf{x}_0 linearisiert

$$\mathbf{y} - F(\mathbf{x}_0) = \frac{\partial F(\mathbf{x})}{\partial \mathbf{x}}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_0) + \epsilon = \mathbf{K}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_0) + \epsilon \quad (5.18)$$

oder nach geeigneter Wahl der Koordinaten bzw. des Linearisierungspunktes

$$\mathbf{y} = \mathbf{K}\mathbf{x} + \epsilon \quad (5.19)$$

mit $K_{ij} = \partial F_i(\mathbf{x})/\partial x_j$ als Gewichtsfunktionsmatrix. Ob das Problem über- oder unterbestimmt ist, hängt nun vom Rang der Matrix \mathbf{K} ab. Das Problem des Strahlungstransfers ist jedoch schlecht gestellt. Da mehr Messwerte als Hörschichten vorliegen, sind die Gleichungen überbestimmt, aber da die Zeilen von \mathbf{K} beinahe linear abhängig sind, ist das System wiederum unterbestimmt. Das kann zu großen Fehlern im Ergebnis führen. Die Zeilen k_i von \mathbf{K} haben die gleiche Dimension wie der Zustand \mathbf{x} . Hat nun \mathbf{K} den Rang p , also p linear unabhängige Zeilen, so bilden diese eine Basis des Raumes, der die Zustände \mathbf{x} enthält. Die restlichen $n - p$ Vektoren liegen orthogonal dazu. Nur die ersten p Komponenten des Zustandsvektors tragen zur Messung bei, alle anderen sind orthogonal dazu, tragen also nichts bei, sind nicht messbar. Sie liegen im sogenannten null-space oder auch Kern von \mathbf{K} . Damit der Fehler nicht zu groß wird, muss das Problem regularisiert werden. Man bestimmt wahrscheinliche Lösungen auf der Grundlage von schon vorhandenen Informationen über den gesuchten Zustand (Apriori-Informationen). Die Annäherung nach Bayes an das inverse Problem (Rodgers, 2000) soll im Folgenden kurz dargestellt werden.

Der Messfehler wird als gaußverteilt angenommen, was auch bei der Messung der Wasserdampflinie vernünftig ist. Er wird als eine Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion (*pdf* – probability density function) $P(y)$ dargestellt. Mit der Wahrscheinlichkeit $P(y)dy$ liegt der Messwert im Intervall $[y, y + dy]$. Die Gaußverteilung für einen Vektor

$$P(\mathbf{y}) \propto e^{-\frac{1}{2}(\mathbf{y}-\bar{\mathbf{y}})^T \mathbf{S}_y^{-1}(\mathbf{y}-\bar{\mathbf{y}})} \quad (5.20)$$

enthält die Kovarianzmatrix \mathbf{S}_y , deren Diagonalelemente die Varianzen der einzelnen Komponenten der Messung \mathbf{y} darstellen und die Nichtdiagonalelemente die Korrelation von Messfehlern beschreiben.

- $P(\mathbf{x})$ stellt die *pdf* der Apriori-Information dar, d.h. mit Wahrscheinlichkeit $P(\mathbf{x})d\mathbf{x}$ liegt \mathbf{x} vor der Messung im Intervall $[\mathbf{x}, \mathbf{x} + d\mathbf{x}]$. Gleiches gilt für $P(\mathbf{y})$ vor der Messung.
- $P(\mathbf{x}, \mathbf{y})$ kombiniert die Wahrscheinlichkeiten für beide Apriori Informationen, d.h. \mathbf{x} liegt in $[\mathbf{x}, \mathbf{x} + d\mathbf{x}]$ und gleichzeitig \mathbf{y} in $[\mathbf{y}, \mathbf{y} + d\mathbf{y}]$.

– $P(\mathbf{x}|\mathbf{y})$ misst die Wahrscheinlichkeit, dass bei einem festen \mathbf{y} die gesuchte Größe \mathbf{x} im Intervall $[\mathbf{x}, \mathbf{x} + d\mathbf{x}]$ liegt (gilt analog bei Vertauschung von \mathbf{x} und \mathbf{y}).

Die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion $P(\mathbf{y}|\mathbf{x})$ ist zu den Werten von $P(\mathbf{x}, \mathbf{y})$ proportional, als Funktion von \mathbf{y} gegeben ein \mathbf{x} , so dass $\int P(\mathbf{y}|\mathbf{x})d\mathbf{y} = 1$ normiert ist

$$P(\mathbf{y}|\mathbf{x}) = \frac{P(\mathbf{x}, \mathbf{y})}{\int P(\mathbf{x}, \mathbf{y})d\mathbf{y}} = \frac{P(\mathbf{x}, \mathbf{y})}{P(\mathbf{x})}. \quad (5.21)$$

Es gilt auch $P(\mathbf{x}|\mathbf{y}) = P(\mathbf{x}, \mathbf{y})/P(\mathbf{y})$ damit lässt sich $P(\mathbf{x}, \mathbf{y})$ eliminieren und man erhält den Zusammenhang zwischen der gesuchten Größe (dem Profil), gegeben die Messung, und den Apriori-Informationen zusammen mit der Vorwärtsrechnung bei gegebenem Profil (Bayes' Theorem)

$$P(\mathbf{x}|\mathbf{y}) = \frac{P(\mathbf{y}|\mathbf{x})P(\mathbf{x})}{P(\mathbf{y})}. \quad (5.22)$$

Auf diese Weise kann Gleichung (5.17) invertiert werden. Alle Wahrscheinlichkeiten werden nun als gaußverteilt dargestellt und logarithmiert, der Normalisierungsfaktor $P(\mathbf{y})$ wird nicht benötigt

$$-2 \ln P(\mathbf{y}|\mathbf{x}) = (\mathbf{y} - \mathbf{K}\mathbf{x})^T \mathbf{S}_\epsilon^{-1} (\mathbf{y} - \mathbf{K}\mathbf{x}) + c_1 \quad (5.23)$$

$$-2 \ln P(\mathbf{x}) = (\mathbf{x} - \mathbf{x}_a)^T \mathbf{S}_a^{-1} (\mathbf{x} - \mathbf{x}_a) + c_2. \quad (5.24)$$

Der Vektor \mathbf{x}_a stellt das Apriori-Profil dar und \mathbf{S}_a die dazugehörige Apriori-Kovarianzmatrix. \mathbf{S}_ϵ ist die Kovarianzmatrix für den Messfehler, die c_i sind Konstanten. Aus Bayes' Theorem 5.22 ergibt sich nun für das gesuchte Profil

$$-2 \ln P(\mathbf{x}|\mathbf{y}) = (\mathbf{y} - \mathbf{K}\mathbf{x})^T \mathbf{S}_\epsilon^{-1} (\mathbf{y} - \mathbf{K}\mathbf{x}) + (\mathbf{x} - \mathbf{x}_a)^T \mathbf{S}_a^{-1} (\mathbf{x} - \mathbf{x}_a) + c_3 \quad (5.25)$$

mit c_3 als Konstante. Diese quadratische Form in \mathbf{x} kann umgeschrieben werden als eine gaußverteilte Wahrscheinlichkeit mit dem gesuchten Erwartungswert $\hat{\mathbf{x}}$ und der Kovarianz $\hat{\mathbf{S}}$

$$-2 \ln P(\mathbf{x}|\mathbf{y}) = (\mathbf{x} - \hat{\mathbf{x}})^T \hat{\mathbf{S}}^{-1} (\mathbf{x} - \hat{\mathbf{x}}) + c_4. \quad (5.26)$$

Die Lösung für $\hat{\mathbf{x}}$ ergibt schließlich die Optimal Estimation Gleichung für den linearen Fall

$$\begin{aligned} \hat{\mathbf{x}} &= \mathbf{x}_a + \mathbf{S}_a \mathbf{K}^T (\mathbf{K} \mathbf{S}_a \mathbf{K}^T + \mathbf{S}_\epsilon)^{-1} (\mathbf{y} - \mathbf{K} \mathbf{x}_a) \\ &= \mathbf{x}_a + \mathbf{G} (\mathbf{y} - \mathbf{K} \mathbf{x}_a) \end{aligned} \quad (5.27)$$

mit \mathbf{G} als sogenannte Beitragsfunktionenmatrix. Man hat so das Maximum der Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion für den gesuchten Zustand gefunden. Das gleiche Ergebnis erreicht man auch, indem man gleichzeitig in Gleichung (5.25) die Abweichung des gesuchten Profils $\hat{\mathbf{x}}$ vom Apriori-Profil \mathbf{x}_a und die Abweichung der Vorwärtsrechnung $\mathbf{K} \mathbf{x}$ vom gemessenen Spektrum \mathbf{y} minimiert.

5.4.1 Auflösung und Fehler

Der Zusammenhang zwischen der geschätzten Lösung $\hat{\mathbf{x}}$ und dem wahren Profil \mathbf{x} lässt sich durch Kombination der Gleichungen (5.19) und (5.27) herstellen

$$\hat{\mathbf{x}} = \mathbf{x}_a + \mathbf{A}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_a) + \mathbf{G}\epsilon = (\mathbf{I} - \mathbf{A})\mathbf{x}_a + \mathbf{A}\mathbf{x} + \mathbf{G}\epsilon \quad (5.28)$$

mit $\mathbf{A} = \mathbf{G}\mathbf{K}$ als sogenannte Averaging Kernel Matrix und \mathbf{I} als Einheitsmatrix. Die geschätzte Lösung $\hat{\mathbf{x}}$ setzt sich zusammen aus einem Beitrag des Apriori-Profiles, einem Beitrag des wahren Profils und einem Beitrag durch Messfehler oder Fehler im Vorwärtsmodell. Bei einer idealen Inversion wäre die Averaging Kernel Matrix \mathbf{A} gleich der Einheitsmatrix und der Beitrag des Apriori-Profiles wäre gleich Null. Normalerweise sind die Zeilen von \mathbf{A} Funktionen mit einem Maximum im Bereich der Höhenschicht für die die Zeile steht. Die Halbwertsbreite des Peaks gibt die Höhenauflösung des Messsystems wieder. Typische Auflösungsfunktionen der Wasserdampfinversion sind in Abbildung 5.13 gezeigt. Ein ähnliches Ergebnis für die Höhenauflösung erhält man durch die reziproken Werte der Diagonalelemente von \mathbf{A} , welche die

Freiheitsgrade der Messung für die Höhenschicht angeben. Die Nichtdiagonalelemente der Averaging Kernel Matrix beschreiben, wie das wahre Profil durch die Messung geglättet wird. Die Summe der Elemente der Zeilenvektoren geben den Anteil der Apriori Information im Ergebnis an. Wenn die Summe im Bereich von 1 liegt, trägt das Apriori-Profil nur wenig bei. Die Averaging Kernel Matrix beschreibt die Sensitivität des Retrievals $\partial\hat{x}/\partial x$ auf den wahren Zustand. Die Gleichung (5.28) gibt auch eine Möglichkeit an, andere Messungen mit unseren zu vergleichen. Man erhält die geglättete Messung mit dem Apriori-Beitrag und der Höhenauflösung des Radiometers (Kapitel 7).

Für den Fehler im Profil durch die Glättung des Messverfahrens ergibt sich folgende Kovarianz

$$\mathbf{S}_s = (\mathbf{A} - \mathbf{I})\mathbf{S}_a(\mathbf{A} - \mathbf{I})^T. \quad (5.29)$$

Voraussetzung dafür ist allerdings, dass \mathbf{S}_a wirklich hinreichend genau bekannt ist, und eine Feinstruktur beschreibt, und nicht nur grob abgeschätzt wurde (Rodgers, 2000).

Den Fehler durch das Rauschen im gemessenen Spektrum beschreibt

$$\mathbf{S}_n = \mathbf{G}\mathbf{S}_e\mathbf{G}^T \quad (5.30)$$

und lässt sich direkt aus dem detektierten Rauschen bestimmen.

Schließlich tragen noch die Fehler im Vorwärtsmodell und die Fehler in den Parametern \mathbf{b} des Vorwärtsmodells zum Fehler im geschätzten Profil bei. $\mathbf{K}_b = \partial\mathbf{F}/\partial\mathbf{b}$ beschreibt die Reaktion des Vorwärtsmodells auf Variationen der Parameter, \mathbf{S}_b die Kovarianz zu \mathbf{b} . Man erhält als Kovarianz für die Parameterfehler

$$\mathbf{S}_p = (\mathbf{G}\mathbf{K}_b)\mathbf{S}_b(\mathbf{G}\mathbf{K}_b)^T. \quad (5.31)$$

Dieser Fehler lässt sich durch Störungen der einzelnen Parameter im Retrieval abschätzen, da die Elemente in Gleichung (5.31) schwer zu bestimmen sind. Einen Beitrag zu den Parameterfehlern liefern auch die Fehler in den spektroskopischen Parametern der Wasserdampflinien oder benachbarter Linien im Vorwärtsmodell, die häufig empirisch bestimmt werden müssen.

Wie die Inversionsroutine konkret implementiert wurde und wie die auftretenden Nichtlinearitäten im Modell berücksichtigt wurden, ist ausführlich in Wohltmann (2002, 2001) und Lindner (2001) dargestellt.

5.5 Retrieval von Wasserdampfprofilen

Zur Berechnung von Wasserdampfprofilen aus den gemessenen Spektren gibt es zwei Möglichkeiten. Die erste Möglichkeit ist die Inversion des vollen Spektrums über die ganze Bandbreite des Spektrometers hinweg. Für Ny-Ålesund bedeutet das eine Bandbreite von 1 GHz, für Mérida sind das 1.4 GHz. Abbildung 5.2 (oben) zeigt ein solches Spektrum, das in Ny-Ålesund gemessen wurde. Informationen zum Einfluss des troposphärischen Wasserdampfs sind im Spektrum selbst enthalten und müssen mit dem Vorwärtsmodell berechnet werden. Durch den exponentiellen Anstieg des Wasserdampfgehaltes bedingt, muss ein logarithmisches Retrieval stattfinden, welches wiederum die Bestimmung der Fehler im Retrieval sehr schwierig macht. Die Eigenverbreiterung und der Frequenzshift müssen ebenfalls im Vorwärtsmodell berücksichtigt werden. Invertiert werden Spektren mit einer Messzeit von ungefähr 1 Stunde. Es zeigt sich, dass für den Startwert der Inversion nicht das Apriori-Profil gewählt werden kann. Das Apriori-Profil für Ny-Ålesund ist aus mehreren hundert Sondenmessungen bestimmt worden und beschreibt die sehr trockenen Bedingungen dort. Wenn die Atmosphäre jedoch feuchter ist, konvergiert die Inversion nicht. Als Startwert wurde deswegen ein skaliertes Apriori-Profil gewählt. Der Skalierungsfaktor nimmt vom Boden aus beständig ab bis in 15 km Höhe, wo das Profil dann ins Apriori-Profil übergeht. Durch geschickte Wahl des Startwertes konvergiert die Inversion nach 3–4 Iterationen. In Abbildung 5.3 sind für den 17. September 2002 in Ny-Ålesund einige Beispiele für die Inversion einzelner Spektren gezeigt. In der linken Spalte sind gemessene Spektren zusammen mit den angepassten Spektren abgebildet, in der rechten Spalte die resultierenden Wasserdampfprofile. Bei den beiden oberen Spektren hat die Inversion nach 3 Schritten konvergiert, beim unteren Spektrum wurde nach 13 Iterationen abgebrochen. Die Profile für die beiden oberen Spektren liegen in der Troposphäre im zu erwartenden Bereich, ohne jedoch feinere Strukturen auflösen zu können. In der Stratosphäre haben die Profile keine realistische Form. Die Ursache für die unterschiedliche Konvergenz der

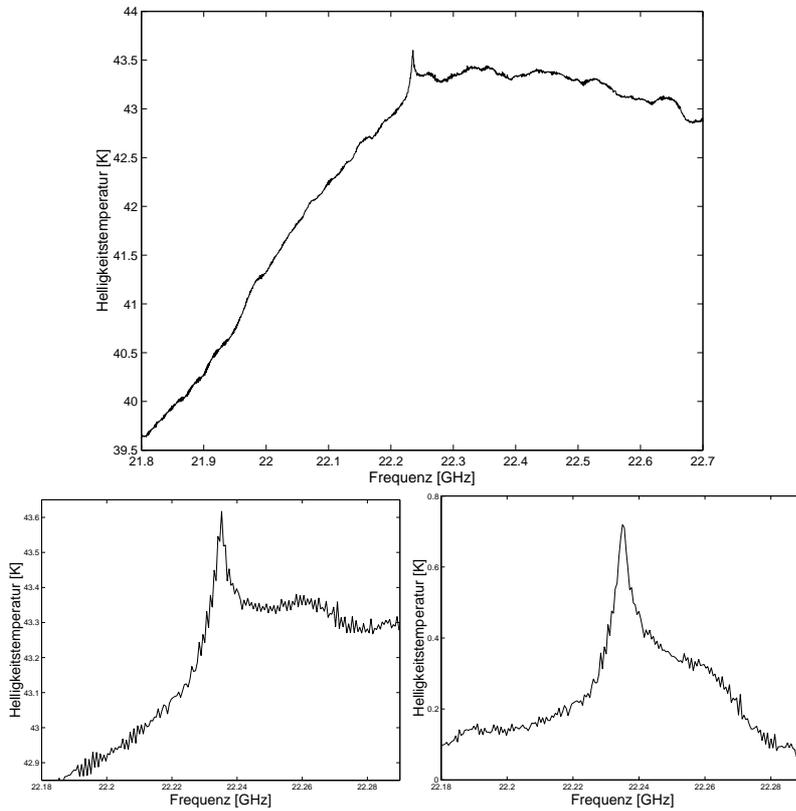


Abbildung 5.2: Wasserdampfspektren gemessen am 17. September 2002 in Ny-Ålesund. Oben: Ein vollständiges mittleres Spektrum aus 21 Messungen von je 60 Minuten Dauer. Unten links: Der stratosphärische Anteil des oberen Spektrums, er hat einen frequenzabhängigen Bias durch troposphärischen Einfluss. Unten rechts: Der korrigierte stratosphärische Anteil des Spektrums, dem noch sehr deutlich Stehwellen überlagert sind.

Spektren stellen die Stehwellen dar, die den Spektrum überlagert sind, vor allem solche mit größerer Wellenlänge. Wenn das Spektrum zu sehr »verformt« ist, konvergiert die Inversion erst nach ungefähr 10 Iterationen, oder auch gar nicht. Es ergibt sich eine Schwingung des erhaltenen Wasserdampfprofils um das Apriori-Profil herum (in Abbildung 5.3 unten).

Die Inversion eines Spektrums, das über einen Tag hinweg gemittelt wurde,

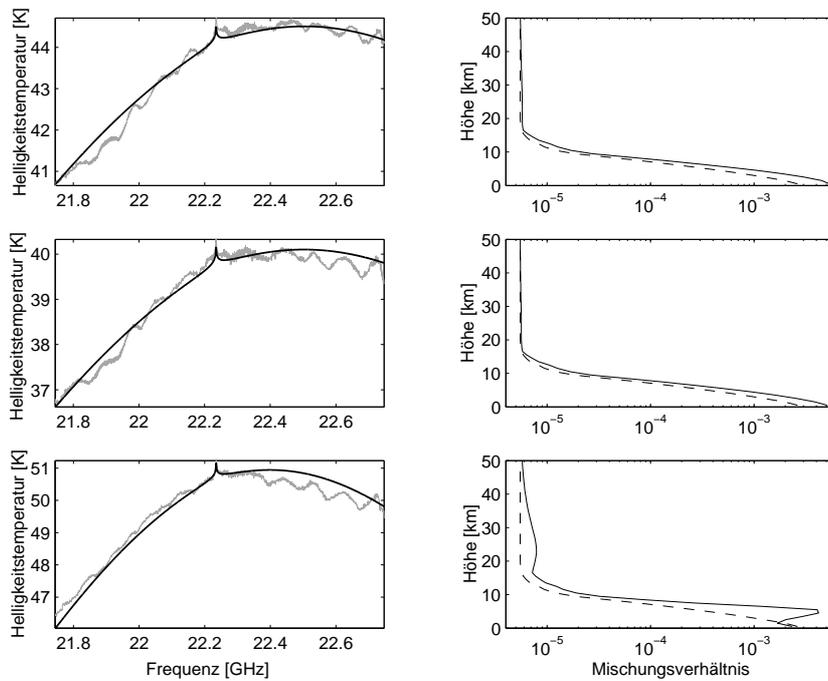


Abbildung 5.3: Inversion von einzelnen Spektren mit dem Modell für den vollen Frequenzbereich. Links sind die gemessenen Spektren (grau) und die angepassten Spektren aus der Inversion (schwarz) gezeigt und rechts die berechneten Wasserdampfprofile mit den Apriori-Profilen (gestrichelt). Bei den beiden oberen konvergiert die Inversion im 3. Schritt, beim unteren Spektrum nach dem 13.

zeigt Abbildung 5.4. Oben links sieht man das gemessene Spektrum zusammen mit dem angepassten Spektrum. Die Form des Spektrums ist gut getroffen, auch die Linienspitze ist relativ gut angepasst. Aber das berechnete Wasserdampfprofil auf der rechten Seite oben von Abbildung 5.4 ist unrealistisch. In der mittleren Troposphäre ist der Wasserdampfgehalt viel zu hoch. Das Retrieval versucht, das durch Stehwellen gestörte Spektrum anzupassen, was nach 12 Iterationen auch fast gelingt, aber auf Kosten des troposphärischen Profils. In der Stratosphäre liegt das Minimum bei 7 ppm und das Maximum bei 8 ppm. Normale Wasserdampfkonzentrationen in der Stratosphäre liegen zwischen minimal 2–4 und maximal 6–8 ppm. Die Abbildung 5.4 unten zeigt ein Retrieval, in dem zwei Stehwellen angepasst werden. Die Vorwärtsrechnung stimmt nun

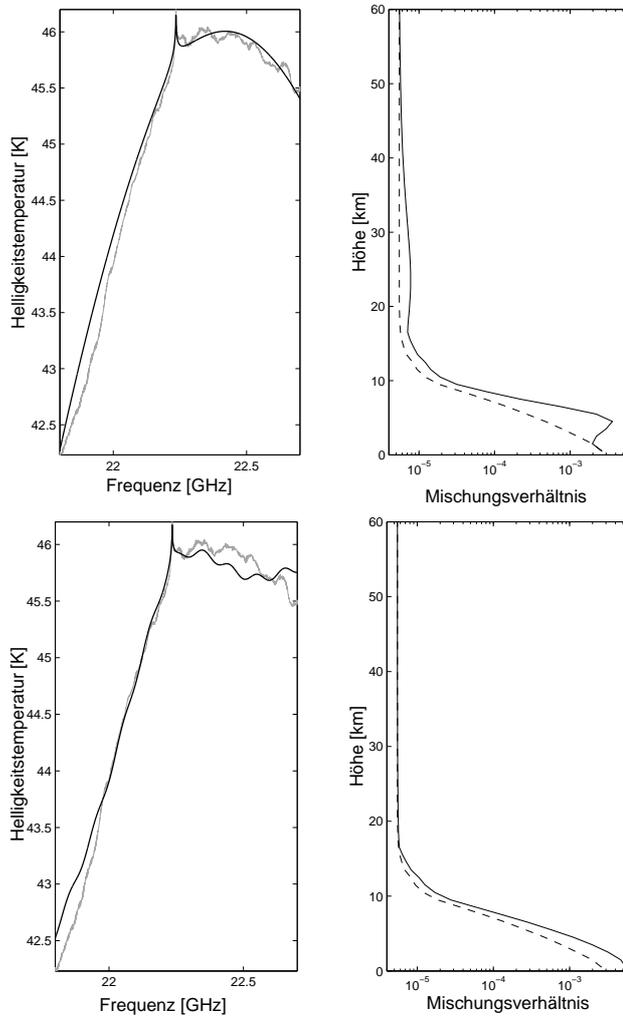


Abbildung 5.4: Inversion eines mittleren Spektrums vom 17. September 2002 in Ny-Ålesund. Links oben ist das Spektrum (grau) und das angepasste Spektrum (schwarz) gezeigt und rechts oben das resultierende Wasserdampfprofil zusammen mit dem Apriori-Profil (gestrichelt). Unten wurden bei der Vorwärtsrechnung zwei Stehwellen angepasst.

besser mit dem gemessenen Spektrum überein und die Inversion konvergiert nach der dritten Iteration. Das Wasserdampfprofil aus dieser Inversion liegt in der Troposphäre im Bereich des Startwertes der Inversion und in der Stratosphäre fast exakt beim Apriori-Profil, es liefert also keinerlei Information. Der Einfluss von Stehwellen auf die Inversion wird in Abschnitt 5.6 noch genauer untersucht werden. Mit der Inversion des vollen Spektrums lassen sich wahrscheinlich keine vernünftigen stratosphärischen Wasserdampfprofile erhalten.

