Institut für Atmosphärenphysik an der Universität Rostock e.V. Schlossstraße 4 18225 Kühlungsborn

Doktorarbeit

# Temperaturen der mittleren polaren Atmosphäre (15–80 km): Beobachtungen mit dem ALOMAR Rayleigh/Mie/Raman-Lidar 1995 und 1996 und Vergleiche

eingereicht von Frank Hübner

Rostock, 1998

#### Zusammenfassung

In Nordnorwegen, nahe der Stadt Andenes, wurde in 69° nördlicher Breite und 16° östlicher Länge das ALOMAR-Observatorium (ARTIC LIDAR AND RADAR OB-SERVATORY FOR MIDDLE ATMOSPHERIC RESEARCH) errichtet. Im Juni 1994 wurde die ersten Atmosphärenmessung mit einem der Hauptinstrumente, dem Rayleigh/Mie/ Raman-Lidar, vorgenommen. Seit Beginn des Jahres 1995 werden mit diesem Instrument routinemäßig Beobachtungen der mittleren Atmosphäre (von etwa 15 bis 80 km) vorgenommen.

Zur Bestimmung von Temperaturen aus den Lidarbeobachtungen wird in der vorliegenden Arbeit ein Verfahren entwickelt, das in der Lage ist, über einen großen Höhenbereich Temperaturen zu berechnen. Zur Auswertung können die verschiedenen Empfangskanäle (Vibrations-Raman- und Rayleigh-Kanäle unterschiedlicher Wellenlängen) des Rayleigh/Mie/Raman-Lidars benutzt werden. Dadurch wird es möglich, auch in der unteren Stratosphäre Temperaturen abzuleiten. Die Temperaturberechnung erfolgte auch für Messungen während des Polartages und bei stark wechselnden Sonnenständen während der Äquinoktien. Die Auswirkungen des Nachleuchtens der Photomultiplier auf die Temperaturberechnung wurden bei der Entwicklung des Verfahrens berücksichtigt.

Besonderen Wert wird auf eine hohe Genauigkeit der Temperaturberechnung gelegt. Hierfür wurden unter anderem die Lidarbeobachtungen mit unabhängigen Messungen verglichen. Außerdem erfolgte ein detaillierter Vergleich der Beobachtungen mit Analysen der Atmosphärentemperatur.

Aus den Beobachtungen der Jahre 1995 und 1996 wurden Nachtmitteltemperaturen abgeleitet. Die Nachtmitteltemperaturen wurden zur Erstellung von Monatsmitteln benutzt. Die Monatsmitteltemperaturen wurden mit der CIRA 86 Referenzatmosphäre verglichen. Dabei sind zum Teil statistisch signifikante Abweichungen festzustellen (z. B. in 30 km um 5 K niedrigere Jahresmitteltemperaturen). Die Temperaturen zeigen besonders im Winter eine große Variabilität: Es wurden Standardabweichungen der Monatsmittel bis zu 20 K bestimmt. Aber auch die Monatsmittel der beiden Jahren unterscheiden sich stärker (in 45 km Höhe bis zu 29 K im Februar). Ferner wurden die Lidar-Monatsmittel mit Monatsmitteln aus vor Ort vorgenommenen Raketensondierungen früherer Jahre verglichen.

## Inhaltsverzeichnis

1	Ein	leitung	1										
2	Das Lidar-Messprinzip												
	2.1	Streuprozesse	5										
	2.2	Die Lidargleichung	6										
	2.3	Das ALOMAR-R/M/R-Lidar	10										
	2.4	Datenverarbeitung	13										
		2.4.1 Temperaturberechnung	14										
		2.4.2 Transmissionskorrekturen	17										
		2.4.3 Totzeitkorrektur	19										
		2.4.4 Untergrundabzug	21										
		2.4.5 Summation und Selektion	33										
3	Temperaturmessungen 35												
	3.1	Beobachtungsstatistik	35										
	3.2	2 Beispielauswertung											
	3.3	Jahresgang	41										
		3.3.1 Datenbank	46										
	3.4	Monatsmitteltemperaturen	46										
4	Ver	gleiche mit anderen Beobachtungen	51										
	4.1	Messverfahren und Instrumente	51										
	4.2	Vergleiche mit Einzelbeobachtungen	55										
		4.2.1 Vergleich unterschiedlicher Wellenlängen	55										
		4.2.2 Vergleich mit lokalen Radiosondendaten	57										
		4.2.3 Vergleich mit Raketenmessungen	59										
		4.2.4 Schlussfolgerungen aus den Einzelvergleichen	60										
	4.3	Vergleiche mit Analysen	62										
		4.3.1 Vergleich mit ECMWF- und NMC-Analysen in der unteren											
		Stratosphäre	66										
		4.3.2 Vergleich mit NMC-Analysen oberhalb Drucken von 10 hPa .	69										
	4.4	Vergleich mit früheren Temperaturbeobachtungen in Norwegen	81										

	4.5 4.6	Vergleich mit der CIRA 86	83 88
5	Zus	ammenfassung und Ausblick	89
Α	Anh	ang	91
	A.1	Auswertebeispiel	91
	A.2	Typische Messfehler	107
	A.3	Zeitplan	108
Lit	eratu	urverzeichnis	109

# Abbildungsverzeichnis

2.1	Vereinfachtes Streuspektrum	7
2.2	Dopplerspektrum	7
2.3	Dichte bei diskreter Höhenauflösung	16
2.4	Auswirkungen konstanten Hintergrundabzugs	26
2.5	Auswirkungen unterschiedlichen Untergrundabzugs	29
2.6	Temperaturberechnung je nach Untergrundabzug und Starthöhe	30
2.7	Signalstärke und Untergrundverlauf einer Messnacht	34
3.1	Temperaturbeobachtungen 1995	42
3.2	Temperaturbeobachtungen 1995 mit ECMWF-Analysen	43
3.3	Temperaturbeobachtungen 1996	44
3.4	Temperaturbeobachtungen 1996 mit ECMWF-Analysen	45
4.1	Radiosondenstationen	52
4.2	Vergleich der Temperaturen verschiedener Wellenlängen	57
4.3	Vergleich Radiosonde–Lidar	59
4.4	Vergleich Lidar-Fallende Kugel	61
4.5	Vergleich Lidar-Analysen	65
4.6	Temperaturen 1995 in 10 und 70 hPa	70
4.7	Temperaturen 1996 in 10 und 70 hPa	71
4.8	Monatliche Differenzen zu ECMWF-Analysen in 10, 30 und 50 hPa .	72
4.9	Monatliche Differenzen zu NMC-Analysen in 10, 30 und 50 hPa	73
4.10	Monatliche Differenzen zu ECMWF-Analysen in 70 und 100 hPa	74
4.11	Monatliche Differenzen zu NMC-Analysen in 70 und 100 hPa	75
4.12	Temperaturen 1995 in 1 und 5 hPa	76
4.13	Temperaturen 1996 in 1 und 5 hPa	77
4.14	Monatliche Differenzen zu NMC-Analysen in 0,4 und 1 hPa	78
4.15	Monatliche Differenzen zu NMC-Analysen in 2 und 5 hPa	79
4.16	Vergleich mit Temperaturen aus Lübken und von Zahn (1991)	82
4.17	Mittlere Temperaturdifferenzen zur CIRA 86	85
4.18	Monatsmittel 1995	86
4.19	Monatsmittel 1996	87

A.1	Auswertebeispiel Seite 1															91
A.2	Auswertebeispiel Seite 2															92
A.3	Auswertebeispiel Seite 3			•	•				•	•				•		93
A.4	Auswertebeispiel Seite 4			•	•				•	•				•		94
A.5	Auswertebeispiel Seite 5															95
A.6	Auswertebeispiel Seite 6			•	•				•	•				•		96
A.7	Auswertebeispiel Seite 7	•	•	•	•				•	•	•	•	•	•		97
A.8	Auswertebeispiel Seite 8			•	•				•	•				•		98
A.9	Auswertebeispiel Seite 9			•	•				•	•				•		99
A.10	Auswertebeispiel Seite 10	•	•	•	•				•	•	•	•	•	•		100
A.11	Auswertebeispiel Seite 11	•	•	•	•				•	•		•	•	•		101
A.12	Auswertebeispiel Seite 12	•	•	•	•				•	•		•	•	•		102
A.13	Auswertebeispiel Seite 13			•	•				•	•				•		103
A.14	Auswertebeispiel Seite 14	•	•	•	•				•	•		•	•	•		104
A.15	Auswertebeispiel Seite 15			•	•											105
A.16	Auswertebeispiel Seite 16			•	•											106

# Tabellenverzeichnis

2.1	Empfangskanäle des R/M/R-Lidars	12
2.2	Einfluss der Transmission	18
3.1	Beobachtungsstatistik	37
3.2	Monatsmittel	47
3.3	Monatsmitteltemperaturen 1995 und 1996	48
3.4	Variabilität der Monatsmitteltemperaturen 1995 und 1996	49
3.5	Statistischer Fehler der Monatsmitteltemperaturen 1995 und 1996	50
4.1	Satelliten mit TOVS Instrumenten	54
4.2	Abweichungen zwischen Lidarbeobachtungen und Analysen	67
4.3	Jahresmittel, jährliche und halbjährliche Amplitude und Phase	84
A.1	Typische Temperaturfehler	107
A.2	Zeitplan zum R/M/R-Lidar	108

Tabellenverzeichnis

## 1 Einleitung

Atmosphärenbeobachtungen mit Lidarinstrumenten haben in den letzten Jahren einen festen Platz in der Aeronomie eingenommen. Seit dem ersten Vorschlag die Atmosphäre mit einem "optischen Radar" zu untersuchen (Synge, 1930) wurde das Verfahren weiterentwickelt. Seine prinzipielle Leistungsfähigkeit für Temperaturbeobachtungen konnte aber erst 40 Jahre später von Kent und Wright (1970) unter Beweis gestellt werden. Hauchecorne und Chanin (1980a) veröffentlichten die erste Rayleighlidar-Untersuchung der mittleren Atmosphäre zwischen 30 und 70 km. Die erste klimatologische Studie der mittleren Atmosphäre mittels Rayleighlidar über mehr als einen elfjährigen Sonnenzyklus wurde von Hauchecorne et al. (1991) veröffentlicht.

Seit den Anfängen der Lidarentwicklung wurden diese Instrumente vielfach für kampagnenartige Studien genutzt, und nur wenige Instrumente wurden kontinuierlich betrieben. Heutzutage stehen leistungsfähige Instrumente zur Beobachtung von Temperatur, Dichte, horizontalen Winden, Aerosolbeladung der gesamten mittleren Atmosphäre, zum Teil sogar über den gesamten Höhenbereich von Troposphäre bis zur Mesosphäre, zur Verfügung. Mit der Technik der Resonanzfluoreszenzrückstreuung an Metallatomen und -ionen ist eine Erweiterung der Untersuchung bis in Bereiche oberhalb der Mesopause möglich (Fricke und von Zahn, 1985). Dies soll jedoch hier nicht weiter betrachtet werden.

Rayleighlidars eignen sich besonders für klimatologische Untersuchungen im Höhenbereich zwischen 30 und 80 km. Nach dem drastischen Rückgang der Raketensondierungen in der letzten Dekade gibt es keine Beobachtungen mit anderen Instrumenten in vergleichbar hoher Qualität. Die obere Stratosphäre ist mit normalen Radiosonden routinemäßig nicht zu erreichen, und Radargeräte sind in diesem Höhenbereich "blind". Satelliten bieten zwar eine globale Bedeckung, müssen aber mittels Referenzmessungen geeicht werden. Außerdem können Satelliten nicht die hohe Ortsund Zeitauflösung eines Rayleighlidars bieten.

Die zeitliche Bandbreite der mittels Rayleighlidar zu untersuchenden Phänomene ist groß (Chanin und Hauchecorne, 1991). Sie reicht von atmosphärischen Wellen mit Periodendauern von z. T. unter einer Stunde (interne Schwerewellen) bis hin zu klimatologischen Studien. So wurden z. B. bisher Untersuchungen an internen Schwerewellen (Wilson et al., 1991a,b; Whiteway und Carswell, 1994, 1995), Gezeiten (Chanin und Hauchecorne, 1981; Gille et al., 1991; Dao et al., 1995), mesosphärischen Tempe-

#### 1 Einleitung

raturinversionen (Hauchecorne et al., 1987; Whiteway et al., 1995), über-adiabatischen Temperaturgradienten (Sica und Thorsley, 1996) und planetaren Wellen (Hauchecorne, 1983; Hauchecorne und Chanin, 1988) vorgenommen; die Einwirkungen von solaren Zyklen (27 Tage und 11 Jahre) wurde bestimmt (Chanin et al., 1987; Keckhut und Chanin, 1992; Keckhut, 1995), und als langfristige Untersuchung werden klimatologische Trendanalysen vorgenommen (Hauchecorne et al., 1991). Zum Teil waren dies Untersuchungen, welche mit anderen Geräten oder Messmethoden kaum durchführbar sind.

Lidarmessungen bieten im Prinzip die Möglichkeit quasikontinuierlicher, nur durch die Wetterbedingungen beschränkter, Beobachtungen. Hierdurch ergibt sich die Fähigkeit, durch zeitliche Mittelung den Einfluss von Wellen mit kurzen Periodendauern auf die Untersuchungen langfristiger Phänomene auszuschließen. Dabei muss auf Untersuchungen mit hoher Zeitauflösung nicht verzichtet werden. Die minimal mögliche Zeitauflösung ist fast nur durch die Zählstatistik beschränkt, sie liegt bei einem Rayleighlidar im Bereich weniger Minuten. Die Minimalzeiten der Datenaufnahme stellen nur noch in seltenen Fällen eine wirkliche Einschränkung der Zeitauflösung dar, zum Teil kann jeder Einzelpuls aufgenommen werden.

Lidarinstrumente erlauben es, mit einem einzigen Gerät, in einem einheitlichen Messvolumen und über einen weiten Höhenbereich simultan, Temperatur, Dichte, horizontale Winde sowie die Aerosolbeladung der Atmosphäre zu untersuchen. Aufgrund der hohen Wirkungsquerschnitte und der Wellenlängenabhängigkeit der Mie-Streuung an Partikeln in der Größenordnung der Laserwellenlänge ist es möglich, quantitative Informationen über die Aerosolpartikel selbst zu erhalten. Allerdings beeinträchtigt das Vorhandensein von Aerosolpartikeln die Fähigkeit, Temperatur- und Dichteprofile direkt aus Rayleigh-gestreutem Licht ableiten zu können. Durch einen geeigneten technischen Aufbau kann der Aerosoleinfluss jedoch eliminiert werden. Mittels DI-AL-Verfahren (DIfferential Absorption Lidar) können zudem Profile von Spurengasen (z. B. Ozon) gewonnen werden. Mit mobilen Geräten, meist in transportablen Containern integriert, kann sowohl die Breitenabhängigkeit der Atmosphäre, als auch der Einfluss der Orographie auf die Struktur der Atmosphäre untersucht werden.

Ein wesentlicher Vorteil des Rayleighlidarverfahrens liegt darin, dass es mit relativ einfachen Mitteln die Möglichkeit eröffnet, die thermische Struktur der gesamten mittleren Atmosphäre mit einem Gerät langfristig zu untersuchen. Ein Rayleighlidar zur Temperaturbeobachtung benötigt vom Messprinzip her keine Eichung, wie z. B. Satelliteninstrumente.

In einer Untersuchung zur Qualität der Messungen anhand der von ihnen vorgenommenen Lidarbeobachtungen kommen Keckhut et al. (1993) zu dem Ergebnis, dass die untersuchten Rayleighlidars für Temperaturbeobachtungen hervorragend geeignet sind. Diese Studie geht besonders auf mögliche systematische Fehlerquellen bei der Ableitung von Temperaturen aus Rayleighlidarbeobachtungen ein. Die Aussagen zu den prinzipiellen instrumentellen Eigenschaften sind auf andere Rayleighlidar übertragbar.

Durchgehende Beobachtungen der Strato- und Mesosphäre mittels Rayleighlidar wurden meist in mittleren Breiten durchgeführt. In polaren Breiten steht im Sommer die Sonne ganztägig über dem Horizont, wodurch der Himmelshintergrund i. A. heller als das aus der Atmosphäre rückgestreute Licht des Lasers ist. Tageslichtbeobachtungen gab es bisher nicht. Mittels geeigneter Methoden der Untergrundunterdrückung haben wir jedoch die Untersuchungsperiode auf das gesamte Jahr ausgedehnt. Diese Lücke in den Beobachtungen zu schließen ist von besonderem Interesse, da die polare Atmosphäre sensitiver auf anthropogene Einflüsse reagiert als die Atmosphäre mittlerer Breiten. Somit kommt der Untersuchung der polaren Atmosphäre besondere Bedeutung bei der Erforschung des Ozonabbaus und der Veränderung der Erdatmosphäre durch den  $CO_2$ -Anstieg zu. Desweiteren werden in polaren Breiten Phänomene wie die extrem kalte Sommermesopause, leuchtende Nachtwolken (NLCs) und Polare Stratosphärische Wolken (PSCs) beobachtet, welche nur sehr selten in mittleren Breiten auftreten.

Bisher wurden in hohen Breiten nur einmal (in einer Fallstudie) Schwerewellen mit einem Rayleighlidar untersucht (Whiteway und Carswell, 1994). Diese werden als Ursache für die kalte polare Sommermesopause angesehen (Houghton, 1978; Lindzen, 1981; Holton, 1983). Eine klimatologische Untersuchung von Schwerewellen in polaren Breiten ist bisher nicht durchgeführt worden.

Dies sind u. A. Gründe die zum Aufbau von ALOMAR (ARTIC LIDAR AND RA-DAR OBSERVATORY FOR MIDDLE ATMOSPHERIC RESEARCH) führten (von Zahn und Rees, 1994; Thrane und von Zahn, 1995; von Zahn, 1997). Mittels passiven Fernerkundungsmethoden soll langfristig der Zustand (Dynamik, Aerosolgehalt, Spurenbestandteile, Temperatur, ...) der polaren mittleren Atmosphäre dokumentiert werden. Eines der Hauptinstrumente des Observatoriums, das Rayleigh/Mie/Raman-Lidar (R/M/R-Lidar) wurde errichtet, um Temperaturen, Aerosolgehalt und Winde in der mittleren Atmosphäre (12–85 km) zu untersuchen (von Cossart et al., 1995; Fiedler und von Cossart, 1996; Nussbaumer, 1996; Rees et al., 1996; Fiedler et al., 1997). Zusätzlich sollen Wasserdampfmessungen in der unteren Atmosphäre vorgenommen werden.

Die ersten Beobachtungen mit dem R/M/R-Lidar wurden im Juni 1994 vorgenommen, routinemäßige Beobachtungen begannen im Januar 1995. Nach seiner Inbetriebnahme wurde das Instrument vielfach verbessert. Seit Anfang 1995 werden regelmäßig Temperaturen aus den Beobachtungen errechnet. In der vorliegenden Arbeit sollen die Ergebnisse der Temperaturauswertungen der Jahre 1995 und 1996 vorgestellt werden.

Die Vorgehensweise bei der Temperaturberechnung aus Beobachtungen des R/M/ R-Lidars wird beschrieben. Dabei möchte ich auf die Grundlagen der Temperaturbe-

#### 1 Einleitung

rechnung und Besonderheiten beim Betrieb eines Lidars in hohen Breiten eingehen. Das in der Literatur erst seit kurzem näher diskutierte Problem des Untergrundabzugs wird eingehender betrachtet. Auch wird auf die Besonderheiten des ALOMAR R/M/R-Lidars, wie Temperaturberechnung auf Vibrations-Raman- und unterschiedlichen Laserwellenlängen eingegangen.

Anhand von Einzelvergleichen mit unabhängigen Messungen soll einerseits die Qualität der mit dem Lidar beobachteten Temperaturen aufgezeigt werden, andererseits zeigen diese Vergleiche die prinzipiellen Schwierigkeiten solcher Untersuchungen auf. Der Schwerpunkt dieser Arbeit liegt bei der möglichst kontinuierlichen und exakten Beschreibung der Temperaturstruktur der polaren mittleren Atmosphäre über einen großen Höhenbereich. Bei allen Untersuchungen wurden nur Temperaturen verwendet, bei denen der Messfehler geringer als 5 K  $(1-\sigma)$  betrug. Diese Einschränkung ist nötig, um nahezu adiabatische Temperaturgradienten oder thermische Gezeiten mit Amplituden von wenigen K zu beobachten. Als Konsequenz der hohen Genauigkeit der Temperaturbeobachtungen wurde der Messbereich auf Höhen kleiner als 80 km beschränkt, da zu größeren Höhen hin der Messfehler nahezu exponentiell ansteigt. Die erreichten Höhen sind mit Beobachtungen anderer Rayleighlidarsysteme vergleichbar: Carswell et al. (1991) berichten von einem statistischen Fehler von 5 K in 75 km Höhe (bei einer siebenstündigen Lidarbeobachtung mit 2,1 km Höhenauflösung), Thayer et al. (1997) geben einen statistischen Fehler von 3,5% ( $\approx$  7 K) in 80 km Höhe an (Höhenauflösung 2 km, eine Stunde Messdauer) und bei Keckhut et al. (1993) wird ein typischer statistischer Fehler von 5 K in 80 km Höhe angegeben. Meriwether et al. (1994) geben für ihr Rayleighlidar mit einem Spiegeldurchmesser von 2,54 m einen Messfehler von 5 K in 90 km Höhe an (2,7 km Höhenauflösung und 20 min Messdauer).

Die Temperaturmessungen wurden monatlich gemittelt und mit der CIRA 86 Referenzatmosphäre (COSPAR International Reference Atmosphere, Barnett und Corney, 1985), sowie einer Zusammenstellung von aus Natriumlidar und Raketenmessungen gewonnenen Temperaturbeobachtungen der polaren Atmosphäre (Lübken und von Zahn, 1991) verglichen. Die Lidarbeobachtungen wurden auch mit ECMWF- (European Center for Medium-Range Weather Forecast, Bengtsson et al., 1982) und NMC-Analysen (U.S. National Meteorological Center, McPherson et al., 1979) verglichen. Diese Vergleiche wurden genutzt, um instrumentell verursachte Fehlmessungen zu detektieren; es zeigten sich aber auch systematische Unterschiede zwischen Analysen und Lidarbeobachtungen, welche nicht auf instrumentelle Fehlerquellen des Lidars zurückzuführen sind.

## 2 Das Lidar-Messprinzip

Bei einer Lidarbeobachtung wird an atmosphärischen Konstituenten gestreutes Licht zur Gewinnung von Informationen über die Atmosphäre eingesetzt. Als Sender dient hierzu ein gepulster Laser. Das ausgesandte Licht wird von atmosphärischen Konstituenten gestreut und mit dem Instrument nachgewiesen. Aus der Laufzeit des Lichts erhält man eine Höhenzuordnung und aus den spektralen Eigenschaften des aus der Atmosphäre rückgestreuten Lichts Informationen über die interessierenden Größen.

## 2.1 Streuprozesse für Licht in der Atmosphäre

Licht (oder allgemeiner elektromagnetische Strahlung) welches in ein Medium eindringt, wechselwirkt in der Regel mit diesem. Diese Wechselwirkung macht man sich bei Lidarbeobachtungen (und natürlich auch bei Radarmessungen) zunutze, indem das in Rückrichtung gestreute Signal empfangen und untersucht wird. Die bei Lidarbeobachtungen der mittleren Atmosphäre beobachteten Streuprozesse lassen sich nach verschiedenen Kriterien einteilen:

- nach dem Streupartner (Atome, Moleküle oder Aerosole),
- nach quantenmechanischen Kriterien (nach Energie- oder Impulsübertrag auf innere Freiheitsgrade des Streuers),
- und phänomenologisch nach Wellenlänge und Polarisation des gestreuten Lichts.

Findet die Streuung an Partikeln, die nicht zur reinen Gasatmosphäre gehören, statt, so wird dies mit Aerosol-Streuung bezeichnet. Unter der Voraussetzung von rein sphärischen Teilchen kann man den Streumechanismus mit der Mie-Theorie (Miestreuung) beschreiben.

Die Streuung an freien Atomen, Ionen und Molekülen wird z. B. bei Resonanzfluoreszenzlidargeräten genutzt. Bei diesen Instrumenten wird die Wellenlänge des Lasers auf einen erlaubten elektronischen Übergang abgestimmt. Absorbiert das Atom, Ion oder Molekül ein Laserphoton, so wird ein Photon derselben Wellenlänge reemittiert. Mit diesem Verfahren wird z. B. atmosphärisches Natrium, Kalium, Eisen oder Kalzium in 80–110 km Höhe beobachtet. Auch wenn die Wellenlänge des Lasers von den elektronischen Übergängen atmosphärischer Moleküle verschieden ist, können Streuprozesse auftreten. So lassen sich quantenmechanisch elastische (Rayleighstreuung) und inelastische Streuprozesse (Ramanstreuung, Bezeichnung nach Landau und Lifschitz, 1989, Seite 206) unterscheiden. Bei der elastischen Streuung verbleibt das streuende Molekül (oder Atom) im Anfangszustand. Bei einer inelastischen Streuung findet ein Energieübertrag auf das Molekül statt, es können sich z. B. Rotations- oder Vibrationsquantenzahlen des streuenden Moleküls ändern. Ändert sich die Rotationsquantenzahl des Moleküls, so spricht man von Rotations-Ramanstreuung, bei Änderung der Vibrationsquantenzahl von Vibrations-Ramanstreuung. Es können aber auch beide Prozesse (Vibrations-Rotations-Ramanstreuung) gleichzeitig auftreten.

Der Wirkungsquerschnitt der elastischen Molekülstreuung ist ca. drei Größenordnungen stärker als der der inelastischen Streuung (Voß, 1992), aber immer noch wesentlich geringer als der der Resonanzfluoreszenzstreuung. Die elastische Streuung wird bei Voß (1992) mit Rayleigh-Brillouinstreuung und bei Young (1981) mit Cabannesstreuung bezeichnet. Die Gesamtintensität von Cabannes- und Rotations-Ramanstreuung stimmt mit der von Rayleigh im Jahre 1920 berechneten Intensität des nach ihm benannten Streuprozesses überein. Dies wurde für beide Polarisationsrichtungen nachgewiesen (Young, 1981). Daher soll die von Young vorgeschlagene Nomenklatur (Rotations-Ramanstreuung und Cabannesstreuung zusammengenommen ergeben die Rayleighstreuung) im Folgenden verwendet werden. An Stellen, an denen es Eindeutigkeit bedarf, werde ich den Streumechanismus mit Cabannes- oder Rotations-Ramanstreuung kennzeichnen.

In der realen Atmosphäre werden mehrere Streumechanismen gleichzeitig beobachtet. In Abbildung 2.1 ist ein Streuspektrum eines nicht auf einen Resonanzfluoreszenzübergang abgestimmten Lasers aufgetragen. Wird die Cabannes- oder Rayleigh-Brillouinstreuung spektral weiter aufgelöst, so ist das in Abbildung 2.2 aufgetragene Bild zu erkennen. Die Cabannesstreuung ist dopplerverbreitert. Zusätzlich zur elastischen Molekülstreuung tritt Miestreuung bei der Laserwellenlänge auf. Die Dopplerverbreiterung des Signals kann zur Temperaturbestimmung genutzt werden. Das Integral über die Cabannes- wie über die gesamte Rayleighstreuung (Bezeichnung nach Young, 1981) ist nicht temperaturabhängig. Dies ist eine wichtige Voraussetzung zur Berechnung von Temperaturen aus dem Signal eines Rayleighlidars.

### 2.2 Die Lidargleichung

Um nun Temperatur, Druck und Dichte mit einem Rayleighlidar zu messen, bedient man sich der Tatsache, dass die Rayleighstreuung (die Ramanstreuung) proportional zu der Luftdichte (zur Dichte der jeweiligen streuenden Spezies) ist. Es wird somit ei-



**Abbildung 2.1:** Vereinfachte Darstellung des Streuspektrums von Luft für eingestrahltes Licht der Wellenlänge  $\lambda_0$  (nach Schmidt, 1987). Zusätzlich sind die bei dem R/M/R-Lidar verwendeten Grundwellenlängen (355 und 532 nm) und die an  $N_2$  ramanverschobenen Wellenlängen (387 und 607 nm) angegeben



**Abbildung 2.2:** Schematisches Frequenzspektrum der elastischen Molekülstreuung (Cabannesstreuung) mit überlagertem Miepeak für eine Lufttemperatur von 220 K und 300 K (nach Schmidt, 1987)

ne relative Luftdichte beobachtet. Mit Hilfe der idealen Gasgleichung p = nkT und der hydrostatischen Grundgleichung  $\frac{dp}{dz} = -\rho g$  lassen sich nach Initialisation mit einem Startwert sowohl Atmosphärendruck als auch -temperatur von der relativen Dichte ableiten.

Bei Kent und Wright (1970) heißt es noch zu der Möglichkeit, mittels Rayleighlidar atmosphärische Dichtevariationen (und somit Temperaturen) zu messen: "Range of applicability still doubtfull but potentially capable", es erscheint also möglich, ist aber noch in Frage zu stellen. Zehn Jahre später haben dann Hauchecorne und Chanin (1980b) erste mit einem Rayleighlidar gemessene Dichte- und Temperaturprofile der mittleren Atmosphäre veröffentlicht.

Unterhalb von 30 km, innerhalb der stratosphärischen Aerosolschicht, ist die Annahme, dass das (zurück-) gestreute Licht proportional zur Luftdichte ist, nicht mehr gerechtfertigt. Durch Miestreuung an Aerosolpartikeln tritt ein zusätzliches Signal auf (siehe Abbildung 2.2). Oberhalb von 30 km ist in der Regel kein Aerosol mehr zu beobachten, dies soll in Kapitel 4.2.1 näher untersucht werden.

Das zusätzliche Mie-Signal wird häufig genutzt, um Informationen über die Aerosole selbst zu gewinnen. Bei der Temperaturberechnung ist das zusätzliche Signal jedoch störend. Um unterhalb von 30 km dennoch Temperaturen aus den Lidarbeobachtungen abzuleiten, wurden verschiedene Verfahren entwickelt: Temperaturberechnung aus Rotations-Ramanübergängen (Arshinov et al., 1983; Nedeljkovic et al., 1993; Mitev et al., 1993), aus der Dopplerverbreiterung der Cabannes-Linie, sowie die Nutzung eines Vibrations-Ramanübergangs zur Bestimmung einer vom Mie-Signal unabhängigen Dichte. Letzteres ist für die Temperaturberechnung unterhalb von 30 km in dieser Arbeit verwendet worden.

Die Möglichkeit, Vibrations-Ramanübergänge zur Temperaturberechnung zu nutzen, wurde recht früh erforscht (siehe z. B. Kent und Wright, 1970). Diese Methode wurde aber zum ersten Mal von Keckhut et al. (1990) so weit entwickelt, dass eine kontinuierliche Temperaturmessung über die gesamte Stratosphäre (unterhalb von 30 km Vibrations-Ramanstreuung, oberhalb Rayleighstreuung) möglich war. Dieses ist eine wesentliche Erweiterung des Messbereichs eines Lidars, da Radiosondenmessungen meist gerade 30 km Höhe erreichen, und erst mit Hilfe der Ramanstreuung ein direkter Vergleich zwischen Radiosonden und Lidar über einen größeren Höhenbereich möglich ist. Auch eröffnet die Untersuchung von Vibrations-Ramanübergängen die Möglichkeit, interne Schwerewellen in der unteren Stratosphäre zu untersuchen.

