

**Messung von optischen Eigenschaften
troposphärischer Aerosole in der Arktis**

**Measurements of optical properties
for tropospheric aerosols in the Arctic**

Rolf Schumacher

**Ber. Polarforsch. Meeresforsch. 386 (2001)
ISSN 0176 - 5027**

Rolf Schumacher

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
Forschungsstelle Potsdam, Telegrafenberg A45
D- 14473 Potsdam, Bundesrepublik Deutschland

Die vorliegende Arbeit wurde am 18.12.2000 von dem Fachbereich Physik der Universität Potsdam als Dissertation zur Erlangung des akademischen Grades „doctor rerum naturalium“ anerkannt.

Printed version of this dissertation thesis accepted by the Physics Department of the University of Potsdam on 18.12.2000.

Zusammenfassung

Troposphärische Aerosole spielen eine entscheidende Rolle im Strahlungshaushalt der Atmosphäre. Die direkte Wirkung erfolgt durch Streuung und Absorption solarer und terrestrischer Strahlung und kann abkühlend oder erwärmend wirken. Indirekt tragen troposphärische Aerosole als Kondensationskeime zur Wolkenbildung bei und beeinflussen so den Strahlungs- und Feuchtehaushalt der Atmosphäre. Beide Einflüsse sind bisher nicht ausreichend verstanden und erfordern zusätzliche Messungen und Simulationen mit Hilfe von Modellen.

Vor allem die polaren Breiten stellen wegen ihrer hohen Sensitivität eine Schlüsselregion für Klimaänderungen dar. Der direkte Einfluß troposphärischer Aerosole ist aufgrund der niedrigen Feuchte und den extremen Strahlungsbedingungen (Polar-tag/Polarnacht, hohe Bodenalbedo) in der Arktis besonders wichtig. In dieser Arbeit wird insbesondere das Auftreten des sogenannten „Arktischen Dunstes“ (engl.: „Arctic Haze“) untersucht. Hauptsächlich im Frühjahr werden aufgrund der meteorologischen Bedingungen anthropogen erzeugte Aerosole aus den Industrieregionen Eurasiens und Nordamerikas in die Arktis hineintransportiert. Zu dieser Zeit werden Aerosolkonzentrationen gemessen, die mit denen in den Quellregionen vergleichbar sind.

Entscheidende Bedeutung für die Strahlungsflüsse in der Troposphäre ist die Vertikalverteilung des Extinktionskoeffizienten. Zur Messung dieser Profile wird das Lidar-Verfahren eingesetzt. Das in Ny-Ålesund (Spitzbergen, 78.95°N, 11.93°O) betriebene Koldewey-Aerosol-Raman-Lidar (KARL) ist ein Rückstreu-Raman-Lidar und mißt neben hochaufgelösten Profilen der Aerosol-Rückstreuung die Aerosol-Extinktion mit Hilfe der N_2 -Raman-Streuung. Der mit KARL bestimmte Extinktionskoeffizient kann mit den optischen Dicken, die von bodengebundenen und flugzeuggetragenen Photometern spektral gemessenen werden, verglichen und kombiniert werden. Während der deutsch-japanischen ASTAR-Kampagne (Arctic Study of Tropospheric Aerosols and Radiation) im Frühjahr 2000 wurde dieses Verfahren erfolgreich eingesetzt. Mit insgesamt 15 Meßflügen des Forschungsflugzeuges „Polar4“ und ca. 300 Lidar-Meßstunden konnte ein umfangreicher Datensatz erstellt werden.