Aber es lassen sich Informationen über die Wasserdampfgesamtsäule gewinnen, wenn die Inversion schnell konvergiert. Dies wird in Abschnitt 6.4.1 dargestellt.

Die zweite Möglichkeit, stratosphärische Wasserdampfprofile zu bestimmen, besteht in der Inversion des stratosphärischen Anteils der Spektrallinie. Dazu wird um die Mittenfrequenz der Linie ein etwa 100 MHz breiter Teil des gemessenen Spektrums ausgeschnitten. Diesen Anteil zeigt Abbildung 5.2 unten links. Diese Linie, die von der stratosphärischen Emission erzeugt wird, besitzt einen frequenzabhängigen Bias. Dieser Bias wird durch den Wasserdampf in der Troposphäre verursacht. Der troposphärische Wasserdampf führt durch Absorption zu einer Abschwächung der stratosphärischen Linie. In einem ersten Inversionsschritt wird dieser Bias berechnet. Die Frequenzabhängigkeit wird durch eine Gerade angepasst. Es ist nicht möglich, als Untergrundtemperatur die Temperatur im linken Kanal des Spektrums zu nehmen, da den Spektren meist Stehwellen aufgeprägt sind, die den Bias verfälschen. Mit Hilfe eines Zweischichtenmodells – Emission in der Stratosphäre und Abschwächung in der Troposphäre – kann aus der berechneten Untergrundtemperatur die troposphärische Transmission bestimmt werden. Wohltmann (2001) hat für Ny-Ålesund mit Wasserdampfprofilen aus Sondenmessungen mit dem Allgemeinen Vorwärtsmodell für Mikrowellen (ARTS) (Bühler et al., 2005) des Instituts für Umweltphysik Vorwärtsrechnungen durchgeführt, und den Zusammenhang zwischen Untergrundtemperatur des Spektrums und der troposphärischen Transmission bestimmt. Dieser Zusammenhang kann sehr gut durch ein Polynom beschrieben werden, das in Abbildung 5.5 gezeigt ist. Da in Mérida keine Sondaufstiege stattfinden, existiert hier noch kein Zweischichtenmodell. Falls sich die Station zu einer NDSC Station entwickelt, sind auch hier Sondendaten zu erwarten. In Surinam wurden (Thompson et al., 2003) Son-

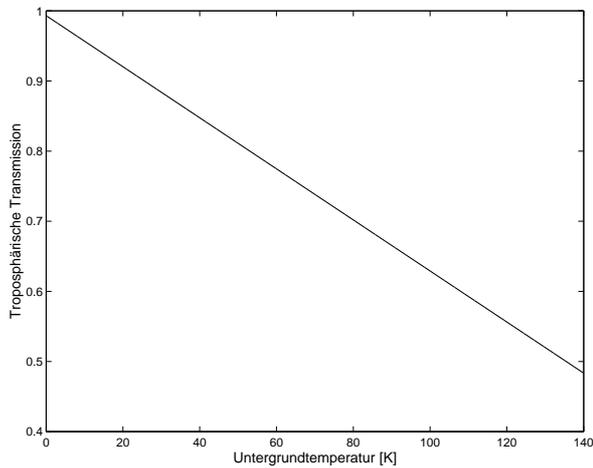


Abbildung 5.5: Der Zusammenhang zwischen Untergrundtemperatur des Spektrums und der troposphärischen Transmission

denmessungen durchgeführt, so besteht die Möglichkeit, für einen ebenfalls tropischen Standort Wasserdampfprofile für Vorwärtsrechnungen zu erhalten. Ebenso könnten NCEP Daten als Grundlage eines Zweischichtmodells genommen werden.

Im nächsten Schritt der Inversion werden die einzelnen Spektren korrigiert. Der berechnete Bias wird abgezogen und jedes Spektrum wird mit der troposphärischen Transmission, die aus dem Bias bestimmt wurde, skaliert. Nun können die einzelnen Spektren zu einem mittleren Tagesspektrum zusammengefasst werden. Dieses korrigierte Spektrum ist in Abbildung 5.2 unten rechts zu sehen. Es kann jetzt invertiert werden. Die Stehwelle bzw. Stehwellen, die dem Spektrum überlagert sind, sind deutlich zu erkennen.

Zur Inversion des korrigierten Spektrums kann auch eine Kombination des Vorwärtsmodells ARTS (Atmospheric Radiative Transfer Simulator, Bühler et al. (2005)), das am Institut für Umweltphysik entwickelt wird, und der Retrievalsoftware Qpack von Eriksson et al. (2005) benutzt werden. Das Vorwärtsmodell von Wohltmann (2002) basiert auf ähnlichen Grundlagen wie ARTS, jedoch können bei ARTS wesentlich mehr Spezies berücksichtigt und verschiedene Absorptionsmodelle für Kontinua verwendet werden. ARTS wird andauernd weiterentwickelt und bietet eine akzeptable Rechengeschwindigkeit vor allem auch im Hinblick darauf, dass im Moment pro Tag nur ein Wasserdampf-

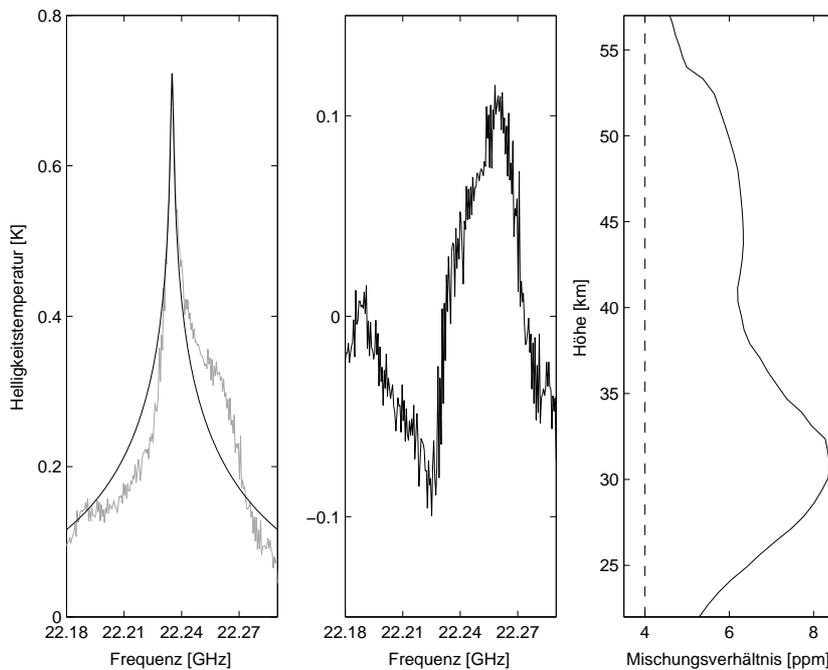


Abbildung 5.6: Inversion der stratosphärischen Wasserdampflinie ohne Anpassung von Stehwellen mit ARTS/Qpack für eine Messung in Ny-Ålesund vom 17. September 2002. Links: Spektrum (grau) und Vorwärtsspektrum (schwarz), in der Mitte: Residuum aus beiden Spektren, rechts: Wasserdampfprofil und Apriori-Profil (gestrichelt)

spektrum invertiert werden muss. Die Software Qpack basiert auf Matlab und dient zum Ansteuern des ARTS Modells. Mit Qpack können Inversionen nach der Optimal Estimation Methode durchgeführt werden, die in Abschnitt 5.4 dargestellt wurde. Die Instrumentenparameter und die Kovarianzmatrizen für den Messfehler und das Apriori-Profil werden übergeben. Der wesentliche Unterschied zum Retrieval, das auf den Arbeiten von Wohltmann (2002) basiert, liegt in der Benutzung des umfassenderen Vorwärtsmodells ARTS.

In Abbildung 5.6 ist eine Inversion für ein Wasserdampfspektrum aus Ny-Ålesund vom 17. September 2002 mit ARTS/Qpack gezeigt. Als Apriori-Profil wurde ein konstantes Wasserdampfmischungsverhältnis von 4 ppm angenommen mit einer Apriori-Kovarianz von 50%. Damit sind Abweichungen zum Apriori von 2 ppm abgedeckt, was eine realistische Annahme darstellt. Ein

konstantes Apriori-Profil hat auch einen geringeren Einfluss auf die Struktur des berechneten Profils, der Einfluss kann so besser abgeschätzt werden. Vor allem im Residuum aus gemessenem Spektrum und Vorwärtsspektrum im mittleren Bild ist die Stehwelle deutlich zu erkennen, die noch nicht angepasst wurde. Das retrierte Wasserdampfprofil im rechten Bild weicht deshalb von einem zu erwartenden Profil ab. Das Maximum liegt bei fast 8.5 ppm und ist um etwa 2 ppm zu hoch. Es ist also für das Retrieval wesentlich, die Stehwellen in den Spektren anzupassen. Beim Retrieval der Wasserdampfspektren mit ARTS/Qpack findet man immer einen Offset zwischen Vorwärtsrechnung und Messung, der ungefähr 2 K beträgt. Er stammt vielleicht aus der Verwendung eines unpassenden Kontinuumsmodells. Der Offset hat aber keinen Einfluss auf die berechneten Profile, wie Versuche mit Spektren mit verschiedenen Untergrundtemperaturen gezeigt haben. In den Abbildungen wurde der Offset daher abgezogen, um den Vergleich von Spektren und Vorwärtsspektren zu vereinfachen.

5.6 Anpassung von stehenden Wellen

Die entscheidende Schwierigkeit bei der Inversion von Spektren der 22 GHz WARAM Radiometer liegt bei der Anpassung der Stehwellen, die den Spektren überlagert sind. Je nach Periode der Stehwellen ist eine Identifizierung und nachfolgende Anpassung schwierig bis unmöglich. Je kürzer die Periode der Stehwellen ist, desto leichter fällt die Anpassung. Perioden im Bereich der doppelten Bandbreite des Spektrums können nicht vom atmosphärischen Signal unterschieden werden. Zur Behandlung der Stehwellen in den Spektren gibt es verschiedene Strategien.

5.6.1 Identifizierung vor der Inversion

Wenn die Frequenzen und die Amplituden der Stehwellen schon vor der Inversion bekannt sind, können sie einfach vom Spektrum abgezogen werden. Man nimmt einen einfachen sinus- oder kosinusförmigen Verlauf an

$$W(\nu) = A * \cos(2\pi P\nu + \Phi) \quad (5.32)$$

und benötigt so zur Bestimmung einer Stehwelle die Amplitude A , die Periode P und eine Phase Φ . Sind diese Parameter von Messung zu Messung stabil, kann die Stehwelle vor der Inversion eliminiert werden. Das ist jedoch bei den Wasserdampfspektren nicht der Fall. In den gemessenen Spektren scheinen die Stehwellen langsam zu wandern. Ob diese Variation auf eine Phasenänderung oder eine Änderung der Periode zurückzuführen ist, kann nicht bestimmt werden. Bei den beobachteten Perioden zeigen beide Variationen den gleichen Effekt im Spektrum. Auch sind meist mehrere Stehwellen überlagert, was eine Identifizierung in den Rohspektren äußerst schwierig macht.

5.6.2 Anpassung als Parameter der Inversion

Eine weitere Möglichkeit der Stehwellenanpassung besteht darin, die Parameter, die eine Welle beschreiben, als Parameter in die Inversion mit aufzunehmen. Der Zustandsvektor x aus Gleichung (5.19) wird für jede Stehwelle um Amplitude und Phase erweitert. Das Vorwärtsmodell muss auch entsprechend angepasst und die Matrix K modifiziert werden. Dabei wird die Periode der Stehwellen als bekannt vorausgesetzt und für die Inversion übergeben. Dieses Verfahren wurde bei Kuntz et al. (1997) beschrieben und wird auch von Siegenthaler et al. (2001) und Deuber et al. (2003) benutzt.

In Abbildung 5.7 ist die Inversion eines Wasserdampfspektrums ohne Stehwellenanpassung dargestellt. Links ist das Spektrum zusammen mit dem Vorwärtsspektrum gezeigt, in der Mitte das Residuum aus gemessenem und angepasstem Spektrum und rechts das in der Inversion bestimmte Wasserdampfprofil. Die Stehwelle ist sowohl im Spektrum, als auch im Residuum deutlich zu erkennen. Die Amplitude der Stehwelle beträgt ungefähr 0.1 K und damit fast 20% des Signals. Trotzdem entspricht das Wasserdampfprofil der erwarteten Form mit Werten zwischen 4 und 7 ppm, wenn man mit Mittelwerten für nördliche Breiten vergleicht, die von Peter (1998) gemessen wurden.

Eine Inversion, welche die Stehwellen nach dem oben beschriebenen Verfahren anpasst, ist in Abbildung 5.8 gezeigt. Es wurden der Inversion 4 Frequenzen für Stehwellen übergeben und Amplituden und Phasen mit angepasst. Das Spektrum aus der Vorwärtsrechnung stimmt nun sehr viel besser mit dem gemessenen Spektrum überein, was auch das deutlich kleinere Residuum zeigt. Das Wasserdampfprofil im rechten Bild hat sich jedoch sehr stark dem Apriori-

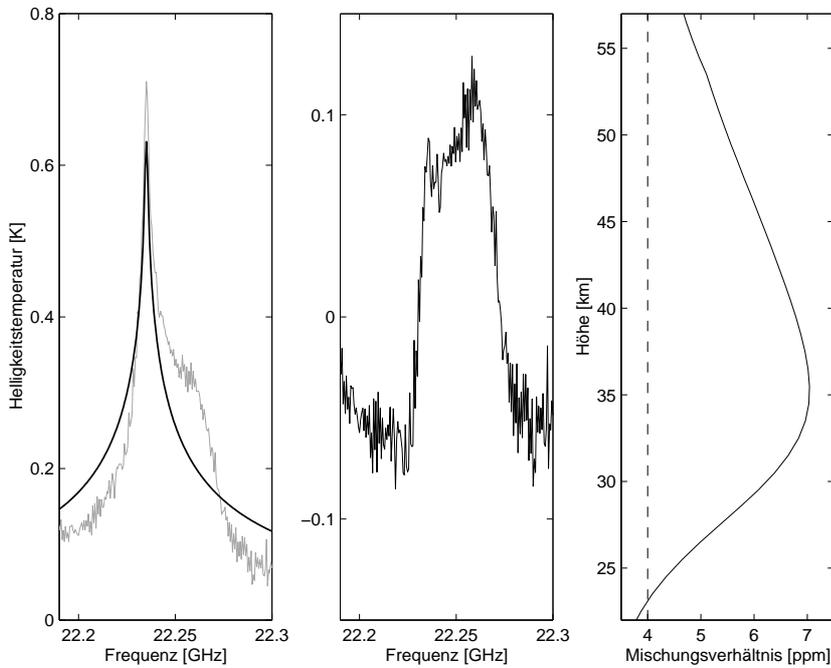


Abbildung 5.7: Inversion der stratosphärischen Wasserdampflinie ohne Anpassung von Stehwellen. Links: Spektrum (grau) und Vorwärtsspektrum (schwarz), in der Mitte: Residuum aus beiden Spektren, rechts: Wasserdampfprofil und Apriori-Profil (gestrichelt)

Profil angenähert. Durch die Änderung des Zustandsvektors α wird die Anzahl der Freiheitsgrade der Inversion erhöht. Dadurch wird die Anpassung des Spektrums erleichtert aber der Gehalt an Information sinkt. Ausgehend vom Apriori-Profil wurden die Flanken der Linie durch die Funktionen der Stehwellen angepasst. Da Sinus- und Kosinusfunktionen eine Basis darstellen (vergleiche Fourier-Reihen) gelingt die Anpassung um so besser, je mehr Stehwellen im Retrieval berücksichtigt werden. Der Informationsgehalt des Retrievals geht dann gegen Null. Werden nur 2 Stehwellen angepasst, sieht das Profil etwas besser aus, aber das Ergebnis wird prinzipiell stark beeinflusst und das Profil nähert sich unterhalb von 35 km sehr schnell dem Apriori-Profil. Ein weiteres Beispiel ist für die Inversion des vollen Spektrums in Abbildung 5.4 unten zu sehen. Hier wurden in der Inversion 2 Stehwellen angepasst und als Ergebnis erhält man das Profil vom Startwert der Inversion, also auch keine

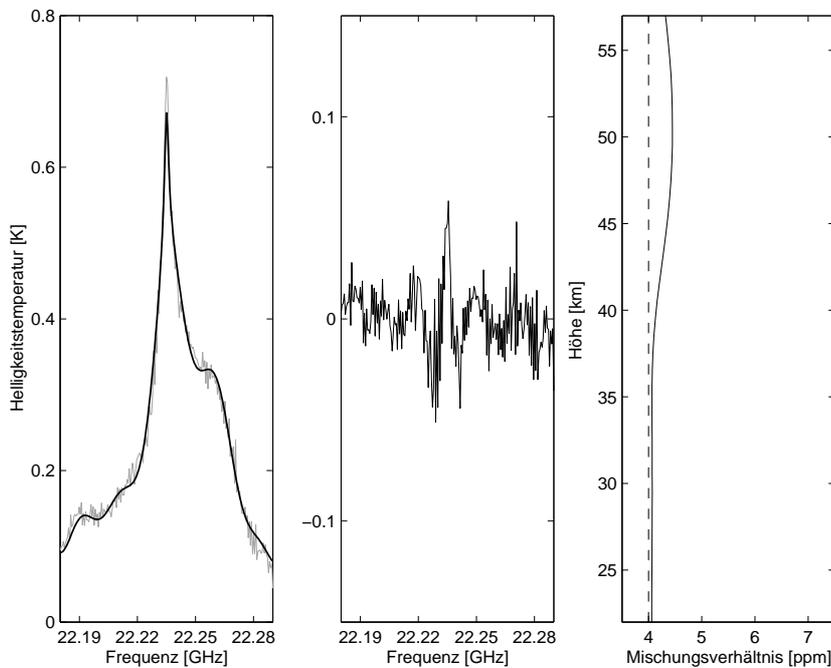


Abbildung 5.8: Inversion der stratosphärischen Wasserdampflinie mit Anpassung von 4 Stehwellen. Links: Spektrum (grau) und Vorwärtsspektrum (schwarz), in der Mitte: Residuum aus beiden Spektren, rechts: Wasserdampfprofil und Apriori-Profil (gestrichelt)

Information. Dieses Verfahren ist somit für die Anpassung von Stehwellen der WARAM Spektren nicht geeignet.

5.6.3 Bestimmung der Stehwellen aus Residuen

Die beste Möglichkeit der Anpassung von Stehwellen an die Wasserdampfspektren ist die Anpassung von Wellen an das Residuum einer Inversion. Da die Perioden – eher wenig – und die Amplituden und Phasen – eher stärker – der Stehwellen schwanken, müssen diese Parameter für jedes Spektrum bestimmt werden. Die Idee ist nun, eine Inversion durchzuführen, deren Zustandsvektor \boldsymbol{x} nur Informationen über Wasserdampfkonzentrationen enthält. Anschließend wird für das Residuum aus Spektrum und Vorwärtsspektrum eine Stehwelle identifiziert und angepasst. Die so bestimmte Stehwelle wird vom Spektrum

abgezogen und das neue Spektrum wird wiederum invertiert. Zum Anpassen einer zweiten Stehwelle wird das Verfahren wiederholt. Abbildung 5.9 zeigt

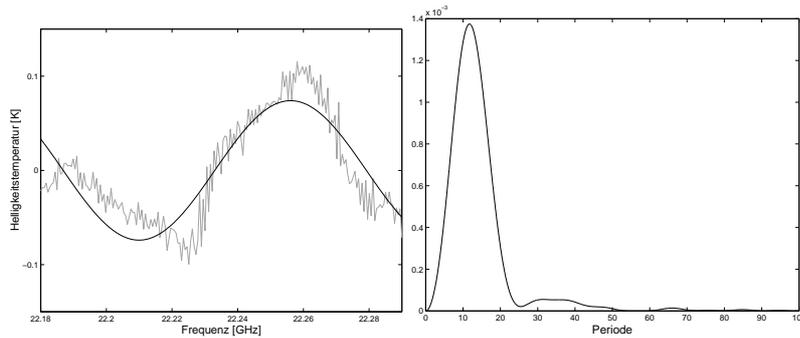


Abbildung 5.9: Fouriertransformation (rechtes Bild) eines typischen Residuums (linkes Bild) einer Inversion, wieder für das Beispiel einer Messung in Ny-Ålesund vom 17. September 2002. Im linken Bild ist zusätzlich zum Residuum (grau) die optimierte Welle (schwarz) eingezeichnet.

das Ergebnis einer typischen Fouriertransformation eines Residuums einer Inversion. Bei fast allen Spektren beobachtet man ein sehr starkes Signal der Fouriertransformation, hier im Beispiel ergibt sich eine Periode von 10.6, d.h. in einem Frequenzintervall von 1 GHz liefert die Stehwelle 10.6 Schwingungen. Im Frequenzintervall des Spektrums von 0.11 GHz findet man ungefähr eine Schwingung. Für die so bestimmte Periode der stärksten Stehwelle wird nun eine Welle nach Gleichung (5.32) an das Residuum angepasst. Es werden eine optimale Amplitude und eine optimale Phase gesucht, um eine gute Anpassung zu erreichen. Die so gefundene Welle ist ebenfalls in Abbildung 5.9 im linken Bild mit eingezeichnet.