Dieses Verfahren hat jedoch auch Grenzen. Es ist nur bei geringen optischen Dicken anwendbar. Bei hoher Aerosolbelastung (z. B. bei Auftreten von PSCs), ist die ansonsten korrigierbare Extinktion des Lichts so groß, dass Temperaturberechnungen aus Vibrations-Ramanübergängen mit größeren Unsicherheiten behaftet sind. Dann sollte anderen Methoden, Temperaturen in diesem Höhenbereich zu berechnen, der Vorzug gegeben werden. Dieses ist jedoch keine größere Einschränkung, denn solche Bedingungen treten nicht allzu häufig auf. In diesem Fall können bei dem R/M/R-Lidar Temperaturen aus Rotations-Ramanübergängen oder aus der Dopplerverbreiterung der Cabannes-Linie berechnet werden. Wichtig für die Auswahl der berechneten Temperaturprofile ist, dass Fälle stark erhöhter Aerosolbeladung auf einfache Weise, anhand des Rückstreuverhältnisses, detektiert und aussortiert werden können.

Das empfangene Signal lässt sich mit der sogenannten Lidargleichung beschreiben:

$$P(z, \lambda_{\uparrow}, \lambda_{\downarrow}) = P_{0}(\lambda_{\uparrow}) \cdot \eta(\lambda_{\downarrow}) \cdot F \cdot \frac{A(z)}{r^{2}} \cdot Tr_{\uparrow}(z, \lambda_{\uparrow}) \cdot Tr_{\downarrow}(z, \lambda_{\downarrow})$$
$$\cdot \Delta z \cdot \beta(z, \lambda_{\uparrow}, \lambda_{\downarrow}) + Untergrund.$$
(2.1)

Dabei setzt sich der Rückstreukoeffizient  $\beta$  je nach ausgesandter und empfangener Wellenlänge zusammen aus den Beiträgen der Rayleigh-, Mie- und Ramanstreuung:

$$\beta = \beta_{Rayleigh} + \beta_{Mie} + \beta_{Raman}. \tag{2.2}$$

Wobei sich die einzelnen Rückstreukoeffizienten schreiben lassen als

$$\beta_s(z, \lambda_{\uparrow}, \lambda_{\downarrow}) = \sigma_{\pi}^s(\lambda_{\uparrow}, \lambda_{\downarrow}) \cdot n_s(z).$$
(2.3)

Hierin bezeichnet

$\lambda_{\uparrow/\downarrow}$	die ausgesandte/empfangene Wellenlänge (in $\mu$ m),
$P(z, \lambda_{\uparrow}, \lambda_{\downarrow})$	die Anzahl der empfangenen Photonen aus der Höhe z,
$P_0(\lambda_{\uparrow})$	die Anzahl der ausgesandten Photonen,
$\eta(\lambda_{\downarrow})$	den Wirkungsgrad des Nachweiszweigs,
F	die Teleskopfläche,
r	den Abstand zwischen Lidargerät und Streuzentrum,
	r = z - h
A(z)	die Überlappungsfunktion zwischen Laserkeule und Tele-
	skopgesichtsfeld,
$Tr_{\uparrow}(z, \lambda_{\uparrow})$	die Transmission der Atmosphäre für den ausgesandten
	Strahl von der Höhe h des Lidargeräts bis zur Höhe z,
$Tr_{\downarrow}(z, \lambda_{\downarrow})$	die Transmission von der Höhe z bis zum Empfänger,
$\Delta z$	das betrachtete Höhenintervall,
$\sigma^s_{\pi}(\lambda_{\uparrow},  \lambda_{\downarrow})$	den Rückstreuquerschnitt der betreffenden Spezies / Streu-
	mechanismus s, in Rückrichtung $\pi$ und
$n_s(z)$	die mittlere Teilchenzahldichte des betreffenden streuenden
	Moleküls oder Aerosols in der Höhe $z$ (in cm <sup>-3</sup> ).

Für reine Rayleighstreuung ( $\lambda_{\uparrow} = \lambda_{\downarrow}$ ), und in Abwesenheit von Aerosolen gilt folgende Beziehung zwischen der mittlere Teilchenzahldichte n(z) und dem Rückstreukoeffizienten  $\beta$  (in cm<sup>2</sup>):

$$\beta_s(z, \lambda, \lambda) = 4.02 \cdot 10^{-28} \cdot \lambda^{-4} \cdot n(z). \tag{2.4}$$

## 2.3 Das ALOMAR-R/M/R-Lidar

Lidarbeobachtungen in hohen Breiten stellen besondere Anforderungen an das Instrument, wie z. B. an die Untergrundunterdrückung (wenn man auch im Sommer, während des Polartags, messen will) und die Fähigkeiten, auch bei hoher Aerosolbelastung (bei im Winter häufig auftretenden PSCs) noch zu messen. Dies wurde bei dem Aufbau des Instruments berücksichtigt (von Cossart et al., 1995; Nussbaumer, 1996; Fiedler et al., 1997; von Zahn, 1997). Hier sollen daher nur die für die Temperaturberechnung wesentlichen Verbesserungen gegenüber einfachen Lidarinstrumenten beschrieben werden.

Das Instrument wird von verschiedenen internationalen Forschergruppen gemeinsam betrieben: dem Centre National pour la Recherche Scientifique/Service d'Aéronomie, Frankreich, Hovemere Ltd., Keston, Groß-Britannien, dem Institut für Atmosphärenphysik an der Universität Rostock e.V., Kühlungsborn und dem Physikalischen Institut der Universität Bonn.

Lidargeräte sind in der Regel nur in der Lage, bei Dunkelheit zu messen. Ursache hierfür ist, dass das Hintergrundstreulicht am Tag um fünf bis sechs Größenordnungen heller ist als während der Nacht. Würde man dieses Licht nicht unterdrücken, so wäre das Untergrundsignal in Höhen oberhalb weniger Kilometer stärker als das eigentliche Lidarsignal. Ohne eine geeignete Untergrundunterdrückung sind daher Tageslichtmessungen (und auch Beobachtungen in der Dämmerung) nicht durchzuführen — eine recht starke Einschränkung, wenn man bedenkt, dass in Andenes, auf 69° nördlicher Breite, die Sonne für ca. zwei Monate überhaupt nicht untergeht.

Daher wurden beim Aufbau des Instruments mehrere Verfahren der Untergrundunterdrückung verwirklicht:

- spektrale Filterung des Signals,
- ein möglichst kleines Teleskopgesichtsfeld,
- die Möglichkeit, mit einem Polarisationsfilter das teilweise polarisierte Sonnenlicht zu unterdrücken. Hierfür muss die Polarisationsrichtung des Lasers senkrecht zu der Hauptpolarisationsrichtung des solaren Hintergrunds gewählt werden. Mit einem Polarisationsfilter an geeigneter Stelle im Nachweiszweig wird dann bevorzugt der Himmelsuntergrund ausgeblendet.

Durch spektrale Filterung mittels schmalbandiger Interferenzfilter und Fabry-Perot Interferometer (Etalons) lässt sich der Anteil am Spektrum des Himmelsuntergrunds, welches auf den Detektor trifft, auf einen schmalen Bereich um die zu untersuchende Wellenlänge herum einschränken. Die Details zu diesem Verfahren finden sich bei Nussbaumer (1996) und bei Thayer et al. (1996). Leider hat sich gezeigt, dass die beim ALOMAR-R/M/R-Lidar ursprünglich verwendeten Etalons eine zu geringe Transmission hatten und somit neben der Einschränkung des Himmelshintergrunds auch das eigentliche Nutzsignal zu stark abschwächten. Mitte des Jahres 1996 (siehe auch Tabelle A.2, Seite 108) wurde daher ein Doppeletalonsystem mit einer wesentlich höheren Transmission beschafft, mit dem der vertikale Messbereich bei Tageslicht erheblich erweitert werden konnte.

Eine Verkleinerung des Teleskopgesichtsfelds dient der Untergrundunterdrückung: Je kleiner das mit dem Teleskop beobachtete Himmelsfeld ist, desto weniger Photonen können in den Nachweiszweig gelangen. Eine Grenze wird dem Verfahren durch die atmosphärische Turbulenz gesetzt, die das ausgesandte Laserlicht und aus der Atmosphäre zurückgestreute Photonen unterschiedlich ablenken kann. Eine weitere, technische Grenze stellt die mechanische Stabilität des Instrumentenaufbaus dar: Im Messbetrieb wirken Winde auf die Teleskopkonstruktion ein und können dies verformen. Diese Verformung kann Laserstrahl- und Teleskopachse gegeneinander verkippen, was zu Fehlern bei der Temperaturberechnung führen kann. Um dies zu vermeiden, wird der Laser in seiner Strahlrichtung stabilisiert (Enke, 1994), und es soll in Zukunft die Position des Laserstrahls relativ zum Teleskopgesichtsfeld kontrolliert und korrigiert werden (Hübner, 1995; Schlüter, 1996).

Als geeigneter Kompromiss zwischen mechanischer Stabilität und kleinem Teleskopgesichtsfeld wurde das Gesichtsfeld auf 180  $\mu$ rad beschränkt und die Laserdivergenz durch Aufweiten auf den 20-fachen Durchmesser auf unter 100  $\mu$ rad reduziert. Durch die oben genannten Maßnahmen, sowie eine koaxiale Anordnung ist garantiert, dass der Laserstrahl sich immer im Gesichtsfeld der Teleskope befindet.

Für die ersten Lidarbeobachtungen wurde ein kleines, nicht schwenkbares, Teleskop mit 60 cm Durchmesser (bis Juni 1995 45 cm, siehe Tabelle A.2, Seite 108) mit einem Gesichtsfeld von 550  $\mu$ rad aufgestellt. Dieses wurde biaxial betrieben, mit einem Abstand zwischen Teleskop und Laserstrahl von ca. 1 m. Durch Einsetzen von Blendenringen kann das recht große Gesichtsfeld bei Messungen mit hohem Sonnenuntergrund eingeschränkt werden. Der Aufbau der beiden für das Instrument vorgesehenen schwenkbaren Teleskope (1,8 m ø) wurde im Mai 1996 begonnen und soll im ersten Halbjahr 1998 abgeschlossen werden (Nelke, 1998).

Die im Nachweiszweig integrierten Empfangskanäle sind in Tabelle 2.1 aufgeführt. Die Bandbreite des für die Kanäle DH 532, DM 532 und DL 532 verwendeten Interferenzfilter beträgt 0,38 nm (Nussbaumer, 1996), so daß nur die Cabannes- und Miestreuung zum Signal beitragen. Für eine Tageslichtmessung wird die spektrale Bandbreite dieser Empfangskanäle noch weiter eingeschränkt. Bei den anderen "Rayleighkanälen" AI 1064, AH 355 und AL 355 ist die Bandbreite der verwendeten Interferenzfilter etwa 1 nm. Aber auch bei diesen Empfangskanälen sind die entscheidenden Beiträge zum Empfangssignal (aufgrund der wesentlich größeren Wirkungsquerschnitte) die Mie- und die Cabannesstreuung.

E	Empfangs-								
	wellen-								
Kanalnamel	änge [nm]	Empfindlichkeit	Streumechanismus						
Laserwo	ellenlänge	1064 nm (IR)							
AI 1064	1064		Cabannes- und Miestreuung						
Laserwe	llenlänge S	532 nm (grün)							
DH 532	532	hoch	Cabannes- und Miestreuung						
DM 532		mittel	Cabannes- und Miestreuung						
DL 532		niedrig	Cabannes- und Miestreuung						
DS 607	607		Vibrations-Ramanstreuung an $N_2$						
HO 660 660			Vibrations-Ramanstreuung an $H_2O$						
TR1530.4	530.4		Rotations-Ramanstreuung an $N_2$ und $O_2$						
TR2529.1	529.1		Rotations-Raman streuung an $N_2$ und $\mathcal{O}_2$						
Laserw	ellenlänge	355 nm (UV)							
AH 355	355	hoch	Cabannes- und Miestreuung						
AL 355	355	niedrig	Cabannes- und Miestreuung						
AU 387	387		Vibrations-Ramanstreuung an $N_2$						

Tabelle 2.1: Empfangskanäle des R/M/R-Lidars

Die Empfangskanäle TR1530.4 und TR2529.1 zur Beobachtung von Rotations-Ramanübergängen ermöglichen auch in Zeiten extrem hoher Aerosolbeladung der unteren Stratosphäre Temperaturen zu bestimmen. Hierfür werden mit Hilfe von sehr schmalbandigen Interferenzfiltern Ausschnitte der Rotations-Ramanübergänge von  $O_2$ und  $N_2$  beobachtet. Dabei werden Zentralwellenlängen der beiden Empfangskanäle so gewählt, dass man aus dem Verhältnis beider Kanäle die Temperatur bestimmen kann (Nedeljkovic et al., 1993; Vaughan et al., 1993). Das Verfahren benötigt eine spezielle Eichung, entweder an einer Radiosonde bzw. ein sehr genaues Vermessen der Interferenzfilter.

Zusätzlich zu diesen Empfangskanälen wird die Cabannesstreuung der grünen Laserwellenlänge (532 nm) mit einem hochauflösenden Doppeletalonsystem (DWTS = Doppler Wind und Temperatur System, Rees et al., 1996) spektral untersucht. Über die Wellenlängenverschiebung des Maximums können horizontale Windgeschwindigkeiten bei geschwenkten Teleskopen bestimmt werden, aus der Form der Linie soll in Zukunft zusätzlich zu den hier vorgestellten Methoden die Temperatur bestimmt werden.

## 2.4 Datenverarbeitung

Beim Aufbau des R/M/R-Lidars stellte sich die Frage nach einer geeigneten Behandlungsmethode der gewonnenen Messergebnisse. Greift man hierfür auf Programme zurück, die für andere Lidargeräte entwickelt wurden, oder sollen eigene Verfahren erstellt werden? Es wurde entschieden, dass eigene Behandlungsmethoden entwickelt werden sollen, unter Zuhilfenahme eines Datenbearbeitungs- und Visualisierungspakets namens PV-WAVE<sup>1</sup>. Dieses besitzt eine eigene Programmiersprache und eignet sich sowohl zum zügigen Testen von Bearbeitungsmethoden, als auch zum routinemäßigen Auswerten von großen Datensätzen. Das Programmpaket ist zudem plattformunabhängig und dank seiner vielen mathematischen und statistischen Funktionen sehr gut geeignet, mit wenig Aufwand schnell zu wissenschaftlichen Ergebnissen (und ihrer Visualisierung) zu kommen.

Bis geeignete eigene Algorithmen entwickelt waren, wurde zur Auswertung der ersten Messungen eine Auswertesoftware vom "Centre National pour la Recherche Scientifique, Service d'Aeronomie, Frankreich" genutzt. Diese war jedoch nur in der Lage, aus einem Empfangskanal Temperaturen, Drücke und Dichten zu berechnen. Aufgrund der hohen Komplexität des ALOMAR-Instruments zeigte sich, dass das Programm recht schnell an seine Grenzen stieß, die Empfangskanäle wurden unterschiedlich genutzt, die Einstellungen am Instrument mitunter innerhalb einer Messung verändert, worauf ein vollständig kompiliertes Programm nicht einfach genug reagieren konnte. Man wollte beliebig, ohne das Programm erneut übersetzen zu müssen, auf äußere Gegebenheiten, eventuell sogar interaktiv, reagieren können. Daher wurde ein interpretierendes Programm zur Datenanalyse und -darstellung von Lidarmessungen entwickelt, welches es dem Bediener ermöglicht, die Auswertung auf einfache Art und Weise an die geophysikalischen und instrumentellen Anforderungen anzupassen.

Das Programm selber "beherrscht" verschiedene "Befehle" zur Bearbeitung von Lidardaten, wie z. B. zum Untergrundabzug, zur Datenein- und -ausgabe und zum Darstellen sowohl von Rohdaten als auch abgeleiteter Größen. Verschiedene Kanäle oder Profile werden anhand ihrer Namen (z. B. DH 532) unterschieden, und somit können jederzeit neue Kanäle oder Profile in die Auswertung einbezogen werden. Diese Flexibilität des Programms hat sich als großer Vorzug erwiesen, denn die Erweiterung und Veränderung der optischen Bank und der Teleskope brachte Umbenennungen und Erweiterungen der Empfangskanäle mit sich, die mit geringem Aufwand in die Datenauswertung integriert werden konnten. Auch ist es dadurch möglich, die Verfahren für andere Lidargeräte zu nutzen. Lediglich die gerätespezifischen Parameter, wie Höhe des Instruments und Wellenlängen von ausgesandtem und empfangenen Strahl (bei der Extinktionkorrektur benötigt) müssen verändert werden.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>PV-WAVE, Visual Numerics, Inc., Houston, USA

Ein weiteres Programm ist dafür zuständig, dass seit Januar 1995 morgens die gemessenen Daten automatisch von Norwegen zum IAP übertragen werden. Dieses Programm wurde von Herrn Georg Nelke (Universität Bonn) geschrieben und dankenswerterweise zur Verfügung gestellt. Es musste dann nur noch auf die Belange des Instituts für Atmosphärenphysik angepasst werden. An die Datenübertragung schließt sich eine automatische Vorauswertung an, die es ermöglicht, sich einen Überblick über den Zustand der Atmosphäre als auch zum Instrumentenzustand zu verschaffen.

#### 2.4.1 Temperaturberechnung

Die Berechnung von Temperaturen aus Lidardaten beruht darauf, dass bei Abwesenheit von Aerosolpartikeln, mit einer konstanten Überlappfunktion A(z), bei höhenunabhängiger Gerätekonstante und Transmission die Lidargleichung 2.1 stark vereinfacht werden kann. Die Anzahl der empfangenen Photonen kann dann beschrieben werden durch:

$$N(z) = K \cdot \frac{n(z)}{r^2} + Untergrund$$
(2.5)

mit einer unbekannten Proportionalitätskonstante K. Alle anderen Faktoren in der Lidargleichung sind höhenunabhängig und brauchen daher nicht berücksichtigt werden. Lediglich die atmosphärische Transmission ist nicht über den gesamten Höhenbereich gleich und muss daher korrigiert werden (siehe Kapitel 2.4.2, Seite 17). Nach Untergrundabzug kann dann eine gemessene unnormierte Dichte  $\rho_r$  in Verhältnis zur Anzahl der empfangenen Photonen N gesetzt werden:

$$\rho_r(z) = (N(z) - Untergrund) \cdot r^2.$$
(2.6)

Die Berechnung der Temperatur erfolgt mit Hilfe der hydrostatischen Grundgleichung

$$\frac{dp}{dz} = -\rho g = -mn g \tag{2.7}$$

(m = mittlere Masse eines Luftmoleküls) und der idealen Gasgleichung

$$p = nkT. (2.8)$$

Integriert man nun die hydrostatische Grundgleichung formal und ersetzt in der resultierenden Gleichung den Druck mit Hilfe der idealen Gasgleichung durch Temperatur und Dichte, so erhält man folgende Gleichung:

$$T(z) = \frac{\rho_r(z_h)}{\rho_r(z)}T(z_h) + \frac{m}{k}\int_{z}^{z_h}\frac{\rho_r(z')}{\rho_r(z)}g(z')\,dz'$$
(2.9)

$$= \frac{1}{\rho_r(z)} \left[ \rho_r(z_h) T(z_h) + \frac{m}{k} \int_{z}^{z_h} \rho_r(z') g(z') dz' \right].$$
 (2.10)

14

Diese Gleichung wird numerisch integriert, der Startwert  $T(z_h)$  in der Höhe  $z_h$  wird einer Referenzatmosphäre entnommen, und man erhält das Temperaturprofil. Aus Gleichung 2.9 ist zu entnehmen, dass die Temperaturberechnung keine absolute Dichtebestimmung benötigt. Die Dichte tritt nur als Verhältnis  $\rho_r(z_h)/\rho_r(z)$  auf und kann mit jedem beliebigen konstanten Wert multipliziert werden.

Die Gleichung muss von "oben" nach "unten" ( $z_h$  an der oberen Grenze des Messbereichs) integriert werden, da dabei die Initialisierungswerte im Laufe der Integration vernachlässigt werden können. An Gleichung 2.10 ist zu erkennen, dass der linke Term innerhalb der eckigen Klammer bei der Integration konstant bleibt, während  $\rho_r(z)$ , und somit auch das Integral über  $\rho_r g$  (bei nahezu konstantem g und exponentiell ansteigendem  $\rho_r$ ) exponentiell zunimmt. Somit verschwindet im Laufe der Integration der Einfluss des ersten Terms, bei Integration von unten nach oben ist das Gegenteil der Fall.

Die Temperaturberechnung beruht somit auf der Annahme, dass die Luft sich gemäß der idealen Gasgleichung verhält, und dass sie sich im hydrostatischen Gleichgewicht befindet. Die erste Annahme ist aufgrund des geringen Drucks sicher gerechtfertigt. Jenkins et al. (1987) haben die zweite Annahme untersucht, und kommen zum Schluss, dass unterhalb von 60 km dies immer zutrifft. In größeren Höhen ist dies bei kurzzeitigen Mittelungszeiträumen nicht mehr der Fall, die Fehler in der Temperaturberechnung liegen jedoch bei unter 1 K.

Bei der numerischen Integration der Gleichung 2.9 ist zu beachten, dass durch die Diskretisierung der Lidarbeobachtungen ein Temperaturfehler entstehen kann: Die beobachteten Dichten sind Mittelwerte über die gewählte Höhenauflösung und werden für die Mitte des Höhenkanals angegeben, bei dem ALOMAR-R/M/R-Lidar also in der Regel über 150 m gemittelt. Bei der numerischen Integration von Gleichung 2.9 wird jedoch für  $\rho_r(z)$  der Wert an der Untergrenze, also zwischen zwei Höhenkanälen verlangt (zur Verdeutlichung des Zusammenhangs siehe Abbildung 2.3). Daher muss dieser Wert aus dem geometrischen Mittel der beiden untersten Höhenkanäle berechnet werden. Dieser Fehler ist von der Höhenauflösung abhängig, bei 150 m Auflösung ist er allerdings schon größer als 1 K. Die nach dem korrigierten Verfahren durch die Diskretisierung erzeugten Fehler liegen weit unterhalb von 0,1 K, sie sind also vernachlässigbar gegenüber den statistischen Fehlern. Getestet wurde dies an einer diskretisierten, isothermen Modellatmosphäre.

Nach der Temperaturberechnung werden die Profile noch geglättet. Dies dient dazu, den Schwerewellenanteil aus den Nachtmitteln herauszufiltern und reduziert gleichzeitig das statistische Rauschen, welches den größten Beitrag zum experimentellen Fehler liefert. Verwendet wurde hierzu für alle Nachtmittelwerte ein gleitendes Mittel mit drei Kilometern Höhenauflösung. Es werden aber auch in der Literatur andere konstante Filter angegeben, wie z. B. ein Hammingfilter (Lietaus und Sauron, 1992). Ein weiteres



relative Dichte

Abbildung 2.3: Dichte an der Kanaluntergrenze und mittlere Dichte bei diskreter Höhenauflösung

Verfahren ist die Glättung mit einem angepassten Fouriertransformationsfilter (Thayer et al., 1996). Bei diesem Verfahren ist dann allerdings die Auflösung höhenabhängig.

In der gesamten Auswertung werden die Fehler nach dem Gaußschen Fehlerfortpflanzungsgesetz berechnet. Die wesentlichen Beiträge zum Fehler der Temperatur sind: Der statistische 1- $\sigma$  Fehler (Wurzel aus der Anzahl der gezählten Photonen), eine Abschätzung der Güte des Untergrundabzugs und die Unsicherheit im Startwert der Temperaturberechnung (mit konstant 40 K angenommen). Die Größe aller dieser Fehler ist stark höhenabhängig. Typische Beträge dieser Fehler sind in Tabelle A.1 auf Seite 107 zu finden.

Ein zweites Verfahren zur Temperaturberechnung findet sich bei Hauchecorne und Chanin (1980a): Diese Autoren normieren das gewonnene relative Dichteprofil auf eine Referenzatmophäre und erhalten so ein absolutes Dichteprofil. Aus diesem wird mit Hilfe der hydrostatischen Grundgleichung (2.7, nach Initialisation an der oberen Grenze des Messbereichs) ein Druckprofil errechnet. Mit Hilfe der idealen Gasgleichung (2.8) kann dann aus beiden Profilen die Temperatur berechnet werden.

Im Prinzip liefern beide Integrationsverfahren gleiche Ergebnisse, durch die leicht unterschiedliche Behandlung der Startwerte kann es jedoch zu unterschiedlichen Temperaturen im oberen Bereich der Messung kommen. Singh et al. (1996) kommen zu dem Ergebnis, dass durch die Initialisation in p und die Normierung auf eine Referenzatmosphäre größere Fehler als durch die Initialisation in T erzeugt werden können. Daher wird die Initialisation nunmehr über ein verändertes Verfahren durchgeführt (Keckhut, 1997).

Beide Berechnungsverfahren wurden zur Auswertung der Lidarprofile benutzt, und es konnten keine systematischen Abweichungen festgestellt werden. Die beobachteten Abweichungen zwischen beiden Verfahren sind weit unter 1 K. Für die weitere Temperaturberechnung wurde die Berechnung nach dem ersten Verfahren verwendet.

### 2.4.2 Transmissionskorrekturen

Bei der Temperaturberechnung nach dem hier vorgestellten Verfahren ist es wichtig, dass die Transmission der Atmosphäre über den betrachteten Höhenbereich konstant ist, oder dass die Auswirkungen der atmosphärischen Extinktion korrigiert werden können. Allgemein lässt sich sagen, dass die Vernachlässigung der Extinktion bei den Temperaturberechnungen zu systematisch zu niedrigen Temperaturen führt.

Bei den zur Verfügung stehenden Wellenlängen müssen die Auswirkungen der Rayleighstreuung an sich (ein Teil der ausgesandten Photonen wird an den Luftmolekülen gestreut), des Ozons, sowie Extinktion an Aerosolen berücksichtigt werden. Die Aerosolkorrektur ist in der Regel nur unterhalb von 30 km durchzuführen, da man davon ausgehen kann, dass oberhalb kein Aerosol mehr nachzuweisen ist (siehe auch dazu die Diskussion in Kapitel 4.2.1).

Oberhalb von 30 km ist keine Korrektur für die grüne Wellenlänge des Laserstrahls (532 nm) mehr nötig, die optische Transmission der Atmosphäre ist besser als 0.995 (Keckhut et al., 1993, siehe auch Tabelle 2.2). Die Situation für die UV Wellenlänge (355 nm) ist hingegen anders, die Rayleighstreuung muss auch oberhalb von 30 km berücksichtigt werden. Eine Korrektur der Absorption durch das stratosphärische Ozon kann jedoch unterbleiben, da diese Wellenlänge nicht durch Ozon absorbiert wird.

Die Verfahren zu diesen Korrekturen werden von Mehrtens (1998) beschrieben. Für die Auswertung unserer Temperaturprofile wurden bisher nur die Rayleighstreuung und die Aerosolextinktion berücksichtigt. Zur Untersuchung der prinzipiellen Auswirkungen der Ozonextinktion auf die Temperaturberechnungen konnte testweise eine Ozonkorrektur verwendet werden. Die Ozonkorrektur wurde mit einem festen Ozonprofil (Gesamtsäule 350 Dobson) berechnet. Bei starken Schwankungen des Ozongehalts (Ozonloch, Mini-Holes) in polaren Breiten kann es aber durchaus zu einer Re-

Temperaturdifferenzen ohne Korrektur — mit Korrektur [K]								
Z	53	2/607 nm		355/3	87 nm			
[km]	Rayleigh	Aerosol	Ozon	Rayleigh	Aerosol			
45			-0,1	-0,1				
40			-0,2	-0,2				
35			-0,4	-0,5				
30	-0,1		$^{-1,1}$	-0,8				
25	-0,3	-0,1	-3,5	-1,4				
20	-0,5	-0,3	-4,8	-2,8	-0,1			
15	-1,2	-0,7	-5,0	-6,3	-0,4			

**Tabelle 2.2:** Einfluss von Rayleighstreuung, Ozonabsorption und Aerosolextinktion auf die Transmission der Atmosphäre für verschiedene Höhen. Aufgetragen sind Temperaturdifferenzen zwischen einer Temperaturberechnung ohne und mit entsprechenden Korrekturen. Die Berechnungen wurden an der Beobachtung vom 9.3.1996 vorgenommen

duktion des Ozonmischungsverhältnis auf 20 % des langjährigen Mittelwerts kommen. Daher müsste eine Ozonkorrektur mittels unabhängig gemessener, vertikal aufgelöster Ozonprofile durchgeführt werden. Diese standen jedoch für diese Untersuchung nicht zur Verfügung, die Korrekturen können bei Vorliegen eines Ozonprofils auch später noch vorgenommen werden.

Auf die Ozonkorrektur wird in der Literatur kaum eingegangen, bei Lietaus und Sauron (1992) wird ein konstantes Ozonprofil zur Korrektur verwendet. Um die Auswirkungen der Extinktion auf die Temperaturberechnung abzuschätzen, wurden Temperaturen mit und ohne entsprechende Korrekturen berechnet und miteinander verglichen. Die Ergebnisse finden sich in Tabelle 2.2.

Keckhut et al. (1990) haben die Auswirkungen der Transmission auf die Temperaturberechnung aus einem  $N_2$  Vibrations-Ramankanal untersucht (Laserwellenlänge 532 nm, Empfangswellenlänge 607 nm). Sie kommen zu dem Ergebnis, dass der Einfluss des Ozons wesentlich geringer ist als in Tabelle 2.2 angegeben. Die Ursache hierfür konnte bisher nicht geklärt werden.<sup>2</sup>

Die unterhalb 30 km für die grüne Laserwellenlänge und unterhalb 50 km für die UV Laserwellenlänge nötigen Korrekturen wurden (mit Ausnahme der Ozonkorrektur) bei der Temperaturberechnung verwendet. Aufgrund der hohen Variabilität des

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup>Die von mir aus der Ozondichte berechnete Transmission der Atmosphäre (aus der die in Tabelle 2.2 angegebenen Korrekturen berechnet wurden) stimmt mit der in Jeske (1988) angegebenen Transmission überein. Wahrscheinlich liegt die Ursache in einer fehlerhaften Ozonkorrektur bei Keckhut et al. (1990).

Ozonmischungsverhältnis in polaren Breiten und Unstimmigkeiten bei der Größe der Ozonkorrektur musste auf eine Ozonkorrektur bisher verzichtet werden. Die in Tabelle 2.2 angegebene Auswirkung des Ozons auf Temperaturbeobachtungen ist allerdings als obere Grenze anzusehen: Bei einem geringerem Ozonmischungsverhältnis fallen die Korrekturen geringer aus als hier angegeben, und der Einfluss des Ozons nach Keckhut et al. (1990) ist geringer. Generell gilt innerhalb der Ozonschicht, dass die ohne Ozonkorrektur berechneten Temperaturen niedriger als die real in der Atmosphäre vorhandenen sind.