In dieser Arbeit werden zwei unterschiedliche Methoden zur Ableitung hochaufgelöster Extinktionsprofile des troposphärischen Aerosols angewendet. Die Klett-Methode, in die ausschließlich die elastisch rückgestreuten Lidarsignale eingehen, erlaubt es indirekt auch während des Polartages hochaufgelöste Extinktionsprofile abzuleiten. Hierzu ist die Annahme über das Extinktions-zu-Rückstreuverhältnis-

ses, welches häufig auch als Lidarverhältnis bezeichnet wird, notwendig. Dieses wird durch Kombination mit den flugzeuggetragenen Photometermessungen iteriert. Mit dieser Methode können somit auch kleinskalige Inhomogenitäten aufgelöst und die hohe zeitliche Variabilität der Aerosolschichten erfaßt werden. Im Gegensatz hierzu bietet die Raman-Methode den Vorteil, die Aerosol-Extinktion direkt ohne Annahme des Lidarverhältnisses abzuleiten. Bei der Ableitung der Aerosolextinktion gehen ausschließlich die an Stickstoff Raman-gestreuten Signale ein. Dieses Verfahren erlaubt aufgrund des um drei Größenordnungen kleineren Raman-Rückstreuquerschnitts allerdings nur eine deutlich gröbere Zeit- und Höhenauflösung und kann hauptsächlich nachts bei Dunkelheit angewendet werden. Eine Sensitivitätsstudie zeigt hierbei die Grenzen dieser Methode.

Während der ASTAR-Kampagne wurden verschiedene Aerosolbelastungen in der Troposphäre gemessen. Mit den Photometern wurden an insgesamt acht Tagen erhöhte Aerosolkonzentrationen mit optischen Dicken zwischen 0.07 und 0.1, an drei Tagen sogar starke Haze-Ereignisse mit optischen Dicken von über 0.15 detektiert. Zwei Arten von Höhenverteilungen des troposphärischen Aerosols wurden mit dem Lidar beobachtet: mächtige bodennahe Aerosolschichten mit einer vertikalen Ausdehnung bis zu 3 km Höhe und dünne Aerosolschichten in der gesamten Troposphäre bis hin zur Tropopause in etwa 8 km Höhe. Es wurden sowohl über mehrere Tage stabil geschichtete bodennahe, als auch zeitlich und räumlich hochvariable feine Aerosolschichtungen analysiert. Diese Ergebnisse spiegeln die hohe Variabilität des troposphärischen Aerosols mit niedriger, höherer, stabiler und zeitlich variabler Höhenverteilung der Aerosolextinktion wieder. Insgesamt zeigte sich eine gute Übereinstimmung in den Extinktionskoeffizienten zwischen Photometer und Lidar.

Um die Klimawirkung troposphärischer arktischer Aerosole genauer quantifizieren zu können, bilden die in dieser Arbeit analysierten Lidarmessungen die Grundlage, in Kombination mit den anderen während der ASTAR-Kampagne gewonnenen Meßergebnissen, einen Aerosoldatensatz zu erstellen, der in das hochaufgelöste regionale Klimamodell der Arktis HIRHAM implementiert werden kann.

Summary

Tropospheric aerosols play an important role for the radiation budget of the atmosphere. Directly they influence the atmosphere by scattering and absorbing solar and terrestrial radiation. As a result of this effect both heating or cooling can be observed. Indirectly tropospheric aerosols contribute to cloud condensation by forming cloud condensation nuclei, and affect thereby the radiation and humidity budget of the atmosphere. Up to now both mechanisms are poorly understood and require additional measurements and modelling activities.

Because of their high sensitivity the polar regions play a key role in climate change. The direct effect is of special importance due to the low humidity and the extreme radiative conditions (polar night and day, high surface albedo). In this thesis the occurrence of the so called “Arctic Haze“ events is analyzed. During springtime anthropogenic aerosols from the main industrial areas (Eurasia, North America) are transported into the Arctic and the aerosol concentration can increase to values which are typical for the source regions.