Im nächsten Schritt wird die berechnete Stehwelle vom ursprünglichen Spektrum abgezogen und dieses Differenzspektrum wird erneut invertiert. Aus dem Residuum dieser Inversion können wieder Informationen über Stehwellen gewonnen werden. Eine neue Stehwelle kann angepasst und vom Spektrum abgezogen werden. Die Abbildungen 5.10 und 5.11 zeigen diese Vorgehensweise für eine Messung in Ny-Ålesund. Im linken Bild sind immer Spektrum und Vorwärtsspektrum gezeigt, im mittleren Bild das Residuum daraus zusammen mit der angepassten Stehwelle, die für die nächste Inversion vom Spektrum abgezogen wird. Das rechte Bild zeigt das berechnete Profil. In den oberen

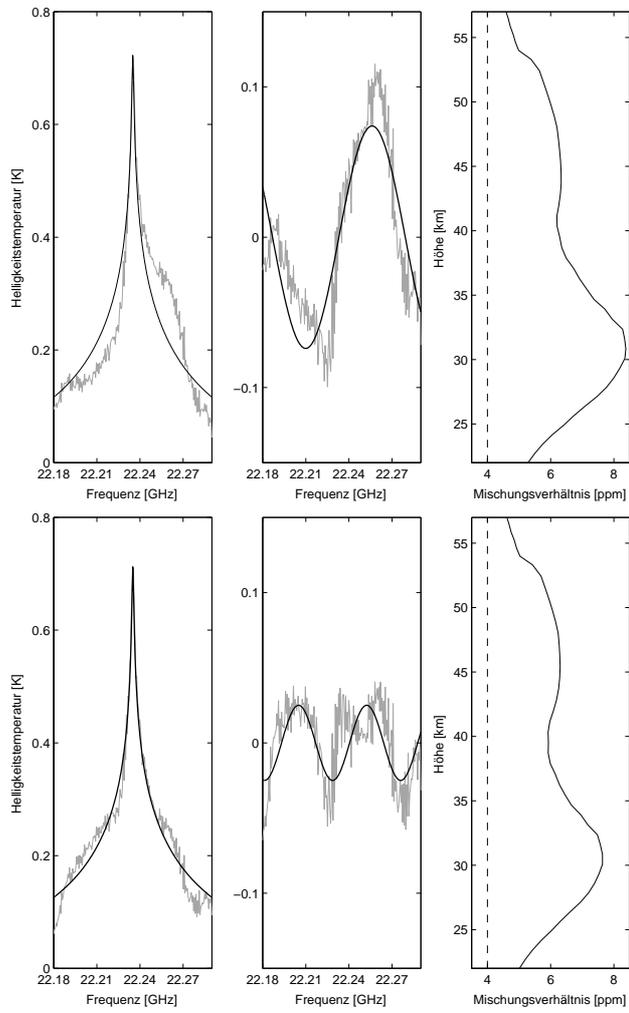


Abbildung 5.10: Sukzessive Anpassung der Stehwellen. Links sind Spektrum (grau) und Vorwärtsspektrum (schwarz) eingezeichnet, in der Mitte Residuum (grau) und angepasste Stehwelle (schwarz), die vom Spektrum unten vor der nächsten Inversion abgezogen wird. Rechts ist das Wasserdampfprofil gezeigt, zusammen mit dem Apriori-Profil (gestrichelt).

Bildern von Abbildung 5.10 ist noch einmal die Inversion des nicht korrigierten Spektrums zu sehen. Der Wasserdampfgehalt im Profil ist zu hoch, das

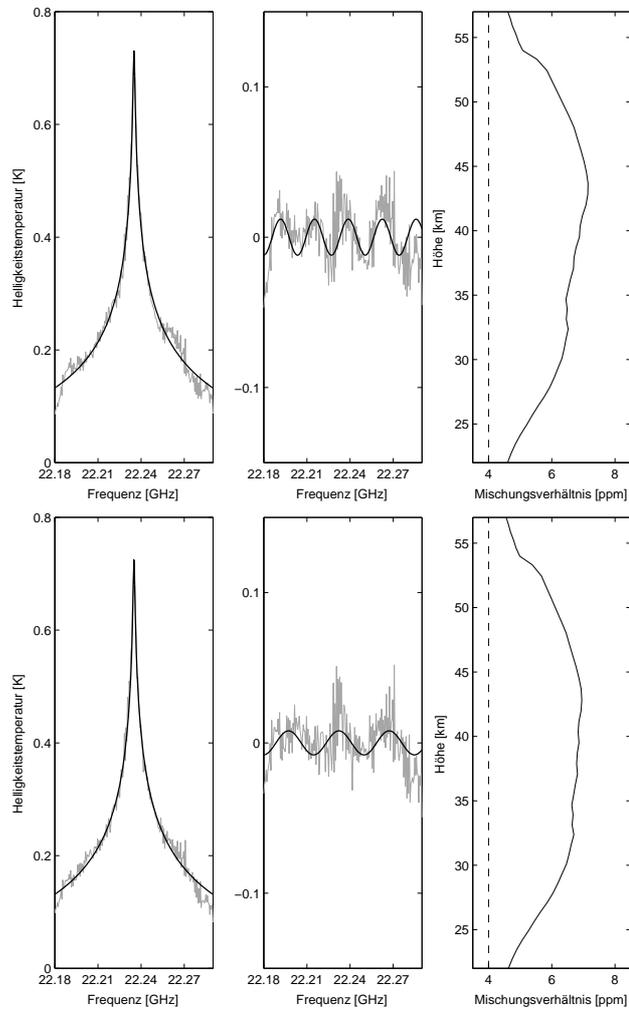


Abbildung 5.11: Sukzessive Anpassung der Stehwellen. Links sind Spektrum (grau) und Vorwärtsspektrum (schwarz) eingezeichnet, in der Mitte Residuum (grau) und angepasste Stehwelle (schwarz), die vom Spektrum unten vor der nächsten Inversion abgezogen wird. Rechts ist das Wasserdampfprofil gezeigt, zusammen mit dem Apriori-Profil (gestrichelt).

weist auf eine zu breite Linie hin. Darunter folgt die Inversion des um die erste Stehwelle korrigierten Spektrums. Das Maximum im Profil liegt nun schon un-

ter 8 ppm. In Abbildung 5.11 (oben) wurde um die zweite Stehwelle korrigiert und wieder invertiert, darunter um die dritte. Die Vorwärtsspektren sind schon sehr gut an die korrigierten Spektren angepasst und die Profile sehen realistisch aus.

Das Ergebnis der Inversion des Spektrums, nachdem vier Stehwellen abgezogen wurden, ist in Abbildung 5.12 dargestellt. So kann man direkt mit der

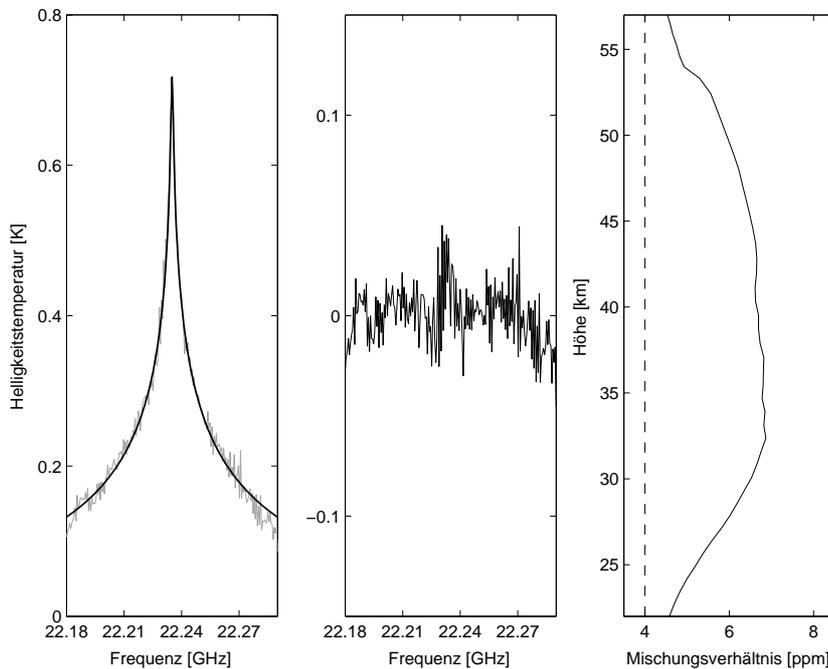


Abbildung 5.12: Inversion der stratosphärischen Wasserdampflinie nach der Anpassung von 4 Stehwellen. Links: Spektrum (grau) und Vorwärtsspektrum (schwarz), in der Mitte: Residuum aus beiden Spektren, rechts: Wasserdampfprofil und Apriori-Profil (gestrichelt).

Inversion vergleichen, welche die vier Stehwellen im Zustandsvektor \boldsymbol{x} mit angepasst hat (Abbildung 5.8 und Abschnitt 5.6.2). Dort wurde fast das Apriori-Profil ausgegeben. Das jetzt berechnete Profil unterscheidet sich sehr deutlich vom Apriori. Der Wasserdampfgehalt steigt von etwa 4 ppm an bis zu einem Maximum von 6,8 ppm in 35 km Höhe und nimmt ab 45 km Höhe wieder ab. Ein Vergleich mit Messungen von Peter (1998) zeigt eine prinzipielle Über-

einstimmung von Maximalwert und Form des Wasserdampfprofils. Die Werte der Wasserdampfkonzentrationen liegen ebenfalls in der Nähe der Werte einer HALOE Klimatologie. Damit lässt sich abschätzen, dass ein vernünftiges Profil bestimmt wurde.

Allerdings muss man beachten, dass man mit dieser Methode auch die erzielbaren Informationen einschränkt, und zwar um so stärker, je mehr Stehwellen angepasst werden. Schon mit drei oder vier überlagerten Stehwellen können die unteren Linienflanken angenähert werden. Daraus folgt ein Informationsverlust im Profil für Höhen um 30 km. Das berechnete Profil nähert sich dem Apriori-Profil, ähnlich wie in der Anpassung der Wellen im Retrieval selbst in Abschnitt 5.6.2. Es muss also ein Kompromis gefunden werden zwischen Informationsgewinn bei der Anpassung der stärksten Wellen und dem Informationsverlust bei zu starker Anpassung und der Annäherung des Profils an das Apriori-Profil.

Mit diesem Verfahren der sukzessiven Anpassung der Stehwellen an das Residuum ist es zum ersten Mal gelungen, ein für einen größeren Höhenbereich gültiges Wasserdampfprofil aus den Daten des Wasserdampfradiometers WARAM zu bestimmen.

5.7 Höhengauflösung und Fehler für das Retrieval

Die in Abschnitt 5.4.1 schon eingeführten Fehler, die bei einer Inversion der stratosphärischen Wasserdampfprofile entstehen, können nun quantifiziert werden. Die Höhengauflösung und der Rauschfehler lassen sich einfach bestimmen, Parameterfehler sind schwieriger abzuschätzen.

5.7.1 Höhengauflösung

Die Höhengauflösung lässt sich aus der Averaging Kernel Matrix der Inversion bestimmen. Abbildung 5.13 zeigt die Auflösungsfunktionen für einige Höhengschichten. Die Zeilen der Averaging Kernel Matrix sind gegen die Höhe aufgetragen. Die Halbwertsbreite der Funktionen bestimmt die Höhengauflösung. Sie ist nach oben und unten hin durch die Auflösung des Spektrometers bzw. durch die Bandbreite des betrachteten Spektrums beschränkt. Die Höhengauflösung beträgt 12 km für die Höhe von 30 km und erhöht sich auf 16 km

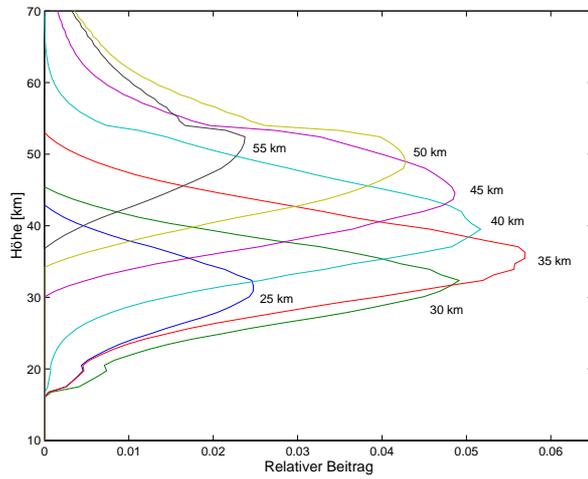


Abbildung 5.13: Auflösungsfunktionen der Wasserdampfinversion. Aufgetragen sind die Zeilen der Averaging Kernel Matrix für Höhenschichten von 25–55 km.

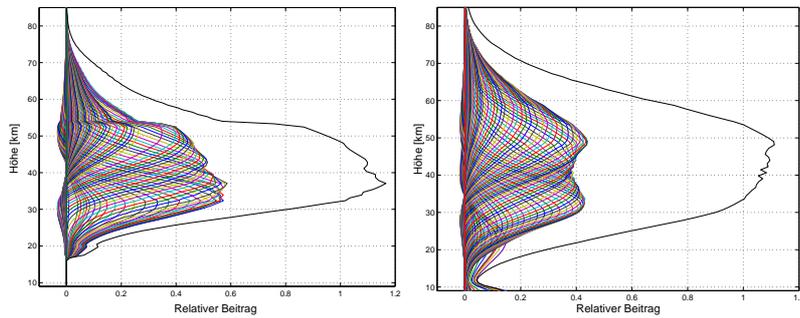


Abbildung 5.14: Die Höhenauflösung der Inversion. Links ist die Summe der Averaging Kernels (schwarze dicke Linie) gezeigt (die einzelnen Auflösungsfunktionen sind um den Faktor 10 vergrößert). Rechts wurden die Averaging Kernels für die neue Filterbank von Mathias Palm (2004) berechnet.

in der Höhe von 50 km. Unterhalb von 25 km und oberhalb von 55 km werden die Auflösungsfunktionen schnell kleiner. Dies erkennt man besser, wenn man die Summe der Zeilen in Abbildung 5.14 links betrachtet. Für Werte im Bereich von 1 trägt das Apriori-Profil nur wenig bei, bei niedrigeren Werten entsprechend mehr. Der Informationsgehalt des Wasserdampfretrievals ist gut in einem Höhenbereich von etwas über 25 km bis knapp unter 55 km. In Abbil-

dung 5.14 rechts wurden die Averaging Kernels für ein Filterbankspektrometer berechnet, das sich momentan im Bau befindet (Palm, 2004). Durch die bessere Auflösung im Bereich der Mittenfrequenz der Linie kann der Messbereich des WARAM zu größeren Höhen hin erweitert werden. In der Modellrechnung wurde ein typischer Messfehler für ein mittleres Tagesspektrum des WARAM angenommen. Die Summe der Averaging Kernels unterschreitet den Wert 1 erst in 52 km Höhe im Vergleich zur Messung mit dem AOS sind das 3 km mehr. Für darüberliegende Höhen nehmen die Averaging Kernels mit der Filterbank langsamer ab als in den bisherigen Messungen. Das Maximum der Sensitivität wird in 50 km Höhe erreicht, bei den Messungen ohne Filterbank liegt das Maximum bei knapp unter 40 km. Mit steigender Integrationszeit lässt sich der Höhenbereich des WARAM noch deutlich erweitern.

Die Höhenauflösung in den einzelnen Höhenschichten lässt sich auch aus den reziproken Werten der Diagonalelemente der Averaging Kernel Matrix grob abschätzen (Wohltmann, 2002). Daraus ergeben sich Werte um 16 km im Höhenintervall von 30 bis 50 km in Abbildung 5.15.

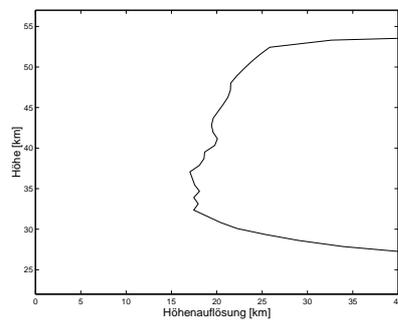


Abbildung 5.15: Eine Abschätzung für die Höhenauflösung in den einzelnen Höhenschichten aus den Diagonalelementen der Averaging Kernel Matrix.

5.7.2 Fehler

Fehler durch das Rauschen im Spektrum

Der Fehler im Profil, der durch das Rauschen im Spektrum entsteht, lässt sich sehr einfach nach Gleichung (5.30) bestimmen. Im Höhenbereich, in dem das

Retrieval sensitiv ist, liegt der Rauschfehler bei ± 0.35 ppm, das entspricht einem Wert von 5%. In Abbildung 5.16 ist der Rauschfehler grau schattiert um

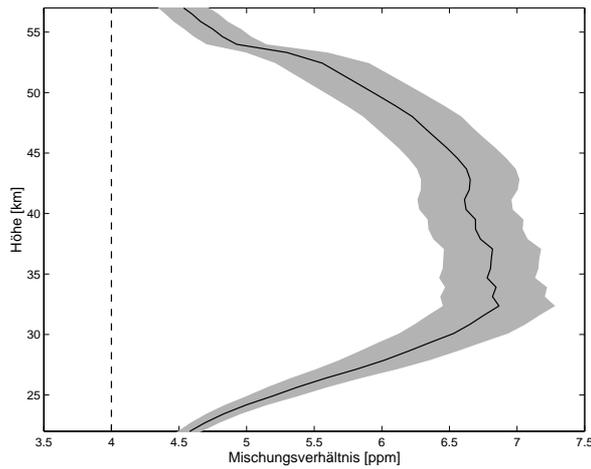


Abbildung 5.16: Fehler der Inversion durch das Rauschen im Spektrum. Der Fehlerbereich ist grau schattiert um das Profil (schwarze Linie) herum eingezeichnet.

das Profil herum eingezeichnet. Da der Fehler im Messrauschen als gaußverteilt angenommen wurde, hat der Rauschfehler die gleiche Eigenschaft. Man hat also eine Standardabweichung für das Profil durch den Rauschfehler bestimmt.

Parameterfehler

Parameterfehler im Retrieval (Gleichung (5.31)) sind schwieriger zu bestimmen. Für Ny-Ålesund ist es zum Beispiel wichtig, den Fehler im Ergebnis abzuschätzen, der durch die Unsicherheit in der Temperatur der kalten Last entsteht. Die Temperatur der kalten Last bestimmt direkt die Untergrundtemperatur des Spektrums (Gleichung (4.26)). Aus dieser Untergrundtemperatur wird mit dem Zweischichtenmodell die troposphärische Transmission bestimmt (Abbildung 5.5). Für eine Unsicherheit von 4 K in der Temperatur der kalten Last folgt eine Unsicherheit in der troposphärischen Transmission (τ_{tropo}) von ungefähr 1.5%. Die Skalierung der stratosphärischen Linie ist folglich mit einem Fehler in dieser Größe behaftet. Um die Auswirkungen auf das Profil zu bestimmen, wurden zwei Inversionen durchgeführt, einmal für ein Spektrum

mit minimaler Temperatur der kalten Last und einmal für ein Spektrum mit maximaler Temperatur der kalten Last. Das Ergebnis zeigt Abbildung 5.17. Das mittlere Profil wurde mit einer Temperatur von 81 K für die kalte Last berechnet, das linke mit der minimalen Stickstofftemperatur von 79 K und das rechte mit 83 K. Im sensitiven Höhenbereich ist eine Abweichung von maximal 0.07 ppm zu erwarten, was in Abbildung 5.18 noch deutlicher wird. Sie zeigt die Abweichungen im Mischungsverhältnis vom Profil, das mit der mittleren Stickstofftemperatur von 81 K bestimmt wurde. Gegenüber der Unsicherheit

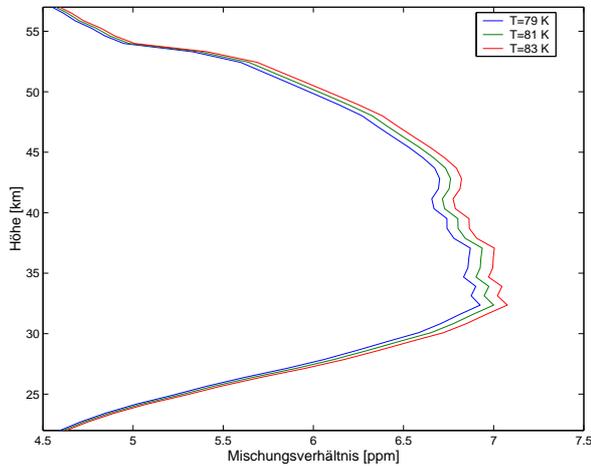


Abbildung 5.17: Wasserdampfprofile aus dem Retrieval dreier Spektren, die für unterschiedliche Temperaturen der kalten Last in Ny-Ålesund durchgeführt wurden.

von 4 K bei der Temperatur der kalten Last sind die Schwankungen der Temperatur der warmen Last zu vernachlässigen, da sie etwa bei 0.5 K liegen und die Temperatur der warmen Last einen wesentlich geringeren Einfluss auf die Kalibration der Spektren hat. Dies lässt sich aus der Totalpowerformel (Gleichung (4.26)) entnehmen oder auch aus Abbildung 4.4.

Die Fehler bei der Anpassung der troposphärischen Transmission können analog behandelt werden. Beim benutzten Zweischichtmodell können zwei Fehler auftreten. Durch Stehwellen in den Spektren kann ein Fehler bei der Anpassung der Untergrundtemperatur der Spektren auftreten. Aufgrund der Amplitude der Stehwellen von 0.5 K ergibt sich der Fehler in der Untergrundtemperatur zu maximal 0.5 K. Dann ist der Fit, der den Zusammenhang zwischen

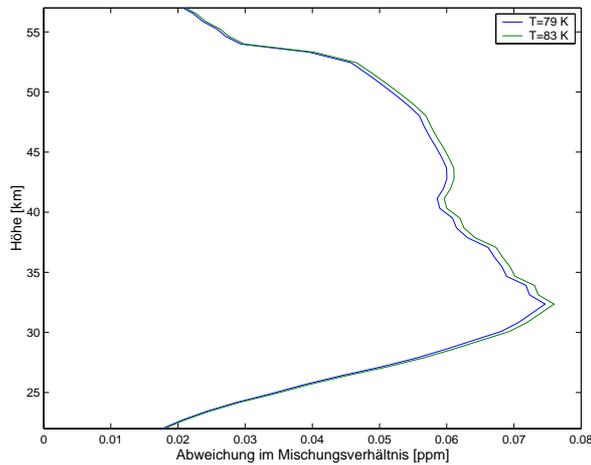


Abbildung 5.18: Abweichung im Mischungsverhältnis vom Profil, das aus dem Spektrum mit einer mittleren Temperatur der kalten Last von $T=81$ K berechnet wurde, für die beiden extremalen Temperaturen der kalten Last.

der Untergrundtemperatur und der troposphärischen Transmission herstellt, sicherlich mit einem Fehler behaftet. Er liegt ebenfalls bei etwa 0.5 K. Der Fehler im Zweischichtmodell beträgt damit etwa 1 K oder 0.75% für die troposphärische Transmission und führt entsprechend zu einem maximalen Fehler in den Profilen von 0.035 ppm.

Gesamtfehler

Alle bisher bestimmten Fehler sind in Tabelle 5.1 zusammengefasst und es kann ein maximaler Fehler im Wasserdampfprofil von etwa 0.5 ppm angegeben werden. Dem unkorrelierten Fehler aus dem Rauschen im Spektrum muss noch ein Fehler von 0.1 ppm addiert werden.

Fehler	Rauschfehler	Kalte Last	τ_{tropo}	Σ
Größe [ppm]	0.35	0.07	0.035	0.455

Tabelle 5.1: Maximale Fehler im Wasserdampfprofil

Weitere Fehler können durch Fehler im Vorwärtsmodell, durch Unsicherhei-

ten beim Messwinkel oder durch die Anpassung der Stehwellen entstehen und lassen sich momentan noch nicht genau abschätzen.