### 2.4.3 Totzeitkorrektur

Die in Lidarsystemen zum Einsatz kommenden Photomultiplier werden meist im Einzelphotonzählmodus verwendet. Bei hohen Zählraten, wie sie z. B. in niedrigen Höhen auftreten, ist die Anzahl der gezählten Pulse aber nicht mehr proportional zu der Anzahl der auf die Photokathode gefallenen Photonen. Man unterscheidet hierbei paralysierende und nicht paralysierende Zähler. Bei den paralysierenden Systemen ist der Zähler nach Eintreffen eines zu zählenden Ereignisses (das Photon) für eine gewisse Zeit, genannt Totzeit, nicht mehr in der Lage, einen weiteren Zählimpuls nachzuweisen; trifft innerhalb dieser Zeit ein neues Zählereignis ein, so beginnt die Totzeit von neuem. Bei nicht paralysierenden Zählern startet die Totzeit immer erst dann, wenn ein Ereignis gezählt wurde (und nicht wenn in der Zwischenzeit ein weiteres Photon die Photokathode traf).

Will man nun genaue Temperaturmessungen durchführen, so ist dieser Effekt zu korrigieren. Je nachdem, ob man ein paralysierendes oder nicht paralysierendes System von Photomultiplier, Diskriminator, Vorverstärker und Zähler hat, muss dies auf unterschiedliche Weise geschehen (Schäfer, 1994).

Eine besondere Schwierigkeit beim ALOMAR-R/M/R-Lidar ist zudem, dass die Messungen während der Summationsperiode starken Signalschwankungen unterliegen können. Zum einen kann die Signalstärke durch Wolken reduziert werden, was Variationen in der Photonenzählrate von mehr als einen Faktor zwei zur Folge hat. Desweiteren wird in den Übergangsmonaten zwischen Sommer und Winter ein (oder auch zwei) Etalon in den Strahlengang geschoben bzw. ausgebaut. Hierdurch ändert sich die Zählrate innerhalb einer Nacht um mehr als eine Größenordnung. Dies bereitet nun bei einer Totzeitkorrektur einer Nachtmessung Schwierigkeiten: Summiert man erst alle Messungen einer Nacht, und führt anschließend die Totzeitkorrektur durch, so wird die Korrektur durch zeitweise niedrige Zählraten anders ausfallen als sie für die Perioden hoher Zählraten eigentlich sein müsste. Wünschenswert wäre es daher, vor der Summation, für jedes Einzelprofil separat, eine Totzeitkorrektur durchzuführen. Dies ist bisher jedoch noch nicht erfolgt, es wird erst nach der Summation korrigiert.

Das R/M/R-Lidar wird in der Regel in einem Modus betrieben, der die maximal

mögliche Zählrate bei weitem nicht voll ausschöpft: In der Regel wird eine maximale Zählrate von 7 Mhz (bei einer Bandbreite der Zählelektronik von 150 Mhz) beobachtet. Die erforderlichen Totzeitkorrekturen sind somit recht gering. Es kann daher ein vereinfachtes Verfahren zur Totzeitkorrektur genutzt werden: Bei paralysierenden System besteht folgender Zusammenhang zwischen tatsächlicher  $(N_r)$ , maximaler  $(N_{max})$  und gemessener Zählrate  $(N_c)$ :

$$N_c = N_r \cdot e^{-\frac{N_r}{N_{max}}}.$$
(2.11)

Für kleine Zählraten, somit auch  $N_r \approx N_c$  kann die Exponentialfunktion angenähert werden durch  $\exp(x) \approx 1 + x$ , dann erhält man folgenden Zusammenhang:

$$N_c = N_r \cdot \left(1 - \frac{N_r}{N_{max}}\right) \approx N_r \cdot \left(1 - \frac{N_c}{N_{max}}\right),$$
 (2.12)

und kann so auf einfache Weise die Auswirkungen der Totzeit korrigieren:

$$N_r = \frac{N_c}{1 - \frac{N_c}{N_{max}}}.$$
(2.13)

Durch die niedrigen Zählraten im Verhältnis zur maximalen Zählrate ist der Einfluss der Totzeitkorrektur relativ gering. An der unteren Grenze des Kanals DH 532 sind die Auswirkungen der Totzeit auf die Temperaturbeobachtung kleiner als 2 K. Diese Auswirkungen der Totzeit sind wenige Kilometer oberhalb der Maximalzählrate vollständig zu vernachlässigen. Auch sind Fehler, die durch die Gesamtbehandlung aller innerhalb des Summationszeitraums gemachten Messungen entstanden sind, kleiner als die verwendete Totzeitkorrektur an sich.

Donovan et al. (1993) berichten von einem Verfahren, mit dem sie die maximal nutzbare Zählrate der Photomultiplier um eine Größenordnung erhöhen konnten, ohne die Genauigkeit der Messungen zu beeinträchtigen. Hierfür ist jedoch eine genaue Eichung des Photomultiplier-, Verstärker-, Diskriminator- und Zählsystems nötig, welches recht aufwendig ist und für das R/M/R-Lidar bisher nicht durchgeführt wurde. Atmosphärenmessungen mit und ohne einen in den Nachweiszweig eingesetzten Graufilter werden für verschiedene Diskriminatoreinstellungen miteinander verglichen, und anschließend werden aus dem Vergleich der Messungen mit und ohne Graufilter und durch Anpassen der Messung an ein Modell Parameter des Zählsystems abgeleitet. Dies muss für jeden Empfangskanal separat erfolgen. Selbst Photomultiplier des gleichen Typs zeigten ein unterschiedliches Verhalten, welches auch von dem paralysierender wie nichtparalysierender Zähler abweichen kann.

Ein diesem nahekommendes Verfahren ist, aus dem Verhältnis zweier überlappender Kanäle (z. B. niedriger und hoher Rayleighkanal) die nötige Korrektur abzuleiten (Keckhut et al., 1993). Das Signal des Zählsystems wird dann folgendermaßen bestimmt,

$$N_c = N_r \cdot e^{-\frac{N_r}{N_{max}} - KN_r^2}$$
(2.14)

wobei die Konstante K und  $N_{max}$  aus dem Vergleich der überlappenden Empfangskanäle berechnet wird. Aber auch Keckhut et al. kommen zu dem Schluss, dass die Korrektur einen Einfluss auf die Temperaturberechnung von nur 1-2 K hat, und geben ihren Fehler mit geringer als 0,1 K an.

Dieses Verfahren benötigt allerdings zur Bestimmung der Korrektur einen Überlappbereich von mehreren Kilometern mit relativ guter Zählrate in beiden Empfangskanälen. Dieser steht aber bei dem R/M/R-Lidar nicht immer zur Verfügung. Besonders bei den Kanälen der UV-Laserwellenlänge ist der Überlappbereich zu klein, um dieses Verfahren anzuwenden.

### 2.4.4 Untergrundabzug

#### Problemstellung

Zu dem reinen atmosphärischen Signal, resultierend aus Rayleigh-, Raman- und Miestreuung, ist bei realen Messungen ein zusätzliches Signal, der Untergrund (elektronisches Rauschen, solarer Untergrund und Himmelsleuchten) zu beobachten. Dieser muss vor der Berechnung der Dichte bestimmt und von dem gemessenen Signal abgezogen werden. Der Untergrund wird in der Regel in Höhen bestimmt, aus denen kein Laser-Rückstreusignal mehr zu erwarten ist.

Vielfach wird dieser Untergrund als höhenunabhängig angenommen, da die solare Hintergrundstrahlung über die kurze Messdauer eines einzelnen Laserpulses konstant ist. Von dem elektronischen Rauschen, sofern es durch thermisch im Photomultiplier ausgelöste Photoelektronen erzeugt ist, kann man auch annehmen, dass es zeitlich konstant ist. Es lässt sich dann in großen Höhen bestimmen und wird von den Rohdaten subtrahiert.

Beobachtet wird allerdings häufig ein höhenabhängiger Untergrund, der in der englischsprachigen Literatur mit "signal induced noise" (SIN) beschrieben wird und den man vielleicht am besten durch "Nachleuchten" übersetzen kann. Als Ursache für das Nachleuchten wird die starke Variation des Signals innerhalb kurzer Zeit angesehen. Licht aus den untersten Höhen, wenn es nicht durch geeignete Massnahmen abgeschattet wird, "blendet" den Photomultiplier, und dieser liefert ein zeitlich abfallendes Signal. Auch wird durch das Nachleuchten der nutzbare Höhenbereich eingeschränkt, da zusätzlich zu dem Himmelshintergrund ein weiterer Beitrag im Untergrund auftritt. Dieser schränkt den nutzbaren Höhenbereich ein.

Das Phänomen ist schon länger bekannt (Hauchecorne, 1983; Shimizu et al., 1985; Keckhut et al., 1993), die Auswirkungen auf die Temperaturberechnung wurde aber erst in jüngster Zeit diskutiert (Thayer et al., 1996). Bei den französischen Lidarinstrumenten wird in großen Höhen an den Untergrund ein Polynom zweiter Ordnung angepasst, und dieses dann auf niedrigere Höhen extrapoliert. Dort wird der Fehler in der Dichte aufgrund eines eventuell fehlerhaften Untergrundabzugs mit maximal 20 % angegeben, 10 km unterhalb der Signaloberkante liegt die Auswirkung auf die Temperaturberechnung bei 1-2 K (Keckhut et al., 1993; Lietaus und Sauron, 1992).

Detailliert wurde das Nachleuchten schon von Iikura et al. (1987) beschrieben. Dort wurden im Strommodus betriebene Photomultiplier mit einem kurzen Lichtpuls bestrahlt und das Verhalten im weiteren Verlauf untersucht. Beobachtet wurde ein abfallendes Signal, an das eine Exponentialkurve  $f(x) = A + B \cdot exp(-t/\tau)$  angepasst wurde, wobei A, B und  $\tau$  aus den Messergebnissen bestimmt wurden.

Es zeigte sich, dass die gewählte Exponentialfunktion den wahren Verlauf nicht repräsentiert. Je nach Höhenintervall, in dem die Anpassung erfolgte, wurden unterschiedliche Halbwertszeiten bestimmt. Bei Höhen von 6 km ( $\approx 40 \,\mu$ sec nach Aussenden des Lichtpulses) wurde ein  $\tau$  von 30  $\mu$ sec beobachtet, in 40 km Höhe eines von 200  $\mu$ sec.

Durch verzögertes Einschalten der Hochspannungsversorgung der ersten Dynode des Photomultipliers ("gating") nach Aussenden des Laserpulses konnte das Nachleuchten stark reduziert werden. Bei einem kurzen rechteckförmigen Signal konnte gezeigt werden, dass der nun verbliebene Untergrund nicht von der Zeitspanne zwischen Lichtpuls und Einschalten der Hochspannungsversorgung abhing.

Bei realen Lidarmessungen, also bei einem zeitlich längeren und stark variierenden Signal, fand sich dennoch eine Abhängigkeit des Untergrunds von der Schaltzeit. Bei kurzen Schaltzeiten, wenn noch relativ viel Licht aus niedrigen Höhen auf die Photokathode trifft, wurde ein stärkeres Nachleuchten beobachtet als bei längeren Schaltzeiten. Das beobachtete Nachleuchten wurde mit Hilfe der Abklingkurve des rechteckförmigen Signals modelliert. Das Atmosphärensignal wurde aus vielen Rechtecksignalen zusammengesetzt und anschließend das Nachleuchten aus der Superposition der Einzelsignale berechnet. Hierdurch konnte das an der Atmosphäre beobachtete Nachleuchten mit guter Genauigkeit simuliert werden.

Lidarbeobachtungen haben daher ein ein prinzipielles Problem: Um ein möglichst gutes Signal/Rauschverhältnis zu erhalten, möchte man den Photomultiplier möglichst weit bis an seine maximale Zählrate heran betreiben, welches das Schalten der Hochspannungsversorgung in niedrigen Höhen erfordert. Andererseits sollte der Untergrund auf ein Mindestmaß reduziert werden, was nur durch späteres Schalten zu erzielen ist.

Inwieweit dieses Verhalten auf im Photonenzählmodus betriebene Photomultiplier zu übertragen ist, wurde bei Iikura et al. (1987) nicht betrachtet und ist meines Wissens auch nicht weiter untersucht worden. Zu vermuten ist, dass das Verhalten der Photomultiplier nicht von seiner Betriebsweise abhängt. Dann lässt sich das Nachleuchten auch nicht durch Einbau eines mechanischen Choppers gänzlich reduzieren, denn das genutzte Atmosphärensignal an sich erzeugt das Nachleuchten.

Eine eindeutige physikalische Erklärung für das Nachleuchten ist mir nicht bekannt, als Ursachen könnten Nachpulse des Photomultipliers (Hamamatsu Photonics, 1994) oder Fluoreszenz von optischen Komponenten (Argall und Jacka, 1996) in Frage kommen. Nachpulse sollen allerdings nur wenige Mikrosekungen (1  $\mu$ sec = 150 m) nach dem eigentlichen Zählereignis auftreten, können somit nicht die Ursache für das noch eine Millisekunde später (in über 200 Kilometer Höhe) beobachtete Nachleuchten sein. Fluoreszenz mit Halbwertszeiten von 200 bis 250  $\mu$ sec von im Sendezweig verwendeten Glassorten (BK7 und LF7) wurde bei dem von Argall und Jacka (1996) beschriebenen Lasersystem beobachtet. Dieses System benutzt jedoch die gleiche Optik für den Sende- und den Empfangszweig. Dies ist bei dem R/M/R-Lidar nicht der Fall. Die Beleuchtungsintensität auf der im Nachweiszweig verwendeten Optik ist bei dem R/M/R-Lidar um viele Größenordnungen geringer, die Fluoreszenz sollte demnach zu vernachlässigen sein.

#### Bestimmung des Untergrunds

Bei dem ALOMAR-R/M/R-Lidar wird sowohl elektronisches "Gating" als auch mechanisches "Choppen" zur Reduktion des Untergrunds genutzt. Ein Chopper dient dazu, alle Empfangskanäle gleichzeitig vor dem Signal aus den unteren Höhen zu schützen, die elektronischen "Shutter" können separat für jeden Empfangskanal eingestellt werden. Dieses ermöglicht eine maximale Flexibilität des Instruments und eine signifikante Reduktion des Nachleuchtens.

Aber selbst bei Kombination beider Verfahren ist das Nachleuchten nicht vollständig zu unterdrücken. Dies lässt Rückschlüsse auf die Übertragbarkeit der Untersuchung zum Nachleuchten von Einzelpuls zählenden Photomultipliern zu: Das Nachleuchten ist somit kein Problem von im Strommodus betriebenen Photomultipliern.

Da man dem Nachleuchten durch instrumentelle Verbesserungen noch nicht Herr geworden ist, wurde versucht, das Nachleuchten zu modellieren und die Auswirkungen auf die Beobachtungen zu minimieren. Bei einem reinen Rayleighlidar ist dies möglich, indem man in großen Höhen oberhalb des Signals den Untergrund bestimmt und extrapoliert.

Für das Rayleighlidar stellt sich die Frage nach einer möglichst genauen Modellierung des Untergrunds. In der Literatur finden sich dafür unterschiedliche Verfahren: konstanter Untergrundabzug, Polynomfit mit einem Polynom erster Ordnung (Hauchecorne, 1983), zweiter Ordnung (Keckhut et al., 1993) oder auch Fit mit einer Exponentialfunktion (McGee et al., 1995; Thayer et al., 1996).

Die Auswirkungen unterschiedlicher Anpassungen an den Untergrund sind in der Literatur allerdings wenig untersucht. Neben der oben erwähnten Aussage von Keckhut et al. (1993) wurden meines Wissens nur bei Thayer et al. (1996) die Auswirkung des Untergrundabzugs auf Temperaturmessungen untersucht. Unterschiede in den gemessenen Temperaturen durch einen in unterschiedlichen Höhen bestimmten Untergrund bei Einsatz eines Choppers sowie ohne Chopper wurden verglichen. Dabei zeigte sich, dass die ohne Chopper beobachteten Differenzen in den Temperaturen wesentlich größer sind als erwartet, aber auch nach Einsatz eines Choppers blieben (wenn auch stark reduziert) Unterschiede in den Ergebnissen der Temperaturberechnungen.

Worin besteht nun die Schwierigkeit bei der Bestimmung des Untergrunds? Das zurückgestreute Signal ist in erster Näherung proportional zu

$$\frac{1}{z^2} \cdot e^{-\frac{Z}{H}},\tag{2.15}$$

ein exponentiell abfallender Untergrund lässt sich durch die die Funktion

$$A \cdot exp(-z/B) + C \tag{2.16}$$

beschreiben, wobei A, B und C die aus den Beobachtungen zu bestimmenden Parameter des Untergrunds sind. Somit wird das gesamte Lidarsignal durch folgende Formel beschrieben:

$$N(z) = K \cdot \frac{1}{z^2} \cdot e^{-\frac{Z}{H}} + A \cdot e^{-\frac{Z}{B}} + C.$$
 (2.17)

Entwickelt man nun die Exponentialfunktion, so erhält man:

$$N(z) = K \cdot \frac{1}{z^2} \left[ 1 - \frac{z}{H} + \frac{1}{2!} \left( \frac{z}{H} \right)^2 - \frac{1}{3!} \left( \frac{z}{H} \right)^3 + \frac{1}{4!} \left( \frac{z}{H} \right)^4 \mp \cdots \right] + A \cdot \left[ 1 - \frac{z}{B} + \frac{1}{2!} \left( \frac{z}{B} \right)^2 \mp \cdots \right] + C.$$
(2.18)

Vereinfacht man diese Gleichung und fasst die Terme nach Potenzen von z zusammen, so ergibt sich:

$$N(z) = K \frac{1}{z^2} - \frac{K}{H} \frac{1}{z} + \left(\frac{K}{2H} + A + C\right) - \left(\frac{K}{6H^3} + \frac{A}{B}\right) z + \left(\frac{K}{24H^4} + \frac{A}{B^2}\right) z^2 \mp \cdots$$
(2.19)

Wie an der Formel 2.19 zu erkennen ist, kann die Bestimmung des Untergrunds an der gemessenen Zählrate N(z) durchaus Auswirkungen auf die Temperaturberechnung haben: Bei der Bestimmung des Untergrunds lassen sich nur die Vorfaktoren

$$\frac{K}{2H} + A + C, \quad \frac{K}{6H^3} + \frac{A}{B} \text{ sowie } \frac{K}{24H^4} + \frac{A}{B^2},$$
 (2.20)

und nicht die eigentlichen Untergrundparameter A, B und C durch den Fitalgorithmus bestimmen. Wird dies in einem Höhenbereich durchgeführt, in dem das Atmosphärensignal noch einen Beitrag zum Untergrund liefert, so wird durch die Bestimmung der
Vorfaktoren das beobachtete H verändert, was zu einer fehlerhaften Temperaturmessung führt.

Die hier an einer Bestimmung des Untergrunds durch eine exponentielle Modellfunktion aufgezeigte Problemstellung lässt sich auch auf eine Anpassung des Untergrunds an Polynome nullter (konstanter Hintergrundabzug), erster und zweiter Ordnung übertragen. Es entfallen dann lediglich die entsprechenden Terme in der Gleichung 2.19.

Den Untergrund in Höhen zu bestimmen, aus denen garantiert kein Atmosphärensignal mehr zu beobachten ist, führt jedoch auch zu systematischen Fehlern bei der Temperaturbestimmung: Da das genaue Verhalten des Untergrunds nicht bekannt ist, muss jeder Fit eine Näherung an das Verhalten des Photomultipliers bleiben. Wird diese dann über einen großen Höhenbereich extrapoliert, so leidet die Genauigkeit der Temperaturberechnung unter der inexakten Modellierung des wahren Hintergrunds. Wie oben schon erwähnt, wurde bei der Untersuchung von Iikura et al. (1987) keine exponentielle Abhängigkeit mit einem eindeutigen  $\tau$  beobachtet, sondern ein höhenabhängiges  $\tau = \tau(z)$ . Dies ist ein Grund, weshalb die Bestimmung des Hintergrunds möglichst nahe dem reinen Atmosphärensignal erfolgen sollte.

An dem Beispiel eines konstanten Untergrundabzugs sollen die Auswirkungen auf die Temperaturberechnung demonstriert werden. Wie in der Regel bei Lidarmessungen beobachtet, nimmt die Anzahl der gezählten Photonen auch oberhalb des Rayleighsignals noch weiter ab. Bestimmt man nun einen konstanten Untergrund über diesen Höhenbereich, so wird dieser das an der unteren Grenze des Untergrunds beobachtete Signal unterschätzen, es wird somit ein zu geringer Untergrund abgezogen. Dies wirkt sich hauptsächlich auf die Messung in großen Höhen aus, wo von dem eigentlichen Signal zu wenig abgezogen wird. In niedrigen Höhen, dort wo das Nutzsignal mehrere Größenordnungen stärker als der Untergrund ist, spielt der Fehler in der Untergrundbestimmung keine Rolle mehr. Somit verändert der Untergrundabzug die "Steigung" der beobachteten Messreihe, in größeren Höhen stärker als in niedrigen. Aus der Steigung wiederum wird die Temperatur bestimmt. Die bei einem konstanten Untergrundabzug berechnete Temperatur ist dann vor allem in den oberen Höhen zu hoch.

Dieses Verhalten ist schematisch in Abbildung 2.4 dargestellt. Aufgetragen sind halblogarithmisch die gezählten Photonen gegen die Höhe *z*; mit einem abfallenden Untergrund oberhalb des Nutzsignals. Der Untergrund, in großen Höhen aus dem Signal bestimmt, unterschätzt den eigentlich im Bereich des Nutzsignals vorhandenen Untergrund und führt zu einer schwächer abfallenden Kurve nach Abzug des Untergrunds (Abbildung 2.4, rechts).



Abbildung 2.4: Schematische Darstellung der Auswirkungen eines konstanten Hintergrundabzugs auf eine Lidarmessung

### Realisierung des Untergrundabzugs

Die Schwierigkeit der Untergrundbestimmung in der Auswertung von Lidardaten besteht nun darin, die Höhe zu bestimmen, in der das Rayleighsignal in den Untergrund übergeht. Das Problem besteht darin, dass vor dem Untergrundabzug nicht bekannt ist, wo das Rayleighsignal endet, diese Information aber zur Untergrundbestimmung benötigt wird.

**Verfahren a:** Diese Problemstellung legt eine iterative Vorgehensweise nahe: zuerst wird der Untergrund in einer großen Höhe bestimmt, anschließend eine Atmosphärendichte berechnet und diese dann mit einem Modellsignal (z. B. aus einer Referenzatmosphäre) verglichen. Die Höhe, in der Modell und Messung um einen bestimmten Betrag voneinander abweichen wird nun als Obergrenze der Messung genommen, eine verbesserte Bestimmung des Untergrunds erfolgt nun in der soeben bestimmten Höhe. Die Dichte wird berechnet und wieder mit dem Atmosphärenmodell verglichen. Dies wird solange fortgeführt, bis sich die Oberkante von einem Durchgang zum Nächsten nur noch in geringem Maße ändert. Das Verfahren ist in der Regel recht zuverlässig, es hängt aber in besonderem Maße davon ab, inwieweit reale Atmosphäre und die verwendete Referenz übereinstimmen. Bei größeren Abweichungen, wie z. B. beim Auftreten von Erwärmungen in Stratooder Mesosphäre, kann die (reale) Abweichung zwischen Modell und Messung so groß sein, dass die Grenze zwischen Lidarsignal und Untergrund zu niedrig bestimmt wird. Der Untergrund wird dann in zu niedrigen Höhen bestimmt, von dem eigentlichen Profil wird zu viel abgezogen.

Die polare Atmosphäre im Besonderen zeigt nun im Winter recht häufig eine große Variabilität, der keine Referenzatmosphäre gerecht wird. Somit stellte sich die Frage nach einem weiteren Verfahren zur Bestimmung der Atmosphärensignalobergrenze. Am Besten wäre ein Verfahren, welches nicht auf dem Vergleich Messung – Referenz beruht.

**Verfahren b:** Ein recht zuverlässiges Verfahren ist, den Übergang von Untergrund zu Rayleighsignal anhand der Qualität eines Polynomfits an das Rohdatenprofil zu bestimmen. Hierfür wird zwischen 150 km und 250 km Höhe ein Polynom zweiter Ordnung an den Untergrund angepasst. Die mittlere Abweichung von Fit und Signal wird bestimmt und mit dem in großen Höhen bestimmten mittleren Rauschen verglichen. Dies wird schrittweise über unterschiedliche Höhenbereiche durchgeführt, bis die mittlere Abweichung des Polynoms vom Signal größer als eine gewählte Schranke ist. Von Schritt zu Schritt wird die untere Grenze des Höhenbereichs um 5 km verringert (145, 140, 135, ...Kilometer), die obere Grenze (250 km) wird nicht verändert. Anschließend wird die Höhenbestimmung noch ein wenig verfeinert, zwischen der eben bestimmten Untergrenze und 250 km wird eine Parabel an den Untergrund angepasst und von den Rohdaten abgezogen. Die Minimalhöhe, in der das Resultat Werte unterhalb von Null (Signal minus Untergrund < 0) zeigt, wird als obere Grenze des Rayleighsignals genommen. Der Untergrund wird 25 km oberhalb dieser Grenze bestimmt und vom Signal abgezogen.

Dieses Verfahren beruht darauf, dass das gewählte Kriterium zur Bestimmung der Unterkante des Untergrunds unabhängig von dem Atmosphärenzustand ist, und nur von den Eigenschaften des Photomultipliers abhängt. Werden nun die Einstellungen des Lidars verändert, z. B. ein anderer Betriebsmodus mit höheren Maximalzählraten verwendet, so verändern sich eventuell die Eigenschaften des Photomultipliers, und die Trennung des Signals vom Untergrund wäre mit einem Fehler behaftet. Das Verfahren wurde jedoch so gewählt, dass bei einem größerem Nachleuchten der Übergang zu größeren Höhen hin verschoben wird; als Folge wird dann tendenziell zu wenig Untergrund vom Signal abgezogen.

Somit eröffnet die Verwendung beider Verfahren dem Anwender eine einfache aber auch sichere Möglichkeit die Auswirkungen von 1. stark von einer Referenzatmosphäre abweichenden Profilen als auch 2. eines stärkeren Nachleuchtens zu erkennen: Beide Verfahren werden auf die gleiche Messung angewandt und miteinander verglichen. Abweichungen zwischen beiden Auswerteverfahren geben dann Aufschluss über deren Ursache. Meist trifft nur eine Ursache zu, und für die weitere Temperaturberechnung kann das bessere Profil verwendet werden.

Sollten in außergewöhnlichen Fällen einmal beide Verfahren den Untergrund fehlerhaft bestimmen, so ist auch dies für den Benutzer leicht zu erkennen; beide Verfahren schieben die Grenze zwischen Signal und Untergrund in unterschiedliche Richtungen. Anhand des Untergrundverlaufs kann der Nutzer feststellen, ob Verfahren b durch starkes Nachleuchten beeinflusst wurde. In dem verwendeten Programm kann der Bediener dann manuell Korrekturen an der Berechnung des Untergrunds vornehmen. Solche Fälle traten allerdings nur in der Anfangsphase des Messbetriebs auf, als sowohl ein starkes Nachleuchten als auch eine stratosphärische Erwärmung mit Temperaturen von über 300 K zu beobachten war.

Zeitweise, je nach Empfangskanal unterschiedlich, findet man in den Rohdatenprofilen "Spikes", d. h. einzelne Höhenkanäle in denen die Anzahl der beobachteten Photonen wesentlich größer als die der umliegenden Höhenkanäle ist. Diese würden die Untergrundbestimmung verfälschen, und müssen durch Filtern der Rohdatenprofile mit einem Median-Filter unterdrückt werden. Der Filter wird allerdings nur für die Untergrundbestimmung angewandt, weitergerechnet wird mit ungeglätteten Profilen.

### Eichung der Verfahren

Die Bestimmung geeigneter Kriterien zur Unterscheidung, wann das Lidarprofil so weit von einem Referenzprofil abweicht, dass in größeren Höhen das Signal als reiner Untergrund angesehen werden kann (Verfahren a), oder wann die Krümmung des Signals durch Nachleuchten verursacht ist und wann durch atmosphärische Streuung (Verfahren b), wurde anhand von typischen Beobachtungen durchgeführt. Die Darstellung des Verfahrens findet sich in Abbildung 2.5.

Aus dem Vergleich zwischen den unterschiedlich behandelten Dichteprofilen ist zu erkennen, dass eine Untergrundbestimmung in Höhen oberhalb von 100 km erfolgen sollte: Bei einer unteren Grenze der Untergrundbestimmung von 90 km und (noch deutlicher) 80 km wird der Untergrund als zu groß bestimmt und vom Signal abgezogen. Dies wirkt sich besonders auf die Messergebnisse in großen Höhen aus. Die Berechnung des Untergrunds oberhalb von 100, 110 sowie 120 km zeigen keine größeren Veränderungen untereinander, die Profile unterscheiden sich nur noch marginal und liegen innerhalb der Fehlergrenzen der Messung (hier nicht gezeigt): Oberhalb von 100 km werden im Durchschnitt weniger als zehn Photonen pro Höhenkanal gezählt, die drei untergrundkorrigierten Profile DH100, DH110 und DH120 in Abbildung 2.5 (c) unter-



**Abbildung 2.5:** Auswirkungen unterschiedlichen Untergrundabzugs. (a) Rohdatenprofil der Beobachtung vom 27.3.1996. An dieses wurde in unterschiedlichen Höhen (80, 90, 100, 110 und 120 km bis 250 km) ein Polynom 2. Ordnung angepasst und von dem Signal abgezogen. (b) Dichte im Verhältnis zur CIRA 86, je nach Untergrundabzug (D:90 bedeutet z. B. der Untergrund wurde zwischen 90 und 250 km bestimmt). (c) Rohdatenprofil nach Abzug des Hintergrunds (DH90 = Untergrundbestimmung zwischen 90 und 250 km). Man beachte die lineare Darstellung sowie die geänderte Höhenauflösung; das Profil wurde zur besseren Darstellung stark geglättet

scheiden sich aber um erheblich weniger als  $\sqrt{10}$  Photonen je Höhenkanal voneinander.

Die Auswirkungen des unterschiedlichen Untergrundabzugs auf die Temperaturbestimmung ist in Abbildung 2.6 illustriert. Das linke Bild zeigt das zu Abbildung 2.5 (b) analoge Bild; bei zu starkem Untergrundabzug (T80 sowie T90) liegen die Temperaturen zu tief. Wird der Untergrund falsch bestimmt, so weichen außerdem die Temperaturen von in unterschiedlicher Höhe begonnenen Integrationen voneinander ab (Abbildung 2.6 (c), im Vergleich zu Abbildung 2.6 (b)). Bei einer Bestimmung des Untergrunds oberhalb von 110 km liegen die Temperaturprofile bei unterschiedlicher Starthöhe fast aufeinander. Die größere Differenz des Profils mit einer Starthöhe von 70 km ist auf die wellenartige Struktur des Profils in 70 km zurückzuführen.

Diese Untersuchungen wurden für mehrere ausgewählte Profile vorgenommen. Be-



**Abbildung 2.6:** Abhängigkeit der Temperaturberechnung vom Untergrundabzug. (a) Temperatur für die oben gezeigten Fälle des Untergrundabzugs (oberhalb 120, 110, 100, 90 sowie 80 km). Die Integration wird in 80 km begonnen. (b) Die Temperaturberechnung wird in verschiedenen Höhen begonnen (80, 75 und 70 km). Die Untergrundbestimmung fand zwischen 110 und 250 km statt. (c) Wie (b), mit der Untergrundbestimmung zwischen 80 bis 250 km. Die Startwerte der Temperaturberechnung wurden der CIRA 86 entnommen.

stimmt wurde an diesen die ideale Höhe der Untergrundbestimmung, sowie ein guter Startpunkt für die Temperaturberechnung. Anschließend wurden diese Ergebnisse auf die Verfahren zur automatischen Bestimmung der Grenze Signal – Untergrund übertragen. Bei dem hier gezeigten Beispiel wurde als Untergrenze der Untergrundbestimmung 110 km angegeben, die Temperaturberechnung sollte bei 75 km beginnen.

Eine Bestimmung des Untergrunds in größeren Höhen wurde auch untersucht. Wegen der Notwendigkeit, den Modelluntergrund über einen größeren Höhenbereich zu extrapolieren, und durch den immer kürzer werdenden Bereich zur Bestimmung der Polynomkoeffizienten wurde die Lösung jedoch instabil. Geringe Variationen der Untergrenze des Bestimmungsbereichs führten zu größeren Schwankungen in der beobachteten Dichte und Temperatur. Die Auswirkungen sind allerdings nicht ganz so gravierend wie bei einer zu tief angesetzten Untergrundbestimmung. Sie sollten jedoch nicht vernachlässigt werden. Bei den Photomultipliern des R/M/R-Lidars wurde in fast allen Fällen ein recht geringes Nachleuchten beobachtet. Daher konnte die Untergrenze der Untergrundbestimmung etwas zu größeren Höhen hin verschoben werden; die Bestimmung des Untergrunds muss dann nicht bis nahe an das Rayleighsignal heran erfolgen.

### Methoden des Untergrundabzugs

Da ein optimaler Untergrundabzug wichtig für die korrekte Bestimmung des Temperaturfeldes ist, stellt sich natürlich auch die Frage, welcher Abzug der Realität am nächsten kommt. Ist ein exponentieller Hintergrundabzug einem Polynomfit vorzuziehen? Welche Ordnung des Polynoms kann den Hintergrund am Besten beschreiben?

Die bei dem ALOMAR-R/M/R-Lidar gemachten Erfahrungen mit einem Polynomfit zweiter Ordnung haben sich in nahezu allen Fällen als geeignet erwiesen, den Untergrund ausreichend genau zu beschreiben. Es wurde aber auch für jede Messnacht der Untergrund mit einem Polynom nullter und erster Ordnung modelliert. Dabei zeigte sich immer wieder das in Abbildung 2.4 skizzierte Verhalten: Ein konstanter Untergrundabzug unterschätzt den Realen und führt zu einer zu hohen Temperatur in größeren Höhen. Eine Bestimmung des Untergrunds durch eine Gerade zeigt gegenüber einer Untergrundmodellierung mit einer Parabel ebenfalls noch zu hohe Temperaturen (siehe auch Kapitel 3.2).

Auf der anderen Seite wurde für einige Messungen der Untergrund durch Polynome dritter und vierter Ordnung simuliert. Hier zeigte sich recht schnell, dass Polynome höherer Ordnung nicht so gut an den Untergrund angepasst werden können. Die Stabilität des Untergrundabzugs war nicht mehr gegeben, die Polynomkoeffizienten wurden stark vom Höhenbereich ihrer Bestimmung abhängig. Außerdem neigten Polynome höherer Ordnung zum Überschwingen, sie lieferten eine negative Photonenanzahl in unteren Höhen. Sie zeigten somit ein unphysikalisches Verhalten.

Ein exponentieller Hintergrundabzug beschreibt den Untergrund schlechter als ein Polynomfit zweiter Ordnung. Hierfür gibt es zwei Gründe: Die Extrapolation einer mit einem Fehler behafteten Exponentialkurve wirkt sich viel stärker aus als bei einem Polynomfit. Diese führt zu dem bei Thayer et al. (1996) beobachteten Verhalten der Untergrundbestimmung, das Dichte- (und somit auch das Temperaturprofil) ist stark von dem Höhenbereich der Bestimmung des Fits abhängig. Auch ist es nach den Untersuchungen von Iikura et al. (1987) fraglich, ob der Untergrund wirklich durch eine Exponentialfunktion sicher beschrieben wird, oder ob man diesen nicht besser durch andere Funktionen annähern kann. McGee et al. (1995) kamen auch zu der Schlussfolgerung, dass ein exponentieller Untergrundabzugs eines nicht durch einen Chopper geschützten Ozonlidarinstruments zu größeren Unsicherheiten im Untergrundabzug führt.

### Diskussion

Ein für alle auftretenden Varianten von Lidarbeobachtungen brauchbares automatisches Verfahren zum Untergrundabzug zu entwickeln scheint mir nach dem oben Genannten kaum möglich. Man kann aber sicherlich sehr nahe an das ideale Verfahren herankommen — mit den Einschränkungen, dass die Berechnungen immer wieder manuell überprüft und gesichtet werden müssen, und dass an dem Instrument und seinen Einstellungen nicht allzuviel geändert wird.

Wünschenswert wäre es daher, das Nachleuchten durch instrumentelle Verbesserungen möglichst vollständig zu unterdrücken. Eine Korrektur des Nachleuchtens mit all seinen Auswirkungen auf die Temperaturberechnung könnte dann unterbleiben. Auch wenn das Nachleuchten sich nur auf die Messungen in großen Höhen auswirkt, sollte dennoch versucht werden, durch Auswahl der Photomultiplier, durch ihre Beschaltung und mit Hilfe der nachgeordneten Elektronik solche instrumentellen Effekte auf ein mögliches Minimum zu reduzieren, wenn nicht ganz auszuschließen.

Obwohl instrumentelle Auswirkungen auf Temperaturmessungen bestehen, ist es mit dem hier vorgestellten Verfahren durchaus möglich, diese Effekte zu kompensieren. Nach der Sichtung der Beobachtungen von zwei Jahren hat sich die Modellierung des Nachleuchtens mit einem Polynom zweiter Ordnung als optimal erwiesen. Desweiteren ist mit den oben vorgestellten Verfahren sichergestellt, dass die Bestimmung des Untergrunds in der richtigen Höhe stattfindet. Sollte wider Erwarten, z. B. durch starkes Nachleuchten, die automatisierte Bestimmung des Untergrundabzugs fehlerhaft arbeiten, so ist dies leicht zu erkennen und kann korrigiert werden.

Bei einem Resonanzfluoreszenzlidar sind die hier vorgestellten Verfahren allerdings nicht anzuwenden: Trifft die Untersuchung von Iikura et al. (1987) auch auf photonenzählende Photomultiplier zu, so wird das Nachleuchten durch das Rayleighsignal (unter- und oberhalb der Metallschicht) und durch das Resonanzfluoreszenzsignal (nur oberhalb der Metallschicht) erzeugt. Bestimmt man oberhalb des Fluoreszenzsignals den Untergrund, so ist dieser physikalisch von dem Nachleuchten in niedrigeren Höhen verschieden (hier ist nur das Nachleuchten als Folge des Rayleighsignal vorhanden). Die Untergrundbestimmung für das Rayleighsignal ist daher nicht mehr einfach möglich.

Noch ungeklärt blieb, wie bei geschwenkten Teleskopen der Untergrundabzug realisiert werden soll. Das Nachleuchten, das sich bei geschwenkten Teleskopen möglicherweise anders als bei Zenitmessungen verhält, muss noch genauer untersucht werden. Auch ist durch den längeren Weg durch die Atmosphäre bei gekippten Teleskopen der Untergrund über eine längere (zeitliche) Distanz zu extrapolieren. Außerdem steht zur Untergrundbestimmung ein kleinerer Höhenbereich zur Verfügung. Diese Fragen müssen erst noch an mit geschwenkten Teleskopen aufgenommenen Atmosphärenprofilen untersucht werden.

## 2.4.5 Summation und Selektion

Während der Messungen einer Nacht treten in der Regel stärkere Signalschwankungen durch Variabilität der atmosphärischen Transmission auf. Diese haben ihre Ursache in der Veränderungen der Feuchtigkeit der Troposphäre, Cirren und aufziehenden Wolken. Falls während einer Nacht der solare Hintergrund durch auf- oder untergehende Sonne stark schwankt, so wurden (während einer Messnacht) Etalons in den Strahlengang geschoben bzw. entfernt. Auch dies führt zu größeren Signalschwankungen im Laufe einer Messnacht. Diese können Änderungen der beobachteten Signalstärke um eine Größenordnung hervorrufen. Die Signalschwankungen und der beobachtete Untergrund während einer Messnacht sind in Abbildung 2.7 aufgeführt.

Um nun Temperaturen auch in möglichst großen Höhen zu bestimmen, wurde der Einfluss der Selektion geeigneter Perioden untersucht. Es zeigte sich, dass es keinen Unterschied macht, die während kurzzeitig schlechter Wetterbedingungen aufgenommenen Signale mit zur Summation zu verwenden oder nicht. Diese tragen zum Gesamtnutzsignal relativ wenig bei, können somit von der Summation ausgeschlossen werden. Zum Teil geschieht dies schon während der Datenaufnahme. Besonders schlechte Beobachtungen (z. B. beim Durchzug einer Wolke) werden erst gar nicht abgespeichert.

Grössere Schwankungen des Untergrunds haben dagegen stärkere Auswirkungen auf die Maximalhöhe, in der Temperaturen bestimmt werden können. Und da der Untergrund während einer Nacht durchaus um mehrere Größenordnungen variieren kann, ist es interessant den brauchbaren Höhenbereich durch eine geschickte Selektion der aufzusummierenden Messungen auszuweiten.

In einer Nacht mit stark schwankendem Untergrund (wie z. B. am 29. April 1996) wurde daher untersucht, welche Beobachtungen in die Summation eingehen sollen. Wählt man nur die Perioden mit geringstem Untergrund, so ist die Anzahl der aufsummierten Laserpulse recht gering, was zu einer schlechteren Statistik führt. Werden alle Beobachtungen einbezogen, so wird der Untergrund hauptsächlich von den Perioden mit hoher Untergrundzählrate dominiert. Das Signal ist in großen Höhen also durch den Untergrund beschränkt. Es zeigte sich, dass es im Allgemeinen nicht sehr kritisch ist, wie das Kriterium zum Einbeziehen in die Messung gewählt ist. Lediglich die Extrempositionen wie oben skizziert schränken die Qualität der Messung ein. Ein guter Anhaltspunkt für die Wahl der Schranke ist, maximal ein Drittel der Messdauer einer Nacht auszuselektieren, aber dennoch die Zeiten maximalen Untergrunds aus der Summation herauszunehmen. Für die oben gezeigte Messperiode wurde eine obere Schranke für die Selektion bei einer Untergrundzählrate von 10.000 gewählt, so dass über 91 % der realen Beobachtungszeit in die Weiterverarbeitung einbezogen wurde.



**Abbildung 2.7:** Signalstärke sowie Untergrundverlauf während der Messnacht vom 29. April 1996 zum 30. April. Im oberen Teil des Bildes ist mit Rauten die Signalintensität S gegen die Zeit (UT) aufgetragen. Im unteren Teil der Abbildung ist die Untergrundzählrate (in Hz) im Verlaufe der Nacht aufgetragen. Die Sprünge in der Untergrundzählrate wie in der Signalstärke (um 21:16 UT, 22:00 UT, 0:10 UT und 1:33 UT) sind durch das Einsetzen bzw. Herausnehmen der Etalons erzeugt.

# 3 Temperaturmessungen mit dem ALOMAR-R/M/R-Lidar

Wie schon in der Einleitung erwähnt, sind Lidarinstrumente zur Untersuchung der thermischen Struktur der mittleren Atmosphäre sehr geeignet. Nicht nur die Vielfältigkeit beobachtbarer Phänomene, sondern auch die Eignung für klimatologische Untersuchungen zeichnen Lidarinstrumente gegenüber anderen Messmethoden aus.

Bevor im Detail auf die Vergleiche der Temperaturbeobachtungen (zur Sicherstellung einer fehlerhaften Datenaufnahme und Verarbeitung, Kapitel 4) eingegangen wird, sollen hier erst die mit dem R/M/R-Lidar beobachteten Nachtmitteltemperaturen der Jahre 1995 und 1996 vorgestellt werden. Anhand einer Beispielauswertung wird das Verfahren zur Temperaturberechnung und zum Ausschluss von Fehlmessungen dargestellt.

# 3.1 Beobachtungsstatistik

Bevor im Detail auf die Ergebnisse der Beobachtungen sowie die weitere Auswertung eingegangen wird, sollen an dieser Stelle erst einmal die Beobachtungszeiten im Verlauf der ersten beiden vollen Messjahre vorgestellt werden.

Von 1994 liegen zwar schon sporadisch Beobachtungen vor (Nussbaumer, 1996), doch sind diese für eine Temperaturauswertung wenig geeignet. In der Anlaufphase wurden die Zählraten der Empfangskanäle bis nahe an die Maximalzählrate heran betrieben und der mechanische "Chopper" sowie die elektronischen "Shutter" waren recht niedrig eingestellt, so dass ein starkes Nachleuchten beobachtet wurde. Dies wurde erst Anfang 1995 korrigiert. Seither wurde nur noch in Ausnahmefällen ein solch starkes Nachleuchten beobachtet.

Seit dem Aufbau des Lidars (siehe Tabelle A.2 auf Seite 108) wurden verschiedene Umbauten an dem Instrument vorgenommen: Im Juni 1995 wurde die nutzbare Fläche des Empfangsteleskops vergrößert. Im November 1995 wurde der Laser von Zweifarben- (IR und Grün, 1064 und 532 nm Wellenlänge) auf Dreifarbenbetrieb umgestellt (zusätzlich 355 nm, UV). Im Mai 1996 wurden die beiden 1,8 m Teleskope aufgestellt und es wurde begonnen sie in Betrieb zu nehmen. Seit Juni 1997 ist eines der beiden Teleskope in seiner vollen Leistungsfähigkeit für Beobachtungen zu nutzen, das zweite Teleskop soll Anfang 1998 folgen (Nelke, 1998). Im Juni 1996 wurde die Aufteilung der Empfangskanäle verändert, so dass statt der zwei grünen Rayleighkanäle (ein hoher und ein niedriger) nunmehr drei (hoch, mittel und tief) zur Verfügung stehen. Dies erweitert den nutzbaren Signalbereich, und die Maximalzählraten der Photomultiplier werden nun auch bei starken Aerosolechos nicht mehr ausgenutzt. Außerdem ist durch den größeren Überlappungsbereich durch geringere Intensitätsabstufungen ein besseres Aneinanderfügen der Empfangskanäle möglich. Außerdem erfolgte im Juni 1996 der Einbau eines neuen, verbesserten Doppeletalonsystems, welches eine erheblich höhere Transmission bietet und somit den nutzbaren Höhenbereich wesentlich erweitert.

Die Beobachtungen des Jahres 1997 sind zwar zum Teil schon ausgewertet, da aber die NMC-Analysen nur bis November 1996 vorliegen, konnte ein Vergleich der Beobachtungen mit den NMC-Analysen seit Dezember 1996 nicht durchgeführt werden. Auch wurde zeitweise mit einem gekippten Teleskop gearbeitet. Die Auswerteverfahren können diese Messergebnisse allerdings noch nicht verarbeiten.

Ein besonderes Problem der Auswertung von Lidarmessungen bei geschwenkten Teleskopen ist die exakte Bestimmung des Untergrunds — zum Einen wird durch das Schwenken der Teleskope das Nutzsignal (zeitlich) länger ausgedehnt, da der Lichtweg durch die Atmosphäre verlängert wird, zum Anderen muss der Untergrund (zeitlich) weiter extrapoliert werden. Somit steht für die Untergrundbestimmung nur ein verkürzter Messbereich zur Verfügung, der außerdem noch weiter extrapoliert werden muss.

Die in 1995 bis 1997 beobachteten Messnächte und Beobachtungsstunden sind in Tabelle 3.1 aufgeführt. Dabei wird die Anzahl der Messnächte danach bestimmt, dass zwischen 12 UT und 12 UT am darauffolgenden Tag Beobachtungen vorgenommen wurden. Die Gesamtanzahl der Messnächte wird allerdings durch Untergrundbeobachtungen, bei denen die reine Untergrundzählrate der Photomultiplier (bei ausgeschalteten Laser) bestimmt wurde, etwas vergrößert. Auch gibt es ab und zu Beobachtungen, die aufgrund schlechter Wetterbedingungen innerhalb der ersten halben Stunde abgebrochen werden. Diese Fälle sind nicht aus der Gesamtstatistik ausgeschlossen worden.

Zur Bestimmung von Nachtmitteltemperaturen wurden generell nur Profile verwendet, bei denen mindestens 100.000 Laserpulse (dies entspricht einer Messdauer von einer Stunde) in die Summation eingegangen sind. Dies dient dazu, den Einfluss von atmosphärischen Wellen kurzer Periode (z. B. interne Schwerewellen) auf die Temperaturmessung zu reduzieren. Der Einfluss von Wellen mit längeren Periodendauern (z. B. Gezeiten) kann durch Mittelung über eine Stunde allerdings nicht unterdrückt werden. Da die Lidarbeobachtungen in der Regel nachts stattfanden, ist davon auszugehen, dass die Temperaturbeobachtungen durch thermische Gezeiten beeinflusst wurden. Hierauf soll in Kapitel 4.3.2 noch eingegangen werden.

Für die nachfolgenden Betrachtungen wurden nur Temperaturen verwendet, die keine systematischen Abweichungen zu ECMWF- und NMC-Analysen zeigen (siehe

		1	995			1	996		1	997	
	Та	ge	Stun	den	Ta	age	Stun	den	Tage	Stund	len
	ges.	sel.	ges.	sel.	ges.	sel.	ges.	sel.	ges. sel.	ges.	sel.
Januar	19	13	124	77	15	9	69	56	8	38	
Februar	12	11	90	66	18	16	126	105	11	80	
März	13	8	50	42	21	17	133	107	2	10	
April	15	12	49	36	17	8	52	19	7	11	
Mai	16	14	108	92	20		63		8	47	
Juni	7		17		13		36		12	47	
Juli	8	6	27	21	11		37		11	96	
August	5	3	15	9	5		13		9	35	
September	8	6	22	20					4	4	
Oktober	16	8	48	24	8		28		9	36	
November	12	10	74	67	18		77		5	19	
Dezember	9	8	61	54	13	8	57	40	11	56	
gesamt	140	99	685	508	159	58	691	327	97	479	

**Tabelle 3.1:** Messstatistik der Jahre 1995, 1996 und 1997. Aufgeführt sind jeweils Gesamtzahl der Messnächte und Beobachtungsstunden (ges.) sowie selektierter Beobachtungen (sel.)

auch Kapitel 4.3). Besonders die Sommerbeobachtungen (Juni 1995 und Mai bis August 1996) mussten aus der Messreihe ausselektiert werden. Leuchtende Nachtwolken, die in ca. 82 km ein erhöhtes Rückstreusignal erzeugen, bereiten bei der Untergundbestimmung Schwierigkeiten. Der Untergrund muss für diese Fälle manuell ober- und eventuell unterhalb der Schicht bestimmt werden, was im Rahmen dieser Arbeit nicht erfolgt ist.

In beiden Sommern wurde das Gesichtsfeld des Teleskops durch Einsetzen einer Blende im Teleskop vor dem Glasfaserkabel stark verkleinert. Dabei konnte nicht mehr sichergestellt werden, dass die Überlappung zwischen Laserkeule und Teleskopgesichtsfeld vollständig ist. Solche Fälle konnten anhand des Vergleichs mit ECMWFund NMC-Analysen ausselektiert werden. Zum Glück schränkt dieses die Temperaturbeobachtungen nicht allzu stark ein, da im Sommer (vor Verbesserung des Nachweiszweigs durch Einbau des neuen Doppeletalonsystems) die Temperaturbeobachtungen ohnehin nur zwischen 30 km und 55 km erfolgten. Auch ist die Variabilität der mittleren Atmosphäre im Sommer wesentlich geringer als im Winter, so dass wenige Beobachtungen den Zustand der Atmosphäre dokumentieren können.

Im Sommer 1996 wurden durch erhebliche Umbauten und schlechte Wetterbedingungen die Messmöglichkeiten stark eingeschränkt. Im November 1996 traten häufig kurzfristig stark erhöhte Zählraten ("Spikes") auf, welche eine sichere Temperaturauswertung unmöglich machten. Dies alles führte zu der größeren Beobachtungslücke von Juni bis November 1996.

# 3.2 Beispielauswertung

Zur Begutachtung der Messergebnisse wurden nach der Summation der Messergebnisse einer Nacht (von 12:00 UT bis 12:00 UT am folgenden Tag) Grafiken der Beobachtungen und von ihnen abgeleiteter Größen wie Rückstreuverhältnis, Dichte und Temperatur erstellt. Anhand dieser wurden die Messergebnisse gesichtet. Die zur Weiterverarbeitung tauglichen Temperaturprofile wurden hiernach selektiert. Für jede Nacht wurde eine der nach unterschiedlichen Methoden berechneten Temperaturen ausgewählt und für alle weiteren Auswertungen verwendet. Die Ergebnisse und die Grafiken wurden abgespeichert und liegen im IAP auf CD-ROM (dann auch in Farbe) vor. Hier soll nur die Auswertung anhand einer Messnacht gezeigt werden.

Für jede der ausgewerteten Messnächte der Jahre 1995 und 1996 wurde eine detaillierte Auswertung mit einheitlichen Parametern erstellt. Die Bilder der Auswertung der Nacht vom 9.3.1996 auf den 10.3.1996 finden sich im Anhang, Abschnitt A.1, Abbildungen A.1 bis A.16. Diese Nacht wurde verwendet, da keine größeren Abweichungen des Temperaturprofils von der CIRA 86 auftraten. Außerdem zeigt diese Auswertung die typischen instrumentellen Eigenschaften, wie sie im Laufe der beiden ersten Messjahre immer wieder zu beobachten waren. Zur Bedeutung der Kanalnamen siehe Tabelle 2.1 auf Seite 12.

Die erste der 16 Seiten (Abbildung A.1) dient dazu, sich einen Überblick über die Messdaten zu verschaffen: Besonderheiten einzelner Empfangskanäle, nutzbarer Höhenbereich, Untergrundverlauf, ... In den hohen Rayleighkanälen AH 355 und DH 532 in Abbildung A.1(c) ist das Nachleuchten an der Restneigung der Kurven bis 150 km zu erkennen. Die Stufe in den Kurven bei 270 km ist auf den mechanischen Chopper (dieser schirmt den Himmelshintergrund ab) zurückzuführen. Je nach Anteil des Himmelshintergrunds am Gesamtuntergrund wird der Himmelshintergrund durch den Chopper unterschiedlich stark abgeschattet.

Die Abbildung A.2 dient dazu die verwendeten Transmissions- und Totzeitkorrekturen zu überprüfen. Die Abbildung A.3 (a)gibt anhand des Rückstreuverhältnisses einen Überblick über die Aerosolbeladung der Stratosphäre. Die Abbildungen A.3 (b) und c dienen dazu, die auf die Ramankanäle angewandten Extinktionskorrekturen zu überprüfen.

In Abbildung A.4 bis A.6 wurden verschiedene Methoden des Untergrundabzugs verwendet:

Verfahren 1 (Bezeichnung DH/86, DL/86, ...) bestimmt den Übergang von Ray-

leighbereich zum Untergrund durch Vergleich mit der CIRA 86 (siehe Kapitel 2.4.4, Seite 26, Verfahren a). Der Untergrund wurde durch einen Fit mit einem Polynom 2. Ordnung bestimmt,

- Verfahren 2 (DH2/86, DL2/86, ...) ist von Verfahren 1 abgeleitet, mit einem verbesserten Vergleich zur CIRA 86,
- Verfahren 3 (DH3/86, DL3/86, ...) bestimmt den Übergang anhand des Vergleichs eines Polynoms zweiter Ordnung mit dem Untergrund (Verfahren b, Seite 27). Der Untergrund wird durch Anpassung einer Parabel bestimmt,
- Verfahren 4 (DH4/86, DL4/86, ...) ist ein abgewandeltes Verfahren 3, der Untergrund wird durch Anpassung einer Gerade bestimmt,
- Verfahren 5 (DH5/86, DL5/86, ...) beruht auf Verfahren 3. Der Untergrund wird konstant bestimmt.

Verfahren 1 und 2 unterscheiden sich in der Berechnung der Differenz zur CIRA 86. Bei Verfahren 1 wird die Absolutdifferenz zwischen Messung und CIRA 86 bestimmt. Die Absolutdifferenz wird durch die Anzahl der eingehenden Höhenkanäle dividiert. Die Höhe, in der die Abweichung eine fest gewählte obere Schranke überschreitet, legt die Obergrenze des Rayleighbereichs fest. Bei Verfahren 2 wird die Absolutdifferenz in Relation zum statistischen Fehler gesetzt. Überschreitet diese Relation eine obere Schranke, so wird auch hier die Grenze zwischen Rayleighsignal und Untergrund gezogen. Verfahren 2 hat gegenüber Verfahren 1 den Vorteil, dass die Berechnung nicht von den statistischen Abweichungen der Messungen von der Referenzatmosphäre abhängig ist.

Bei fast allen Vergleichen ist zu erkennen, dass die Dichte bei dem als konstant angenommenen Untergrundabzug in größeren Höhen als zu hoch bestimmt wird. Ein linearer Untergrundabzug kann den wahren Untergrund schon besser simulieren, aber bei den Profilen DL4/86 und AH4/86 (Abbildung A.4 (c) und A.5 (a)) liegen die Dichten noch über denen mit quadratischem Untergrundabzug.

Leichte Schwierigkeiten bereitet der Untergrundabzug bei den Empfangskanälen DL 532 und AL 532 (Abbildung A.4 (c) und A.5 (b)). Hier sind die Dichten oberhalb von 50 km generell zu hoch. Ursache hierfür ist, dass sich diese Empfangskanäle etwas anders verhalten als die hohen Kanäle (DH 532 und AH 532), es wurden aber die an den hohen Kanälen bestimmten Schranken verwendet. Der Untergrund sollte bei diesen Kanälen in Zukunft in niedrigeren Höhen bestimmt werden.

Im Hinblick auf eine Einheitlichkeit der Messergebnisse wurde es aber bei dem verwendeten Untergrundabzug belassen. Von diesen Kanälen werden in der Regel ohnehin nur der Höhenbereich von 28 bis maximal 40 km (Untergrenze des DH 532)

verwendet, also Höhen, in denen der unterschiedliche Untergrundabzug keine Rolle mehr spielt. Dies ist auch an der Abbildung A.16 zu erkennen. Die Temperaturen bei konstantem Untergrundabzug stimmen unterhalb von 40 km sehr gut überein.

Die UV-Kanäle (AH, AL und AU) zeigen oft (wie auch hier) ein stärkeres Nachleuchten. Daher sind in Abhängigkeit vom verwendetem Untergrundabzug größere Unterschiede in der Dichte festzustellen.

Die Abbildung A.10 ist analog zur Abbildung A.7 zu sehen: Vor dem Zusammensetzen der Empfangskanäle werden aus diesen Temperaturen berechnet. Weichen einzelne Empfangskanäle voneinander ab, so stimmen die Temperaturen nicht überein. Auch hier ist die oben schon erwähnte Schwierigkeit bei der Bestimmung des Untergrunds aus den Kanälen AL 355 und DH 532 zu beobachten. In größeren Höhen weichen die Temperaturen von denen der anderen Kanäle ab.

Die nun folgenden Abbildungen (A.11 bis A.15) zeigen die nach den unterschiedlichen Verfahren des Untergrundabzugs berechneten Temperaturprofile (Bezeichnung in Anlehnung an die Dichteprofile. T3:DHDL bezeichnet die Temperatur, die aus nach Verfahren 3 untergrundkorrigierten Kanälen berechnet wurde).

Unterhalb von 30 km werden durch den Aerosoleinfluss teilweise falsche Temperaturen zu berechnet. Stehen keine Vibrations-Ramankanäle zur Verfügung, so sind die berechneten Temperaturen systematisch zu niedrig. Der Einfluss des Aerosols ist bei den UV-Kanälen wesentlich geringer. Auch hier ist wieder zu erkennen, dass ein konstanter oder linearer Untergrundabzug zu höheren Temperaturen führt (Abbildung A.14 und A.15). Hier treten wieder die größten Unterschiede zwischen den Empfangskanälen unterschiedlicher Wellenlänge auf.

Die letzte Abbildung der Reihe (Abbildung A.16) zeigt links und in der Mitte den Einfluss unterschiedlicher Starthöhen auf die Temperaturberechnung (siehe auch Kapitel 2.4.4, Abbildung 2.6). Bei dem DH-Kanal stimmen die berechneten Temperaturen hervorragend überein, der AH-Kanal zeigt leichte Abweichungen, die auf den nicht so gut bestimmten Untergrund zurückzuführen sind.

Von den nach unterschiedlichen Verfahren des Untergrundabzug berechneten Temperaturen wurde die nach Verfahren 3 berechnete Temperatur aus der grünen Laserwellenlänge ausgewählt (T3:DHDLDS von Abbildung A.13). In großen Höhen zeigte sich in der grünen Wellenlänge ein geringeres Nachleuchten als in der UV-Wellenlänge, was der grünen Wellenlänge den Vorzug gab. Verfahren 1 und 3 lieferten fast identische Temperaturprofile, die sich nur in großen Höhen etwas von denen nach Verfahren 2 berechneten unterschieden. Da die nach Verfahren 1 und 3 berechneten Temperaturen in etwas größeren Höhen begonnen wurden, wurde das nach Verfahren 3 berechnete Temperaturprofil für alle weiteren Berechnungen verwendet.

In Tabelle A.1 auf Seite 107 sind Gesamtfehler und der Beitrag der Unsicherheit im Startwert zum Fehler der Temperatur in 5 km Abstufungen aufgetragen. Der Fehler des Startwerts verringert sich etwa alle 16 km (eine Skalenhöhe) um eine Größenordnung. Unterhalb von 50 km Höhe ist er geringer als 0,1 K. Ein weiterer wesentlicher Beitrag zum Fehler ist das statistische Rauschen (Wurzel aus der Anzahl der gezählten Photonen). Das Rauschen nimmt von oben nach unten für jeden Kanal exponentiell ab. Da das Temperaturprofil aus drei Einzelprofilen (mit unterschiedlichen Signalstärken) berechnet wurde, spiegelt sich dies in dem Temperaturfehler wider: Dies erklärt die Sprünge im Gesamtfehlerunterhalb von 40 und 30 km (oberhalb von 40 km wurde die Temperatur aus dem hohe Rayleighkanal DH 532 berechnet, bis 30 km aus dem niedrigen Rayleighkanal DL 532 und darunter aus dem Vibrations-Ramankanal DS 607).

## 3.3 Jahresgang

Alle in Tabelle 3.1 aufgeführten selektierten Temperaturprofile wurden verwendet, um die Abbildungen 3.1 sowie 3.3 zu erstellen. Diese Abbildungen zeigen den Verlauf der Temperaturen in den Jahren 1995 und 1996 als mit Farbschattierungen unterlegten Konturplot. Die Beobachtungen der beiden Jahre, von 0 bis in 80 km Höhe, wurden dabei mit ihren oberen und unteren Grenzen aufgetragen: Die obere Grenze ergab sich in der Regel dadurch, dass der Fehler in der Temperatur größer als 5 K wurde. Die untere Grenze wurde vom Durchgang des Choppers durch den Lichtweg, in selteneren Fällen durch PSCs und im Sommer, wenn die Ramankanäle nicht zur Verfügung stehen, durch das unterhalb von 30 km vorhandene Hintergrundaerosol gesetzt.