5.7.3 Einfluss des Apriori-Profiles

Den Einfluss des Apriori-Profiles auf das Ergebnis kann man aus der Averaging Kernel Matrix bestimmen. Dies ergab einen hohen Informationsgehalt und einen dementsprechend geringen Apriori-Anteil für das Höhenintervall von 30 bis 50 km. Zur Überprüfung wurde die Inversion einmal mit einem Apriori-

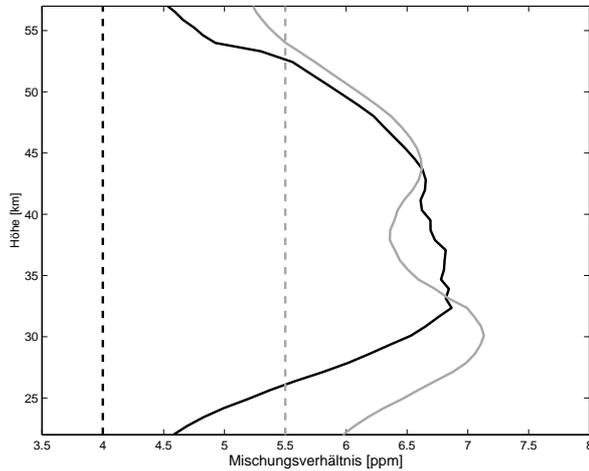


Abbildung 5.19: Vergleich zweier Inversionen des gleichen Spektrums mit verschiedenen Apriori-Profilen. Die Inversion mit einem Apriori von 4 ppm ist schwarz eingezeichnet, die Inversion mit einem Apriori von 5.5 ppm grau, die Apriori-Profile sind jeweils gestrichelt.

Profil von 4 ppm und einmal mit einem Apriori-Profil von 5.5 ppm durchgeführt. Das Ergebnis ist in Abbildung 5.19 dargestellt. Zwischen 30 und 53 km liegen die Profile sehr nahe beieinander, vor allem wenn man den Rauschfehler aus Abschnitt 5.7.2 berücksichtigt, der aus Gründen der Übersicht nicht mit eingezeichnet wurde. Es lassen sich also in einem Intervall von etwa 25 km vom Apriori-Profil weitgehend unabhängige Ergebnisse erhalten.

6 Messungen in Mérida, auf der Zugspitze und in Ny-Ålesund

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der Messungen der Wasserdampfradiometer in Mérida, auf der Zugspitze und in Ny-Ålesund zusammengefasst. Es wurden zum ersten Mal bodengebundene Mikrowellenmessungen so nahe am Äquator ausgewertet.

6.1 Testmessungen in Bremen

Während des Aufbaus des neuen Radiometers WARAM 2 im Labor wurden auch Testmessungen des atmosphärischen Wasserdampfspektrums über Bremen durchgeführt. Im Januar und im Februar 2003 herrschten teilweise hervorragende Messbedingungen. Die Nächte waren häufig sehr kalt und sehr trocken. Die Abbildung 6.1 zeigt ein Wasserdampfspektrum mit einer Integrationszeit von 6 s und Abbildung 6.2 zeigt ein Wasserdampfspektrum mit einer Integrationszeit von mehreren Stunden mit einem Messwinkel von 20° in südlicher Richtung gemessen. Beide Spektren zeigen gute atmosphärischen Bedingungen. Im ersten Fall liegt das Maximum der Helligkeitstemperatur im Bereich von 41 K, im zweiten Fall sogar bei unter 30 K. Das bedeutet vor allem im mittleren Spektrum einen sehr geringen Beitrag von troposphärischem Wasserdampf.

Die mittlere Temperatur bzw. die Untergrundtemperatur der Spektren ist abhängig vom Elevationswinkel. Wenn die Opazität der Troposphäre ansteigt und damit die Untergrundtemperatur in den Spektren zunimmt, kann der Einfluss der Troposphäre durch einen größeren Messwinkel verringert werden. Gleichzeitig nimmt auch das Signal aus der Stratosphäre ab. Je nachdem, welche atmosphärischen Bedingungen herrschen, kann ein optimaler Messwinkel gefunden werden. Bei trockenen Bedingungen wird man einen flacheren Winkel wählen, um möglichst viel Signal aus der Stratosphäre zu empfan-

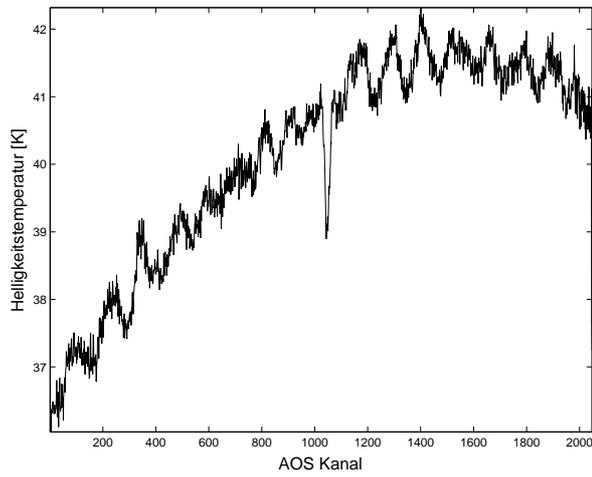


Abbildung 6.1: Wasserdampf-Einzelspektrum in Bremen (Januar 2003)

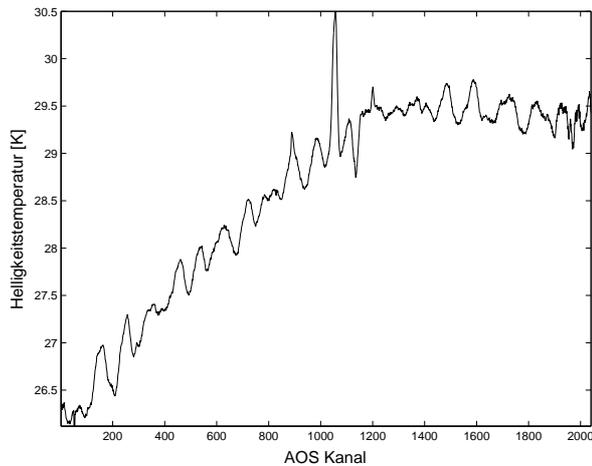


Abbildung 6.2: Wasserdampfspektrum über mehrere Stunden aufintegriert in Bremen (Februar 2003)

gen, bei feuchteren Bedingungen einen größeren Winkel, um den Weg durch die Troposphäre zu verkleinern. In Mérida wurde bisher mit einem Winkel von 20° gemessen, da bei flacheren Winkeln die Phase der stärksten Stehwelle die Wasserdampflinie ungünstig beeinflusst hat. Man kann aber Winkel bis zu 60° auswählen. Der Messwinkel in Ny-Ålesund liegt bei 25° .

Durch die trockenen Bedingungen während der Testphase in Bremen sollte eine stratosphärische Spektrallinie zu messen sein. Dieses stratosphärische Signal ist jedoch im Spektrum in Abbildung 6.2 nicht zu finden. Im Bereich der Mittenfrequenz sind dem Spektrum starke Störsignale überlagert. Im ersten Spektrum sieht das Signal einer Absorption ähnlich, im zweiten Spektrum eher einer Emission oder einer Reflexion. In fast allen in Bremen gemessenen Spektren sind solche Störsignale zu finden. Es war nicht möglich, mit den Testmessungen eine stratosphärische Linie aufzunehmen. Wobei die Form der Spektren über den gesamten Spektralbereich sehr wohl dem erwarteten Signal entspricht. Die Erklärung lieferte schließlich das instabile Spektrometer, was in Abschnitt 6.3.1 weiter ausgeführt wird. Über die Ursachen der Störsignale lässt sich nur spekulieren. Entweder wurde ein Signal aus der Atmosphäre empfangen oder das Spektrometer oder eine Verbindung aus der Zwischenfrequenzkette hat ein Signal im Bereich von 2 GHz eingefangen. Der Mobilfunkstandard UMTS oder auch Wireless-LAN Systeme arbeiten in diesem Frequenzbereich.

Die ausgeprägte Stehwelle auf den Spektren konnte beim Test jedoch minimiert werden. Die Amplitude liegt nun im Bereich von 0.25 K.

6.2 Messungen in Mérida

Das Radiometer WARAM 2 wurde Ende März 2004 in der Station auf dem Pico Espejo installiert und es war möglich, während einer ersten Messphase vom 31. März 2004 bis zum 5. April 2004 kontinuierlich zu messen. Ende April 2004 wurde das Gerät schließlich für den Dauerbetrieb vorbereitet. Leider wurden alle nach dem 5. April 2004 gemessenen Wasserdampfspektren durch einen instabil laufenden Lokaloszillator beeinträchtigt, dies wird in Abschnitt 6.2.3 näher erläutert. Die in der ersten Messphase gewonnenen Daten sehen jedoch viel versprechend aus.

6.2.1 Messbedingungen

Die Messbedingungen für Mikrowellenmessungen werden hauptsächlich durch den Wasserdampfgehalt der Troposphäre bestimmt. Steigt der Wasserdampfgehalt an, so erhöht sich die Absorption der Troposphäre und das stratosphä-

rische Signal nimmt ab. Für die Wasserdampflinie bei 22 GHz lassen sich auch noch bei schlechteren Witterungsbedingungen Spektren in guter Qualität messen. Aus den Wasserdampfspektren lassen sich sehr leicht Aussagen über den Wasserdampfgehalt der Troposphäre gewinnen. Abbildung 6.3 zeigt

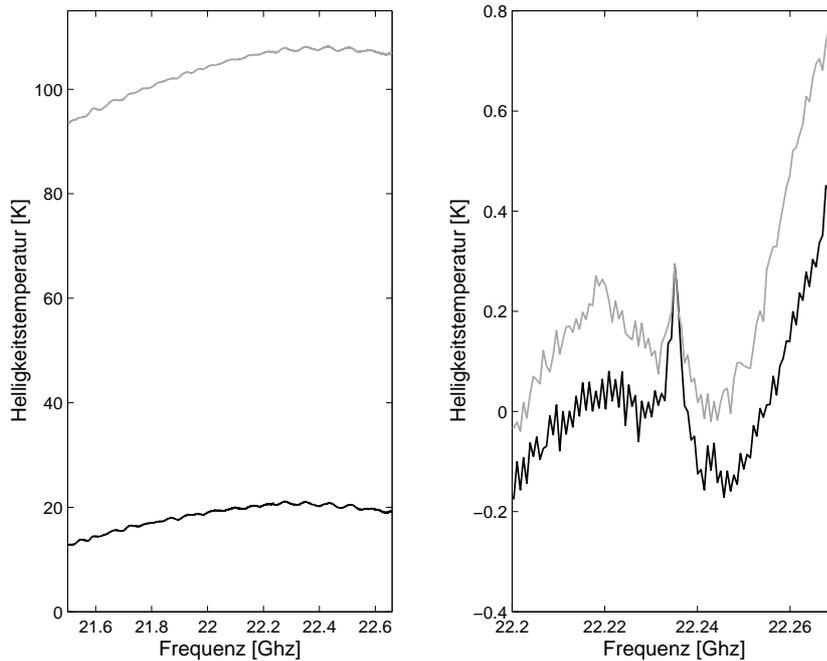


Abbildung 6.3: Vergleich von zwei Wasserdampfspektren gemessen am 1. April 2004 in Mérida unter verschiedenen Witterungsbedingungen. Links: Spektren über den vollen Frequenzbereich für trockene Witterungsbedingungen (schwarz) und feuchte Witterungsbedingungen (grau). Rechts: Vergleich der stratosphärischen Linien, zur besseren Vergleichbarkeit wurden beide Spektren um den Nullpunkt der Helligkeitstemperatur zentriert und zusätzlich die Linienmaxima übereinander gelegt.

zwei Spektren, die am 1. April 2004 auf dem Pico Espejo gemessen wurden. Das untere Spektrum im linken Bild wurde unter sehr trockenen Bedingungen gemessen und besitzt eine mittlere Helligkeitstemperatur von 18 K. Das obere Spektrum im linken Bild wurde dagegen unter sehr feuchten Bedingungen gemessen mit einer mittleren Helligkeitstemperatur von 104 K. Im rechten Bild von Abbildung 6.3 ist ein Ausschnitt aus beiden Spektren mit der stratosphäri-

schen Spektrallinie dargestellt. Zum besseren Vergleich wurden beide Spektren um den Nullpunkt der Helligkeitstemperatur zentriert und zusätzlich die Linienmaxima übereinander gelegt. Man sieht deutlich, dass die stratosphärische Linie, die unter trockenen Bedingungen gemessen wurde, deutlich höher ist, als die unter feuchten Bedingungen gemessene. Diese wurde durch den sehr hohen troposphärischen Wasserdampfgehalt abgeschwächt. Trotzdem ist sie noch gut zu erkennen. Beide Spektren wurden in einer Zeit von 80 Minuten gemessen, das entspricht ungefähr einer Integrationszeit für das atmosphärische Signal von 25 Minuten. Auch bei schlechten Witterungsbedingungen sind Wasserdampfmessungen möglich.

In Abbildung 6.4 (oben) sind die mittleren Helligkeitstemperaturen aller bisher in Mérida gemessenen Wasserdampfspektren dargestellt. Daraus lassen sich die Messbedingungen gut abschätzen. Zwar sind in der ersten Messphase vom 31. März 2004 bis zum 5. April 2004 die Variationen am größten, aber der größte Teil der Messungen hat eine mittlere Helligkeitstemperatur zwischen 10 K und 60 K und beschreibt damit gute Bedingungen. Ende März endet die Trockenzeit und die Regenzeit beginnt. Bei den nächsten Messungen von Ende April an steigt die Temperatur an und liegt bei Werten zwischen 40 K und 100 K, die Variationen nehmen ab, soweit man dies bei 1–2 Messtagen pro Messphase beurteilen kann. Wie man in Abbildung 6.3 sehen konnte, ist auch bei einer mittleren Helligkeitstemperatur um 100 K eine Beobachtung der stratosphärischen Wasserdampflinie möglich. Auch bei den schlechten Bedingungen in der Regenzeit können Messungen von stratosphärischem Wasserdampf durchgeführt werden.

Im unteren Teil von Abbildung 6.4 sind die mittlere Helligkeitstemperatur der Spektren und die daraus bestimmte Transmission der Troposphäre für den Messwinkel von 20° gezeigt. Die Transmission wurde mit dem in Abschnitt 5.5 eingeführten Zweischichtmodell berechnet, allerdings mit den Werten für Ny-Ålesund, da für Mérida noch kein Zweischichtmodell berechnet wurde. Die troposphärische Transmission ist folglich mit einem Fehler behaftet, kann aber zu einer Abschätzung benutzt werden. Ganz deutlich sind Tagesgänge in der Transmission zu erkennen. Nachts wird sie sehr hoch und tagsüber nimmt sie bis auf einen Wert von 0.5 ab. Man sieht auch, dass die maximale Transmission von Tag zu Tag abnimmt, weil die Witterung feuchter wird.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass auf dem Pico Espejo sogar in der feuchten Regenzeit gute Bedingungen für Wasserdampfmessungen herrschen.

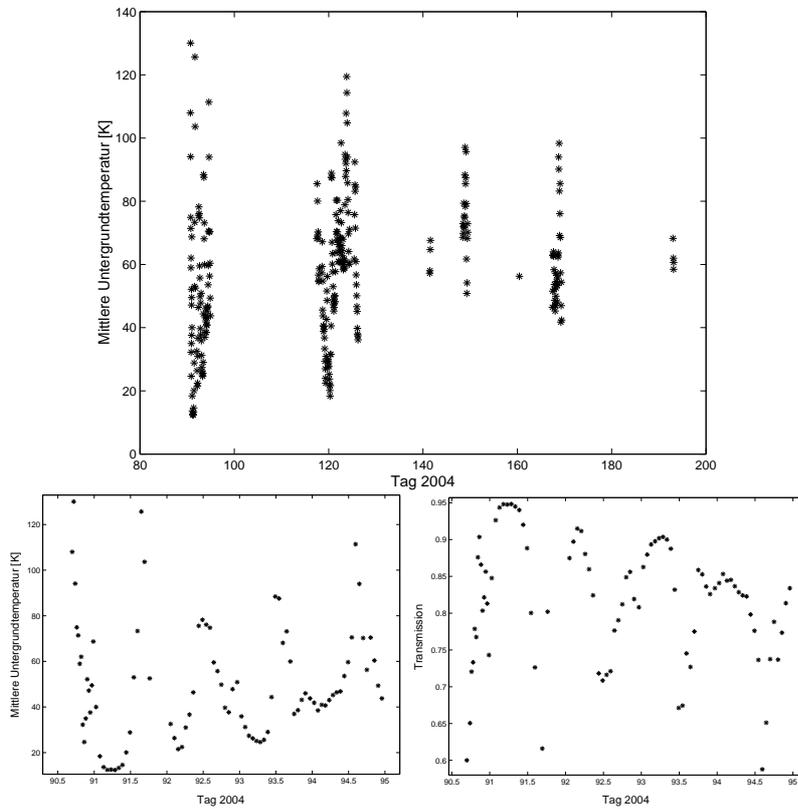


Abbildung 6.4: Oben: Mittlere Untergrundtemperatur aller in Mérida gemessenen Spektren. Unten: Mittlere Untergrundtemperatur der Spektren (links) und die daraus bestimmte troposphärische Transmission bei einem Messwinkel von 20° (rechts) für die erste Messphase vom 31. März 2004 bis zum 5. April 2004.

Berücksichtigt man die Höhe der Station von 4765 m, so kann der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre noch sehr hoch werden. Daraus kann man folgern, dass Wasserdampfmessungen bei feuchten tropischen Bedingungen in geringeren Höhen schwierig werden. In der Trockenzeit sind in Mérida hervorragende Messbedingungen zu erwarten.

6.2.2 Stratosphärische Wasserdampfprofile

Aufgrund eines instabil laufenden Lokoszillators konnten bisher in Mérida nur während der ersten Messphase vom 31. März 2004 bis zum 5. April 2004 Spektren gemessen werden, aus denen stratosphärische Wasserdampfprofile ausgewertet werden konnten. Das Problem beim Retrieval ist auch hier die Korrektur der Geräteeffekte – sprich Stehwellen – aus den Spektren. In Abbil-

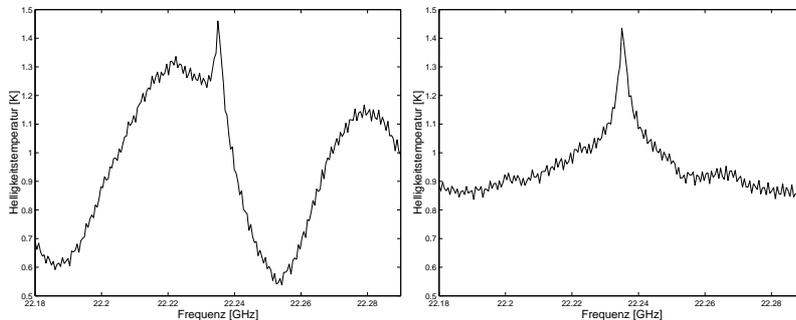


Abbildung 6.5: Typische stratosphärische Wasserdampflinie, die mit dem WARAM 2 auf dem Pico Espejo in Mérida gemessen wurde. Links ist eine Linie gezeigt, die um die troposphärische Transmission korrigiert wurde, rechts sind zusätzlich drei Stehwellen korrigiert.

Abbildung 6.5 ist eine typische Wasserdampflinie aus einer Messung des WARAM 2 auf dem Pico Espejo in Mérida gezeigt. Die linke Abbildung zeigt einen Tagesmittelwert aus Einzelspektren von Messungen mit je 80 Minuten Dauer, die um die troposphärische Transmission korrigiert wurden. Ganz deutlich ist hier eine starke Stehwelle mit ungefähr 1,5 Perioden im Spektrum zu sehen. Im Spektrum auf der rechten Seite von Abbildung 6.5 wurden diese starke Stehwelle und zusätzlich zwei weitere korrigiert. Wird das Spektrum ohne Korrektur der stärksten Stehwelle invertiert, kommt es zu starken Schwingungen des Wasserdampfprofils um das Apriori-Profil herum. Abbildung 6.6 (oben) zeigt die Inversion des unkorrigierten Spektrums. Im Residuum ist die Stehwelle noch deutlicher zu erkennen als im Spektrum und das berechnete Wasserdampfprofil zeigt starke Schwingungen. Beim Retrieval des Spektrums aus Spitzbergen in Kapitel 5 war die erste Inversion des unkorrigierten Spektrums schon stabiler (siehe Abbildung 5.6). Glücklicherweise scheint die starke Stehwelle des

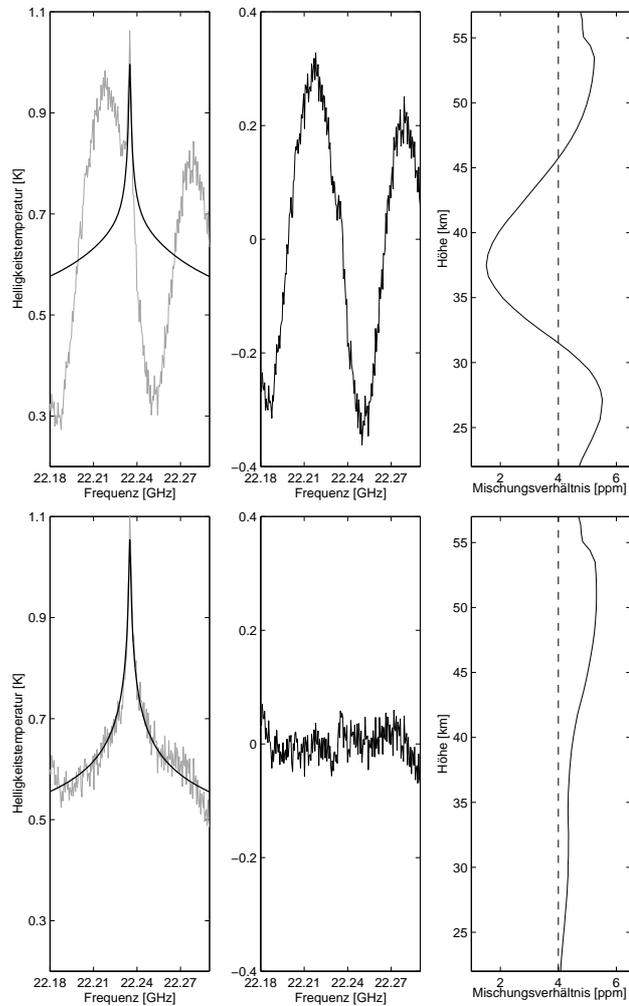


Abbildung 6.6: Oben: Inversion eines unkorrigierten Spektrums des WARAM 2. Unten: Inversion nach Korrektur von drei Stehwellen. Links sind Spektrum (grau) und Vorwärtsspektrum (schwarz) eingezeichnet, in der Mitte das Residuum und rechts ist das Wasserdampfprofil gezeigt, zusammen mit dem Apriori-Profil (gestrichelt).