Falls zwischen zwei aufeinanderfolgenden Messnächten weniger als 12 Tage vergangen sind, so wurde zwischen diesen interpoliert. Oberhalb des Bildes, angedeutet durch kurze vertikale Balken, sind die Messnächte aufgezeigt. Die Dicke der Striche soll die Dauer der Messnacht andeuten.

In den Abbildungen 3.2 und 3.4 wurden die Lidarbeobachtungen unterhalb von ca. 30 km durch ECMWF-Analysen für den Ort 70°N, 15°E ergänzt. Die ECMWF-Analysen zeigen, da sie täglich vorliegen, eine scheinbar stärkere Variabilität als die (interpolierten) Lidarbeobachtungen. Aufgrund der doch recht guten Übereinstimmung zwischen Lidartemperaturen und Analysen (siehe Kapitel 4.3.1) ist ein Zusammensetzen von Lidarbeobachtungen und Analysen jedoch gerechtfertigt.

Das Jahr 1995 begann mit einer starken stratosphärischen Erwärmung, die Ende Januar in ca. 38 km zu beobachteten Temperaturen von über 300 K führte. Bei der nächsten Messnacht, am 10. Februar, hatte sich die obere Stratosphäre recht stark auf unter 250 K abgekühlt, und die Temperaturen fielen bis zum 16. Februar noch weiter bis auf Werte unterhalb von 230 K in 38 km ab. Die Erwärmung führte jedoch nicht zu einem Zusammenbruch des Polarwirbels (Naujokat et al., 1995). Im Laufe der Monate März und April erfolgte dann der Übergang zum Sommerzustand der Atmosphäre, welcher abrupt, durch Messungen am 2. und 4. Oktober belegt, beendet wurde.

Anschließend setzte eine Folge von mehreren strato- und mesosphärischen Erwär-



Abbildung 3.1: Temperaturbeobachtungen im Verlauf des Jahres 1995



**Abbildung 3.2:** Wie Abbildung 3.1, unterhalb von 32 km wurden zusätzlich ECMWF-Analysen verwendet



Abbildung 3.3: Temperaturbeobachtungen im Verlauf des Jahres 1996



**Abbildung 3.4:** Wie Abbildung 3.3, unterhalb von 32 km wurden zusätzlich ECMWF-Analysen verwendet

mungen ein, die bis Ende Februar 1996 anhielten. Ab März sind dann in der oberen Mesosphäre die niedrigen Sommertemperaturen zu beobachten. 1995, vor der Vergrößerung der genutzten Teleskopfläche, konnten diese leider noch nicht beobachtet werden.

In der unteren Stratosphäre wurden im Januar 1995 zeitweise und 1996 durchgehend extrem niedrige Temperaturen beobachtet. Diese Temperaturen waren dann so niedrig, dass sie zur Bildung von PSCs führten. Bei deren Auftreten ist eine Temperaturbestimmung aus den Vibrations-Ramankanälen aufgrund der Aerosolextinktion mit zu großen Unsicherheiten behaftet.

## 3.3.1 Datenbank

Die selektierten Nachtmitteltemperaturen wurden in das NASA-Aims Datenbankformat konvertiert und den Teilnehmern am ESMOS Projekt über die NILU-Datenbank (Norsk instututt for luftforskning, Norwegen) zur Verfügung gestellt. Der gleiche Datensatz wurde über Herrn Keckhut (CNRS-SA, Frankreich) an das "Network for Detection of Stratospheric Change", NDSC weitergeleitet. Die Beobachtungsdaten stehen somit hochaufgelöst (150 m Höhenauflösung) für die Validierung von Satellitenmessungen und für andere Anwendungen zur Verfügung.

# 3.4 Monatsmitteltemperaturen

Für jeden Monat der beiden Messjahre wurde ein mittleres Temperaturprofil berechnet. Hierbei wurde in Höhenabständen von 5 km, wenn mindestens drei gute Temperaturprofile im Monat vorlagen, Mittelwert, Standardabweichung und Fehler des Mittelwerts der Temperaturen bestimmt. Es wurde dabei bewusst auf eine Wichtung (nach Messdauer oder Fehler der Temperatur) verzichtet, da dies eventuell den Mittelwert verfälschen kann: Häufig werden Perioden mit langen Messzeiten an aufeinanderfolgenden Tagen beobachtet. Bei einer Wichtung nach Messzeit oder Temperaturfehler würde diesen Beobachtungen dann ein noch größeres Gewicht als den meist kürzeren Einzelmessungen während Schlechtwetterperioden gegeben, was zu vermeiden ist.

Die Mittelwerte sind in Tabelle 3.3, die Standardabweichung in Tabelle 3.4 und der Fehler der Mittelwerts in Tabelle 3.5 aufgeführt. Aus den Monatsmitteln der beiden Messjahre wurde ein mittleres Temperaturprofil errechnet. Dieses ist in Tabelle 3.2 aufgeführt. Der Fehler der Monatsmitteltemperatur (aus den Einzelfehlern der Einzelmessung nach dem Fehlerfortpflanzungsgesetz berechnet) ist fast eine Größenordnung geringer als die Variabilität der Messwerte. Daher wurde im Folgenden nicht weiter auf den Fehler eingegangen. Die Abbildungen 4.18 (1995, Seite 86) und 4.19 (1996,

Z						1995 -	+ 1996	5				
[km]	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
80	223	211	205	194					184	217	228	234
75	234	221	213	212					198	226	225	236
70	242	238	229	225					212	229	233	240
65	251	246	241	241					231	238	247	252
60	257	250	252	251					246	247	255	261
55	269	256	263	264	276			271	261	259	259	261
50	275	258	264	268	277		287	276	267	254	259	254
45	270	254	256	267	272		275	270	263	247	249	239
40	255	243	243	256	257		263	259	251	233	233	222
35	231	229	232	242	241		249	245	238	220	214	208
30	205	215	221	230	230		236	234	228	212	201	197
25	197	203	212	217						209	197	194
20	192	198	208	212						213	202	199
15	197	209									217	

#### Tabelle 3.2: Mittelwert der Monatsmitteltemperaturen

Seite 87) zeigen die Mittelwerte im Vergleich mit der CIRA 86 Referenzatmosphäre. Die Variabilität ist durch die horizontalen Linien angegeben.

Generell zeigte sich auch in diesen beiden Jahren, dass die Temperaturen im Sommer weit weniger variabel sind und auch besser mit der Referenzatmosphäre übereinstimmen als die Wintermessungen. Dies wurde auch schon von Lübken und von Zahn (1991) in hohen und bei Hauchecorne et al. (1991) und Gobbi et al. (1995) in mittleren Breiten berichtet.

Durch das häufige Auftreten von PSCs während der Wintermonate können die Wintermonatsmittel in Höhen unterhalb von 30 km zu warm sein. Falls PSCs beobachtet wurden, stoppte die Temperaturberechnung oberhalb dieser Schicht. Da PSCs in der Regel nur bei Temperaturen unterhalb von etwa 190 K auftreten, wurden solch niedrige Temperaturen nicht ausgewertet und gingen in das Monatsmittel nicht ein. Dies kann zu einem zu warmen Monatsmittel führen, da nur Temperaturen oberhalb von 190 K ausgewertet wurden, die Mesungen bei niedrigeren Temperaturen jedoch aus der Mittelwertbildung ausgeschlossen wurden.

Besonders im Winter 1995/96 traten in der polaren unteren Stratosphäre sehr niedrige Temperaturen auf (Angell et al., 1996; Labitzke und van Loon, 1996; Naujokat und Pawson, 1996), fast den gesamten Januar über wurden PSCs mit dem R/M/R-Lidar beobachtet. Daher konnte für diesen Monat kein Monatsmittel der niedrigsten Höhen erstellt werden.

Z						19	95					
[km]	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
80				195					184	217	228	232
75				217					198	226	225	232
70	241	247	236	231					212	229	233	237
65	249	252	247	243					231	238	247	250
60	258	247	255	254					246	247	255	262
55	270	248	266	266	276			271	261	259	259	260
50	279	246	261	268	277		287	276	267	254	259	256
45	279	240	249	267	272		275	270	263	247	249	245
40	270	231	234	254	257		263	259	251	233	233	230
35	244	223	223	239	241		249	245	238	220	214	216
30	214	214	215	225	230		236	234	228	212	201	202
25	197	206	210	216						209	197	197
20	192	202	208	212						213	202	199
15	197	209									217	

Z						19	96					
[km]	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
80	223	211	205	193								236
75	234	221	213	208								240
70	244	229	222	220								242
65	252	240	235	238								255
60	257	254	248	248								260
55	268	265	261	262								262
50	270	269	266	267								252
45	261	269	263	267								234
40	241	255	253	258								214
35	218	235	241	246								201
30	196	216	227	234								191
25		200	215	219								191
20		194	208	212								198
15												

 Tabelle 3.3: Monatsmitteltemperaturen 1995 und 1996

Z						19	95					
[km]	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
80				21					3	12	1	3
75				15					7	7	16	9
70	20	11	12	9					5	10	6	3
65	14	11	8	6					2	9	11	10
60	12	10	5	4					5	8	7	16
55	12	9	6	4	10			9	5	5	9	14
50	10	$\overline{7}$	7	5	$\overline{7}$		4	4	2	4	8	8
45	9	8	13	8	5		$\overline{7}$	4	3	5	3	8
40	19	10	14	10	3		4	3	2	6	4	9
35	20	8	11	11	2		4	2	1	7	3	7
30	11	4	5	7	2		2	0	2	6	4	2
25	8	5	4	6						5	4	6
20	2	8	9	7						5	4	8
15	5	6									3	

Z						19	96					
[km]	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
80	7	9	6	6								8
75	8	8	5	5								20
70	9	8	4	8								18
65	7	6	3	7								14
60	10	11	5	5								11
55	7	9	6	3								13
50	8	8	6	3								10
45	8	9	9	5								8
40	10	14	11	9								5
35	4	11	9	8								4
30	4	7	5	5								3
25		4	2	4								3
20		3	7	11								5
15												

 Tabelle 3.4: Variabilität der Monatsmitteltemperaturen 1995 und 1996

Z						19	95					
[km]	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
80				$^{3,4}$					$^{2,5}$	$^{4,1}$	$^{2,6}$	2,4
75				$2,\!9$					$^{1,5}$	$^{2,7}$	$^{2,1}$	$^{2,0}$
70	$2,\!8$	$^{3,9}$	$^{2,9}$	$^{2,5}$					$0,\!9$	$^{1,8}$	$^{1,5}$	$^{1,5}$
65	$1,\!8$	$^{2,2}$	$^{1,8}$	$^{1,5}$					$^{0,6}$	$^{1,1}$	$^{1,2}$	$^{1,0}$
60	$^{1,3}$	$^{1,4}$	$^{1,6}$	$^{0,8}$					$^{0,4}$	$^{1,0}$	$^{0,7}$	0,7
55	$0,\!8$	$^{0,8}$	$0,\!9$	$^{0,5}$	$^{2,5}$			$^{3,3}$	$^{0,3}$	$^{0,6}$	$^{0,5}$	$^{0,5}$
50	$0,\!6$	$^{0,5}$	$0,\!6$	$^{0,3}$	$^{1,4}$		$^{4,8}$	$^{1,8}$	$^{0,2}$	$^{0,3}$	$^{0,3}$	$^{0,3}$
45	$0,\!6$	$^{0,3}$	$^{0,3}$	$^{0,2}$	$^{0,8}$		$^{2,2}$	$^{1,0}$	$^{0,1}$	$^{0,2}$	$^{0,2}$	$^{0,2}$
40	$0,\!3$	$^{0,2}$	$^{0,2}$	$^{0,1}$	$^{0,4}$		$^{1,1}$	$^{0,5}$	$^{0,1}$	$^{0,1}$	$^{0,1}$	$^{0,1}$
35	$^{0,2}$	$^{0,1}$	$^{0,1}$	$^{0,1}$	$^{0,2}$		$0,\!6$	$^{0,3}$	$^{0,4}$	$^{0,1}$	$^{0,1}$	$^{0,1}$
30	$^{0,4}$	$^{0,5}$	0,7	$^{0,6}$	$^{0,1}$		$^{0,3}$	$^{0,8}$	$^{0,5}$	$^{0,5}$	$^{0,6}$	$_{0,5}$
25	$0,\!6$	$^{0,4}$	$^{0,4}$	$^{0,7}$						$^{0,5}$	$^{0,4}$	$_{0,3}$
20	$0,\!3$	$^{0,2}$	$^{0,2}$	$^{0,3}$						$^{0,3}$	$^{0,2}$	$^{0,1}$
15	$^{0,2}$	$^{0,1}$									$^{0,3}$	
Z						19	96					
[km]	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
80	2,6	1,7	$1,\!3$	4,8								4,4
75	1,7	1,2	0,7	2,9								$2,\!6$

	) -	, -	) -	) -	)
75	$^{1,7}$	$^{1,2}$	$^{0,7}$	$^{2,9}$	2,6
70	$1,\!0$	$1,\!1$	$^{0,4}$	$^{1,6}$	1,8
65	$^{1,2}$	$0,\!8$	$^{0,5}$	$^{1,5}$	1,2
60	$0,\!8$	$^{0,5}$	$^{0,4}$	$0,\!8$	0,8
55	$^{0,5}$	$0,\!3$	$^{0,2}$	$^{0,5}$	0,5
50	$0,\!4$	$^{0,2}$	$^{0,2}$	$^{0,3}$	0,3
45	$^{0,2}$	$^{0,1}$	$^{0,1}$	$^{0,2}$	0,2
40	$^{0,1}$	$^{0,1}$	$^{0,1}$	$^{0,1}$	0,1
35	$0,\!3$	$^{0,1}$	$^{0,2}$	$^{0,2}$	0,1
30	$^{0,5}$	$^{0,5}$	$^{0,4}$	$^{1,3}$	0,4
25		$0,\!3$	$^{0,2}$	$^{0,6}$	0,2
20		$^{0,1}$	$^{0,1}$	$^{0,3}$	0,1
15					

 Tabelle 3.5: Statistischer Fehler der Monatsmitteltemperaturen 1995 und 1996

# 4 Vergleiche der Temperaturmessungen mit anderen Beobachtungen

Im Folgenden sollen andere Temperaturbeobachtungsverfahren vorgestellt werden. Im direkten Vergleich mit Beobachtungen des R/M/R-Lidars sollen die jeweiligen Grenzen erläutert werden. Der Vergleich der R/M/R-Lidarbeobachtungen mit anderen unabhängigen Messungen dient auch dazu, die Lidardaten und die Auswertung zu überprüfen, d. h. mögliche instrumentelle Effekte auf die Temperaturbeobachtungen zu untersuchen und zu erkennen. Vergleiche der Lidartemperaturen mit ECMWF- und NMC-Analysen folgen. Aus den Lidarbeobachtungen berechnete Monatsmitteltemperaturen werden mit der CIRA 86 und mit früheren raketengetragenen Beobachtungen verglichen.

# 4.1 Messverfahren und Instrumente

### Radiosonden

Das meteorologische Messnetz beruht zu einem wesentlichen Teil auf regelmäßigen Radiosondenaufstiegen, ballongetragenen Instrumenten zur Beobachtung der Temperatur, Luftdichte und Feuchtigkeit. Aus der Trajektorie des Ballons lässt sich außerdem der Horizonalwind berechnen. Die Position kann mittels optischer Verfolgung, Radarverfolgung oder auch durch am Ballon befestigte GPS-Empfänger (Global Positioning System) bestimmt werden.

Radiosondenaufstiege werden meist im sechsstündigen Abstand (Mitternacht, 6 Uhr, 12 Uhr und 18 Uhr) an festen Stationen vorgenommen. Zum Meteorologischen Messnetz kommen außerdem unregelmäßige Aufstiege und Beobachtungen auf Schiffen hinzu. Der Messbereich einer Radiosonde liegt zwischen Erdboden und etwa 30 km und reicht somit längst nicht bis in die mit einem Lidar erreichbaren Höhen. Spezielle Stratosphärenballons erreichen zwar auch größere Höhen, werden aber wegen der wesentlich höheren Kosten nicht für routinemäßige Beobachtungen eingesetzt.

In Andenes selbst können auch Radiosondenaufstiege vorgenommen werden. Diese gehen allerdings nicht in das meteorologische Messnetz ein, da sie nur sporadisch vorgenommen werden. Die nächsten Stationen mit regelmäßigen Sondierungen sind in Bodø, Luleå und Sodankylä (siehe Abbildung 4.1).

Die instrumentellen Grenzen von Radiosonden sind sehr genau untersucht. Dabei wurde nachgewiesen, dass Radiosonden nicht geeignet sind homogene Temperaturbeobachtungen für langfristige, klimatologische Untersuchungen zu liefern (Gaffen, 1994). Hierfür werden sechs Gründe angeführt, unter anderem unterschiedliche Temperaturmessungen von verschiedenen Radiosondentypen, die durchaus bis zu 3 K im 100 hPa Niveau erreichen können. Auch ist die Strahlungskorrektur, die den Einfluss unterschiedlicher Sonneneinstrahlung auf die Temperaturmessung korrigieren soll, bei stratosphärischen Beob-



**Abbildung 4.1:** Radiosondenstationen in Nordskandinavien und ihr Abstand zu Andenes

achtungen entscheidender als in der Troposphäre. In der Stratosphäre kann die notwendige Korrektur etwa 3 K erreichen. Neuere Radiosondentypen zeigen allerdings geringere systematische Fehler, so dass diese Fehler als obere Grenze angesehen werden können.

#### Raketengetragene Instrumente

Atmosphärensondierungen mit Raketeninstrumenten waren lange Zeit die einzigen hochauflösenden Verfahren, um Temperaturen in der mittleren Atmosphäre zu beobachten. Hierzu gibt es verschiedene Instrumente. Eine Übersicht über die verschiedenen Techniken findet sich bei Schmidlin (1984). Ein prinzipieller Nachteil dieser Messungen ist jedoch der recht hohe Preis gegenüber Fernerkundungsmethoden. Durch eine drastische Reduktion der Mittel für routinemäßige Raketenstarts ist ein erheblicher Rückgang dieser Beobachtungen seit Anfang der achtziger Jahre zu verzeichnen (Finger et al., 1993). Im Gegensatz zu Lidarbeobachtungen können Raketensonden nur eine Momentaufnahme des Atmosphärenzustands liefern.

An der Andøya Rocket Range (ARR), in ca. 3 km Entfernung vom ALOMAR Observatorium, können meteorologische Raketen gestartet werden. Dies eröffnet im Gegensatz zu vielen anderen Lidarstationen die Möglichkeit, Lidarbeobachtungen mit in situ Messungen zu vergleichen und eventuell vorhandene instrumentelle Effekte zu bestimmen (Lübken et al., 1994).

Vielfach wurden auf der ARR Fallende Kugeln (Schmidlin et al., 1991) zur Bestimmung von Dichte, Temperatur, Druck und horizontalen Winden verwendet. Diese bestehen aus einem aluminiumbedampften Ballon, der in großen Höhen von der Rakete ausgestoßen wird, und dessen Position während des freien Falls mit einem hochauflösenden Radar verfolgt wird. Aus der Fallgeschwindigkeit und der Verzögerung lässt sich die Atmosphärendichte und damit auch die Temperatur bestimmen.

### Satellitenbeobachtungen

Satellitenbeobachtungen bieten im Gegensatz zu allen bodengestützen Instrumenten die Möglichkeit einer globalen Bedeckung. Auch sind diese Instrumente nicht so stark wie z. B. ein Lidar von den örtlichen Wetterbedingungen abhängig. Somit liefern Beobachtungen aus einem Orbit wesentliche Informationen über die Struktur der Atmosphäre, die mit bodengestützten Messverfahren nicht zu erhalten sind.

Allerdings kann bisher kein Satellit solch hochauflösende Beobachtungsdaten wie bodengestützte Instrumente liefern. Für Nadirbeobachtungen (vertikale Beobachtungen, bei denen aus Temperatur- und Druckverbreiterung die Temperatur berechnet wird) werden Gewichtungsfunktionen von zum Teil über 15 km angegeben (McPherson et al., 1979). Instrumente, die im Limbscan-Modus (die Beobachtung erfolgt horizontal) betrieben werden, bieten zwar eine wesentlich höhere vertikale Auflösung, verfügen aber nur über eine recht beschränkte horizontale Auflösung.

Ein Vergleich zwischen Lidar und satellitengestützten Beobachtungen ist meist schwierig, denn häufig gibt es simultan zur Lidarmessung keine Satellitenbeobachtung im gleichen Volumen. Daher stellt sich die Frage, ob die räumlich nächste Messung, oder die (innerhalb einer Maximaldistanz) zeitlich nächste Beobachtung zum Vergleich herangezogen wird. Bei einem Vergleich zwischen räumlich nächster und zeitlich nächster Beobachtung zeigten sich deutliche Temperaturdifferenzen von bis zu 5 K (Singh et al., 1996).

Für klimatologische Beobachtungen eignen sich außerdem recht wenige Satelliten, da sie über eine begrenzte Lebensdauer verfügen und häufig nicht ersetzt werden. Einzig das TOVS Instrument (Smith et al., 1979) wird bei Ausfall durch ein neues Instrument auf einem neuen Satelliten ersetzt und kann so kontinuierliche Messreihen garantieren. Die Einsatzzeiten der einzelnen Satelliten und die Verfügbarkeit ihrer Daten sind in Tabelle 4.1 aufgeführt. Die Aufstellung entstammt dem WWW-Server des National Climatic Data Center (NCDC). Eine vollständige Liste der dort archivierten Satellitendaten kann unter der in der Tabelle angegebenen Adresse abgerufen werden.

Ein Nachteil der radiometrischen Beobachtungen des TOVS-Instruments (wie fast aller satellitengetragenen Instrumente) ist, dass sie nicht direkt ein Temperaturprofil der Atmosphäre liefern können. Die Beobachtungsdaten müssen erst "umgekehrt" werden (Rodgers, 1990; Miller et al., Unbekannt). Außerdem muss jeder Satellit für sich "geeicht" werden: An unabhängigen Messungen werden Abweichungen zu den Satellitenbeobachtungen bestimmt und anhand dieser "Korrekturen" angegeben. Dies geschieht für jeden beobachteten Höhenkanal separat und ergibt eine unabhängige Korrektur

Satellitenname	Startdatum	Betriebszeitraum	Instrumente
TIROS-N	10/13/78	10/30/78-11/01/80	AVHRR, TOVS
NOAA-6	06/27/79	06/27/79-06/20/83	AVHRR, TOVS
NOAA-7	06/23/81	06/23/81-02/25/85	AVHRR, TOVS
NOAA-8	03/28/83	06/20/83-10/31/85	AVHRR, TOVS
NOAA-9	12/12/84	02/25/85-11/07/88	AVHRR, TOVS
NOAA-10	09/17/86	11/17/86-09/16/91	AVHRR, TOVS
NOAA-11	09/24/88	11/08/88-09/12/94	AVHRR, TOVS, SBUV
NOAA-12	05/14/91	09/01/91-	AVHRR, TOVS
NOAA-14	12/30/94	01/30/95-	AVHRR, TOVS, SBUV

**Tabelle 4.1:** Aufstellung der Satelliten auf denen TOVS Instrumente betrieben wurden.Stand November 1997

TOVS: TIROS Operational Vertical Sounder AVHRR: Advanced Very High Resolution Radiometer SBUV: Solar Backscatter Ultra Violet Radiometer entnommen aus: http://www.ncdc.noaa.gov/ol/satellite/satelliteresourcesabout.html

(Bhatt et al., 1994; Finger et al., 1993). Da diese Korrektur nicht in einem Laborexperiment, sondern im Vergleich mit anderen atmosphärischen Beobachtungen erfolgen müssen, spricht man in der Literatur allerdings nicht von "Correction" sondern von "Adjustment", also Anpassung oder Berichtigung.

Die TOVS-Satellitenbeobachtungen wurden im Folgenden nicht direkt verwendet, sondern die aus den Satellitenbeobachtungen berechneten NMC- und ECMWF-Analysen. In diese gehen aber nur die unkorrigierten Daten ein, die Anpassungen müssen durch den Nutzer der Analysen erfolgen (Gelman et al., 1986; Finger et al., 1993). Die Korrekturen werden aber erst im Anschluss an die Lebensdauer der Satelliten, nach Auswertung von Vergleichen mit anderen Beobachtungen, veröffentlicht. Daher sind die hier genutzten Analysen noch zu korrigieren. Aus Tabelle 4.1 geht auch hervor, dass in den Jahren 1995 und 1996 kein Satellit ausgetauscht wurde, wenn man von der Inbetriebnahme von NOAA-14 Ende Januar 1995 einmal absieht.

Bis 1981 wurden sogar breitenabhängige "Adjustments" veröffentlicht, da der direkte Vergleich mit Raketeninstrumenten dieses nahelegte. Aufgrund des starken Rückgangs meteorologischer Raketensondierungen (und der damit verbundenen schlechteren Vergleichsstatistik) ist dies seit dem Anfang der 80er Jahre nicht mehr möglich. In neuerer Zeit wird daher versucht, die Eichung an Raketenmessungen durch Lidarbeobachtungen, möglichst an verschiedenen Orten und in unterschiedlichen Breiten, zu ersetzen. Die Möglichkeit quasikontinuerlich, mit hoher vertikaler Auflösung, an einem fest definiertem Ort zu messen, sowie die einfachere Datenverarbeitung sind Stärken des Lidars, die es gegenüber (nahezu) allen Satellitenbeobachtungen auszeichnet. Diese Vorzüge legten es nahe ein weltraumgestütztes Lidar zu entwickeln, welches die Vorteile beider Instrumente (hohe Auflösung bei globaler Bedeckung) miteinander vereinigt (Couch et al., 1991; McCormick et al., 1993). Bei einer Umlaufdauer von 90 min, welcher eine Geschwindigkeit über dem Erdboden von 7,4 km/sec entspricht, ist allerdings eine präzise Ortsauflösung kaum noch möglich. Durch die im Betrieb eines Rayleighlidars unumgängliche Mittelung über mehrere Sekunden (um eine brauchbare Photonenstatistik zu erreichen) liegt die erzielbare Ortsungenauigkeit bei über 10 km. Praktisch werden meist Integrationszeiten im Minutenbereich bei Lidarinstrumenten verwandt, für Temperaturmessungen wird über wesentlich längere Zeiten gemittelt. Somit kann ein solches satellitengestütztes Instrument keine räumlich hochaufgelöste Temperaturbeobachtung bieten.

# 4.2 Vergleiche mit Einzelbeobachtungen

Zur Kontrolle von Instrumentenaufbau und Datenverarbeitung wurden Vergleiche mit externen Messungen durchgeführt. Hierzu standen interinstrumentelle Vergleiche (unterschiedliche Wellenlängen), lokale Radiosondenaufstiege und eine Raketenmessung zur Verfügung. Satellitenbeobachtungen wurden nicht direkt verwendet. Sie sind aber in ECMWF- als auch NMC-Analysen eingegangen, so dass der Vergleich in den Abschnitten 4.3.1 und 4.3.2 in Zusammenhang mit diesem Kapitel zu lesen ist. Somit wurden indirekt auch Satellitenmessungen mit Lidardaten verglichen. Hier sollen jedoch nur direkte Vergleiche mit lokalen Messungen aufgeführt werden.

### 4.2.1 Vergleich unterschiedlicher Wellenlängen

Die Temperaturberechnung aus Rayleighstreuung geht von der Annahme aus, dass sich in großen Höhen (in der Regel oberhalb von 30 km) kein Aerosol mehr befindet. Die Ramanstreuung, mit ihrem um drei Größenordnungen niedrigeren Wirkungsquerschnitten als die Rayleighstreuung, liefert allerdings in der Mesosphäre kein nutzbares Signal mehr. Bei einer Beobachtung mit einer Wellenlänge kann es somit nicht ausgeschlossen werden, dass die Temperaturen durch Aerosol verfälscht sind. Allerdings gibt es in der Mesosphäre bisher auch keine Anzeichen von Aerosolschichten, wenn man die Beobachtungen von leuchtenden Nachtwolken in der polaren Sommermesopausenregion in über 80 km Höhe einmal ausnimmt.

Durch Zweifarbenmessungen (ausgesandt und beobachtet wird Licht zweier unterschiedlicher Wellenlängen) kann ein möglicher Einfluss von Aerosolen auf Temperaturbeobachtungen nahezu ausgeschlossen werden. Es ist davon auszugehen, und wird auch in der unteren Stratosphäre so beobachtet, dass Aerosol verschiedene Wellenlängen unterschiedlich streut. Somit sollten zwei Empfangskanäle unterschiedlicher Wellenlängen sich im Bereich einer Aerosolschicht in der abgeleiteten Dichte und Temperatur voneinander unterscheiden.

Vergleiche zwischen der verdoppelten und der verdreifachten Wellenlänge eines Nd:YAG Lasers wurden bisher in drei Einzelfällen veröffentlicht, sie zeigten keine signifikanten Abweichungen der gemessenen Dichten aus unterschiedlichen Farben (Hauchecorne, 1983, von 30–70 km; Keckhut et al., 1993, von 30–70 km). Die von Jenkins et al. (1987) durchgeführte Messung kann ebenfalls in diese Reihe aufgenommen werden. Die Messungen mit beiden Farben fanden allerdings nicht gleichzeitig, sondern nacheinander statt. Auch hier wurde das Dichteverhältnis beider Messungen zwischen 30-65 km gezeigt. Der Vergleich zweier unabhängiger Lidarbeobachtungen an einem Ort, mit unterschiedlichen Wellenlängen lieferte innerhalb der Fehlergrenzen auch keinen Hinweis auf Aerosolbeladung der mittleren Atmosphäre oberhalb von 30 km (Singh et al., 1996).

Ein Vergleich der Dichten ist einem Vergleich der Temperaturen äquivalent, da die relativen Fehler in der Dichte bei der Temperaturberechnung erhalten bleiben (Keckhut et al., 1993):

$$\frac{d\rho}{\rho} = \frac{dT}{T}.$$
(4.1)

Abbildung 4.2 zeigt ein Beispiel einer Zweifarbenmessung des R/M/R-Lidars. Die beiden Messungen wurden in unterschiedlichen Höhen aus den verschiedenen Empfangskanälen zusammengesetzt. Oberhalb von 35 km wurde der hohe Rayleighkanal DH 532 verwendet, zwischen 31 km und 35 km der niedrige (DL 532), und darunter der  $N_2$  Vibrations-Ramankanal (DS 607). Dieses Zusammenfügen der unterschiedlichen Empfangskanäle führt zu größeren Variationen im statistischen Fehler, ein Empfangskanal mit einer hohen Anzahl beobachteter Photonen (und somit geringem relativen Fehler) wird an einen Kanal mit wesentlich geringerer Zählrate angesetzt, was auch Auswirkungen auf die Temperaturberechnung hat. Durch die unterschiedliche statistische Genauigkeit können im Übergangsbereich Differenzen zwischen beiden Temperaturbeobachtungen auftreten.

Bis auf geringe Abweichungen, die durch leicht unterschiedliche Integrationszeiten und statistische Schwankungen zu erklären sind, liefert dieser Vergleich oberhalb von 35 km keinen Anhaltspunkt für Aerosolbeladungen der Atmosphäre. Die Abweichungen zwischen beiden Empfangskanälen liegen nahezu überall innerhalb der  $1-\sigma$ Fehlergrenzen.

Die Abweichungen unterhalb 35 km (die UV-Temperaturen sind etwas höher als die Temperaturen aus der grünen Wellenlänge) können ihre Ursachen in dem Einfluss der Ozonabsorption haben. Die grünen Wellenlängen liegen innerhalb der Chappuis-



**Abbildung 4.2:** Beobachtung vom 9. März 1996 mit unterschiedlichen Farben. (a) Die von der grünen Wellenlänge (--) und der UV-Wellenlänge (-) abgeleiteten Temperaturen. (b) Die Temperaturdifferenz zwischen beiden Messungen mit dem statistischen  $(1-\sigma)$  Fehler  $(\cdots)$ 

bande und werden daher vom Ozon beeinflusst, die UV-Wellenlängen werden durch das Ozon nicht beeinflusst. Dies führt zu niedrigeren Temperaturen bei den grünen Empfangskanälen. Das unterhalb von 30 km in der Atmosphäre vorhandene Aerosol kann ähnliche Auswirkungen haben: Die UV-Wellenlänge wird schwächer durch das Aerosol extingiert, die Temperatur aus der UV-Wellenlänge könnte daher wärmer sein. Da die Aerosolextinktion für jede Wellenlänge separat korrigiert wurde, kann dies die Temperaturdifferenzen nicht erklären.

An der unteren Grenze, bei etwa 15 km, liegt die UV-Temperatur 1 K unterhalb der grünen — ein Verhalten, welches ab und an beobachtet wurde. Die Ursache ist wahrscheinlich bei dem UV-Vibrations-Ramankanal zu suchen, konnte aber nicht vollständig geklärt werden.

## 4.2.2 Vergleich mit lokalen Radiosondendaten

Radiosondenaufstiege werden häufig zum Vergleich mit Lidarmessungen herangezogen. Leider ist dieser Vergleich meist nur über einen beschränkten Höhenbereich möglich. Radiosonden erreichen kaum Höhen größer als 30 km, und wenige Lidargeräte sind in der Lage unterhalb von 30 km mit Hilfe der Ramanstreuung Temperaturen abzuleiten. Der Überlappbereich beträgt daher meist (wenn überhaupt) nur wenige Kilometer. Daher sind solche Vergleiche selten aussagekräftig und häufig muss noch eine Messlücke zwischen beiden Beobachtungen überbrückt werden. Dies ist bei dem R/M/R-Lidar nicht der Fall, zu Zeiten in denen Vibrations-Raman-Kanäle betrieben werden kann ein größerer Höhenbereich zum Vergleich genutzt werden. Ein weiteres, generelles Problem bei diesen Vergleichen ist zudem, dass die Radiosonde entlang ihrer Trajektorie für jede Höhe eine Einzelmessung liefert; noch dazu für jede Höhe zu einer anderen Zeit und an einem anderen Ort. Das Lidar hingegen liefert eine zeitlich gemittelte Messung an einem festen Ort, und dies für alle beobachteten Höhen simultan. Als Folge der unterschiedlichen Messvolumen und Beobachtungszeiten lassen sich Differenzen zwischen Lidarbeobachtungen und Radiosondenaufstiegen selten eindeutig instrumentellen Eigenschaften oder geophysikalischen Ursachen zuordnen.

Neben den auf Seite 52 schon erwähnten instrumentellen Fehlern müssen bei einem direkten Vergleich Lidar-Radiosonde außerdem die Fehler der Höhenbestimmung mit in Betracht gezogen werden: Die Höhenbestimmung der Radiosonde erfolgt meist mit Hilfe des Drucksensors. Aus dem beobachteten Temperatur- und Druckprofil wird die geometrische Höhe der Radiosonde berechnet. Nach Keckhut et al. (1993) kann dies zu Fehlern in der Höhenbestimmung von etwa 500 m in 30 km Höhe führen.

Leider finden in Andenes Radiosondenaufstiege nur sporadisch statt, so dass es nur wenige zum Vergleich mit Lidarmessungen geeignete Aufstiege gibt. Oft erreichen die Aufstiege dann auch nicht größere Höhen. Von der nächsten Radiosondenstation mit regelmäßigen Aufstiegen in Bodø liegen leider keine hochaufgelösten Beobachtungen vor. Auch ist es aufgrund der größeren Entfernung fraglich, inwieweit diese zum direkten Vergleich herangezogen werden können.

Abbildung 4.3(a) zeigt den Vergleich eines am 1.9.1995 vorgenommenen Radiosondenaufstiegs<sup>1</sup> mit der Lidarbeobachtung der darauffolgenden Nacht. Über fast den ganzen Höhenbereich in dem beide Beobachtungen vorliegen ist die Übereinstimmung zwischen Radiosonde und Lidar sehr gut. Die kleinskaligen Fluktuationen, die im Aufstieg der Radiosonde zu erkennen sind, können vom Lidar aufgrund der zeitlichen Mittelung (Messdauer 2 h) nicht wiedergegeben werden.

Die zwischen 20 und 25 km erkennbare Abweichung zwischen Radiosonde und Lidar kann durch den recht großen Abstand zwischen Sonde und Lidar zustande kommen: Die Radiosonde wurde durch starke horizontale Winde während des Aufstiegs weit davongetragen, in 20 km Höhe betrug der Abstand ca. 70 km.

Den Einfluss, den unterschiedliche Messzeiträume auf den Vergleich Radiosondentemperatur-Lidartemperatur haben ist in Abbildung 4.3(b) gezeigt. Die Unterschiede innerhalb der von den Radiosonden gemessenen Temperatur und derjenigen des Lidars sind ähnlich groß wie die durch den zeitlichen Abstand der Einzelmessungen beobachteten Differenzen.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Leider wurde der genaue Zeitpunkt des Radiosondenaufstiegs nicht mitprotokolliert. Daher kann der zeitliche Abstand zwischen Radiosondenaufstieg und Lidarbeobachtung im nachhinein nicht mehr bestimmt werden.



**Abbildung 4.3:** (a) Temperaturbeobachtung mittels Radiosonde (—) und Lidar (···) vom 1.9.1995. (b) Zwei aufeinanderfolgende Lidarbeobachtungen und Radiosondenaufstiege. Die Radiosondenaufstiege fanden am 5.2.1996 um 9:20 UT (–·–) sowie am 6.2.1996 um 13:00 UT (—) statt, die Lidarbeobachtungen sind in den Nächten vom 5. zum 6. (···) sowie vom 6. zum 7. Februar (––) vorgenommen worden.

## 4.2.3 Vergleich mit Raketenmessungen

Raketensondierungen erreichen wesentlich größere Höhen als Radiosondenbeobachtungen. Der für einen Vergleich mit Lidarbeobachtungen nutzbare Höhenbereich ist daher erheblich größer als bei einem Vergleich mit Radiosonden. Bei den in Andenes häufig verwendeten Fallenden Kugeln (Schmidlin et al., 1991) ist ein Vergleich von der Untergrenze der Raketenbeobachtung (ca. 35 km) bis zur Oberkante der Lidarbeobachtung möglich. Dies ist der Grund weshalb Raketenmessungen gerne zum Vergleich mit Lidarbeobachtungen verwendet werden (Keckhut et al., 1993; Lübken et al., 1994), so es denn Raketenbeobachtungen gibt. Auch hier kann es durch den zeitlichen und räumlichen Abstand zwischen den Lidar- und Raketenbeobachtungen zu geophysikalisch bedingten Differenzen kommen. Auch zeigen Raketensondierungen den momentanen Zustand der Atmosphäre an, Rayleighlidarbeobachtungen werden in der Regel über mehr oder weniger lange Perioden gemittelt.

Abbildung 4.4 zeigt die Ergebnisse eines Vergleichs. Je nach Mittelungszeit der Lidarbeobachtung ist die Übereinstimmung in Dichte bzw. Temperatur mehr oder weniger gut. Die Variabilität der Lidarbeobachtungen ist jedoch meist größer als es die Abweichungen zwischen Raketen- und Lidarbeobachtung sind. Lediglich um 68 km herum scheint es systematische Abweichungen in der Dichte zu geben. Das Lidar misst dort geringere Dichten als die Raketensonde. Diese Abweichung lässt sich durch den Mach-1 Übergang der Fallenden Kugel bei 68 km erklären (Lübken et al., 1994). Unterhalb von 45 km ist das Profil der Fallenden Kugel eventuell durch vertikale Winde gestört, die in diesen Höhen die Fallgeschwindigkeit der Kugel beeinflussen. Da die Temperatur- und Dichteberechnung jedoch von der vertikalen Windgeschwindigkeit Null ausgeht, führt dies zu Abweichungen. Sowohl der Einfluss des Mach-1 Übergangs, als auch der des vertikalen Windes ist bekannt als Ursache für Messfehler der Fallenden Kugel (Lübken et al., 1994).

Vergleicht man nicht das zeitlich nächste Lidarprofil, sondern das letzte der Einzelprofile, so fällt der Vergleich besser aus; das zeitlich nächste Profile zeigt die größten Abweichungen. Dies lässt sich möglicherweise auf den Einfluss einer nahezu stehenden (Schwere-) Welle zurückführen, deren Phase am Ort der Raketenmessung anders als am Ort der Lidarbeobachtung ist. Die starke Höhenabhängigkeit der Standardabweichung in Abbildung 4.4 (b) mit ihren Maxima bei 80, 71, 61 und 49 km Höhe deutet darauf hin, dass dies die Ursache für die Abweichungen sein könnte.

Insgesamt fällt der Vergleich zwischen Lidar und Fallenden Kugel zufriedenstellend aus. Innerhalb der durch die Variabilität der Atmosphäre vorgegebenen Grenzen stimmen Lidarbeobachtungen und Fallende Kugeln überein. Ein wesentliches Ergebnis dieses Vergleichs ist, innerhalb der grossen Variabilität, dass die Überlappung zwischen Laserkeule und Teleskopgesichtsfeld oberhalb von 40 km vollständig ist. Eine nicht vollständige Überlappung würde zu einem höhenabhängigen Dichteverhältnis führen, welches nicht beobachtet wurde.

### 4.2.4 Schlussfolgerungen aus den Einzelvergleichen

Ein wesentliches Ergebnis dieser Vergleiche ist, dass sie keinen Hinweis auf Fehler im Instrumentenaufbau, seiner Justierung, der Datenaufnahme und der Datenauswertung des R/M/R-Lidars zeigen. Die beobachteten Differenzen lassen sich geophysikalischen Ursachen, unterschiedlichen Messvolumen oder Messzeiten zuordnen. Dieses Ergebnis mag für die durchgeführten Vergleiche gelten, ist aber a priori nicht für alle Lidarbeobachtungen seit 1995 sichergestellt. Es ist daher wünschenswert diese Einflüsse regelmäßig zu überprüfen.

Die hier gezeigten Vergleiche zwischen Lidarbeobachtungen und unabhängigen Messungen haben aber auch gezeigt, dass es anhand einer Einzelmessung nicht ohne weiteres möglich ist zwischen instrumentellen und geophysikalischen Ursachen beobachteter Differenzen zu unterscheiden. Auch eine statistische Untersuchung kann eventuell keinen Aufschluss über Ursachen der Abweichungen geben: Kurzfristige statistische Schwankungen werden durch Mittelung zwar herausgefiltert, da aber die Beobachtungen in unterschiedlichen Luftmassen und zu anderen Zeiten (Einfluss von thermischen Gezeiten) durchgeführt werden, ist nicht auszuschließen, dass systematische Differenzen auftreten können.

Im Folgenden wurde daher ein anderer Weg beschritten. Die Lidarbeobachtungen wurden mit ECMWF-Analysen, NMC-Analysen und der CIRA 86 Referenzatmosphäre verglichen. Durch die Vielfalt der in die Referenzatmosphäre und Analysen einge-


**Abbildung 4.4:** Vergleich zwischen Lidarbeobachtung und Fallender Kugel. Die Fallende Kugel wurde am 6.4.1995 um 23:10 UT gestartet (**a**) Dichteverhältnis (Lidar / Fallende Kugel) für jeweils halbstündliche Mittelungszeiträume des Lidars. Das erste Profil wurde von 21:30 bis 22:00 UT beobachtet, das letzte von 0:30 bis 1:00 UT. (**b**) Dichteverhältnis der zeitlich nächsten Messung (—, gemittelt von 23:00 bis 23:30 UT), Standardabweichung der Einzelprofile (– –) und mittlerer statistischer Fehler einer Einzelmessung (…). (**c**) Aus den Einzelmessung der Fallenden Kugel (—). (**d**) Das zeitlich nächste Temperaturprofil (—) umrahmt von der Standardabweichung der Einzelprofile (- –). Außerdem ist das Temperaturprofil der Raketensonde angegeben (…) sowie der statistische Fehler der Temperaturmessung (– –, 150 K = 0 K)

gangenen Messergebnisse ist ein von den instrumentellen Effekten teilweise bereinigter Vergleich möglich.

Die Analysen sind zudem auf einem festen Gitter gegeben, so dass immer ein Vergleich mit konstantem Abstand möglich ist. Um dies zu erreichen werden Messergebnisse von Radiosonden und Satelliten in einem aufwendigen Datenassimilierungsmechanismus in ein Atmosphärenmodell eingegeben, so dass die Analyse ein möglichst getreues Abbild des jeweiligen, beobachteten Atmosphärenzustands liefert.

Der Vergleich von Lidarbeobachtungen mit Analysen bedeutet zwar, dass zusätzlich zu den instrumentellen Eigenschaften auch diejenigen des verwendeten Modells und Datenassimilierungsschemas in den Vergleich eingehen, jedoch wird dies durch andere Vorteile wieder wettgemacht:

- bekannte instrumentelle Fehlerquellen können bei der Datenassimilierung berücksichtigt werden,
- atmosphärische Wellen mit kurzen Perioden werden durch das Modell unterdrückt,
- Unterschiede in Beobachtungszeit und -ort werden physikalisch sinnvoll durch das Modell gefiltert,
- die ECMWF- sowie die NMC-Analysen liegen außerdem mindestens täglich vor, so dass die Anzahl der möglichen Vergleiche nur durch die Messstatistik des Lidars eingeschränkt wird. Dies ist ein wesentlicher Vorteil gegenüber dem Vergleich mit Radiosonden, wo bei Ausfall der Radiosonde kein Vergleich möglich ist.

Auch ermöglichen solche Vergleiche, Aussagen über die Analysen und das dahinterstehende Atmosphärenmodell zu treffen, also auf eventuell vorhandene Schwächen der Analysen hinzuweisen. Daher ist ein Vergleich der Lidarbeobachtungen mit Analysen sowohl für Lidarmessungen als auch für die Modellentwicklung wertvoll.

#### 4.3 Vergleiche mit Analysen

ECMWF- und NMC-Analysen sind ein Nebenprodukt numerischer Wettervorhersagen. Sie entstehen aus der Notwendigkeit, die Randbedingungen und Startwerte der Vorhersagemodelle auf einem festen Raster vorzugeben, wobei die eigentlichen Beobachtungen (Radiosondenaufstiege, Satellitenbeobachtungen, Stationsmeldungen ...) räumlich und zeitlich unregelmäßig, d.h. nicht auf festen Rastern, beobachtet werden. Erschwerend kommt hinzu, dass nicht alle Beobachtungen die gesamten meteorologischen Parameter liefern. So liefern z. B. die meisten Satelliteninstrumente hauptsächlich aus Radianzen berechnete Temperaturen, aber keine Winde. Bei einer unbedachten Interpolation der Messdaten auf ein festes Raster können daher leicht unphysikalische Situationen (wie z. B. starke Winde) entstehen. Bei der Eingabe der Daten in das Vorhersagemodell ist somit nicht nur auf eine gute Interpolation der Beobachtungen, sondern auch auf Einhaltung der physikalischen Gesetze zu achten.

Die Grundlagen der Datenassimilation, der Bereitstellung von Beobachtungen für die Vorhersagemodelle, ist z. B. bei Bengtsson et al. (1982) für die ECMWF-Analysen und bei McPherson et al. (1979) für die NMC-Analysen beschrieben worden. Das Resultat der Eingabe von Beobachtungsdaten in das Modell wird als Analyse bezeichnet. Die Datenassimilierung wurde im Laufe der Jahre (wie die Wettervorhersagemodelle auch) immer weiter verbessert, so dass zahlreiche Änderungen an der Datenassimilation vorgenommen wurden. Literaturhinweise zu den Änderungen des Verfahrens bei den ECMWF-Analysen finden sich bei Uppala (1997). Ende Januar 1996 erfolgte eine Umstellung bei der ECMWF-Datenassimilation (Knudsen et al., 1996; Knudsen, 1996). Bei den NMC-Analysen sind mir keine Umstellungen des Assimilationsverfahrens während der Jahre 1995 und 1996 bekannt.

ECMWF- und NMC-Analysen beruhen auf dem gleichen Datensatz von Eingabegrößen (Keckhut, 1997). Die NMC-Analysen geben aber auch Temperaturen der oberen Stratosphäre und unteren Mesosphäre (größte Höhe 0,4 hPa  $\approx$  55 km) an, während das höchste Niveau der ECMWF-Analysen bei 10 hpa ( $\approx$  30 km) liegt. Da es bisher kaum Lidarinstrumente gibt, die regulär Temperaturen der unteren Stratosphäre messen, sind ECMWF-Analysetemperaturen und Lidartemperaturen meines Wissens bisher nicht systematisch verglichen worden. Bei NMC-Analysen ist das nicht der Fall, sie wurden schon mehrfach zum Vergleich mit Lidarbeobachtungen verwendet (Finger et al., 1993; Wild et al., 1995; Ferrare et al., 1995).

Bei den ECMWF-Analysen sind keine Fehler angegeben. Bei der ECMWF-Datenassimilation wird mit Fehlern der Temperaturangaben der Radiosonden in 10, 30, 50 und 70 hPa von 4,5, 3,2, 2,7 und 2,3 K gerechnet, die angegebenen Fehler der von Satelliteninstrumenten beobachteten Temperaturen liegen bei 2,8, 2,6, 2,5 und 1,4 für diese Niveaus (Bengtsson et al., 1982). Diese Angaben können daher als Abschätzung der Fehler von Analysetemperaturen angesehen werden. Den NMC-Analysen liegt eine Abschätzung des Fehlers bei.

Neben den in Kapitel 4.2.4 aufgeführten Argumenten die Lidarbeobachtungen mit Analysen zu vergleichen, ist es auch für die Modellentwicklung wichtig, Analysen an unabhängigen Beobachtungen zu überprüfen: Anhand von Analysen möchte man z. B. klimatologische Trends bestimmen (Gelman et al., 1986; Bengtsson und Shukla, 1988).

In Abbildung 4.5 sind Beispiele zum Vergleich Lidar und ECMWF- sowie NMC-Analysen aufgeführt. Die NMC-Analysen, bereitgestellt von dem U.S. National Meteorological Center, wurden für die geographische Breite 69°N und Länge 16°O, die ECMWF-Analysen für 70° nördliche Breite und 15° östliche Länge berechnet. Die Analysen sind jeweils für 12 UT angegeben. Dieser Vergleich wurde für jede Lidarbeobachtung durchgeführt und diente dazu, die zur Weiterverwendung genutzten Temperaturprofile auszusuchen (siehe Kapitel 3.2).

Für diesen Vergleich wurden verschiedene Atmosphärensituationen ausgewählt: Zwei Beobachtungen im Winter, während und im Anschluss an eine starke stratosphärische Erwärmung (Abbildung 4.5 (a) und (b)), eine Sommermessung (Abbildung 4.5 (c)), sowie eine Beobachtung bei Beginn des stratosphärischen Winters Mitte Oktober.

Die Beobachtung vom 25.1.95 (Abbildung 4.5 (a)) wurde kurz vor einer maximal entwickelten Stratosphärenerwärmung gemacht, und zeigt Temperaturen bis zu 300 K in ca. 42 km Höhe. Die Erwärmung wird in einer solch schmalen Schicht beobachtet, dass sie nicht von den NMC-Analysen aufgelöst werden kann. Unterhalb von 35 km stimmen Analysen und Lidarbeobachtungen recht gut überein, wenn auch das Lidar niedrigere Temperaturen beobachtet.

Einen Monat später, am 27.2.95 (Abbildung 4.5 (b)), bei wesentlich ruhigeren atmosphärischen Bedingungen, stimmen Analysen und Lidarbeobachtung sehr gut im gesamten Höhenbereich überein.

Bei der Sommermessung vom 25.5.95 zeigen die beiden Analysen recht unterschiedliche Temperaturprofile. Das Lidarsignal ist durch den hohen Sonnenstand in seinem beobachtbaren Höhenbereich eingeschränkt, die Übereinstimmung mit den NMC-Analysen in großen Höhen ist jedoch gut. In niedrigen Höhen stimmen die ECMWF-Analysen besser als die NMC-Analysen mit den Lidarbeobachtungen überein. In diesen Höhen weichen die NMC-Analysen stärker von der CIRA 86 ab, als die ECMWF-Analysen und die Lidarbeobachtungen. Im Sommer, bei im Vergleich zum Winter wesentlich ruhigeren Atmosphärenbedingungen, wurden jedoch kaum solch große Abweichungen zu der Referenzatmosphäre beobachtet, wie sie zwischen NMC-Analysen und Referenzatmosphäre bei dieser Messung auftraten. Die Temperaturdifferenzen zu der darauffolgenden Nacht zeigen dies auch: Zwischen den Lidarbeobachtungen und den ECMWF-Analysen der beiden Nächte gibt es nur geringe Differenzen. In diesem Höhenbereich scheinen die NMC-Analysen fehlerhaft zu sein, was allerdings selten vorkam.

Die Beobachtung vom 14.10.95 zeigt bis auf die Differenzen bei 35 km (5 hPa) und bei 40 km (2 hPa) gute Übereinstimmung zwischen Lidar und Analysen. Die Abweichung in diesen Höhen wurde bei den NMC-Analysen häufiger beobachtet und soll im Kapitel 4.3.2 noch näher betrachtet werden.

Für jedes der von den Analysen gegebenen Höhenniveaus (1000, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30 und 10 hPa für die ECMWF-Analysen und zusätzlich 5, 2, 1 und 0,4 hPa für die NMC-Analysen) wurde (soweit möglich) die Temperaturdifferenz zu der Beobachtung mit dem Lidar bestimmt. Verglichen wurden



Abbildung 4.5: Temperaturbeobachtungen mit dem R/M/R-Lidar im Vergleich mit ECMWF- (Kreuze) und NMC-Analysen (Quadrate) für vier verschiedene Beobachtungsnächte

die über 3 km gemittelten Lidartemperaturmessungen in der gleichen Höhe, in der die Analysentemperatur angegeben wurde.

#### 4.3.1 Vergleich mit ECMWF- und NMC-Analysen in der unteren Stratosphäre

In jedem Höhenniveau der Analysen wurden die Temperaturen im Verlauf des Jahres sowie die Differenz zwischen Lidarmessung und Analysen verglichen. Dies ist in den Abbildungen 4.6 und 4.7 auf den Seiten 70 und 71 in 10 und 70 hPa (17–19 km und 28–32 km) dargestellt.

Die beobachteten Abweichungen zwischen Analyse- und Lidartemperatur sind beachtlich, aber auch die Schwankungsbreite der Differenzen ist häufig so groß wie die Differenzen an sich. An diesen Bildern ist auch zu erkennen, dass die Lidartemperaturen in beiden Höhenniveaus in der ersten Hälfte des Jahres 1995 eher kälter, in der zweiten Jahreshälfte eher wärmer waren als die Analysen. An den Ergebnissen des Jahres 1995 ist außerdem gut zu erkennen, dass die Abweichungen sowie deren Variabilität im Sommer geringer sind als im Winter.

Um dies weiter zu untersuchen, wurden die Abweichungen monatlich gemittelt (Abbildungen 4.8 bis 4.11). Aufgeführt sind die Mittelwerte des Vergleichs mit ECMWF- und NMC-Analysen in 10, 30 und 50 hPa (Abbildung 4.8 und 4.9), sowie 70 und 100 hPa (Abbildung 4.10 und 4.11).

In der Grobstruktur unterscheiden sich die gemittelten Differenzen in allen Höhenniveaus im Jahr 1995 kaum voneinander. An diesen Abbildungen ist etwas besser als in den Abbildungen 4.6 und 4.7 zu erkennen, dass in der ersten Hälfte des Jahres mit dem Lidar niedrigere, in der zweiten höhere Temperaturen beobachtet wurden. Hiervon gibt es wenige Ausnahmen. Dies sind die Differenzen im Januar und Februar im 10 hPa Niveau (ECMWF-Analysen), August, November und Dezember im 50 hPa Niveau (ECMWF- und NMC-Analysen) und Dezember in 30 hPa (ECMWF-Analysen). Erstaunlich ist, dass diese Differenzen in nahezu allen Niveaus einen ähnlichen Verlauf zeigen, sowohl im Vergleich mit den ECMWF- als auch mit den NMC-Temperaturen.

1996 werden mit dem Lidar im Vergleich zu den Analysen tendenziell niedrigere Temperaturen als 1995 beobachtet. Von der zweiten Jahreshälfte konnten leider nur die Dezemberbeobachtungen verwendet werden. Dabei sind die Lidarmessungen vom Dezember kälter als die ECMWF-Analysen (NMC-Analysen lagen nicht vor).

Zwischen Januar und Februar 1996 ist in den ECMWF-Analysen ein Sprung in den Differenzen festzustellen. Dieser ist wahrscheinlich auf die Umstellung des Datenassimilierungsmechanismus zurückzuführen (Knudsen et al., 1996; Knudsen, 1996). In den NMC-Analysen wird dieser Sprung nicht beobachtet. Nach der Umstellung in den ECMWF-Analysen ist eine bessere Übereinstimmung zwischen Lidartemperatu-

Höhe	1995	5	1996			
[hPa]	ECMWF	NMC	ECMWF	NMC		
0,4		2,53		0,01		
1		$4,\!48$		$7,\!01$		
2		-0,16		-1,01		
5		-3,7		$-4,\!67$		
10	0,79	-1,2	3,77	-1,06		
30	-1,05	-1,97	-2,53	-2,8		
50	-3,31	-2,16	-2,19	-2,5		
70	-0,9	-2,09	-2,24	-1,9		
100	-1,56	-1,38	-1,4	-0,08		

**Tabelle 4.2:** Jahresmittel der Abweichungen zwischen Lidarbeobachtungen und Analysen. Negative Werte: Analyse wärmer als Lidar

ren und ECMWF-Analysen in 100, 70 und 50 hPa festzustellen: Während im ersten Halbjahr 1995 die ECMWF-Analysen in diesen Niveaus generell zu warm waren, ist dies ab Februar 1996 nicht mehr der Fall. Im 10 hPa Niveau ist allerdings eine Verschlechterung der Übereinstimmung eingetreten: ECMWF-Analysen sind generell kälter als die Lidarbeobachtungen.

Die NMC-Analysen im ersten Halbjahr des Jahres 1996 sind generell kälter als die Lidar-beobachtungen. Ausnahmen hiervon sind die Monate März und April in 10 und 100 hPa. Die Differenzen sind 1996 (wie bei den ECMWF-Analysen) etwas geringer ausgefallen als im Jahr 1995.

Der Jahresmittelwert der Abweichungen ist in Tabelle 4.2 aufgeführt. Die Variabilität der Differenzen liegt zwischen 3 und 10 K, bis auf die Differenz in 5 hPa im Jahr 1996 sind alle gemittelten Differenzen geringer als die aus den Differenzen berechnete Standardabweichung. Die im Verhältnis zum Mittelwert recht große Standardabweichung ergibt sich durch den (in fast allen Höhen) recht ausgeprägten Jahresgang der Differenzen (siehe hierzu auch die Abbildungen 4.8 bis 4.11).

Dieser Tabelle ist zu entnehmen, dass unterhalb von 10 hPa die Analysetemperaturen höher als die des Lidars sind. Die Ursache hierfür ist wahrscheinlich im Einfluss des Ozons auf die Transmission der Atmosphäre zu suchen (siehe Kapitel 2.4.2). Allerdings ist dies im Jahresmittel statistisch nicht signifikant, die Variabilität der Beobachtungen ist größer als der Mittelwert der Abweichungen. Die Monatsmittel der Abweichungen sind in vielen Fällen auch geringer als deren Standardabweichung.

In 10 hPa weichen ECMWF- und NMC-Analysen stärker voneinander ab. Auch ist in dieser Höhe in den ECMWF-Analysen ein größerer Unterschied zwischen beiden Jahren festzustellen als in anderen. Eine der Ursachen für die Differenzen könnten thermische Gezeiten sein: Die Lidarbeobachtungen werden in der Regel nachts durchgeführt, während die ECMWFund NMC-Analysen für 12 Uhr mittags berechnet wurden. Dudhia et al. (1993) berichten von Gezeitenamplituden der unteren Stratosphäre bei 70°N von ca. 0,5 (täglich) und 1 K (halbtäglich). Phasen wurden für diese Breiten nicht angegeben. Die in manchen Monaten beobachteten Unterschiede können somit nicht erklärt werden, wenn auch der Beitrag der Gezeiten zu den Differenzen nicht auszuschließen ist.

Eine Erklärung für den in allen Niveaus der unteren Stratosphäre ähnlichen Jahresgang (in der ersten Jahreshälfte wurden mit dem Lidar niedrigere Temperaturen beobachtet als in der zweiten) könnte der Jahresgang des Ozons sein. Im Frühjahr werden die höchsten Werte des Gesamtozons beobachtet, im Herbst die niedrigsten. Bei höheren Ozonkonzentrationen ist die Extinktion größer, was zu verfälschten Lidartemperaturen führt (siehe Kapitel 2.4.2).

Einen größeren Beitrag zu den Differenzen könnten die durch stark gegliederte Orographie erzeugten Gebirgswellen liefern: Dörnbrack et al. (1997, 1998) berichten von Differenzen zwischen einem hochauflösenden Atmosphärenmodell (12 km horizontal, 0,5 km vertikal) und ECMWF-Analysen. Diese erreichen bei einem Modelllauf für den 9. Januar 1997 einen Betrag von 2 K in 560 K ( $\approx 25$  hPa) über Andenes. Leider gab es an diesem Tag keine Lidarbeobachtungen. An anderen Tagen wird jedoch berichtet, dass keine größeren Differenzen zwischen dem hochaufgelösten und dem ECMWF-Modell auftraten.

Einen weiteteren Hinweis auf geophysikalische Ursachen der Differenzen zu den Analysen können die Beobachtungen von Gary (1989) liefern. Dieser Autor berichtet über Beobachtungen von Gebirgswellen mit einem flugzeuggetragenen Mikrowellenradiometer über der Antarktis. Die Gebirgswellen haben zu vertikalen Auslenkungen von Luftpaketen bis zu 1200 m geführt. Die beobachteten horizontalen Wellenlängen der Gebirgswellen lagen um 20 km. Die Gebirgswellen wurden bevorzugt über der Palmer-Halbinsel, dort verstärkt über dem Südteil, beobachtet. Über dem Ozean, wurden diese Wellen nicht beobachtet. Aufgrund der ähnlichen Geographie, dem Meer-Land-Übergang, kann es sein, dass über dem ALOMAR-Observatorium häufig Gebirgswellen auftreten. An beiden Orten wird von Leewellen auf der Ostseite der Gebirge berichtet.