WARAM 2 sehr stabil zu sein in Frequenz und auch Phase zumindest über die sechs Messtage hinweg. Sie kann sehr gut angepasst und von den Spektren abgezogen werden. In Abbildung 6.6 (unten) ist die Inversion des korrigier-

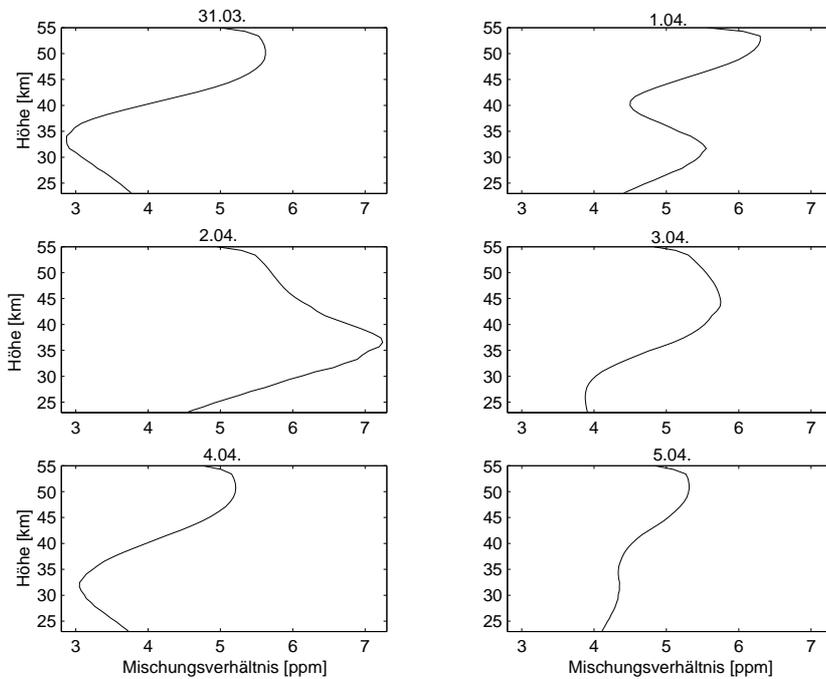


Abbildung 6.7: Stratosphärische Wasserdampfprofile, die aus den Spektren des WARAM 2 bestimmt wurden. Die Messungen wurden vom 31. März 2004 bis zum 5. April 2004 auf dem Pico Espejo in Mérida durchgeführt.

ten Spektrums dargestellt und das Wasserdampfprofil zeigt eine realistischere Form. Man muss bei der Korrektur der Spektren beachten, dass nicht zu viele Stehwellen angepasst werden und sich das Profil dem Apriori-Profil zu stark annähert. Ein Beispiel dazu wird in Abschnitt 7.1.1 gezeigt.

Für die Inversion der sechs Messtage vom 31. März 2004 bis zum 5. April 2004 wurde jeweils eine Korrektur für drei Stehwellen vorgenommen. Abbildung 6.7 zeigt die erhaltenen Wasserdampfprofile für diese erste Messphase. Alle Profile, mit Ausnahme des Profils am 2. April, zeigen zwischen 30 und 50 km einen Anstieg im Wasserdampfgehalt. Dieser Verlauf des Profils ist für die Tropen zu erwarten, wie andere Daten, vor allem aus Satellitenmessungen belegen (Kapitel 7). Die Wasserdampfprofile des WARAM 2 geben den Anstieg gut wieder. Die abweichende Form des Profils für den 2. April und mit Einschränkung für niedrige Höhen für das Profil vom 1. April kann nur schwer

erklärt werden. Da vergleichende Messungen von anderen Instrumenten für den Ort und den Tag fehlen, kann ein atmosphärischer Effekt nicht völlig ausgeschlossen werden, ist jedoch unwahrscheinlich. Das Problem kann in der Anpassung der Stehwellen liegen, die auf niedrigere Höhenschichten Einfluss nimmt. Der Versuch, die Stehwelle, die für den 31. März bestimmt wurde, vor der Inversion vom Spektrum für den 2. April abzuziehen, erbrachte keine wesentliche Änderung des Wasserdampfprofils. Die Stehwellenanpassung sollte entsprechend vorsichtig gehandhabt werden. Es konnten aber einige Perioden identifiziert werden, die immer wieder in den Residuen auftauchen. Vor allem die starke Stehwelle mit einer Periode im Bereich von 15.5 war in allen Spektren zu beobachten. Tabelle 6.1 fasst die Perioden zusammen.

Welle	1	2	3
Periode [GHz ⁻¹]	15.0–15.9	21.0–22.2	31.4–31.6

Tabelle 6.1: Stehwellen in den Spektren des WARAM 2

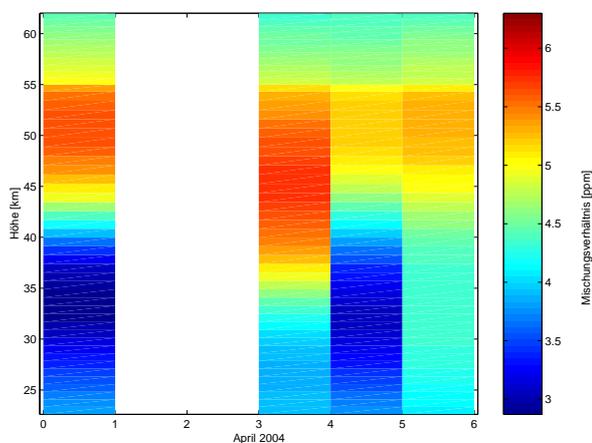


Abbildung 6.8: Zeitlicher Verlauf im Wasserdampfmischungsverhältnis in der Stratosphäre für den 31. März und vom 3. April bis zum 5. April 2004 in Mérida

In Abbildung 6.8 kann der zeitliche Verlauf des Wasserdampfgehaltes für die vier Messungen vom 31. März und vom 3. April bis zum 5. April verfolgt werden. Das Maximum im Mischungsverhältnis liegt für alle vier Tage in einem Höhenintervall um 50 km herum. Die Profile ändern sich von Tag zu Tag

in einem durchaus realistischen Rahmen von 1–1.5 ppm. Ein Vergleich dieser ersten Messungen mit Messungen anderer Instrumente findet in Kapitel 7 statt.

Die bisher gewonnenen Daten für den Standort Mérida sehen sowohl im Hinblick auf die Qualität der gemessenen Spektren, als auch auf deren Auswertbarkeit sehr gut aus.

6.2.3 Lokaloszillator

Aus den Messungen des WARAM 2 nach dem 27. April 2004 konnten keine stratosphärischen Wasserdampfprofile ausgewertet werden, da der Lokaloszillator, der den Mischer ansteuert, instabil lief. Abbildung 6.9 zeigt den Vergleich

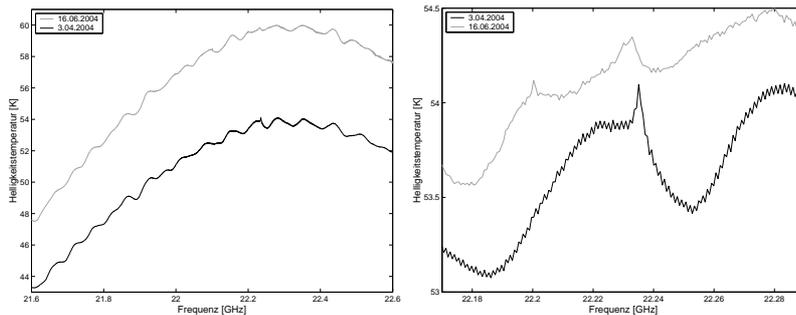


Abbildung 6.9: Vergleich von zwei Spektren des WARAM 2. Bei der Messung vom 3. April 2004 lief der Lokaloszillator stabil, bei der Messung vom 16. Juni 2004 instabil. Im rechten Bild ist ein Ausschnitt der vollen Spektren gezeigt und das obere Spektrum wurde um mehrere Kelvin verschoben.

einer Messung mit stabil laufendem mit einer Messung mit instabil laufendem Lokaloszillator. Die vollen Spektren (oben) haben beide die normale Form, die zu erwarten ist. Vergleicht man jedoch die stratosphärischen Linien (im unteren Bild), so ist die Linie in der Messung mit dem instabilen LO sehr breit. Durch die Schwankungen der LO-Frequenz wurde die Linie um ihre Mittenfrequenz herum verschmiert. In den nicht aufintegrierten Rohspektren ist dieser Effekt nicht zu entdecken. Lediglich die Rauschtemperatur des Instrumentes hatte sich um 100 K verschlechtert. Aus den Spektren können noch die troposphärische Transmission und Wasserdampfgesamtsäulen bestimmt werden.

Der LO wird momentan überholt und wird für eine nächste Messphase in der Trockenzeit wieder zur Verfügung stehen.

6.3 Messungen auf der Zugspitze

Im Schneefernerhaus auf der Zugspitze konnten von März 2003 bis Juli 2003 Testmessungen durchgeführt werden. So konnten einige Probleme im Messbetrieb noch behoben werden. Ein Wasserschaden zerstörte zum Glück nur eine PC-Tastatur, führte jedoch zu einer Unterbrechung der Messungen. Das benutzte Spektrometer war das Ersatzgerät der MIRA Gruppe des FZK, es überhitzte wegen des geringen Luftdrucks und lieferte unbrauchbare Daten. Das Spektrometer wurde auch durch die fehlende Temperierung beeinträchtigt (Abschnitt 6.3.1).

6.3.1 Frequenzkalibration

Den Kanälen des Spektrometers wird mit Hilfe eines Kammgenerators eine Frequenz zugeordnet. Der Kammgenerator liefert sehr schmale, gaußförmige Signale in einem Abstand von 100 MHz. Die genaue Lage des Maximums der Signale wird durch einen Fit bestimmt. Durch das »neue« Spektrometer für das WARAM 2 wurde eine Überarbeitung der Kalibrationssoftware notwendig. Der Offset der Signale wurde in den Fit mit einbezogen und die Qualität der Anpassung konnte so verbessert werden. Vor allem bei der sehr schwachen Wasserdampflinie ist eine genaue Frequenzkalibration notwendig, da die Spektren nicht nach der Mittenfrequenz der Linie kalibriert werden können. Die Abbildung 6.10 (oben) zeigt die Lage des ersten Peaks des Kammgenerators in Bezug auf die Spektrometerkanäle für die Messungen auf der Zugspitze von Mitte März bis Anfang April 2003. Die Lage schwankt unregelmäßig zwischen Kanal 121 und Kanal 128 mit nur einigen stabilen Phasen. Der Grund für diese starken Schwankungen sind Phasensprünge im Laser des AOS, da das Spektrometer nicht temperaturstabilisiert betrieben werden konnte. Messungen, in deren Zeitraum ein solcher Phasensprung stattgefunden hat, sind unbrauchbar. Es gibt aber auch einige stabile Phasen von bis zu 2 Tagen Dauer, in denen vernünftige Spektren gemessen werden konnten.

Diese Probleme mit der Frequenzkalibration könnten erklären, warum es

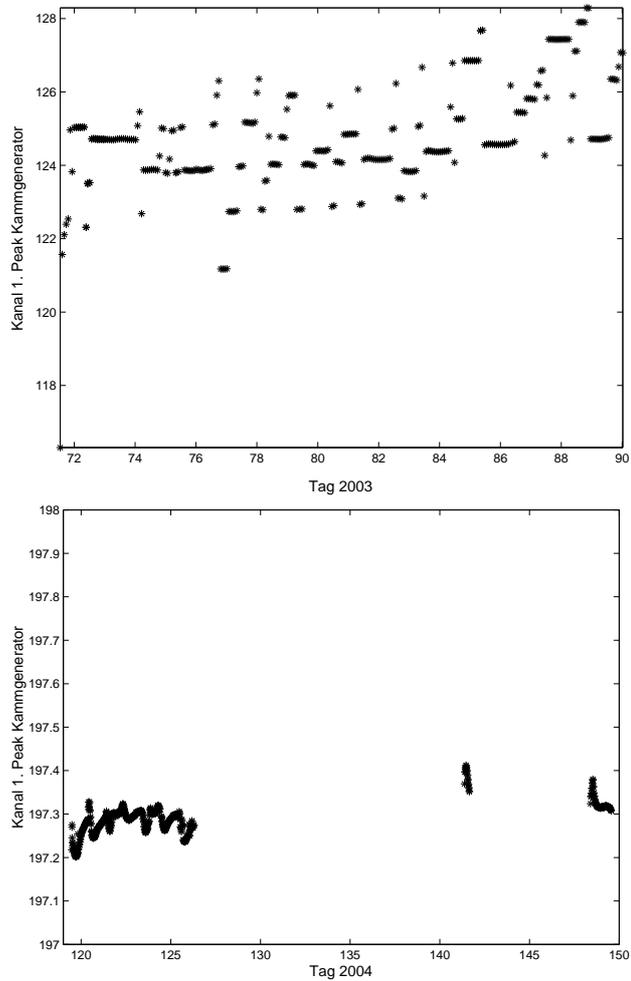


Abbildung 6.10: Kanal des Spektrometers, bei dem der 1. Peak des Kammgenerators liegt, für die Messungen des WARAM 2. Oben: Messungen auf der Zugspitze 2003, unten: Messungen in Mérida für den Dauerbetrieb ab dem 27. April 2004.

trotz guter Bedingungen in Bremen nicht gelungen ist, ein stratosphärisches Signal zu messen (einmal von den Störsignalen abgesehen).

In Mérida wird das AOS des MIRA 2 Gerätes benutzt, und es wird temperaturstabilisiert betrieben. Abbildung 6.10 (unten) zeigt wieder die Lage des 1.

Peaks des Kammgenerators in Bezug auf die Spektrometerkanäle. Die Schwankungen liegen jetzt in einem Bereich von 1/10 Kanal. Das System läuft sehr stabil, ebenso wie die Anpassung der Kammgeneratorpeaks.

6.3.2 Messbedingungen

Die Messbedingungen für die Zugspitze wurden analog zur Abschätzung für Mérida durchgeführt. Die Transmission der Troposphäre wurde wieder mit dem Modell für Ny-Ålesund bestimmt und ist dementsprechend mit einem Fehler behaftet. In Abbildung 6.11 sind für die kalibrierten Messungen im

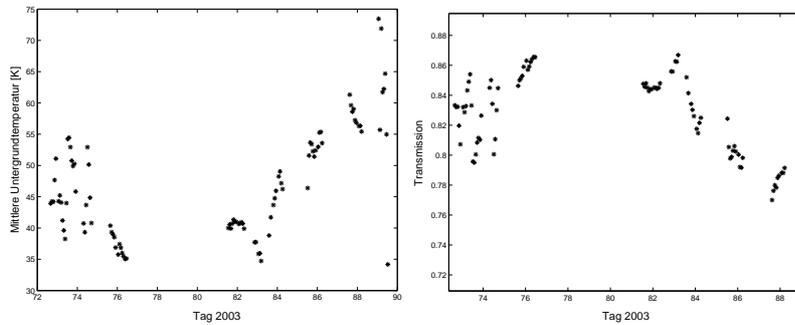


Abbildung 6.11: Mittlere Untergrundtemperatur der auf der Zugspitze gemessenen Spektren (links) und die daraus bestimmte troposphärische Transmission bei einem Messwinkel von 20° (rechts) im März 2003

März 2003 die Transmissionen bei einem Messwinkel von 20° zusammengefasst. Sie werden nie so hoch wie in Mérida im März 2004, aber das Schneefernerhaus liegt auch mit 2650 m entsprechend tiefer. Die Messbedingungen sind Anfang März gut und verschlechtern sich dann etwas, aber Wasserdampfmessungen sollten in jedem Fall möglich sein.

6.3.3 Stratosphärische Wasserdampfprofile

Durch das nicht stabilisierte AOS wurde die Auswertung der Spektren, die auf der Zugspitze gemessen wurden, deutlich erschwert. Es mussten zuerst Phasen gefunden werden, in denen das System stabil lief und die länger als einen

halben Tag andauerten, um die nötige Integrationszeit zu erreichen. Bisher konnten drei Messtage ausgewertet werden. Die Qualität der Spektren ist sehr schlecht. Die Spitze der Linien ist durch die Schwankungen im AOS leicht verbreitert und zusätzlich liegt die Linie über dem Maximum einer Stehwelle. Im oberen linken Bild von Abbildung 6.12 ist ein unkorrigiertes Spektrum gezeigt. Versucht man nun, diese unkorrigierte Linie mit einer realistischen Apriori-

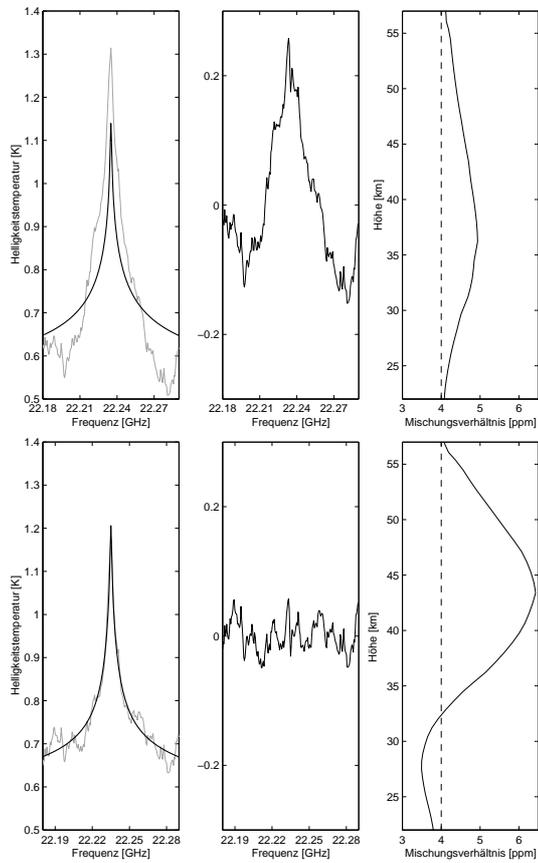


Abbildung 6.12: Oben: Inversion eines unkorrigierten Spektrums des WARAM 2 vom 24. März 2003/Zugspitze. Unten: Inversion nach Korrektur von zwei Stehwellen. Links sind Spektrum (grau) und Vorwärtsspektrum (schwarz) eingezeichnet, in der Mitte das Residuum und rechts ist das Wasserdampfprofil gezeigt, zusammen mit dem Apriori-Profil (gestrichelt).

Kovarianz von 2 ppm zu invertieren, so ergibt sich ein Mischungsverhältnis von weit über 10 ppm. Die Stehwelle ist vom atmosphärischen Signal nicht zu trennen. Dies gelingt durch Beschränkung der Apriori-Kovarianz auf 0.2 ppm und das Ergebnis ist in Abbildung 6.12 oben dargestellt. Im Residuum ist die Stehwelle klar zu erkennen und sie kann gut angepasst werden. Das Wasserdampfprofil liegt jetzt sehr nahe am Apriori-Profil. Zur Korrektur der zweiten – kleineren – Stehwelle wird die Apriori-Kovarianz auf 1 ppm erhöht und die Inversion der um zwei Stehwellen korrigierten Linie wird mit einer Apriori-Kovarianz von 2 ppm durchgeführt. Sie ergibt das Wasserdampfprofil in Abbildung 6.12 unten rechts. Ab einer Höhe von 30 km steigt das Mischungsverhältnis stetig an, bis zu einem ausgeprägten Maximum in 44 km Höhe und nimmt anschließend wieder ab. Die absoluten Werte sollten etwas vorsichtig betrachtet werden, da durch die sehr kleine Apriori-Kovarianz im ersten Inversionsschritt auch das Profil stärker zum Apriori-Profil tendieren könnte.

In Abbildung 6.13 sind die drei Profile für die Messungen auf der Zugspitze vom 23. März, vom 24. März und vom 27. März 2003 zusammengefasst. Alle Profile beschreiben ein Maximum im Wasserdampfmischungsverhältnis zwischen 40 und 45 km und schwanken um etwa 1 ppm zwischen den verschiedenen Messtagen. Sie zeigen alle einen realistischen Verlauf.

Trotz der schlechten Qualität der Spektren konnten drei stratosphärische Wasserdampfprofile bestimmt werden. Das Retrieval hat sich als sehr stabil bei leichten Ungenauigkeiten in der Frequenzkalibration erwiesen und es konnten auch Stehwellen mit einer in Bezug zur Spektrallinie ungünstigen Phase korrigiert werden.

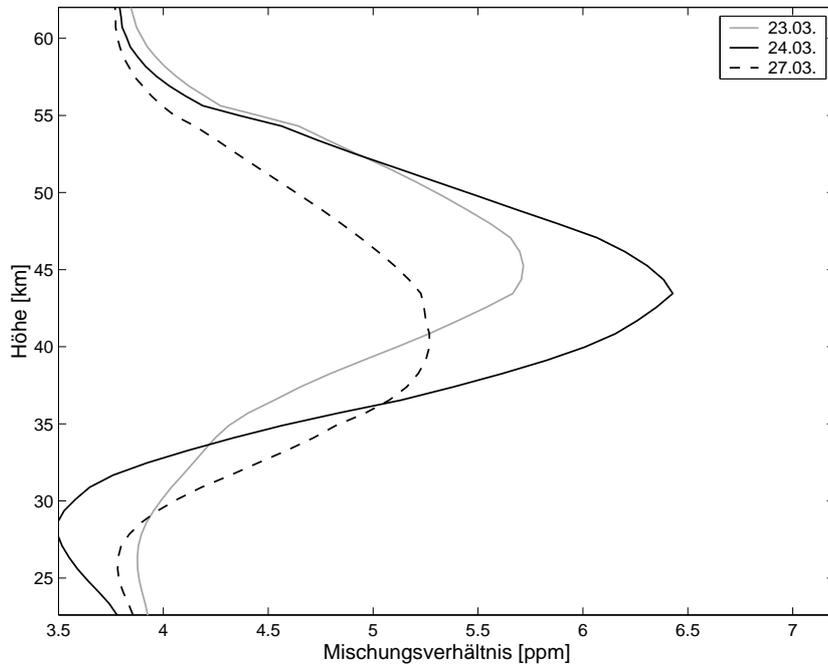


Abbildung 6.13: Drei Wasserdampfprofile für die Zugspitze vom 23. März, vom 24. März und vom 27. März 2003

6.4 Messungen in Ny-Ålesund

In Ny-Ålesund wird seit 1999 mit dem WARAM Wasserdampf gemessen. Zuerst wurden Messungen nach der Referenzstrahlmethode durchgeführt aber es konnten daraus keine stratosphärischen Wasserdampfprofile gewonnen werden (Lindner, 2001). Die Totalpower-Testmessungen im Juni 2001 lieferten gute Resultate und so wurde das Radiometer nachfolgend auf Totalpowerbetrieb umgestellt. Aus den Totalpowerspektren wurden für diese Arbeit zum ersten Mal stratosphärische Wasserdampfprofile für einen größeren Höhenbereich bestimmt.

6.4.1 Wasserdampfgesamtsäulen

Aus dem Retrieval für das gesamte Frequenzintervall des Spektrometers lassen sich sehr einfach die Wasserdampfgesamtsäulen oder auch das gesamte niederschlagsfähige Wasser (Abschnitte 3.1 und 3.3) berechnen, da die Wasserdampfverteilung der Troposphäre im Vorwärtsmodell berücksichtigt wird. Durch die annähernd exponentielle Abnahme der Wasserdampfkonzentration mit der Höhe in der Troposphäre tragen die untersten atmosphärischen Schichten den wesentlichen Anteil zur Gesamtsäule bei. Die Wasserdampfgesamtsäule wird meist in Millimetern angegeben und wird durch Integration der Teilchendichte des Wasserdampfs über den gesamten Höhenbereich berechnet

$$S_{\text{H}_2\text{O}} = \int_0^z n_{\text{H}_2\text{O}}(z') dz' . \quad (6.1)$$

Die Teilchendichte $n_{\text{H}_2\text{O}}$ erhält man aus dem schon bestimmten Volumenmischungsverhältnis des Wasserdampfs $c_{\text{H}_2\text{O}}$ und den in der Vorwärtsrechnung benutzten atmosphärischen Druck- und Temperaturprofilen durch die allgemeine Gasgleichung (Abschnitt 3.2.1)

$$n_{\text{H}_2\text{O}} = \frac{p}{k_{\text{B}}T} \cdot c_{\text{H}_2\text{O}} . \quad (6.2)$$

Die Umrechnung in mm erfolgt mit der Teilchendichte für flüssiges Wasser $n_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{L}} = \rho_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{L}} N_{\text{A}} / M_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{mol}}$, dabei ist $\rho_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{L}}$ die Dichte von Wasser, $M_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{mol}}$ die

Molmasse und N_A die Avogadro-Konstante. Für die diskreten Schichten im Modell ergibt sich so die Gesamtsäule

$$S_{\text{H}_2\text{O}} = \frac{M_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{mol}}}{\rho_{\text{H}_2\text{O}}^L N_A} \sum_{i=1}^z \frac{p_i}{k_B T_i} \cdot c_i^{\text{H}_2\text{O}} \cdot \Delta z_i \quad [\text{mm}]. \quad (6.3)$$

Δz_i bezeichnet die Dicke der einzelnen Höhengschichten in Kilometern.

Abbildung 6.14 zeigt die nach Gleichung (6.3) berechneten Gesamtsäulen für einen Tag. Man sieht, dass die Höhe der Säule mit der mittleren Hel-

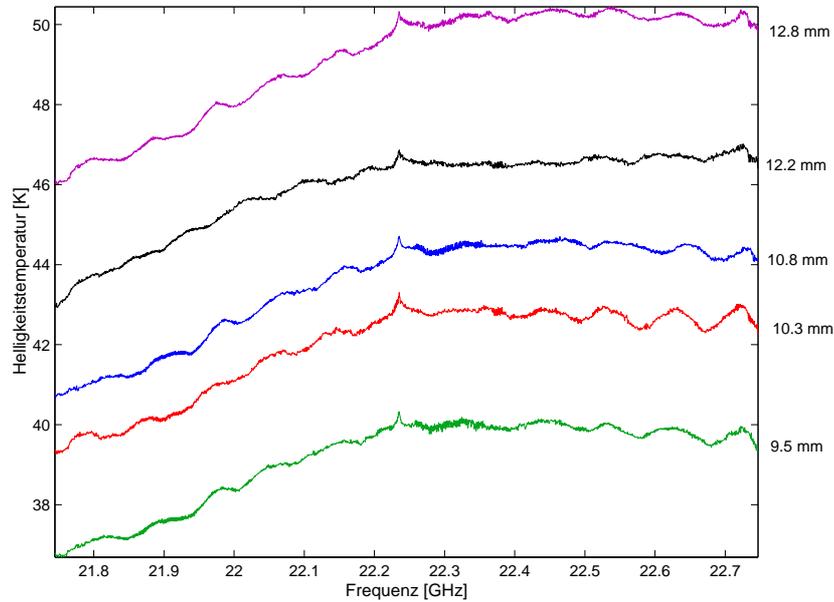


Abbildung 6.14: Wasserdampfgesamtsäulen zu einzelnen Spektren in Ny-Ålesund. Gezeigt sind alle Spektren vom 17. September 2002, bei denen das Retrieval konvergierte.

ligkeitstemperatur des Spektrums korreliert ist. Je mehr Wasserdampf in der Troposphäre vorhanden ist, desto höher auch die detektierte Signalstärke. Die Zuordnung der Säulen zu den Spektren geschieht in sinnvoller Art und Weise, d. h. Spektren mit höherer Helligkeitstemperatur ergeben ein Wasserdampfprofil, das eine höhere Gesamtsäule liefert. Leider konvergiert das Retrieval nicht bei allen gemessenen Spektren. Dies ist vor allem auf die Beeinträchtigung

der Spektren durch Stehwellen zurückzuführen. Besonders Stehwellen mit größeren Perioden verformen das Spektrum so, dass viele Inversionsschritte notwendig sind, um das Spektrum anzupassen. Dies führt jedoch zu Oszillationen im berechneten Profil, was wiederum unrealistische Gesamtsäulen liefert. Vernünftige Ergebnisse liefern Spektren, für welche die Inversion nach 2–3 Schritten konvergiert. Dazu muss der Startwert für das Retrieval variiert werden, da das normalerweise als Startwert benutzte und aus Sonden berechnete Apriori-Profil für Ny-Ålesundsehr trockene atmosphärische Bedingungen beschreibt.

In Ny-Ålesund werden regelmäßig Sondenmessungen unter anderem von Wasserdampf durchgeführt, sodass ein Vergleich der Wasserdampfgesamtsäulen direkt möglich ist. Für das Beispiel vom 17. September 2002 in Abbildung 6.14 ergibt sich eine Gesamtsäule von 7.5 mm für die Sondenmessung um 11 Uhr. Die Messung des Radiometers ungefähr zur gleichen Zeit (unterstes Spektrum in Abbildung 6.14) liefert eine Säule von 9.5 mm. Die Messung der Sonde wird überschätzt. Allerdings muss man die Messzeit von 70 Minuten für das Radiometer berücksichtigen, man erhält einen Mittelwert für die Gesamtsäule im Messzeitraum.

6.4.2 Stratosphärische Wasserdampfprofile

Aus den Messungen des WARAM wurden bisher für drei Zeiträume stratosphärische Profile bestimmt. Die Messungen vom 17. September 2002 bis zum 20. September 2002 konnten mit AMSOS Messungen vom Institut für angewandte Physik der Universität Bern verglichen werden (Abschnitt 7.1.2) und für Dezember 2003 gibt es zahlreiche Messungen von MIPAS auf ENVISAT (Abschnitt 7.1.1). Schließlich wurden auch noch einige Profile im März 2004 ausgewertet, um einen Vergleich mit den Messungen der anderen beiden Standorte zur gleichen Jahreszeit durchzuführen.

Die Inversion der Spektren wurde in Abschnitt 5.6 schon ausführlich für den 17. September 2002 dargestellt. Die Qualität der Spektren aus diesem Zeitraum ist gut. Die Spektren im Dezember 2003 und im März 2004 sind dagegen deutlich von einem instabil laufenden AOS beeinträchtigt. Das AOS konnte ab Mai 2004 nicht mehr betrieben werden und musste repariert werden. Die Spektren sind überaus verrauscht und von zahlreichen Spikes überlagert. Zusätzlich befindet sich das Maximum der Stehwelle direkt unter der Linie und die Spitze der Linie ist leicht durch die Schwankungen im AOS verbreitert (Ab-

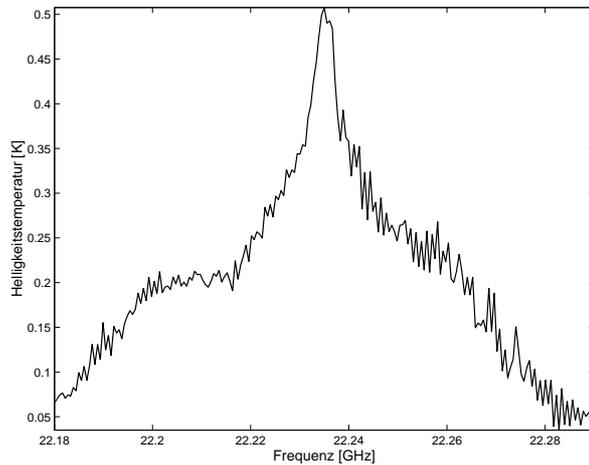


Abbildung 6.15: Spektrum vom 6. Dezember 2003, die Effekte des instabilen Spektrometers sind deutlich zu erkennen.

bildung 6.15). Daher musste ähnlich wie bei den Spektren auf der Zugspitze in Abschnitt 6.3.3 stärker korrigiert werden. Trotzdem konnten stratosphärische Wasserdampfprofile bestimmt werden. Alle Messtage, die im Dezember 2003 bisher ausgewertet werden konnten, zeigt Abbildung 6.16. Die Wasserdampfprofile im Dezember 2003 zeigen alle ein ausgeprägtes Maximum zwischen 30 km und 40 km Höhe. Die Mischungsverhältnisse liegen im Maximum teilweise über 6.5 ppm und sind nicht unüblich für nördliche Breiten. Messungen von Deuber et al. (2004) bei 67° Nord ergeben Mischungsverhältnisse von über 7 ppm.

Die Mischungsverhältnisse in den einzelnen Höhenschichten schwanken von Tag zu Tag um bis zu 1 ppm. Berücksichtigt man die schlechte Qualität der Spektren und den Fehler im Profil durch das Messrauschen von bis zu 0.5 ppm konnten für das Retrieval von Wasserdampfprofilen über Ny-Ålesund bisher gute Ergebnisse erzielt werden.

6.5 Zusammenfassung

Der Betrieb der Wasserdampfradiometer an den drei verschiedenen Standorten auf der nördlichen Halbkugel – Mérida 8°N, Zugspitze 47°N und Ny-Ålesund

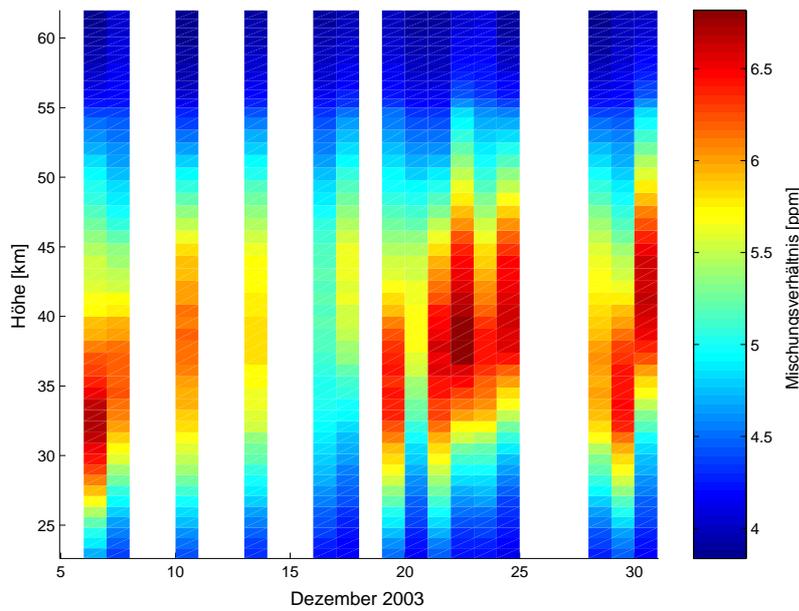


Abbildung 6.16: Wasserdampfprofile für Dezember 2003 über Ny-Ålesund an den Tagen, an denen die Spektren ausgewertet werden konnten.

79°N – bietet eine gute Gelegenheit zum Vergleich der gemessenen Profile. Für Mérida und Ny-Ålesund wurden Messungen von Ende März bzw. Anfang April 2004 benutzt, für die Zugspitze Messungen von Ende März 2003, um eine annähernde Vergleichbarkeit herzustellen. Es wurden Mittelwerte über alle (Zugspitze, Mérida) bzw. über 4 Messungen (Ny-Ålesund) gebildet. Die so berechneten Profile zeigt Abbildung 6.17. Das Profil in Äquatornähe weist einen Anstieg im Mischungsverhältnis über die Stratosphäre hinweg auf und erreicht ein Maximum von 5.6 ppm in 52 km Höhe. Die untere Stratosphäre ist wesentlich trockener als in den beiden anderen Profilen, bedingt durch die sehr hoch liegende und sehr kalte tropische Tropopause. In mittleren Breiten besitzt das Mischungsverhältnis ein ausgeprägtes Maximum in 45 km Höhe. Hier wurden Werte von 5.3 ppm bestimmt. Das arktische Wasserdampfprofil besitzt ebenfalls ein ausgeprägtes Maximum. In 33 km Höhe werden 5.8 ppm im Mischungsverhältnis erreicht. Auch dieses Profil spiegelt den Einfluss der niedrigen und nicht so kalten arktischen Tropopause wider (vergleiche Abbil-

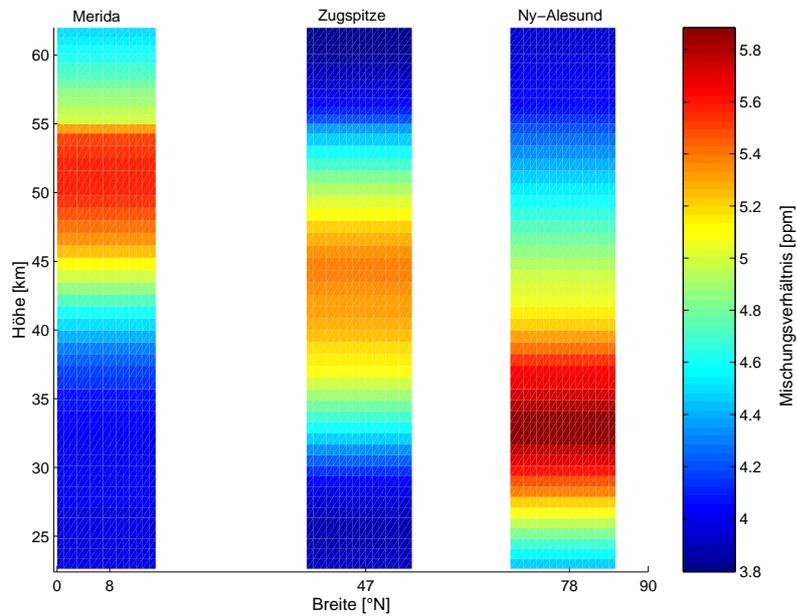


Abbildung 6.17: Mittlere Wasserdampfprofile Ende März/Anfang April 2003/2004 für die drei Standorte der Radiometer auf der Nordhalbkugel: Mérida 8° Nord, Zugspitze 47° Nord und Ny-Ålesund 79° Nord

dung 3.3). Die mittleren Wasserdampfprofile der drei Standorte folgen einem Verlauf, wie er ausgehend von einer Klimatologie und von atmosphärischen Parametern für die drei Standorte zu erwarten ist.

7 Validation

In diesem Kapitel wird versucht, zur Validation der Wasserdampfradiometer einige Daten anderer Messgeräte zusammenzutragen und einen ersten Vergleich durchzuführen. Es war vor allem schwierig, für Ny-Ålesund Satellitendaten zu finden, da viele Satelliten, darunter z. B. auch HALOE, diese nördlichen Breiten nicht erreichen. Vom MIPAS Instrument auf ENVISAT liegen jedoch einige Daten vor und das flugzeuggetragene AMSOS Instrument aus Bern hat über Ny-Ålesund gemessen. Auch für die beiden anderen Standorte konnten Daten von HALOE und MIPAS zum Vergleich herangezogen werden. Im letzten Abschnitt wird über das Ziel des MARS Projektes, die Validation des SCIAMACHY Instrumentes, berichtet.

7.1 Validation des WARAM

7.1.1 HALOE und MIPAS

Mérida

Für die sechs Messtage des WARAM 2 in Mérida existieren keine Wasserdampfdaten von HALOE (Russel et al., 1993). Daher wurden Wasserdampfprofile von HALOE als Vergleich herangezogen, die zwischen dem 17. März und dem 19. März 2004 gemessen wurden. Es wurden zwei mittlere HALOE Wasserdampfprofile bestimmt. Zuerst ein Mittelwert aus sechs Messungen vom 17. März 2004 zwischen 6° Nord bis 8.5° Nord und 165° Ost bis 285° Ost (linke Seite von Abbildung 7.1) um einen Anhaltspunkt für Werte bei einem passenden Breitengrad zu erhalten. Und es wurde ein Mittelwert aus drei Messungen vom 17. März 2004 bis zum 19. März 2004 in einem Radius von 500 km um Mérida herum bestimmt (rechte Seite von Abbildung 7.1). Beide Wasserdampfprofile zeigen einen sehr ähnlichen Verlauf und beschreiben einen ansteigenden Wasserdampfgehalt im betrachteten Höhenbereich von

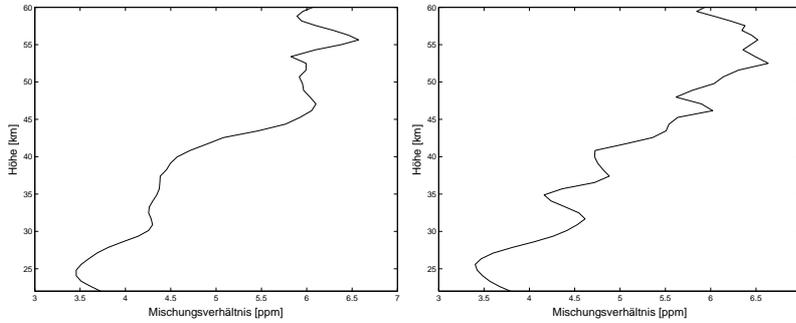


Abbildung 7.1: Zwei mittlere HALOE Wasserdampfprofile: Ein Mittelwert aus sechs Messungen vom 17. März 2004 zwischen 6° Nord bis 8.5° Nord und 165° Ost bis 285° Ost (links) und ein Mittelwert aus drei Messungen vom 17. März 2004 bis zum 19. März 2004 in einem Radius von 500 km um Mérida (rechts)

etwa 3.5 bis maximal 6.5 ppm. Um eine Vergleichbarkeit der HALOE Profile mit den WARAM 2 Profilen herzustellen, müssen die besser aufgelösten HALOE Profile auf die niedrigere Höhenauflösung des WARAM 2 umgerechnet werden und der Apriori-Beitrag angepasst werden nach folgender Gleichung (Abschnitt 5.4.1)

$$\mathbf{x}_{\text{Vergleich}} = (\mathbf{I} - \mathbf{A})\mathbf{x}_a + \mathbf{A}\mathbf{x}_{\text{HALOE}} . \quad (7.1)$$

Das Profil, das als Vergleich dient, wird mit der Averaging Kernel Matrix \mathbf{A} jeder WARAM 2 Inversion gefaltet und der Apriori-Anteil wird hinzuaddiert. Abbildung 7.2 zeigt den Vergleich der Wasserdampfprofile vom 31. März 2004 bis zum 5. April 2004 aus Mérida mit einem mittleren tropischen HALOE Wasserdampfprofil, dessen Höhenauflösung mit Gleichung (7.1) angepasst wurde. Beide gefalteten HALOE Profile sehen sich sehr ähnlich und so wurde nur ein Profil eingezeichnet. Die Wasserdampfprofile, die für den 3. April und den 5. April bestimmt wurden, liegen sehr nahe bei dem mittleren HALOE Profil, sowohl was den Verlauf der Profile als auch die Mischungsverhältnisse betrifft. Die beiden Profile vom 31. März und vom 4. April zeigen einen ähnlichen Verlauf wie das HALOE Profil, jedoch sind die Werte im Mischungsverhältnis fast durchgehend niedriger. Am 1. April stimmen beide Profile bis zu einer Höhe von 37 km gut überein, darunter aber nicht mehr. Das Profil am 2. April zeigt einen völlig anderen Verlauf als das HALOE Profil. Hier scheint wirklich

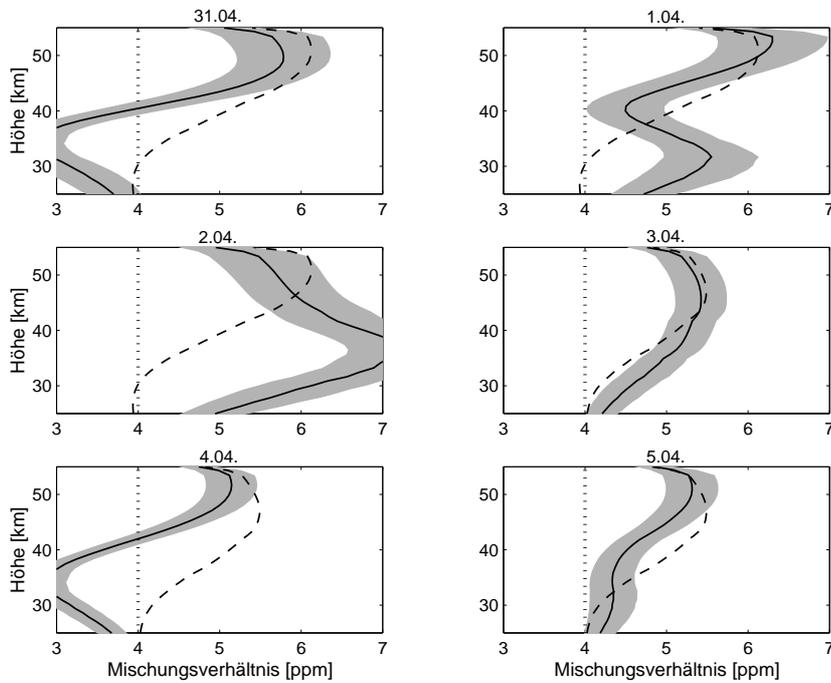


Abbildung 7.2: Vergleich der Wasserdampfprofile vom 31. März 2004 bis zum 5. April 2004 aus Mérida mit einem mittleren tropischen HALOE Wasserdampfprofil. Der Fehler in den WARAM 2 Profilen ist grau schattiert, das HALOE Profil ist gestrichelt und das Apriori-Profil ist gepunktet dargestellt.

die Anpassung der Stehwellen nicht gelungen zu sein. Zusammenfassend lässt sich sagen, dass beim Vergleich mit HALOE für 4 von 6 Messtagen eine gute Übereinstimmung gefunden wurde, vor allem wenn man auch den Abstand der HALOE von den WARAM 2 Messungen von fast drei Wochen berücksichtigt und den teilweise großen räumlichen Abstand der Satellitenmessungen vom Radiometerstandort. Die Abweichungen beim Vergleich in tieferen Schichten könnten auf die Anpassung der Stehwellen in den Spektren des WARAM 2 zurückzuführen sein. Dazu zeigt Abbildung 7.3 ein Beispiel. Dargestellt sind die Ergebnisse einer Inversion im linken Bild nach Korrektur von zwei Stehwellen, im rechten Bild nach Korrektur von drei Stehwellen. Beide Male ist als Vergleich das mittlere HALOE Profil mit eingezeichnet. Man erkennt, dass die stärker korrigierte Inversion stärker zum Apriori-Profil hin tendiert und um das

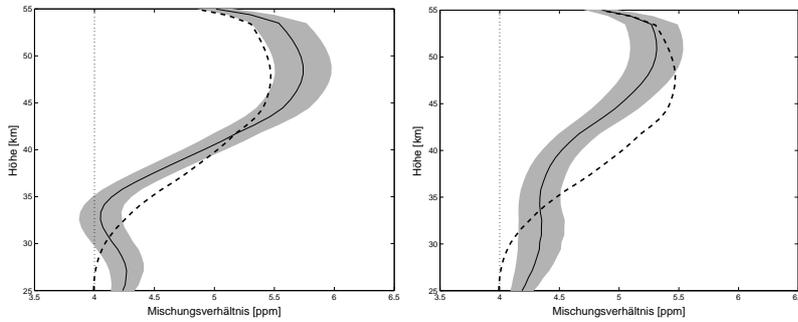


Abbildung 7.3: Vergleich von zwei Inversionen des selben Spektrums mit dem HALOE Profil. Das Profil im linken Bild wurde aus dem Spektrum nach Korrektur von zwei Stehwellen bestimmt, das Profil im rechten Bild nach Korrektur von drei Stehwellen. Der Fehler in den WARAM 2 Profilen ist grau schattiert, das HALOE Profil ist gestrichelt und das Apriori-Profil ist gepunktet dargestellt.

mittlere HALOE Profil »schwingt«.