In den Wintermonaten erreichen bei extrem kalter unterer Stratosphäre nur noch wenige Radiosonden größere Höhen. Die Ballons werden bei Temperaturen um 190 K spröde und platzen. Hierdurch entsteht ein Offset in den Analysen, da die extrem niedrigen Temperaturwerte ausfallen und nur die höheren Temperaturen in die Analysen eingehen. Dies könnte eine Ursache für die von Pullen und Jones (1997) beobachteten Differenzen zwischen UKMO-Analysen (United Kingdom Meteorological Office) und unabhängigen, nicht in das meteorologische Messnetz eingegangenen Ozonsondenaufstiegen sein. Die Abweichungen zwischen den UKMO-Analysen und den Ozonsondentemperaturen waren generell größer als die von Knudsen (1996) berichteten Differenzen zwischen ECMWF-Analysen und Radiosondentemperaturen. Auch war bei Knudsen die Variabilität der Differenzen kleiner als die zwischen Ozonsondenaufstiegen und UKMO-Analysen. Als Ursache der größeren Abweichungen und Variabilität wird angesehen, dass Knudsen Temperaturbeobachtungen von in die Analysen eingegangenen Ballonaufstiegen mit den Analysen verglichen hat, während Pullen und Jones unabhängige Sondierungen zum Vergleich nutzten.

Die exakten Ursachen der beobachteten Differenzen herauszufinden ist aufgrund der vielen in die Analysen eingehenden Messdaten sehr schwierig; es erfordert außerdem ein eingehendes Verständnis der Datenassimilation und des Vorhersagemodells, was nicht Ziel dieser Arbeit war. Die Bestimmung der Ursachen kann auch nur in direkter Zusammenarbeit mit den Modellentwicklern geschehen.

#### 4.3.2 Vergleich mit NMC-Analysen oberhalb Drucken von 10 hPa

NMC-Analysen der oberen Strato- und unteren Mesosphäre werden fast ausschließlich aus TOVS-Satellitenbeobachtungen erstellt. Radiosondenaufstiege erreichen keine Höhen größer 35 km, so dass in die NMC-Analysen großer Höhe nur Beobachtungen der TOVS-Instrumente eingehen. Der Vergleich von Lidarmessungen mit NMC-Analysen in der oberen Stratosphäre ist daher einfacher zu interpretieren als ein Vergleich in niedrigeren Höhen. Festgestellte Differenzen lassen sich leichter instrumentellen Ursachen zuordnen.

In den Abbildungen 4.12 und 4.13 sind die Temperaturen der Jahre 1995 und 1996 im 1 und im 5 hPa Niveau sowie die Abweichungen zu den NMC-Analysen dargestellt. Die beiden Höhenniveaus zeigen ein recht unterschiedliches Verhalten. Während im 5 hPa Niveau das ganze Jahr über niedrigere Lidartemperaturen beobachtet werden, zeigt sich im 1 hPa Niveau ein recht deutlicher Jahresgang. Im Sommer misst das Lidar höhere Temperaturen als die NMC-Analysen angeben, im Winter sind die Differenzen wesentlich geringer. Dies ist noch besser in den monatlich gemittelten Abweichungen zu erkennen (Abbildungen 4.14 und 4.15). Im 0,4 hPa Niveau werden etwas niedrigere NMC-Temperaturen beobachtet, im 2 hPa Höhe ist eine jahreszeitliche Abhängigkeit zu erkennen, wenn auch nicht so ausgeprägt wie in 1 hPa Höhe. Bis auf wenige Ausnahmen liegen die Abweichungen jedoch innerhalb der durch die Standardabweichung abgeschätzten Variabilität der Differenzen.

Wild et al. (1995) haben NMC-Analysen mit Beobachtungen von fünf verschiedenen Lidargeräten in mittleren Breiten verglichen. Auch sie stellen größere Abweichungen zwischen den Analyse- und den Lidartemperaturen fest. Untersucht wurden die Höhen 10, 5, 2 und 1 hPa. Die Differenzen fielen dabei von Lidar zu Lidar unterschied-



**Abbildung 4.6:** Temperaturbeobachtungen (**a**) im 10 hPa und (**b**) im 70 hPa Niveau im Jahr 1995. Im unteren Teil der jeweiligen Abbildung sind Lidartemperaturen (Kreuze) und ECMWF-Analysen (Quadrate, nur an Tagen an denen auch Lidarbeobachtungen vorlagen) aufgetragen. Oben sind die Temperaturdifferenzen dargestellt (negative Differenzen: Lidar kälter als die ECMWF-Analysen). Die vertikale Länge der Kreuze gibt den Fehler der Differenz an. Der Fehler wurde aus der Lidarbeobachtung berechnet. Für die ECMWF-Analysen lagen keine Fehlerangaben vor

Jul

Monat

Aug

Mai

Jun

Apr

**ECMWF** 

Sep

Okt

Nov

Dez

Jan

150

Lida

Feb

Mae

Jan



Abbildung 4.7: Wie Abbildung 4.6, für das Jahr 1996



**Abbildung 4.8:** Monatsmittel der Differenzen Lidar – ECMWF-Analysen in den Jahren 1995 ((a), (c) und (e)) und 1996 ((b), (d) und (f)), für die Niveaus 10 hPa, 30 hPa und 50 hPa. Die vertikale Länge der Kreuze gibt die Schwankungsbreite der Temperaturdifferenzen (Mittelwert  $\pm$  Standardabweichung) an. Bei negativen Differenzen hat das Lidar tiefere Temperaturen beobachtet



Abbildung 4.9: Wie Abbildung 4.8, nur im Vergleich mit NMC-Analysen



Abbildung 4.10: Wie Abbildung 4.8, nur für die Höhenniveaus 70 hPa und 100 hPa



Abbildung 4.11: Wie Abbildung 4.10, nur im Vergleich mit NMC-Analysen



**Abbildung 4.12:** Wie Abbildung 4.6 für die 1 und 5 hPa Niveaus. Die vertikale Länge der Kreuze gibt die nach Fehlerfortpflanzung berechnete Summe aus statistischem (Lidar) + geschätztem (NMC) Fehler der Differenz an



Abbildung 4.13: Wie Abbildung 4.12, für das Jahr 1996



**Abbildung 4.14:** Wie Abbildung 4.8, nur im Vergleich zu NMC-Analysen im 0,4 hPa und 1 hPa Niveau



Abbildung 4.15: Wie Abbildung 4.14, für das 2 hPa und 5 hPa Niveau

lich aus. Ein Teil dieser Differenzen konnte auf die tägliche Variation der Temperatur durch thermische Gezeiten zurückgeführt werden.

Zwischen den bei Wild et al. (1995) festgestellten Differenzen und denen aus Tabelle 4.2 sind Unterschiede festzustellen. In 1 hPa Höhe sind die mit dem R/M/R-Lidar beobachteten Differenzen größer als die Differenzen zwischen den NMC-Analysen und den anderen Lidargeräten. Die Unterschiede liegen jedoch noch innerhalb der Schwankungsbreite der Differenzen der fünf Lidar zu den NMC-Analysen. Auch wird in 5 hPa keine so große Differenz wie beim R/M/R-Lidar beobachtet.

Eine mögliche Ursache hierfür könnte sein, dass die Vergleiche bei Wild et al. (1995) alle zwischen September 1991 und September 1992 vorgenommen wurden. Die NMC-Analysen wurden aus Beobachtungen mit dem TOVS-Instrument auf den NOAA-11 und NOAA-12 Satelliten berechnet. Die hier verwendeten NMC-Analysen basieren auf Beobachtungen mit NOAA-12 und NOAA-14 (siehe Tabelle 4.1).

Eine weitere (geophysikalische) Ursache der Unterschiede zur Untersuchung von Wild et al. könnte in der geographischen Lage der Instrumente zu suchen sein: Alle fünf untersuchten Lidargeräte befinden sich in mittleren Breiten, wo andere (thermische) Gezeitenamplituden- und -phasen als in hohen Breiten beobachtet werden. Diese könnten auch die Ursachen für die größeren Abweichungen im Sommer in 1 hPa sein: Im Winter, ohne Sonneneinstrahlung, ist die Amplitude der Gezeiten geringer als im Sommer (bei im Tagesverlauf stark wechselnder Einstrahlung).

Während im Winter das 1 hPa Niveaus in 44 km liegt, reicht dieses Druckniveau im Sommer bis zu 50 km. Im Winter liegt dieses Niveau damit definitiv unterhalb der Stratopause, im Sommer reicht es bis an die Stratopause heran. Durch die grobe Höhenauflösung der Satellitenbeobachtung werden daher im Sommer kältere Temperaturen von unter- und oberhalb der Stratopause gemittelt, was zu einer Unterschätzung der Temperaturen in den NMC-Analysen führen kann. Im Winter, wenn das 1 hPa Niveau unterhalb der Stratopause liegt, ist dies nicht der Fall. Die Lidarmessungen sind aufgrund der wesentlich besseren Höhenauflösung unabhängig davon, ob die Beobachtung unterhalb oder in Höhe der Stratopause vorgenommen wurden. Daher kann es im Sommer zu den im Vergleich mit den NMC-Analysen wärmeren Lidartemperaturen kommen.

In den anderen Niveaus sind die Auswirkungen der groben Höhenauflösung des TOVS-Instruments nicht so stark, da sie alle entweder oberhalb (0,4 hPa) oder unterhalb der Stratopause liegen.

Ein Teil der Unterschiede zwischen R/M/R-Lidartemperaturen und NMC-Analysen sind aus den oben erwähnten Gründen erklärbar. Auch wenn sich die Differenzen nicht im vollem Umfang spezifischen Ursachen zuordnen lassen, so haben sich doch keine Hinweise auf Fehler in den Beobachtungen des R/M/R-Lidars und seiner Auswertung ergeben.

## 4.4 Vergleich mit früheren Temperaturbeobachtungen in Norwegen

Lübken und von Zahn (1991) haben eine Zusammenstellung von in Andenes vorgenommenen Temperaturmessungen veröffentlicht, welche aus 180 Profilen der Jahre 1980 bis 1990 erstellt wurde. Die Beobachtungen sind mit einem Natriumlidar (Höhenbereich ca. 80–110 km) und raketengetragenen Instrumenten (Fallende Kugeln (50– 90 km), Ionisationsröhren (90–110 km) und Massenspektrometern (90–125 km)) erfolgt. Somit beruhen die Beobachtungen unterhalb von 80 km fast ausschließlich auf Beobachtungen mit Fallenden Kugeln, von denen 78 (über 8 Monate verteilt) gestartet wurden.

Veröffentlicht wurden Monatsmittel (Januar, Februar, März, Juni, Juli, August, November und Dezember) zwischen 50 und 120 km, mit jahreszeitlichen Variationen im beobachteten Höhenbereich. Diese werden zusammen mit den Monatsmitteltemperaturen aus Kapitel 3.4 in Abbildung 4.16 gezeigt.

Die Übereinstimmung zwischen R/M/R-Lidarbeobachtungen und den Monatsmitteln aus den Fallenden Kugeln ist innerhalb der Variabilität der Beobachtungen gut. Besonders die Oktober- und Novemberdaten stimmen gut überein, wenn man den größeren zeitlichen Abstand der Datensätze (Fallende Kugeln vom Oktober 1987, November 1980 und 1987) sowie die erwartete Variabilität der Monatsmittel in Betracht zieht. Dies ist besonders beachtlich, wenn man berücksichtigt, dass das Oktoberprofil aus Lübken und von Zahn nur auf der Basis von zwei Raketensondierungen erstellt wurde.

Die R/M/R-Lidarbeobachtungen von Dezember bis März selbst sind zwischen den beiden Jahren recht unterschiedlich. Besonders deutlich sind die Unterschiede der beiden Jahre im Februar. 1996 stimmen die Lidartemperaturen mit denen aus Lübken und von Zahn (1991) gut überein, 1995 sind die größten Abweichungen überhaupt zu beobachten (siehe auch Kapitel 4.5).

Auch im März weichen die Monatsmittel der R/M/R-Lidarbeobachtungen noch voneinander ab, wenn auch nicht mehr so dramatisch wie im Februar. Hier sind die Abweichungen zu den Temperaturen aus Lübken und von Zahn geringer als im Februar, aber dennoch vorhanden. Im Gegensatz zu den Beobachtungen im Januar und Februar, wo die Fallenden Kugeln etwa gleichverteilt aus den Jahren 1984 und 1990 stammen, besteht das Märzmonatsmittel nur aus Beobachtungen von 1990.

Im April ist fast kein Unterschied zwischen den Jahren 1995 und 1996 mehr zu beobachten. Leider liegen keine Temperaturbeobachtungen aus Lübken und von Zahn für diesen Monat vor. Bei der einzigen Sommerbeobachtung im Juli stimmt die Temperatur in 50 km sehr gut überein.

Der in der Mesopausentemperatur Mitte August beobachtete Übergang vom Sommer- zum Winterzustand wurde in den R/M/R-Lidarmessungen unterhalb von 80 km



**Abbildung 4.16:** R/M/R-Lidar Monatsmitteltemperaturen (Kreuze und Quadrate) und Temperaturen aus Lübken und von Zahn (1991, durchgezogene Linie)

allerdings erst Anfang Oktober 1995 beobachtet. Das Lidar-Septembermittel des Jahres 1995 aus 75 und 80 km Höhe liegt noch um ca. 30 K unterhalb des Oktobermittels. Dabei ist die R/M/R-Lidartemperatur vom September 1995 in 80 km Höhe nur knapp oberhalb des Augustmittels aus Lübken und von Zahn in 82 km (184 K gegenüber 182,2 K).

#### 4.5 Vergleich mit der CIRA 86

In den Abbildungen 4.18 und 4.19 sind die im Kapitel 3.4 vorgestellten Monatsmitteltemperaturen und die Temperaturen der CIRA 86 aufgetragen. Diesen Abbildungen ist zu entnehmen, dass besonders die Dezember-, Januar- und Februarmittel erheblich von der CIRA 86 abweichen. Hier unterscheiden sich die beiden Jahre auch stärker, 1995 wurde eine starke Stratosphärenerwärmung im Januar beobachtet, 1996 gab mehrere kleine Erwärmungen, die zu den Unterschieden im Monatsmittel der beiden Jahren führten (siehe auch Abbildung 4.16 und die Diskussion in den Kapiteln 3.4 und 4.4).

Für Abbildung 4.17 wurden die Differenzen zwischen Lidarbeobachtung und der CIRA 86 über Dreimonatsperioden gemittelt. Dies wurde für zwei Spätwinterperioden (Februar–April 1995 und 1996), eine Sommerperiode (Mai–August 1995) und eine Frühwinterperiode (September–November 1995) getan.

Auch hier ist wieder die starke Variabilität zu erkennen, der Mittelwert weicht zwar von der Nulllinie ab, aber häufig ist die Abweichung geringer als die Variabilität der Differenzen. Auch sind im Vergleich der Mittelwerte von Februar bis April zwischen beiden Jahren deutliche Unterschiede festzustellen.

In der oberen Mesosphäre wurden 1995 in Relation zur CIRA 86 wärmere, 1996 kältere Temperaturen beobachtet. Dies kann durch die starke Stratosphärenerwärmung Ende Januar 1995 und anschließend wesentlich geringere Wellenaktivität erklärt werden. 1996 wurde keine einzelne starke Erwärmung beobachtet, sondern viele schwächere in etwa 50 km Höhe. Diese führen dann auch zu den beobachteten höheren Mittelwerten zwischen 30 und 65 km.

Eine stärkere Abweichung ist unterhalb von 30 km festzustellen. Hier sind zu allen Perioden (mit Ausnahme der Sommermessung, wo keine Lidarbeobachtungen in diesen Höhen vorlagen) die Lidartemperaturen kälter als die CIRA 86. Die Ursache hierfür könnte die Abkühlung der unteren Stratosphäre durch den  $CO_2$ -Anstieg sein. Es kann aber auch durch die geophysikalische Situation im Beobachtungszeitraum verursacht sein.

Aus den Monatsmitteltemperaturen (Tabelle 3.3) von Januar 1995 bis April 1996 wurden jährliche und halbjährliche Amplituden und Phasen berechnet. Die Berechnung wurde von Herrn Keckhut (CNRS, Frankreich) durchgeführt und zur Verfügung gestellt. Das Ergebnis im Vergleich mit der CIRA 86 ist in Tabelle 4.3 aufgeführt.

	jährlich					halbjährlich				
Z	Mittel		Amplitude		Phase		Amplitude		Phase	
[km]	Lidar	CIRA	Lidar	CIRA	Lidar	CIRA	Lidar	CIRA	Lidar	CIRA
55	265,9	$260,\!0$	$^{5,7}$	$^{5,8}$	$^{4,8}$	6,0	7,0	$^{3,8}$	$^{5,3}$	$^{0,1}$
50	$265,\!9$	$263,\!8$	$^{7,8}$	$14,\!5$	$^{4,7}$	$^{6,2}$	$^{8,9}$	$^{3,0}$	$^{5,7}$	$^{5,9}$
45	259,9	258,2	$^{9,3}$	$23,\!1$	$^{4,5}$	$^{6,1}$	$^{9,7}$	$^{4,7}$	$^{5,9}$	0,7
40	247,7	247,1	$11,\!1$	$23,\!3$	$^{4,4}$	$^{6,0}$	$^{9,3}$	$^{8,3}$	0,1	$^{1,0}$
35	233,3	234,2	$14,\!3$	20,7	$^{4,6}$	$^{6,0}$	8,0	$^{8,6}$	$^{0,4}$	$^{1,2}$
30	219,5	224,7	22,1	$17,\! 1$	$^{4,9}$	$^{6,1}$	$7,\!9$	$^{5,1}$	$^{1,0}$	$^{1,6}$

**Tabelle 4.3:** Jahresmittel, jährliche und halbjährliche Phase und Amplitude von Beobachtung und der CIRA 86 bei 70°N

Die Jahresmittelwerte zwischen 35 und 50 km stimmen zwischen CIRA 86 und den Lidarbeobachtungen sehr gut überein. Die Abweichungen sind in der Regel geringer als 2 K. In 30 km Höhe misst das Lidar 5 K niedrigere Temperaturen, in 55 km sind die Beobachtungen 6 K wärmer als die Referenzatmosphäre.

In der oberen Stratosphäre sind größere Unterschiede zwischen den Amplituden (jährliche und halbjährliche) festzustellen. Während das Lidar eine geringere jährliche Amplitude beobachtet sind die halbjährlichen Amplituden der CIRA 86 geringer als die der Beobachtung. Dies ist aber auch schon von She et al. (1995) in mittleren Breiten beobachtet worden, wo in 40 km Höhe die mit einem Lidar beobachtete jährliche Amplitude geringer als die der Referenzatmosphäre waren. Die Phasen stimmen hingegen gut überein, meist ist bei den halbjährlichen Phasen die Differenz geringer als ein Monat und als 2 Monate bei der jährlichen Phase.

Die Beobachtungen der Jahre 1995 und 1996 wurden während des Minimums der Sonnenflecken beobachtet. Die in die CIRA 86 eingegangenen Messungen hingegen wurden 20 Jahre früher, bei einer mittleren Anzahl von Sonnenflecken, beobachtet. Auch dies könnte eine Ursache für die größeren Unterschiede zwischen Lidarmessung und Referenzatmosphäre sein.



**Abbildung 4.17:** Mittlere Temperaturdifferenzen zur CIRA 86 für verschiedene Perioden. Die Temperaturdifferenzen einer Beobachtung wurden über den angegebenen Zeitraum gemittelt. Die CIRA 86 wurde zur Berechnung der Temperaturdifferenz zeitlich linear interpoliert. Die horizontalen Balken geben die Standardabweichung der Differenzen an. Negative Werte: Lidar ist kälter als die CIRA 86



**Abbildung 4.18:** Monatsmittel im Jahr 1995, im Vergleich mit der CIRA 86 (gestrichelte Linie). Die Standardabweichung des Mittelwerts ist durch die horizontalen Linien angegeben



Abbildung 4.19: Wie Abbildung 4.18, für das Jahr 1996

## 4.6 Schlussfolgerungen aus den Vergleichen

Anhand der gesamten durchgeführten Vergleiche konnten weder bei der Lidardatenaufnahme noch bei der Auswertung signifikante, nicht (geophysikalisch) erklärbare, Abweichungen der Lidarbeobachtungen von anderen Beobachtungen festgestellt werden. Dies gilt für die Vergleiche mit Einzelbeobachtungen, sowie für die Vergleiche mit Analysetemperaturen. Auch die Vergleiche mit der CIRA 86 und mit den Temperaturen aus Lübken und von Zahn (1991) haben keine Hinweise auf instrumentelle Fehler oder Probleme bei der Datenauswertung ergeben.

Die festgestellten Unterschiede zwischen Lidarbeobachtungen und Analysetemperaturen können an der Vielfalt der in die Analysen eingegangenen Beobachtungen, der unterschiedlichen Messverfahren und Beobachtungszeiten liegen, sie mögen aber auch geophysikalische Ursprungs sein. Die Gründe für die Abweichungen zu finden, wird wahrscheinlich nur in enger Zusammenarbeit mit den Modellentwicklern geschehen können, eine nicht einfache, aber interessante Aufgabe für die Zukunft.

# **5 Zusammenfassung und Ausblick**

In der vorliegenden Arbeit wurde das Auswerteverfahren zur Berechnung von Temperaturen aus Lidarbeobachtungen vorgestellt. Im Besonderen wurde dabei auf die Eigenheiten und Spezialitäten des R/M/R-Lidars eingegangen:

- Untergrundabzug bei Nachleuchten der Photomultiplier,
- Nutzung von Rayleighkanälen oberhalb von 30 km,
- von Raman-Kanälen unterhalb von 30 km,
- Beobachtungen mit unterschiedlicher Wellenlängen,
- Nutzung vieler Empfangskanäle,
- Beobachtungen bei erschwerten Bedingungen (hohe geophysikalisch bedingte Variabilität, variierender Sonnenstand, wechselnde Signalstärke) und
- weitgehende Automatisierung der Temperaturberechnung.

Die Temperaturen der einzelnen Messnächte wurden in das NASA-AIMS Format konvertiert. Sie wurden zur NILU-Datenbank und zum NDSC übertragen und stehen der Wissenschaft für weitere Untersuchungen (z. B. Eichung von Satelliten, Beobachtungen von planetaren Wellen und Stratosphärenerwärmungen) zur Verfügung.

Durch Vergleiche der Temperaturprofile mit Analysetemperaturen konnten einzelne, fehlerhafte Beobachtungen aussortiert werden. Diese waren durch eine für die Sommerbeobachtungen in das Empfangsteleskop eingesetzte Blende verursacht wurden. Durch den Vergleich der Temperaturprofile war es einfach, diese fehlerhaften Beobachtungen festzustellen.

Ein systematischer Vergleich der Lidartemperaturen mit denen der ECMWF- und NMC-Analysen zeigt leichte Unterschiede. Ein Teil dieser Unterschiede konnte auf externe Ursachen (z. B. Geophysik, Datenassimilation, ...) zurückgeführt werden. Auch aus diesem Vergleich ergaben sich keine Hinweise auf Probleme der Lidarbeobachtungen.

Die Temperaturprofile der beiden Beobachtungsjahre wurden zur Erstellung von Monatsmitteltemperaturen benutzt. Die Temperaturen zeigen vor Allem im Winter eine starke Variabilität. Die Standardabweichung der Monatsmittel erreicht Werte bis 20 K. Es wurden aber auch große Unterschiede zwischen den Februarmonatsmitteltemperaturen der Jahre 1995 und 1996 festgestellt.

Die Monatsmittel wurden mit Temperaturen aus Lübken und von Zahn (1991) und der CIRA 86 verglichen. Die Übereinstimmung mit der CIRA 86 ist innerhalb der Variabilität der Beobachtungen gut. Je nach Jahreszeit wurden unterschiedliche Differenzen festgestellt. Nur in der unteren Stratosphäre wurden mit dem Lidar signifikant niedrigere Temperaturen beobachtet. Die Beobachtungen des R/M/R-Lidars harmonieren im Rahmen ihrer Variabilität auch sehr gut mit denen aus Lübken und von Zahn (1991). Werden diese beiden Datensätze kombiniert, so ergeben sie für fast jeden Monat durchgängige Temperaturprofile von 30 bis 80 km, und zum Teil darüber hinaus. Die Lidarbeobachtungen können daher als wesentliche Ergänzung zu den Temperaturen aus Lübken und von Zahn (1991) genutzt werden.

Somit steht für zukünftige Lidarbeobachtungen mit dem R/M/R-Lidar (und nach geringen Anpassungen für andere Rayleigh-Lidargeräte) ein gesichertes Auswerteverfahren zur Verfügung. Die berechneten Temperaturen können auch als Grundlage für zukünftige Modellierungen und langfristige Trendanalysen der mittleren Atmosphäre genutzt werden.

In Zukunft werden durch Umbauten und Erweiterungen des Instruments (wie Inbetriebnahme von beiden großen Teleskopen, gleichzeitiger Betrieb beider Laser und verbesserter Tageslichtfähigkeit) erheblich verbesserte Beobachtungsmöglichkeiten bestehen. Insbesondere die Beobachtungsmöglichkeiten im Sommer wurden durch die bisherigen Änderungen schon erweitert, und es ist damit zu rechnen, dass die Messlücke im Sommer bald geschlossen werden kann.

Es ist wünschenswert, die Unterschiede der Lidarmessungen zu den Analysetemperaturen auch in Zukunft weiter zu untersuchen. Vor Allem der Vergleich von Lidarmessungen mit ECMWF-Analysen ist in der Litaratur bisher nicht untersucht worden. Dieser Vergleich könnte sowohl zum Sicherstellen der Qualität von Lidarbeobachtungen als auch der Überprüfung der Analysemodelle dienen. Diese Fragestellung ist sicherlich anspruchsvoll, ergibt aber auch ein neues Feld von bisher nicht erfolgten Lidaranwendungen. Insbesondere kann in Zukunft auch der Einfluss der Gebirgswellen auf den Vergleich der Lidarbeobachtungen mit den Analysen untersucht werden. Die Schwenkbarkeit der neuen Teleskope erlaubt es, Temperaturen der näheren Umgebung (höhenabhängig, z. B. in einem Radius von 15 km in 30 km Höhe) zu untersuchen. Daher sollte es möglich sein, Gebirgswellen mit dem ALOMAR R/M/R-Lidar zu untersuchen.

# A Anhang

## A.1 Auswertebeispiel

Um die hier gezeigte Auswertung im Detail nachzuvollziehen, ist es sinnvoll, die Abbildungen in Originalgröße auszudrucken. Ein Vergleich mit Beobachtungen anderer Messnächte ist dem Verständnis sicherlich auch dienlich. Hierzu liegen die Auswertungen der gesamten Messnächte im IAP auf CD-ROM vor.



Abbildung A.1: Auswertebeispiel Seite 1: Rohdaten, wie sie nach der Summation einer Nacht erhalten wurden. (a) Rayleighkanäle, (b) die Ramankanäle in logarithmischer Darstellung. (c) Untergrundverlauf der Rohkanäle in linearer Darstellung mit einer anderen Höhenskala. Von links nach rechts: DH 532, DL 532, DS 607, AU 387, AL 355 und AH 355



**Abbildung A.2:** Auswertebeispiel Seite 2: Rohdatenkanäle vor und nach Transmissions- und Totzeitkorrektur. Die korrigierten Signale wurden über die unkorrigierten gedruckt. Da die Änderungen recht gering sind, finden sich kaum Unterschiede in den Bildern.



**Abbildung A.3:** Auswertebeispiel Seite 3: Rückstreu- und Dichteverhältnisse. (**a**) Rückstreuverhältnis im Grünen und im UV, (**b**) Aus den Vibrations-Ramankanälen berechnete Dichten relativ zur CIRA 86 (korrigiert sowie unkorrigiert), (**c**) Ramankanäle der grünen Laserwellenlänge (korrigiert und unkorrigiert). Die Abweichung des Rotations-Ramankanal TR2529.1 von den anderen Ramankanälen beruht auf der Temperaturabhängigkeit des Empfangssignals



**Abbildung A.4:** Auswertebeispiel Seite 4: Dichteverhältnisse im Vergleich mit der CIRA 86 für die Kanäle DH 532 (**a**), DM 532 (nicht gemessen, **b**) und DL 532 (**c**). Der Untergrundabzug wurde nach den auf Seite 38 beschriebenen Verfahren vorgenommen.



**Abbildung A.5:** Auswertebeispiel Seite 5: Dichteverhältnisse im Vergleich mit der CIRA 86 für die Kanäle AH 355 (**a**) und AL 355 (**b**) und AU 355 (**c**). Der Untergrundabzug wurde nach den auf Seite 38 beschriebenen Verfahren vorgenommen.



**Abbildung A.6:** Auswertebeispiel Seite 6: Dichteverhältnisse im Vergleich mit der CIRA 86 für die Kanäle DS 607 (**a**) und TR1530.4 (**b**) und TR2529.1 (**c**). Der Untergrundabzug wurde nach den auf Seite 38 beschriebenen Verfahren vorgenommen.