Vom MIPAS Instrument (Clarmann et al., 2003) auf ENVISAT gibt es stratosphärische Wasserdampfprofile, aber die Messungen wurden am 26. März 2004 eingestellt. Das WARAM 2 hat ab dem 31. März 2004 gemessen und somit ist ein direkter Vergleich mit MIPAS auch nicht möglich. Die letzten verwendbaren Wasserdampfmessungen von Mipas im Abstand von maximal 500 km von Mérida stammen vom 25. März 2004 und liefern ein Wasserdampfprofil. Abbildung 7.4 zeigt dieses Profil zusammen mit dem angegebenen Messfehler. Der Wasserdampfgehalt steigt wie bei den Messungen von HALOE mit zunehmender Höhe an. Das Mischungsverhältnis ist jedoch für fast alle Höhengschichten größer als bei HALOE. Natürlich kann man für ein einziges Profil keine genaue Beurteilung vornehmen.

Durch die höheren Werte im Mischungsverhältnis beim MIPAS Profil sind die Unterschiede zu den WARAM 2 Daten größer als zwischen den WARAM 2 Profilen und HALOE. Aber die WARAM 2 Profile vom 3. April und vom 5. April zeigen eine größere Ähnlichkeit zu den MIPAS Profilen zumindest beide im Verlauf des Profils und am 3. April zusätzlich im Mischungsverhältnis (Abbildung 7.5).

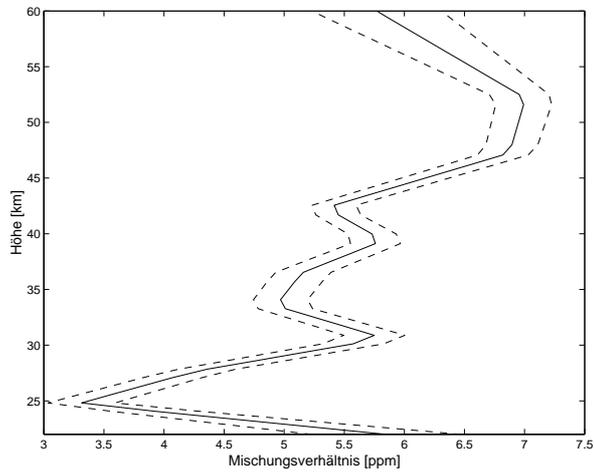


Abbildung 7.4: MIPAS Wasserdampfprofil vom 25. März 2004 in 500 km Abstand zu Mérida. Der angegebene Messfehler ist gestrichelt eingezeichnet.

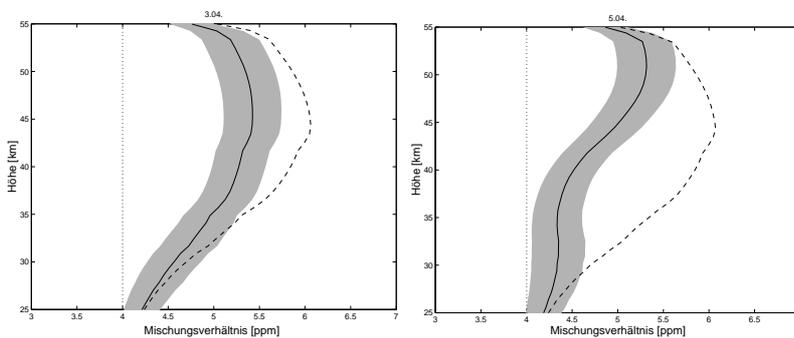


Abbildung 7.5: Vergleich eines MIPAS Wasserdampfprofils mit WARAM 2 Profilen vom 3. April und vom 5. April 2004. Der Fehler in den WARAM 2 Profilen ist grau schattiert, das HALOE Profil ist gestrichelt und das Apriori-Profil ist gepunktet dargestellt.

Auch im Vergleich zu dem MIPAS Profil zeigen zumindest zwei der WARAM 2 Profile eine gute Übereinstimmung.

Abschließend lässt sich zum ersten Vergleich der Wasserdampfprofile in Mérida sagen, dass der allgemeine Verlauf eines ansteigenden Wasserdampfgehaltes in der Stratosphäre für den betrachteten Zeitraum gut wiedergegeben

wird. Auch die Mischungsverhältnisse liegen für einige Profile sehr nah bei den Vergleichsmessungen von HALOE und MIPAS. Sie scheinen jedoch systematisch etwas zu niedrig auszufallen. Eine erste Erklärungsmöglichkeit ist ein zu starker Einfluss des Apriori-Profiles von 4 ppm durch zu starke Anpassung von Stehwellen (siehe Abbildung 7.3). Zur Optimierung der Auswertung der Wasserdampfprofile sind sowohl weitere Messungen als auch direkte vergleichende Messungen notwendig.

Zugspitze

Wasserdampfprofile von HALOE und MIPAS für einen Vergleich mit den WARAM 2 Messungen auf der Zugspitze konnten leichter gefunden werden. Von HALOE gibt es ein Profil in einem Radius von 500 km um die Zugspitze vom 2. April 2003, also fünf Tage nach der letzten ausgewerteten WARAM 2 Messung. Von MIPAS gibt es mehrere Messungen zwischen dem 23. März 2003

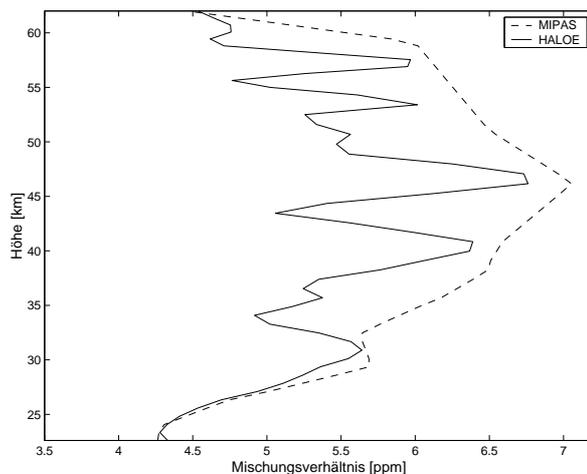


Abbildung 7.6: HALOE Wasserdampfprofil vom 2. April 2003 und ein Mittelwert aus MIPAS Wasserdampfprofilen vom 23. März 2003 bis zum 27. März 2003 jeweils mit maximal 500 km Abstand zur Zugspitze.

und dem 27. März 2003 ebenfalls in maximal 500 km Abstand. Abbildung 7.6 zeigt das HALOE Profil und einen Mittelwert aus drei MIPAS Profilen. Auffällig ist hier, wie auch bei den Datensätzen für Mérida, dass das MIPAS Profil

durchgehend ein höheres Mischungsverhältnis aufweist, als das HALOE Profil. Die Abweichungen betragen fast 2 ppm in einigen Höhenschichten. Beide Profile beschreiben ein ausgeprägtes Maximum im Mischungsverhältnis bei etwa 45 km.

Abbildung 7.7 zeigt den Vergleich der HALOE und MIPAS Wasserdampfprofile mit WARAM 2 Profilen vom 23. März bis zum 27. März 2003. Das Profil am 23. März weist ein etwas höher liegendes Maximum als die beiden Satellitenmessungen auf und fällt nach unten hin etwas stärker ab. Zwischen

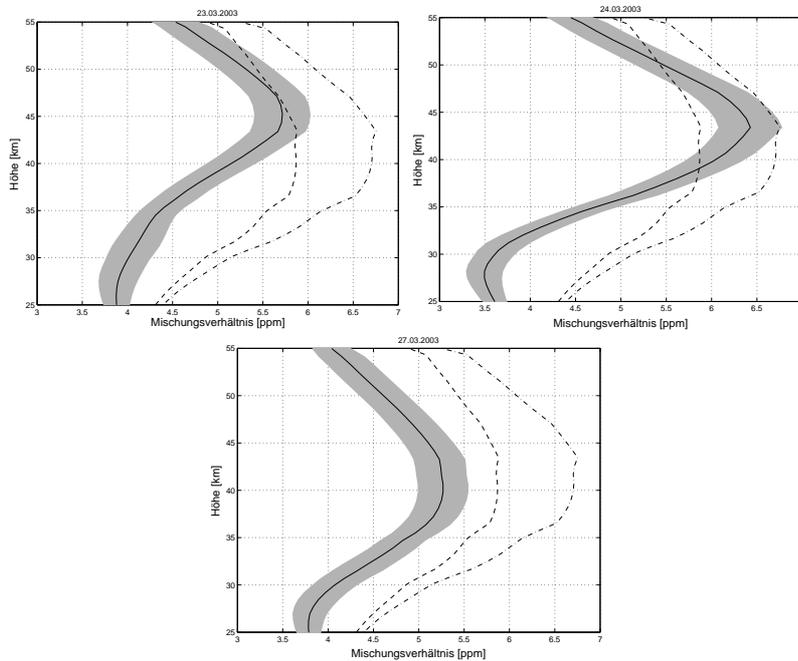


Abbildung 7.7: Vergleich von HALOE und MIPAS Wasserdampfprofilen mit WARAM 2 Profilen vom 23. März bis zum 27. März 2003. Der Fehler in den WARAM 2 Profilen ist grau schattiert, das HALOE Profil ist gestrichelt und das MIPAS Profil ist strichgepunktet dargestellt.

40 und 55 km liegt es nahe bei dem von HALOE gemessenen Profil. Für den 24. März liegt das Maximum des WARAM 2 Profils fast in der gleichen Höhe wie bei den Satellitendaten. Das Mischungsverhältnis liegt zwischen MIPAS und HALOE, fällt aber in tieferen Schichten wieder stärker ab. Die Diffe-

renz zu HALOE beträgt hier maximal 1–1.5 ppm. Das WARAM 2 Profil für den 27. März zeigt die gleiche Form wie beide Vergleichsprofile, das Maximum befindet sich in der gleichen Höhe, nur das Mischungsverhältnis liegt gut 0.5 ppm niedriger als bei HALOE und 1–1.5 ppm niedriger als bei MIPAS. Die Abweichungen können – abgesehen von räumlichen und zeitlichen Variationen – durch die Korrektur der Stehwellen verursacht werden, die vor allem für tiefere Höhenschichten den Einfluss des Apriori-Profiles verstärkt.

Berücksichtigt man die schlechte Qualität der Spektren, ergibt sich eine beachtliche Übereinstimmung der WARAM 2 Daten mit den Wasserdampfprofilen aus beiden Satellitenmessungen.

Ny-Ålesund

Von MIPAS liegen für Dezember 2003 zahlreiche Messungen in einem Radius von 500 km um Ny-Ålesund herum vor. Allerdings weisen diese Messungen sehr starke Variationen sowohl zwischen den einzelnen Höhenschichten, als auch zwischen den einzelnen Messungen auf. Eine Messung von MIPAS vom 13. Dezember ist in Abbildung 7.8 auf der rechten Seite gezeigt. Die angege-

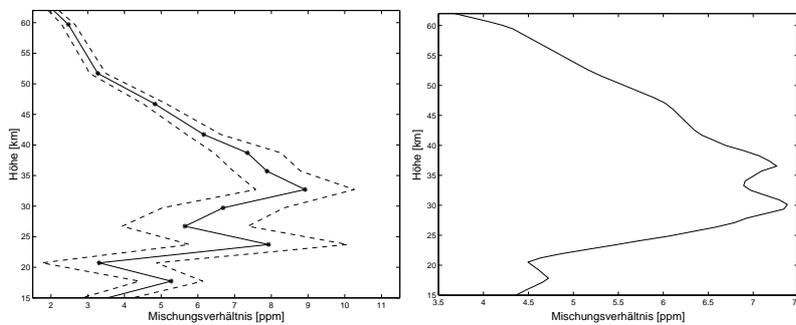


Abbildung 7.8: MIPAS Wasserdampfprofile im Dezember 2003 im Umkreis von 500 km um Ny-Ålesund herum. Links: Einzelne Messung vom 13. Dezember 2003, die Werte für jede Höhenschicht sind als Punkte eingezeichnet und interpoliert, der Messfehler ist gestrichelt eingezeichnet. Rechts: Mittleres Profil aus allen 71 Messungen im Dezember 2003.

benen Fehler betragen je nach Höhenschicht bis zu mehreren ppm. Aufgrund dieser großen Variationen wurde aus allen 71 Messungen im Dezember 2003

ein mittleres Wasserdampfprofil bestimmt (Abbildung 7.8 rechts), das dann für einen Vergleich mit den WARAM Profilen benutzt wurde. Den Vergleich zeigt

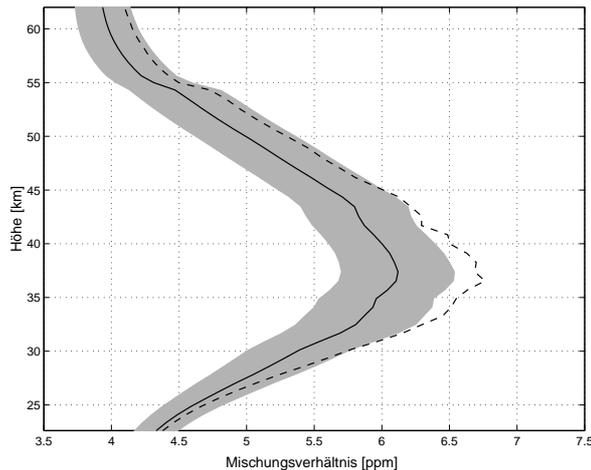


Abbildung 7.9: Vergleich von mittleren Wasserdampfprofilen für Dezember 2003 in Ny-Ålesund. Der Fehler im WARAM Profil ist grau schattiert und das MIPAS Profil ist gestrichelt eingezeichnet.

Abbildung 7.9. Alle WARAM Wasserdampfprofile für Dezember 2003 wurden gemittelt und das mittlere MIPAS Profil wurde mit einer typischen Höhenauflösung der WARAM Inversion gefaltet. Das Maximum beider Profile liegt exakt in der gleichen Höhe nur liegt das Maximum von MIPAS um 0.5 ppm höher als das Maximum des WARAM Profils. Dies stellt gleichzeitig die maximale Abweichung beider Profile dar. Insgesamt sind die Mischungsverhältnisse von MIPAS etwas höher als die des WARAM. Berücksichtigt man den Fehler der MIPAS Daten von mindestens 0.5 ppm, so liegen beide Profile sehr nahe zusammen.

7.1.2 Vergleich mit AMSOS

Das AMSOS Instrument ist ein flugzeuggetragenes Mikrowellenradiometer des Instituts für angewandte Physik der Universität Bern (Feist et al., 2003; Vasic et al., 2004), das die starke Wasserdampflinie bei 183 GHz misst. Bei einer Messkampagne im September 2002 wurde Ny-Ålesund überflogen. Vom

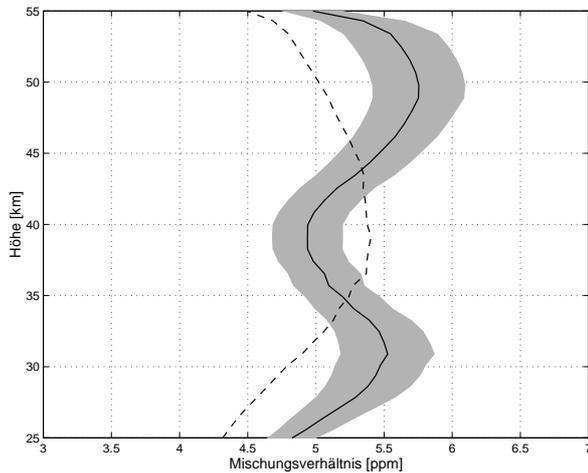


Abbildung 7.10: Vergleich eines mittleren AMSOS Wasserdampfprofils (gestrichelt, 16. September 2002 – 17. September 2002) mit einem mittleren WARAM Profil vom 18. September 2002 – 20. September 2002. Der Fehler im WARAM Profil ist grau schattiert.

16. September 2002 bis zum 17. September 2002 konnten 12 Wasserdampfprofile gemessen werden. Die Auswertung der WARAM Profile für diesen Zeitraum gestaltet sich äußerst schwierig. Am 16. September 2002 liegen nicht genügend Messungen vor und bei den Messungen vom 17. September 2002 an konnten die Stehwellen in den Spektren nur schwer identifiziert und angepasst werden. Zum Vergleich wurde über vier Tage vom 17. September 2002 bis zum 20. September 2002 gemittelt. Abbildung 7.10 zeigt den Vergleich eines mittleren AMSOS Profils mit dem WARAM Profil. Zwischen etwas über 30 km und 45 km Höhe liegen beide Profile nahe zusammen. Die Mischungsverhältnisse des WARAM Profils liegen sonst höher als das mittlere AMSOS Profil und weichen um 0,5–0,75 ppm davon ab. Vergleicht man die ungefalteten AMSOS Profile mit dem WARAM Profil, so zeigen beide eine sehr ähnliche Form mit einem ausgeprägten lokalen Minimum.

Der Vergleich der WARAM/WARAM 2 Wasserdampfprofile mit den Wasserdampfprofilen der anderen Instrumente zeigt eine gute Übereinstimmung vor allem im Verlauf der Profile. Alle bisher bestimmten Profile bilden die Maxima in den Mischungsverhältnissen im Vergleich zu den anderen Datensätzen

gut ab. Die Mischungsverhältnisse liegen immer unter den Mischungsverhältnissen von MIPAS aber näher bei den HALOE Daten. Beim Vergleich mit AMSOS zeigt das WARAM Profil eine Art Schwingung und das deutet auf eine schlechte Anpassung von Stehwellen hin. Im Allgemeinen nimmt in tieferen Höhenschichten die Abweichung zu den Satellitendaten zu. Dieser Effekt kann wahrscheinlich auf die noch nicht perfekte Korrektur von Stehwellen in den WARAM Spektren zurückgeführt werden. Zusammenfassend lässt sich sagen, dass aus den Daten der beiden Wasserdampfradiometer stratosphärische Höhenprofile in einer guten Qualität gewonnen werden können.

7.2 Validation des SCIAMACHY Instrumentes

Ein wesentliches Ziel des MARS-Projektes ist die Validation von Wasserdampfdaten des SCIAMACHY Instrumentes (Kapitel 2). Die offiziellen Produkte der Messungen sind Wasserdampfprofile, die von der ESA zur Verfügung gestellt werden. Jedoch sind bisher keine offiziellen Datenprodukte zu erhalten. Es haben sich Verzögerungen durch den verspäteten Start des ENVISAT Satelliten und bei Arbeiten an der Retrievalsoftware ergeben. Es gibt keine offiziellen Daten und ein Termin für eine Veröffentlichung der Daten wurde noch nicht genannt.

Im Institut für Umweltphysik werden wissenschaftliche Auswertungen von Wasserdampfdaten des SCIAMACHY Instrumentes vorgenommen. Im Moment wird an einem Retrieval für einen Wellenlängenbereich gearbeitet, der Profile vom Erdboden bis in etwa 25 km Höhe ermöglicht (Eichmann, 2004). Diese Wasserdampfprofile der Troposphäre und der unteren Stratosphäre sind für das Retrieval der kompletten 22 GHz Linie als Vergleich interessant. Leider dauern die Arbeiten am Retrieval dieser SCIAMACHY Daten noch an. Das Instrument misst auch Wellenlängenbereiche, aus denen stratosphärische Wasserdampfprofile bestimmt werden können, aber diese sind ebenfalls noch nicht zu erhalten. Somit ist ein Vergleich von WARAM Daten mit SCIAMACHY Daten zum jetzigen Zeitpunkt nicht möglich.

8 Zusammenfassung und Ausblick

Der erste Schwerpunkt dieser Arbeit bestand im Aufbau und der Inbetriebnahme eines 22 GHz Wasserdampfradiometers. Das Radiometer WARAM 2 dient zur Messung stratosphärischer Wasserdampfprofile und wird im Rahmen des Projektes der »Mérida Atmospheric Research Station« (MARS) betrieben. MARS befindet sich in den venezolanischen Anden nahe bei der Stadt Mérida und wurde in Zusammenarbeit der Universidad de los Andes in Mérida, des Forschungszentrums Karlsruhe und der Universität Bremen aufgebaut. Das WARAM 2 ist das erste bodengebundene Wasserdampfradiometer, das so nahe am Äquator permanent betrieben werden kann. Das Instrument wurde in Bremen aufgebaut und hier wurden erste Testmessungen durchgeführt. Anschließend folgte eine Test- und Messphase im Schneefernerhaus auf der Zugspitze von März bis Juli 2003. Der Aufbau des Instrumentes auf dem Pico Espejo bei Mérida konnte schließlich Ende März 2004 durchgeführt werden. Ab Ende April 2004 waren Standardmessungen möglich, wurden jedoch durch einen instabilen Lokaloszillator beeinträchtigt.

Im Rahmen der Arbeit konnte das WARAM 2 charakterisiert werden und wichtige Instrumentenparameter konnten gewonnen werden. Vor allem die in Mérida gemessenen Wasserdampfspektren weisen eine gute Qualität auf.

Der zweite Schwerpunkt der Arbeit bestand in der Auswertung der gemessenen Spektren. Aus den Messungen des WARAM 2 und des ersten Wasserdampfradiometers WARAM in Ny-Ålesund sollten stratosphärische Wasserdampfprofile bestimmt werden. Da beide Instrumente ein sehr ähnliches Design aufweisen, kann die Auswertung weitgehend parallel durchgeführt werden. Der Fokus bei der Beobachtung stratosphärischer Spurengase verschiebt sich gegenwärtig in Richtung des stratosphärischen Wasserdampfs, da hier noch einige Fragen in Bezug auf Wasserdampftrends und ihre Auswirkungen nicht beantwortet werden konnten. Die Bedeutung des atmosphärischen Wasserdampfs wurde in dieser Arbeit kurz zusammengefasst.

Ein zentraler Bestandteil der Inversion der Wasserdampflinie stellt die Kor-

rektur von Geräteeffekten aus den Spektren dar, da sonst eine Auswertung der Spektren nicht möglich ist. Es wurden verschiedene Möglichkeiten der Korrektur ausprobiert. Nach Bestimmung der Stehwellen in den Residuen der Inversion und anschließender Korrektur können stratosphärische Wasserdampfprofile in einer guten Qualität bestimmt werden. Die Inversion nach der Optimal Estimation Methode wird in zwei Schritten durchgeführt. In einem ersten Schritt wird eine stratosphärische Wasserdampflinie bestimmt, die dann anschließend im zweiten Schritt mit ARTS/Qpack invertiert wird. Bisher wurden alle Messungen aus Mérida, einige Messungen von der Zugspitze und mehrere Messphasen in Ny-Ålesund, darunter der Dezember 2003 ausgewertet, vor allem im Hinblick auf mögliche Vergleiche mit Messungen anderer Instrumente. Der Vergleich von Messungen der drei verschiedenen Standorte untereinander zeigte eine gute Konsistenz bei der Abbildung von atmosphärischen Parametern wie der Tropopausenhöhe und -temperatur. Mit den Wasserdampfradiometern können stratosphärische Wasserdampfprofile in Höhen zwischen 25 km und 55 km bestimmt werden. Die Höhenauflösung liegt zwischen 12 km und 16 km.