**Abbildung A.7:** Auswertebeispiel Seite 7: Dichteverhältnisse der Kanäle übereinandergedruckt. (a) die von der grünen Laserwellenlänge abgeleiteten Kanäle DH 532, DL 532 und DS 607, (b) die von der 355 nm Wellenlänge abgeleiteten Kanäle AH 355, AL 355 und AU 387, (c) die Ramankanäle DS 607, AU 387, TR1530.4 und TR2529.1. Hieran erkennt man die gute Übereinstimmung der Dichten der Kanäle im Überlappbereich. Fehlerhafte Kanäle lassen sich an diesen Bildern erkennen



**Abbildung A.8:** Auswertebeispiel Seite 8: Dichteverhältnisse zwischen den grünen und UV-Kanälen. (a) für die hohen Rayleighkanäle, (b) die niedrigen Rayleighkanäle, (c) die Vibrations-Ramankanäle. Hieran können Dichteunterschiede zwischen den UV- und grünen Kanälen erkannt werden. Die größten Unterschiede sind aufgrund des unterschiedlichen Nachleuchtens in den verschiedenen Farben zu beobachten. Der Unterschied unterhalb von 30 km ist auf unterschiedliche Extinktion durch Aerosol zurückzuführen



**Abbildung A.9:** Auswertebeispiel Seite 9: Aus den Einzelkanälen zusammengesetzte durchgängige Dichten im Vergleich mit der CIRA 86. Hierdurch lässt sich das Zusammensetzen der Kanäle zu einem durchgehenden Dichteprofil überprüfen. Aus den zusammengesetzten Dichtprofilen werden die Temperaturen berechnet



Abbildung A.10: Auswertebeispiel Seite 10: Aus den Einzelkanälen (a) des grünen Zweigs, (b) des UV-Zweigs und (c) der Ramankanäle berechnete Temperaturprofile



Abbildung A.11: Auswertebeispiel Seite 11: Temperatur des nach dem Verfahren 1 (siehe Seite 38) berechneten Dichteprofils. (a) die aus den Kanälen DH 532, DL 532 und DS 607 berechneten Temperaturen, mit den Fehlergrenzen schattiert unterlegt. (b) das analoge Bild aus den Kanälen AH 355, AL 355 und AU 387. (c) die Temperaturen ohne Fehlergrenzen im Vergleich mit ECMWF- (Kreuze) und NMC-Analysen (Quadrate). Zusätzlich ist die CIRA 86 eingezeichnet



Abbildung A.12: Auswertebeispiel Seite 12: Temperatur des nach dem Verfahren 2 (siehe Seite 38) berechneten Dichteprofils. (a) die aus den Kanälen DH 532, DL 532 und DS 607 berechneten Temperaturen, mit den Fehlergrenzen schattiert unterlegt. (b) das analoge Bild aus den Kanälen AH 355, AL 355 und AU 387. (c) die Temperaturen ohne Fehlergrenzen im Vergleich mit ECMWF- (Kreuze) und NMC-Analysen (Quadrate). Zusätzlich ist die CIRA 86 eingezeichnet



Abbildung A.13: Auswertebeispiel Seite 13: Temperatur des nach dem Verfahren 3 (siehe Seite 38) berechneten Dichteprofils. (a) die aus den Kanälen DH 532, DL 532 und DS 607 berechneten Temperaturen, mit den Fehlergrenzen schattiert unterlegt. (b) das analoge Bild aus den Kanälen AH 355, AL 355 und AU 387. (c) die Temperaturen ohne Fehlergrenzen im Vergleich mit ECMWF- (Kreuze) und NMC-Analysen (Quadrate). Zusätzlich ist die CIRA 86 eingezeichnet



**Abbildung A.14:** Auswertebeispiel Seite 14: Temperatur des nach dem Verfahren 4 (siehe Seite 38) berechneten Dichteprofils. (a) die aus den Kanälen DH 532, DL 532 und DS 607 berechneten Temperaturen, mit den Fehlergrenzen schattiert unterlegt. (b) das analoge Bild aus den Kanälen AH 355, AL 355 und AU 387. (c) die Temperaturen ohne Fehlergrenzen im Vergleich mit ECMWF- (Kreuze) und NMC-Analysen (Quadrate). Zusätzlich ist die CIRA 86 eingezeichnet



Abbildung A.15: Auswertebeispiel Seite 15: Temperatur des nach dem Verfahren 5 (siehe Seite 38) berechneten Dichteprofils. (a) die aus den Kanälen DH 532, DL 532 und DS 607 berechneten Temperaturen, mit den Fehlergrenzen schattiert unterlegt. (b) das analoge Bild aus den Kanälen AH 355, AL 355 und AU 387. (c) die Temperaturen ohne Fehlergrenzen im Vergleich mit ECMWF- (Kreuze) und NMC-Analysen (Quadrate). Zusätzlich ist die CIRA 86 eingezeichnet



**Abbildung A.16:** Auswertebeispiel Seite 16: (**a**) und (**b**) Einfluss unterschiedlicher Starthöhen auf die Temperaturberechnung (**a**) für den DH 532 Kanal, (**b**) den AH 355 Kanal. (**c**) Übersicht zum Einfluss unterschiedlichen Untergrundabzugs auf die Temperaturberechnungen

	Fehler [K]	
z [km]	gesamt	Startwert
80	$^{7,5}$	$5,\!3$
75	$^{3,8}$	$^{2,5}$
70	$^{2,1}$	1,2
65	1,2	$0,\!7$
60	$0,\!8$	$^{0,3}$
55	$^{0,5}$	$^{0,2}$
50	$0,\!3$	$^{0,1}$
45	$^{0,2}$	
40	$0,\!1$	
35	0,8	
30	$1,\!1$	
25	$0,\!6$	
20	$0,\!3$	
15	0,2	

## A.2 Typische Messfehler

**Tabelle A.1:** Typische Fehler in der beobachteten Temperatur. Die Werte wurden der Beobachtung vom 9.3.1996 entnommen. Aufgetragen ist der Gesamtfehler in der Temperatur und der Fehler, der sich aus einem mit Unsicherheiten versehenem Startwert der Temperaturberechnung errechnet

## A.3 Zeitplan

Herbst 1991	Planungsbeginn des ALOMAR Projekts	
August 1993	Grundsteinlegung des ALOMAR Observatoriums	
Mai 1994	Fertigstellung des Observatoriumgebäudes	
Mai 1995	Beginn des Aufbaus des R/M/R-Lidars	
16. Juni 1994	Offizielle Eröffnung des Observatoriums	
19. Juni 1994	Erste Atmosphärenmessung mit dem R/M/R-Lidar	
September 1994	Installation des Dopplerwind- und Temperaturmesssystems und der Rotationsramankanäle	
Junuar 1995	Beginn des regulären Messbetriebs mit zwei Laserwellenlän- gen (1064 und 532 nm) und sechs Empfangskanälen	
Juni 1995	Einbau einer Zusatzoptik und dadurch Ausnutzung der vol- len Teleskopfläche (60 cm ø statt bisher 45 cm ø)	
	Verwendung einer kleinen Blende im Teleskop	
November 1995	Erweiterung von zwei auf drei ausgesandte Laserwellenlän-	
	gen (1064, 532 und 355 nm) und nunmehr neun Empfangs-	
	kanälen	
Mai 1995	Aufstellung und Installation der beiden schwenkbaren Emp-	
	fangsteleskope (1,8 m ø)	
Juni 1996	Einbau des verbesserten Doppel-Etalonsystems für die	
	532 nm-Empfangswellenlänge. Aufteilung der 532 nm Emp-	
	fangskanäle auf drei Kanäle unterschiedlicher Empfindlich-	
	keiten	
	Dejustiertes kleines Teleskop in Sommerkonfiguration (klei-	
0 1 1000	ne Blende)	
September 1996	Installation eines leistungsfahigeren Kuhlsystems für die La-	
November 1006	ser Dataiah haidar Lasar alaiahzaitia mäaliah	
November 1990	Lestallation des artigierten Salarn dingelande in des arti	
Mai 1997	große Teleskop	
	Einbau eines Doppel-Etalonsystems für die 355 nm-Emp-	
	fangswellenlänge	
Dezember 1997	Umbau und Verbesserung des Nachweiszweigs	

**Tabelle A.2:** Zeitplan zum Aufbau und den instrumentellen Veränderungen am R/M/R-Lidar

## Literaturverzeichnis

- Adriani, A., G. Gobbi, F. Congeduti, and G. Di Donfrancesco, Lidar observations of stratospheric and mesospheric temperature : November 1988 – November 1989, Ann. Geophys., 9, 252–258, 1991.
- Aikin, A. C., M. L. Chanin, J. Nash, and D. J. Kendig, Temperature trends in the lower mesosphere, *Geophys. Res. Lett.*, 18, 416–419, 1991.
- Angell, J., M. E. Gelman, D. Hofmann, C. S. Long, A. J. Miller, R. M. Nagatani, S. Oltmans, W. G. Planet, and S. Solomon, Northern hemisphere winter summary – 1995-96. Selected Indicators of Stratospheric Climate, NOAA, Climate Prediction Center, 1996.
- Argall, P. and F. Jacka, High-pulse-repetition-frequency lidar system using a single telescope for transmission and reception, *Appl. Opt.*, 35, 2619–2629, 1996.
- Arshinov, Y., S. Bobrovnikov, V. Zuev, and V. Mitev, Atmospheric temperature measurements using a pure rotational Raman lidar, *Appl. Opt.*, 22, 2984–2990, 1983.
- Barnett, J. and M. Corney, *MAP Handbook*, Band 16, Kapitel Middle atmosphere reference modell derived from satellite data, S. 47–137, University of Illinois, 1985.
- Barwell, B., Recent advances in satellite sounding at the UK Meteorological Office, in:
  T. Stein (Herausgeber), *International Geoscience and Remote Sensing Symposium. Remote Sensing for a Sustainable Future*, Band 3, S. 1438–1440, IEEE Geosci. & Remote Sensing Soc., 1996.
- Bengtsson, J. and J. Shukla, Integration of space and in situ observations to study global climate change, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 69, 1130–1143, 1988.
- Bengtsson, L., M. Kanamitsu, O. Kallberg, and S. Uppala, FGGE 4-dimensional data assimilation at ECMWF, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 63, 29–43, 1982.
- Bhatt, P. P., E. E. Remsberg, F. J. Schmidlin, L. L. Gordley, and J. C. Burton, On the determination of biases in satellite-derived temperature profiles, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 1145–1148, 1994.

- Bristow, M. P., D. H. Bundy, and A. G. Wright, Signal linearity, gain stability, and gating in photomultipliers: application to differential absorption lidars, *Appl. Opt.*, 34, 4437–4452, 1995.
- Carswell, A., S. Pal, W. Steinbrecht, J. Whiteway, A. Ulitsky, and T. Wang, Lidar measurements of the middle atmosphere, *Canadian Journal of Physics*, 69, 1076–1086, 1991.
- Chanin, M., A. Garnier, A. Hauchecorne, and J. Porteneuve, A Doppler lidar for measuring winds in the middle atmosphere, *Geophys. Res. Lett.*, 16, 1273–1276, 1989.
- Chanin, M. and A. Hauchecorne, Lidar study of the structure and dynamics of the middle atmosphere, *Indian Journal of Radio & Space Physics*, 20, 1–11, 1991.
- Chanin, M., N. Smires, and A. Hauchecorne, Long-term variation of the temperature of the middle atmosphere at mid-latitude: dynamical and radiative causes, *J. Geophys. Res.*, 92, 10933–10941, 1987.
- Chanin, M. L. and A. Hauchecorne, Lidar studies of gravity and tidal waves in the stratosphere and mesosphere, *J. Geophys. Res.*, 86, 9715–9721, 1981.
- von Cossart, G., J. Fiedler, U. von Zahn, K. H. Fricke, V. Nussbaumer, G. Nelke, F. Hübner, A. Hauchecorne, J. P. Marcovici, F. Fassina, D. Nedeljkovic, D. Rees, and N. P. Meredith, Modern technologies employed in the ALOMAR Rayleigh/Mie/Raman lidar, in: 12th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, ESA SP-370, S. 387–394, 1995.
- Couch, R., C. Rowland, K. Ellis, M. Blythe, C. Regan, M. Koch, C. Antill, W. Kitchen, J. Cox, J. DeLorme, S. Crockett, R. Remus, J. Casas, and W. Hunt, Lidar In-space Technology Experiment (LITE): NASA's first in-space lidar system for atmospheric research, *Optical Engineering*, 30, 88–95, 1991.
- Dao, P., R. Farley, X. Tao, and C. Gardner, Lidar observations of the temperature profile between 25 and 103 km: evidence of strong tidal perturbation, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 2825–2828, 1995.
- Donovan, D. P., J. A. Whiteway, and A. I. Carswell, Correction for nonlinear photon counting effects in lidar systems, *Appl. Opt.*, 32, 6742–6753, 1993.
- Dörnbrack, A., M. Leutbecher, H. Volkert, and M. Wirth, *Mesoscale forecasts of stratospheric mountain waves*, Technischer Bericht 77, DLR, Institut für Physik der Atmosphäre, DLR Oberpfaffenhofen, 82230 Wessling, Germany, 1997.

- Dörnbrack, A., M. Leutbecher, H. Volkert, and M. Wirth, Mesoscale forecasts of stratospheric mountain waves, *Meteorological Applications*, S. im Druck, 1998.
- Dudhia, A., S. E. Smith, A. R. Wood, and F. W. Taylor, Diurnal and semi-diurnal temperature variability of the middle atmosphere, as observed by ISAMS, *Geophys. Res. Lett.*, 20, 1251–1254, 1993.
- Eden, H. F., B. P. Elero, and J. N. Perkins, Nimbus satellites: Setting the stage for mission to planet Earth, *Eos Trans. AGU*, 74, 281, 1993.
- Enke, M., *Berechnung, Aufbau und Erprobung einer aktiven Laserstrahlführung*, Diplomarbeit, Universität Rostock, 1994.
- Evans, K., S. Melfi, R. Ferrare, and D. Whiteman, Upper tropospheric temperature measurements with the use of a Raman lidar, *Appl. Opt.*, 36, 2594–2602, 1997.
- Ferrare, R. A., T. J. McGee, D. Whiteman, J. Burris, M. Owens, J. Butler, R. A. Barnes, F. Schmidlin, W. Komhyr, P. H. Wang, M. P. McCormick, and A. J. Miller, Lidar measurements of stratospheric temperature during STOIC, *J. Geophys. Res.*, 100, 9303–9312, 1995.
- Fiedler, J. and G. von Cossart, Laser-wavelength and laser-beam-direction stabilization of the ALOMAR Rayleigh/Mie/Raman lidar, in: A. Ansmann, R. Neuber, P. Rairoux, and U. Wandinger (Herausgeber), Advances in Atmospheric Remote Sensing with Lidar: Selected Papers of the 18th International Laser Radar Conference (ILRC), S. 581–584, 1996.
- Fiedler, J., G. von Cossart, F. Hübner, H. Mehrtens, U. von Zahn, K. Fricke, G. Nelke, A. Hauchecorne, F. Fierli, and D. Rees, Status of the ALOMAR Rayleigh/Mie/Raman lidar, in: 13th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, ESA SP-397, S. 105–110, 1997.
- Finger, G. G., M. E. Gelman, J. D. Wild, M. L. Chanin, A. Hauchecorne, and A. J. Miller, Evaluation of NMC Upper-stratospheric temperature analyses using Rocketsonde and Lidar data, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 74, 789–799, 1993.
- Fricke, K. H. and U. von Zahn, Mesopause temperatures derived from probing the hyperfine structure of the D<sub>2</sub> resonance line of sodium by lidar, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 47, 499–512, 1985.
- Gaffen, D. J., Temporal inhomogeneities in radiosonde temperature records, J. Geophys. Res., 99, 3667–3676, 1994.

- Gary, B. L., Observational results using the microwave temperature profiler during the airborne Antarctic ozone experiment, *J. Geophys. Res.*, 94, 11,223–11,231, 1989.
- Gelman, M. E., A. J. Miller, K. W. Johnson, and R. M. Nagatani, Detection of longterm trends in global stratospheric temperature from NMC analyses derived from NOAA satellite data, *Adv. Space. Res.*, 6, 17–26, 1986.
- Gille, S., A. Hauchecorne, and M.-L. Chanin, Semidiurnal and diurnal tidal effects in the middle atmosphere as seen by Rayleigh lidar, *J. Geophys. Res.*, 96, 7579–7587, 1991.
- Gobbi, G., C. Souprayen, F. Congeduti, G. Di Donfrancesco, A. Adriani, M. Viterbini, and S. Centurioni, Lidar observations of middle atmosphere temperature variability, *Ann. Geophys.*, 13, 648–655, 1995.
- Hamamatsu Photonics, *Photomultiplier tube principle to application –*, Hamamatsu Photonics K.K., 1994.
- Hauchecorne, A., Oberservation par lidar et modélisation des échauffements brusques et des ondes planetaires dans l'atmosphere moyenne, Doktorarbeit, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 1983.
- Hauchecorne, A. and M. Chanin, Planetary waves-mean flow interaction in the middle atmosphere: numerical modeling and lidar observations, *Ann. Geophys.*, 6, 409–416, 1988.
- Hauchecorne, A., M. Chanin, P. Keckhut, and D. Nedeljkovic, Lidar monitoring of the temperature in the middle and lower atmosphere, *Applied Physics B (Photophysics and Laser Chemistry)*, B55, 29–34, 1992.
- Hauchecorne, A. and M. L. Chanin, Density and temperature profiles obtained by Lidar between 35 and 70 km, *Geophys. Res. Lett.*, 7, 565–580, 1980a.
- Hauchecorne, A. and M. L. Chanin, Density and temperature profiles obtained by lidar between 35 and 70 km, *Geophys. Res. Lett.*, 7, 565–568, 1980b.
- Hauchecorne, A., M.-L. Chanin, and P. Keckhut, Climatology and trends of the middle atmospheric temperature (33-87 km) as seen by Rayleigh lidar over the south of France, J. Geophys. Res., 96, 15,297–15,309, 1991.
- Hauchecorne, A., M. L. Chanin, and R. Wilson, Mesospheric temperature inversion and gravity wave breaking, *Geophys. Res. Lett.*, 14, 933–936, 1987.

- Holton, J. R., The influence of gravity wave breaking on the general circulation of the middle atmosphere, *J. Atmos. Sci*, 40, 2497–2507, 1983.
- Houghton, J. T., The stratosphere and the mesosphere, Q. J. Roy. Meteorol. Soc., 104, 1–29, 1978.
- Hübner, F., Die Fokalinstrumentierung der ALOMAR Teleskope: Konzeption und Aufbau, Diplomarbeit, Universität Bonn, 1995.
- Iikura, Y., N. Sugimoto, Y. Sasano, and H. Shimzu, Improvement on lidar data processing for stratospheric aerosol measurements, *Appl. Opt.*, 26, 5299–5306, 1987.
- Jenkins, D., D. Wareing, L. Thomas, and G. Vaughan, Upper stratospheric and mesospheric temperatures derived from lidar observations at Aberystwyth, J. Atmos. Terr. Phys., 49, 287–98, 1987.
- Jeske, H., Landolt-Börnstein, Band 4b von Geophysics and Space Research, Meteorology, Kapitel Meteorological optics and radiometry, S. 187–348, Berlin: Springer-Verlag, 1988.
- Keckhut, P., Mid-latitude summer response of the middle atmosphere to short-term solar UV changes, *Ann. Geophys.*, 13, 641–7, 1995.
- Keckhut, P., persönliche Mitteilung, 1997.
- Keckhut, P., M. Chanin, and A. Hauchecorne, Stratosphere temperature measurement using Raman lidar, *Appl. Opt.*, 29, 5182–5186, 1990.
- Keckhut, P. and M. L. Chanin, Middle atmosphere response to the 27-day solar rotation as observed by lidar, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 809–812, 1992.
- Keckhut, P., A. Hauchecorne, and M. L. Chanin, A critical review on the data base acquired for the long term surveillance of the middle atmosphere by french Rayleigh lidars, J. Atmos. Oceanic Technol., 10, 850–867, 1993.
- Kent, G. S. and R. W. Wright, A review of laser radar measurements of atmospheric properties, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 32, 917–943, 1970.
- Knudsen, B., Accuracy of arctic stratospheric temperature analyses and the implications for the prediction of polar stratospheric clouds, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 3747–3750, 1996.
- Knudsen, B. M., J. M. Rosen, N. T. Kjome, and A. T. Whitten, Comparison of analyzed stratospheric temperatures and calculated trajectories with long-duration baloon data, J. Geophys. Res., 101, 19.137–19.145, 1996.

- Labitzke, K. and H. van Loon, On the stratosphere, the QBO, and the sun: the winter of 1995-1996, *Meteorol. Z.*, 5, 166–169, 1996.
- Landau, L. D. and E. M. Lifschitz, *Quantenelektrodynamik*, Band IV von *Lehrbuch der theoretischen Physik*, Berlin: Akademie-Verlag, 6. Auflage, 1989.
- Lietaus, P. et A. Sauron, *Manuel Développeur. Logiciel de traitement des données LI-DAR*, CNRS Service d'Aéronomie, 1992.
- Lindzen, R. S., Turbulence and stress owing to gravity waves and tidal breakdown, *J. Geophys. Res.*, 86, 9707–9714, 1981.
- Lübken, F.-J., W. Hillert, G. Lehmacher, U. von Zahn, M. Bittner, D. Offermann, F. J. Schmidlin, A. Hauchecorne, M. Mourier, and P. Czeckowsky, Intercomparison of density and temperature profiles obtained by lidar, ionization gauges, fallig spheres, datasondes and radiosondes during the DYANA campaign, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 56, 1969–1984, 1994.
- Lübken, F.-J. and U. von Zahn, Thermal structure of the mesopause region at polar latitudes, *J. Geophys. Res.*, 96, 20,841–20,857, 1991.
- McCormick, M., D. Winker, E. Browell, J. Coakley, C. Gardner, R. Hoff, G. Kent, S. Melfi, R. Menzies, C. Platt, D. Randall, and J. Reagan, Scientific investigations planned for the Lidar In-Space Technology Experiment (LITE), *Bulletin of the American Meteorological Society*, 74, 205–214, 1993.
- McDermid, I., T. Walsh, A. Deslis, and M. White, Optical systems design for a stratospheric lidar system, *Appl. Opt.*, 34, 6201–6210, 1995.
- McGee, T. J., M. R. Gross, J. J. Butler, and P. E. Kimvilakani, Improved stratospheric ozone lidar, *Opt. Eng.*, 34, 1421–1430, 1995.
- McPherson, R. D., K. H. Bergman, R. E. Kistler, G. E. Rasch, and D. S. Gordon, The NMC operational global data assimilation system, *Monthly Weather Review*, 107, 1445–1461, 1979.
- Mehrtens, H., Polare Stratosphärische Wolken Messungen des ALOMAR-R/M/R Lidars, in Vorbereitung, Doktorarbeit, Universität Rostock, 1998.
- Meriwether, J., P. Dao, R. McNutt, W. Klemetti, W. Moskowitz, and C. Davidson, Rayleigh lidar observations of mesosphere temperature structure, *J. Geophys. Res.*, 99, 16937–16987, 1994.

- Miller, A. J., M. E. Gelman, R. M. Nagatani, M. Goldberg, J. Wild, F. G. Finger, R. Lin, and S. Kolgan, Kapitel Satellite Temperature retrievals in the stratosphere and the quality for trend detection, Unbekannt.
- Mitev, V., V. Simeonov, I. Grigorov, Y. Paneva, and P. Georgiev, Atmospheric temperature profiles measured by rotational Raman lidar and radiosondes: results from intercomparison experiments, *Bulgarian Journal of Physics*, 20, 76–86, 1993.
- Naujokat, B., K. Labitzke, R. Lenschow, B. Rajewki, M. Wiesner, and R.-C. Wohlfahrt, The stratospheric winter 1994/1995: A cold winter with a strong minor warming, in: *Beilage zur Berliner Wetterkarte*, Band 81/95, Institut für Meteorologie der Freien Universität Berlin, 1995.
- Naujokat, B. and S. Pawson, The cold stratospheric winters 1994/1995 and 1995/1996, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 3702–3706, 1996.
- Nedeljkovic, D., A. Hauchecorne, and M. Chanin, Rotational Raman Lidar to measure the atmospheric temperature from the ground to 30 km, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 31, 90–101, 1993.
- Nee, J. B., G. B. Wang, P. C. Lee, and S. B. Lin, Lidar studies of particles and temperatures of the atmosphere: First results from National Central University lidar, *Radio Sci.*, 30, 1167–1176, 1995.
- Nelke, G., Die ALOMAR-LIDAR-Teleskope Aufbau Inbetriebnahme Erste Messungen, in Vorbereitung, Doktorarbeit, Universität Bonn, 1998.
- Nussbaumer, V., Erste Messungen mit dem ALOMAR Rayleigh/Mie/Raman-Lidar: Wasserdampf in der Troposphäre, Wolken in der polaren Stratosphäre und nachtleuchtende Wolken in der Mesosphäre, Doktorarbeit, Universität Bonn, 1996.
- Pullen, S. and R. L. Jones, Accuracy of temperatures from UKMO analyses of 1995/95 in the arctic winter stratosphere, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 845–848, 1997.
- Rees, D., M. Vyssogorets, N. Meredith, E. Griffin, and Y. Chaxell, The Doppler Wind and Temperature System of the ALOMAR lidar facility: overview and initial results, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 58, 1827–1842, 1996.
- Reichardt, J., U. Wandinger, M. Serwazi, and C. Weitkamp, Combined Raman lidar for aerosol, ozone, and moisture measurements, *Optical Engineering*, 35, 1457–1465, 1996.
- Rodgers, C. D., Characterisation and error analysis of profiles retrieved from remote sounding measurements, *J. Geophys. Res.*, 95, 5587–5595, 1990.

- Schäfer, J., Charakterisierung und Messung der zeitlichen Variation stratosphärischer Aerosole mit Hilfe eines Rayleigh-Raman Lidars, Doktorarbeit, Universität Bonn, 1994.
- Schlüter, T., Modifikation und Weiterentwicklung der Fokalinstrumentierung für die ALOMAR 1.8 m ø Empfangsteleskope, Diplomarbeit, Universität Bonn, 1996.
- Schmidlin, F., *MAP Handbook*, Band 19, Kapitel Rocket techniques used to measure the neutral atmosphere, S. 1–33, 1984.
- Schmidlin, F. J., M. S. Lee, and W. Michael, The inflatable sphere: A technique for the accurate measurement of middle atmosphere temperatures, *J. Geophys. Res.*, 96, 22673–22682, 1991.
- Schmidt, W., Untersuchungen zur Mie- und Rayleighstreuung als Grundlage für die Entwicklung eines Rayleigh- Temperatur -Lidars auf der Basis der Michelson-Interferometrie, Technischer Bericht 87/E/62, GKSS-Forschungszentrum Geesthacht, Institut für Physik, Geesthacht, 1987.
- She, C. Y., J. R. Yu, D. A. Krueger, R. Roble, P. Keckhut, A. Hauchecorne, and M. L. Chanin, Vertical structure of the midlatitude temperature from stratosphere to mesopause (30-105 km), *Geophys. Res. Lett.*, 22, 377–380, 1995.
- Shimizu, H., Y. Sasano, H. Nakane, N. Sugimotot, I. Matsui, and N. Takeuchi, Large scale laser radar for measuring aerosol distribution over wide area, *Appl. Opt.*, 24, 617–626, 1985.
- Sica, R. and M. Thorsley, Measurements of superadiabatic lapse rates in the middle atmosphere, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 2797–2800, 1996.
- Singh, U. N., P. K. add T.J. McGee, M. Gross, A. Hauchecorne, E. F. Fishbein, J. W. Waters, J. C. Gille, A. E. Roche, and J. R. III, Stratospheric temperature measurements by two collocated NDSC lidars at OHP during UARS validation campaign, J. Geophys. Res., special issue on UARS Data Validation, 101, 10287–10298, 1996.
- Skatteboe, R., ALOMAR: atmospheric science using lidars, radars and ground based instruments, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 58, 1823–1826, 1996.
- Smith, W. L., H. M. Woolf, C. M. Hayden, D. Q. Wark, and L. M. McMillin, The TIROS-N Operational Vertical Sounder, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 60, 1177–1187, 1979.

- Steinbrecht, W., K. W. Rothe, and H. Walther, Lidar setup for daytime and nighttime probing of stratospheric ozone and measurements in polar and equatorial regions, *Appl. Opt.*, 28, 3616–3624, 1989.
- Synge, E. H., A method of investigation the higher atmosphere, *Philos. Mag.*, 9, 1014–1020, 1930.
- Thayer, J. P., N. B. Nielsen, R. B. Kerr, and J. Noto, Rayleigh lidar observations during arctic summer conditions, in: *IEEE Proc. 1996 Int. Geoscience and Remote Sensing Symp.*, Band 1, S. 686–690, 1996.
- Thayer, J. P., N. B. Nielsen, R. Warren, C. J. Heinselman, and J. Sohn, Rayleigh lidar system for middle atmosphere research in the Artic, *Opt. Eng.*, 36, 2045–2061, 1997.
- Thrane, E. V. and U. von Zahn, ALOMAR—A new facility for middle atmosphere research at Arctic latitudes, *J. Geomag. Geoelectr.*, 47, 921–928, 1995.
- Uppala, S., ECMWF Re-Analysis Project Report Series. 3. Observing System Performance in ERA, Technischer Bericht, ECMWF, 1997.
- Vaughan, G., D. Wareing, S. Pepler, L. Thomas, and V. Mitev, Atmospheric temperature measurements made by rotational Raman scattering, *Appl. Opt.*, 32, 2758–2764, 1993.
- Voß, E., Untersuchungen zur Temperaturfernmessung durch Analyse der Rayleig-Streuung mit Atomdampffiltern, Technischer Bericht 92/E/35, GKSS-Forschungszentrum Geesthacht, Institut für Physik, Geesthacht, 1992.
- Whiteway, J. A. and A. I. Carswell, Rayleigh lidar observations of thermal structure and gravity wave activity in the high artic during a stratospheric warming, *J. Atmos. Sci*, 51, 3122–3136, 1994.
- Whiteway, J. A. and A. I. Carswell, Lidar observations of gravity wave activity in the upper stratosphere over Toronto, *J. Geophys. Res.*, 100, 14,113–14,124, 1995.
- Whiteway, J. A., A. I. Carswell, and W. E. Ward, Mesospheric temperature inversions with overlying nearly adiabatic lapse rate: An indication of a well-mixed turbulent layer, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 1201–1204, 1995.
- Wild, J. D., M. E. Gelman, A. J. Miller, M. L. Chanin, A. Hauchecorne, P. Keckhut, R. Farley, P. D. Dao, J. W. Meriwether, G. P. Gobbi, F. Congeduti, A. Adriani, I. S. McDermid, T. J. McGee, and E. F. Fishbein, Comparison of stratospheric temperatures from several lidars, using National Meteorological Center and microwave limb sounder data as transfer references, J. Geophys. Res., 100, 11,105–11,112, 1995.

- Wilson, R., M. Chanin, and A. Hauchecorne, Gravity waves in the middle atmosphere observed by Rayleigh lidar 1. Case studies, *J. Geophys. Res.*, 96, 5153–5167, 1991a.
- Wilson, R., M. Chanin, and A. Hauchecorne, Gravity waves in the middle atmosphere observed by Rayleigh lidar 2. Climatology, J. Geophys. Res., 96, 5169–5183, 1991b.
- Young, A. T., Rayleigh scattering, Appl. Opt., 20, 533–535, 1981.
- von Zahn, U., Achievements of ALOMAR, in: *Proceedings 13th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research*, ESA SP-397, S. 141–159, 1997.
- von Zahn, U. and D. Rees, The ALOMAR observatory for middle atmosphere research, *Solar Terrestrial Energy Programme (STEP) International Newsletter*, 4, 12– 14, 1994.

## Danksagung

An dieser Stelle möchte ich zuerst Herrn Prof. Dr. U. von Zahn für die Ermöglichung und Betreuung dieser Arbeit danken. Weitreichende Unterstützung erhielt ich nicht nur von ihm, sondern von allen Mitarbeitern des Instituts für Atmosphärenphysik. Besonders möchte ich mich bei den Mitarbeitern der "Optik", speziell bei Herrn Prof. Dr. G. von Cossart, Herrn Dr. J. Fiedler und Frau H. Mehrtens bedanken.

Bei der Erstellung dieser Arbeit waren die Gespräche mit allen an dem ALOMAR-Projekt Beteiligten sehr hilfreich. Insbesondere möchte ich hier die Mitarbeiter des Physikalischen Instituts der Universität Bonn (Dr. K. H. Fricke, G. Nelke und J. Siebert) und der CNRS (Dr. A. Hauchecorne, C. Souprayen und P. Keckhut) dankend erwähnen.

Diese Arbeit wäre nicht zustandegekommen, hätte es nicht die Unterstützung der Andøya Rocket Range bei Aufbau und Betrieb des Lidars gegeben. Die Vielzahl der Beobachtungsstunden wurde nur durch tage- und nächtelange Arbeit der "Bediener" des Instruments möglich.

Bedanken möchte ich mich ferner bei Herrn Prof. Dr. F. J. Lübken, der die unveröffentlichte Raketensondierung zur Verfügung gestellt hat.

Diese Arbeit wurde von der Europäischen Union im Rahmen des ESMOS-Projekts gefördert.