Eine erste Validation der Wasserdampfradiometer konnte ebenfalls durchgeführt werden. Vor allem der Verlauf im Wasserdampfmischungsverhältnis in der Stratosphäre wird im Vergleich zu Messungen anderer Instrumente wie HALOE, MIPAS oder AMSOS gut wiedergegeben. Auch für die Werte der berechneten Mischungsverhältnisse findet man Übereinstimmungen mit den Vergleichsmessungen. Insgesamt können mit den Wasserdampfradiometern stratosphärische Wasserdampfprofile in einer guten Qualität bestimmt werden.

Für die Zukunft wird angestrebt, die Station in Mérida zu einer tropischen NDSC Station auszubauen und auch hier Langzeitbeobachtungen der Stratosphäre durchzuführen. Vor allem für Bestimmungen des Wasserdampftrends und des Transportes in die Stratosphäre sind die Wasserdampfmessungen hier interessant. Um die Messdauer des WARAM 2 zu erhöhen, ist eine automatische Befüllung der kalten Kalibrationslast mit flüssigem Stickstoff im Aufbau. Dadurch kann ein regelmäßigerer Messzyklus für das Instrument erreicht werden. Es soll demnächst die nächste Messphase in der nun anstehenden Trockenzeit in Mérida durchgeführt werden, nachdem der neu kalibrierte Lokoszillator eingebaut wurde.

Die Stehwellenanpassung in der Auswertung sollte noch verbessert und an-

schließlich standardisiert werden, um eine größere Konsistenz in der Auswertung zu erreichen. Natürlich müssen noch weitere Vergleiche zur Validation der Wasserdampfradiometer durchgeführt werden. Weitere Möglichkeiten bieten Wasserdampfdaten des satellitengestützten Instrumentes ODIN, das seit einiger Zeit misst oder demnächst auch Daten des MLS Instrumentes auf Aura. Die weitere Auswertung der Daten aus Ny-Ålesund wird Wasserdampfprofile ab 2001 liefern, aus denen ein arktischer Wasserdampfjahresgang bestimmt werden kann. Daten für einen tropischen Jahresgang werden nach einiger Zeit ebenfalls vorliegen.

Schließlich können mit den Daten der Wasserdampfradiometer die Wasserdampfmessungen von SCIAMACHY – oder anderer Instrumente – validiert werden, was ja die ursprüngliche Intention des MARS Projektes war.

Danksagung

Mein Dank geht an

Prof. Dr. Klaus F. Künzi, der mir die Möglichkeit zu dieser Arbeit gegeben hat, immer noch einen Tipp geben konnte und der den defekten Lokaloszillator des WARAM 2 entdeckt und ausgebaut hat

Prof. Dr. Justus Notholt, der als zweiter Betreuer das Koreferat für diese Arbeit übernommen hat

Dr. Kai Lindner, für die Einführung in den Bau von Wasserdampfradiometern, für die Implementierung des Messprogramms und für die Hilfe beim Aufbau des WARAM 2 im Schneefernerhaus

Dr. Ingo Wohltmann, für seine ganzen Arbeiten am Wasserdampfretrieval

Die Mitglieder oder ehemaligen Mitglieder der RAM Gruppe insbesondere Sven Golchert, Helmut Härle, Michael Hooock und Bernd Schwenker, die immer bereit waren zu helfen und Mathias Palm für die Einführung in Qpack

Gunther Näveke, der meine Versuche der Metallbearbeitung unterstützt hat und einige wichtige Teile für das WARAM 2 gebaut hat

Alle Mitglieder der MIRA Gruppe vom Forschungszentrum Karlsruhe, insbesondere Dr. Gerd Hochschild und Jochen Groß, für die zahlreichen Vorarbeiten und Hilfestellungen beim Aufbau des WARAM 2

Prof. Dr. Pedro Hoffmann, für seine hervorragende Betreuung vor Ort in Mérida und für seinen Einsatz beim Betrieb des Radiometers auf dem Pico Espejo

Alle Mitarbeiter des IUP, die immer für Fragen zur Verfügung standen und hier insbesondere an Birgit Teuchert

Die mechanische Werkstatt des FB1 für den Bau einiger Teile für das WARAM 2

Thomas Medeke und Folkard Wittrock für die nette Zusammenarbeit beim Aufbau in Mérida

Das Alfred-Wegener-Institut und vor allem an die Mitarbeiter in Ny-Ålesund für die Betreuung des WARAM

Die ULA für die Unterstützung des MARS Projektes

Das Team vom Schneefernerhaus für die Betreuung des WARAM 2

Dr. Astrid Bracher, die für mich die Satellitendaten von HALOE und MIPAS zusammengesucht hat

Dr. Stefan Bühler für die Einführung in ARTS

Ganz besonders möchte ich mich bei Axel Kleindienst bedanken, der für mich eine unerschöpfliche Quelle der Motivation war und immer bereit, sich die neuesten Wasserdampfprobleme anzuhören. Er hat die Mensabesuche erträglich gemacht und ohne ihn hätte ich die zwei kaputten Festplatten wohl nicht überstanden.

Vielen Dank schließlich an meine Frau Jutta, die den ganzen Dienstreisestress mitgemacht und mich immer motiviert hat, wenn wieder mal nichts funktionierte.

Anhang

A Steuerung des WARAM 2

Die nachfolgenden Programmzeilen stellen ein typisches Initialisierungsfile für eine Totalpowermessung des WARAM 2 dar. Die einzelnen Zeilen sind nummeriert. Einige Änderungen im Vergleich zum Messprogramm in Ny-Ålesund werden im Anschluss erläutert.

```
1 Radiometer           WaRAM2
2 Comment              Standard Totalpower
                       Measurement
3 MeasurementMode     Totalpower
4 IniDate              20020905
5 IniAuthor            KL
6 FaulhaberInitMoCo   Yes
7 FaulhaberAngleCold  -90.00
8 FaulhaberAngleHot   -180.00
9 TotalpowerAngle     20.00
10 FaulhaberAngle000Steps -8625
11 FaulhaberAngle360Steps 32975
12 FaulhaberComPort   3
13 ProgramBreakoffTime -1
14 ProgramBreakoffSysNT 1500
15 ProgramBreakoffRun 100
16 ProgramExitValueRun Okay
17 SpectrometerReadoutTime 40
18 NiDAQDIO96Device   1
19 SaveDirectoryPath   e:\data\waram
20 SaveDirectoryPraefix m
21 SaveDirectorySuffix tpm
22 SaveDatafile        Yes
23 AttenuatorProgramInit 5
24 AttenuatorProgramExit 0
```

25	Phase01	Hot	150
26	Phase02	External	150
27	Phase03	Totalpower	150
28	UseGraphics	0	

In Zeile 6 kann durch *yes/no* eine Initialisierung des Motors, der den Empfangsspiegel steuert, durchgeführt werden. Bei der Initialisierung wird eine durch das Signal einer Lichtschranke bestimmte Position angefahren, die als Referenzmarke zur Bestimmung der Messwinkel dient. In den folgenden Zeilen 7 und 8 werden die Winkel angegeben, unter denen die kalte und die warme Kalibrationslast zu finden sind. Als Winkel 0 wird die Richtung zum Horizont definiert. In Zeile 9 wird der Messwinkel angegeben. In den Zeilen 10 und 11 müssen für den Spiegelmotor die Positionen für 0 und 360 Grad angegeben werden. Insgesamt werden 41600 Schritte auf 360 Grad verteilt. Die Nullposition des Motors bestimmt die Lichtschranke. Der Spiegelmotor ist am Com-Port 3 angeschlossen (Zeile 12). In den folgenden Zeilen 13–15 können Abbruchbedingungen angegeben werden; -1 bedeutet fortdauernde Messung ohne Abbruch. Abbruchbedingungen sind Messzeit (13), Systemrauschtemperatur (14) und Anzahl der Messungen (15). In Zeile 16 steht die Ausgabe beim Ende bzw. Abbruch der Messung (*okay/break*). Danach folgen Pfadangaben und Angaben zu den abgespeicherten Namen und die Einstellung für den schaltbaren Abschwächer (23–24). Die Zeilen 25–27 beinhalten die Phasen der Messung und die Dauer in Einheiten der AOS-Readoutzeit von 40 ms. In Zeile 28 wird die Grafikausgabe des Messprogrammes ein- und ausgeschaltet (1 bzw. 0). Ein sicherer Standardmessbetrieb ist nur bei abgeschalteter Grafikausgabe möglich. Für Testmessungen mit grafischer Ausgabe muss nur eine 1 eingefügt werden.

Die folgenden Programmzeilen werden dem Programm-Manager übergeben, der die Wasserdampf Standardmessung steuert und anschließend zum MIRA 2 umschaltet. Der Code in den Zeilen 7–9 steht jeweils in einer Zeile. *REMOTE* muss groß geschrieben werden und bewirkt den automatischen Start des jeweiligen Programms. In Zeile 6 wird der Spiegelmotor initialisiert. In Zeile 7 wird das Messprogramm gestartet und die Initialisierungsdatei für eine Kammgeneratormessung übergeben. Insgesamt werden 4 Kammgeneratormessungen durchgeführt. In der folgenden Zeile 8 wird die Totalpowermessung gestartet und im Anschluss wird nochmals eine Kammgeneratormessung durchgeführt.

Liefert diese Standard Wasserdampfmessung ein break in der Ausgabe, so wird in Zeile 11 abgebrochen und auf das MIRA 2 umgeschaltet.

```
1 #
2 Standardmessung auf dem Pico Espejo!
3 -1
4 !
5 #
6 1 1 d:\programs\waramsoft\MarsW2\bin\marsw2im.exe
7 1 4 d:\programs\waramsoft\MarsW2\bin\marsw2mp.exe
   d:\programs\waramsoft\MarsW2\bin\
       comb.ini REMOTE
8 1 4 d:\programs\waramsoft\MarsW2\bin\marsw2mp.exe
   d:\programs\waramsoft\MarsW2\bin\
       totalpower.ini REMOTE
9 1 4 d:\programs\waramsoft\MarsW2\bin\marsw2mp.exe
   d:\programs\waramsoft\MarsW2\bin\
       comb.ini REMOTE
10 #
11 2 1 d:\programs\tools\exitcode 2
12 *
```


B Literaturverzeichnis

- AGU, 1995: Water Vapor in the Climate System. American Geophysical Union Public Information Program.
- Barnes, J. A. und Allan, D. W., 1964: Effects of long-term stability on the definition and measurement of short-term stability. In *Proceedings of the IEEE-NASA symposium on the definition and measurement of short-term frequency stability*.
- Berg, H., Krupa, R., Hochschild, G., Kopp, G. und Kuntz, M., 1998: Millimeter wave radiometer with adjustable internal calibration load for high resolution measurements of stratospheric constituents. In *Proceedings of 2nd ESA Workshop on Millimetre Wave Technology and Applications: Antennas, Circuits and Systems*.
- Bovensmann, H., Burrows, J. P., Buchwitz, M., Frerick, J., Noel, S., Rozanov, V. V., Chance, K. V. und Goede, A. H. P., 1999: SCIAMACHY – Mission objectives and measurement modes. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 127–150.
- Brasseur, G. und Solomon, S., 1986: *Aeronomy of the Middle Atmosphere*. D. Reidel Publishing Company.
- Bühler, S. A., Eriksson, P., von Engeln, A. und Kuhn, T., 2005: ARTS, the Atmospheric Radiative Transfer Simulator. *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer*, **91**, 65–97.
- Chahine, M. T., 1992: The hydrological cycle and its influence on climate. *Nature*, **359**, 373–380.
- Clarmann, T. v., Chineke, T. C., Fischer, H., Funke, B., Garcia-Comas, M., Gil-Lopez, S., Glatthor, N., Grabowski, U., Höpfner, M., Kellmann, S., Kiefer, M., Linden, A., Lopez-Puertas, M., Lopez-Valverde, M. A., Milz, G. M. T. M., Steck, T. und Stiller, G. P., 2003: Remote sensing of the middle atmosphere with MIPAS. In *Proceedings of SPIE*, Volume 4882.
- Crutzen, P. J. und Graedel, T. E., 1994: *Chemie der Atmosphäre*. Spektrum Akademischer Verlag.

- Cruz-Pol, S. L., Ruf, C. S. und Keihm, S. J., 1998: Improved 20–32 GHz atmospheric absorption model. *Radio Sci.*, **33**, 1319–1333.
- Demtröder, W., 1999: *Experimentalphysik 2*. 2. Aufl., Springer-Verlag.
- Deuber, B., Feist, D. G. und Kämpfer, N., 2003: Ground-based measurements of middle atmospheric water vapour at Bern, Switzerland. Institute of Applied Physics, University of Bern, Switzerland.
- Deuber, B., Haeferle, A., Feist, D. G., Kämpfer, N., Yushkov, V., Lukyanov, A., Khaikin, S., Korshunov, L., Kivi, R., Kyrö, E. und Vömel, H., 2004: Water Vapour Profiles from the Ground to the Mesosphere, Comparison of Ground-based Microwave Remote Sensing Technique and Balloon-borne Hygrometers during the LAUTLOS Campaign. Institute of Applied Physics, University of Bern, Switzerland.
- Eichmann, K.-U., 2004: Private Mitteilung.
- Eriksson, P., Jiménez, C. und Bühler, S. A., 2005: Qpack, a tool for instrument simulation and retrieval work. *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer*, **91**, 47–64.
- Evans, S. J., Toumi, R., Harries, J. E., Chipperfield, M. P. und III, J. M. R., 1998: Trends in stratospheric humidity and the sensitivity of ozone to these trends. *Journal of Geophysical Research*, **103**, 8715–8725.
- Feist, D. G., Vasic, V. und Kämpfer, N., 2003: Changes in the distribution of stratospheric water vapor observed by an airborne microwave radiometer. In *Proceedings of the 16th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research*, SP-530.
- Forkman, P., Eriksson, P. und Winnberg, A., 2002: The 22 GHz radio-aeronomy receiver at Onsala Space Observatory. *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer*, **1**, 1.
- Forster, P. M. d. F. und Shine, K. P., 1999: Stratospheric water vapour changes as a possible contributor to observed stratospheric cooling. *Geophysical Research Letters*, **21**, 3309–3312.
- Forster, P. M. d. F. und Shine, K. P., 2002: Assessing the climate impact of trends in stratospheric water vapour. *Geophysical Research Letters*, **29**.
- Haken, H. und Wolf, H. C., 1992: *Molekülphysik und Quantenchemie*. 1. Aufl., Springer-Verlag.
- Haken, H. und Wolf, H. C., 1996: *Atom- und Quantenphysik*. 6. Aufl., Springer-Verlag.
- Hochschild, G., Berg, H., Kopp, G., Krupa, R. und Kuntz, M., 1998: Advan-

- ced ground-based monitoring of stratospheric trace gas profiles: calibration, data, analysis and results. In *Proceedings of SPIE: Microwave Remote Sensing of the Atmosphere and Environment*, Volume 3503.
- Hook, M., 2000: Aufbau und Betrieb eines bodengebundenen 110 GHz Mikrowellenradiometers zur Beobachtung stratosphärischen Ozons über Bremen. Diplomarbeit.
- Janssen, M. A., 1993: *Atmospheric remote sensing by microwave radiometry*. John Wiley & Sons.
- Kopp, G., 2000: Inversion arktischer stratosphärischer Spurengasprofile für die Ozonforschung aus Messungen eines bodengebundenen Millimeterwellenradiometers. Dissertation, Wissenschaftliche Berichte FZKA 6563.
- Krupa, R., 1998: Millimeterwellen-Radiometrie stratosphärischer Spurengase unter Anwendung balancierter Kalibrierung. Dissertation, Wissenschaftliche Berichte FZKA 6048.
- Kuntz, M., Hochschild, G. und Krupa, R., 1997: Retrieval of ozone mixing ratio profiles from ground-based millimeter wave measurements disturbed by standing waves. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 21 965–21 975.
- Liebe, H. J., 1989: An atmospheric millimeter-wave propagation model. *Internat. J. Infrared & Millimeter Waves*, **10**, 6.
- Liebe, H. J. und Dillon, T. A., 1969: Accurate foreign-gas-broadening parameters of the 22-GHz H₂O line from refraction spectroscopy. *Chem. Phys.*, **50**, 2.
- Lindner, K., 2001: Messung von stratosphärischem Chlormonoxid und Wasserdampf in der Arktis. Dissertation, Logos Verlag Berlin.
- Lutgens, F. K. und Tarbuck, E. J., 2001: *The Atmosphere: An Introduction to Meteorology*. 8. Aufl., <http://www.ux1.eiu.edu/~cfjps/1400/circulation.html>: Prentice Hall.
- Mrowinski, D., 1970: Refraktion und Absorption in atmosphärischen Gasen in der Umgebung der 22 GHz-Wasserdampf-Rotationslinie. *Z. angew. Phys.*, **29**, 5.
- Nedoluha, G. E., Bevilacqua, R. M., Gomez, R. M., Hicks, B. C., III, J. M. R. und Connor, B. J., 2003: An evaluation of trends in middle atmospheric water vapor as measured by HALOE, WVMS, and POAM. *Journal of Geophysical Research*, **108**, 4391.
- Nedoluha, G. E., Bevilacqua, R. M., Gomez, R. M., Siskind, D. E., Hicks, B. C., III, J. M. R. und Connor, B. J., 1998: Increases in middle atmos-

- pheric water vapor as observed by the Halogen Occultation Experiment and the ground-based Water Vapor Millimeter-wave Spectrometer from 1991 to 1997. *Journal of Geophysical Research*, **103**, 3531–3543.
- Nedoluha, G. E., Bevilacqua, R. M., Gomez, R. M., Thacker, D. L., Waltmann, W. B. und Pauls, T. A., 1995: Ground-based measurements of water vapor in the middle atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 2927–2939.
- NVAP, 2004: . NASA Water Vapor Project, <http://eosweb.larc.nasa.gov/>.
- Nyquist, H., 1928: Thermal agitation of electric charge in conductors. *Phys. Rev.*, **32**, 110–113.
- Oltmans, S. J. und Hofmann, D. J., 1995: Increase in lower-stratospheric water vapour at a mid-latitude Northern Hemisphere site from 1982 to 1994. *Nature*, **374**, 146.
- Oltmans, S. J., Vömel, H., Hofmann, D. J., Rosenlof, K. H. und Kley, D., 2000: The increase in stratospheric water vapor from balloonborne, frostpoint hygrometer measurements at Washington, D.C., and Boulder, Colorado. *Geophysical Research Letters*, **27**, 3453–3456.
- Palm, M., 2004: Private Mitteilung.
- Parrish, A., de Zafra, R. L., Solomon, P. M. und Barrett, J. W., 1988: A ground-based technique for millimeter wave spectroscopic observations of stratospheric trace constituents. *Radio Science*, **23**, 2, 106–118.
- Peter, R., 1998: Stratospheric and mesospheric latitudinal water vapor distributions obtained by an airborne millimeter-wave spectrometer. *Journal of Geophysical Research*, **103**, 16 275–16 290.
- Pickett, H. M., 1980: Effects of velocity averaging on the shapes of absorption lines. *J. Chem. Phys.*, **73**, 12, 6090–6094.
- Randel, D. L., Haar, M. A. V., Ringerud, M. A., Stevens, G. L., Greenwald, T. J. und Combs, C. L., 1996: A new global water vapour dataset. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 1233–1246.
- Rodgers, C. D., 2000: *Inverse Methods for Atmospheric Sounding: Theory and Practice*. World Scientific Publishing Co. Ltd. Singapore.
- Rodgers, C. D., 2002: Atmospheric Remote Sensing: The Inverse Problem. The Fourth Oxford/RAL Spring School in Quantitative Earth Observation.
- Roedel, W., 1992: *Physik unserer Umwelt: Die Atmosphäre*. 1. Aufl., Springer Verlag.
- Roedel, W., 2000: *Physik unserer Umwelt: Die Atmosphäre*. 3. Aufl., Springer Verlag.

- Rosenlof, K. H., Oltmans, S. J., Kley, D., III, J. M. R., Chu, E.-W. C. W. P., Johnson, D. G., Kelly, K. K., Michelsen, H. A., Nedoluha, G. E., Remsberg, E. E., Toon, G. C. und McCormick, M. P., 2001: Stratospheric water vapor increases over the past half-century. *Geophysical Research Letters*, **28**, 1195–1198.
- Rosenlof, K. H. a., 2002: Transport changes inferred from HALOE water and methane measurements. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **80(4B)**, 831–848.
- Russel, J. M. I., Gordley, L. L., Park, J. H., Drayson, S. R., Hesketh, D. H., Cicerone, R. J., Tuck, A. F., Frederick, J. E., Harries, J. E. und Crutzen, P. J., 1993: The Halogen Occultation Experiment. *Journal of Geophysical Research*, **98**, 10 777–10 797.
- Schieder, R. und Kramer, C., 2001: Optimization of heterodyne observations using Allan variance measurements. *Astronomy & Astrophysics*, **373**, 746–756.
- Shindell, D. T., 2001: Climate and ozone response to increased stratospheric water vapor. *Geophysical Research Letters*, **28**, 1551–1554.
- Siegenthaler, A., Lezeaux, O., Feist, D. G. und Kämpfer, N., 2001: First Water Vapor Measurements at 183 GHz From the High Alpine Station Jungfraujoch. In *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, Volume 39.
- Simmons, A. J., Untch, A., Jacob, C., Kallberg, P. und Under, P., 1999: Stratospheric water vapor and tropical tropopause temperatures in ECMWF analyses and multi-year simulations. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **125**, 353–386.
- SPARC (Stratospheric Processes And their Role in Climate), 2000: SPARC Assessment of Upper Tropospheric and Stratospheric Water Vapour. WCRP-113, WMO/TD-No.1043, SPARC Report No. 2.
- Sprenger, M., Croci Ispoli, M. und Wernli, H., 2003: Tropopause folds and cross-tropopause exchange: A global investigation based upon ECMWF analyses for the time period March 2000 to February 2001. *Journal of Geophysical Research*, **108**, 3–1.
- Thompson, A. M., Witte, J. C., McPeters, R. D., Oltmans, S. J., Schmidlin, F. J., Logan, J. A., Fujiwara, M., Kirchhoff, V. W. J. H., Posny, F., Coetzee, G. J. R., Hoegger, B., Kawakami, S., Ogawa, T., Johnson, B. J., Vömel, H. und Labow, G., 2003: Southern Hemisphere Additional Ozonesondes (SHADOZ) 1998-2000 tropical ozone climatology 1. Comparison with Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) and ground-based measurements. *Journal of Geophysical Research*, **108**, 8238.

- Townes, C. H. und Schawlow, A. L., 1975: *Microwave Spectroscopy*. Dover Publications, Inc., New York.
- Ulaby, F. T., Moore, R. K. und Fung, A. K., 1981: *Microwave Remote Sensing: Active and passive*, Bd. 1. Artech House (Norwood).
- Vasic, V., Feist, D. G., Müller, S. und Kämpfer, N., 2004: The Distribution of Stratospheric Water Vapour Observed by an Airborne Microwave Radiometer. Institute of Applied Physics, University of Bern, Switzerland.
- Vowinkel, B., 1988: *Passive Mikrowellenradiometrie*. Friedr. Vieweg & Sohn Verlagsgesellschaft mbH.
- Wohltmann, I., 2001: Dokumentation Inversionsprogramm.
- Wohltmann, I., 2002: Ozone depletion, chlorine activation and water vapor observed in Spitsbergen. Dissertation, Logos Verlag Berlin.