The vertical distribution of the extinction coefficient is one of the most important parameters for the radiation fluxes in the troposphere. This profile is measured with the Lidar technique. The Koldewey Aerosol Raman Lidar (KARL), located in Ny-Ålesund (Spitsbergen, 78.95°N, 11.93°E) is a backscatter Raman lidar which acquires highly resolved profiles of the aerosol backscatter coefficient. The aerosol extinction coefficient is derived from the Raman scattered light by nitrogen molecules. The extinction coefficient determined by KARL can be compared with groundbased and airborne photometer measurements. During the German-Japanese ASTAR-2000 campaign in spring 2000 this method was applied successfully. 15 measuring flights with the aircraft „Polar4“ and approximately 300 measuring hours with KARL provide a large and complex data set for the regional climate model.

Based on this data two different methods for the derivation of the altitude resolved aerosol extinction profiles are applied. The Klett method, which needs only the elastically backscattered lidar signal, allows the determination of the extinction coefficient indirectly at day and nighttime. For the Klett method an assumption of the extinction-to-backscatter ratio, often called “lidar ratio“, is necessary. This can be determined iteratively by combining with the airborne photometer measurements. With this method small scale inhomogeneities and the high variability of fine structured aerosol layers can be recorded. In contrast to this the Raman method allows to calculate the extinction coefficient without an assumption of the lidar ratio. Here only the Raman backscattered light from nitrogen is used. This procedure is limited

in temporal and spatial resolution because the Raman backscatter cross section is smaller than the elastic backscatter cross section by three orders of magnitude. A sensitivity study shows the feasibility of this method.

During the ASTAR-2000 campaign different kinds of aerosol loadings were observed. Increased aerosol concentrations were measured with the groundbased photometer on 8 days with optical depths between 0.07 and 0.1. At 3 days very strong haze events with values greater than 0.15 could be analysed. Two different kinds of aerosol distributions were observed with KARL: thick aerosol layers near the ground up to 3 km and fine structured aerosol layers within the whole troposphere up to 8 km. In some cases stable aerosol layers over several days, on other days fine aerosol layers with high temporal and spatial variability have been measured. A good agreement between the photometer and lidar data was obtained.

An aerosol data set based on these measurements will be implemented in the high resolution arctic regional model HIRHAM to make realistic estimations of the climate effect of tropospheric aerosols.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	ii
Summary	iv
1 Einleitung und Zielsetzung der Arbeit	1
2 Das troposphärische Aerosol	4
2.1 Grundlagen	4
2.1.1 Definition	5
2.1.2 Bildung, Umwandlung und Deposition	6
2.1.3 Charakterisierung von Aerosolen	8
2.2 Klimawirkung troposphärischer Aerosole	9
2.3 Troposphärische Aerosole in der Arktis	11
2.3.1 Arktischer Dunst („Arctic Haze“)	12
2.3.2 „Diamond Dust“	18
2.3.3 Cirruswolken	19
3 Messung und Modellierung troposphärischer Aerosole	21
3.1 Modellierung	21
3.1.1 Bisherige Aerosolmodelle	22
3.1.2 Das regionale Klimamodell HIRHAM	24
3.1.3 Modellanforderungen	24
3.2 Meßverfahren – Ein Überblick	25
3.3 Verbindung von Messung und Modell	26
4 Meßverfahren für Aerosole	29
4.1 Das Lidar-Verfahren	29
4.1.1 Prinzip	29
4.1.2 Die Lidargleichung für elastische Rückstreuung	30
4.1.3 Die Raman-Lidargleichung	31
4.2 Das Photometer	32
4.2.1 Das Sonnen- und Mondphotometer	34
4.2.2 Das Sternphotometer	35
4.3 Andere Meßverfahren	37
4.3.1 In-situ-Meßverfahren	37
4.3.2 Satelliten-Meßverfahren	38

5	Streutheorie	40
5.1	Allgemeines	40
5.2	Molekül-Streuung	42
5.2.1	Quantenoptische Beschreibung	42
5.2.2	Rayleigh-Streuung	44
5.2.3	Raman-Streuung	46
5.3	Partikel-Streuung	47
5.3.1	Mie-Streuung	48
5.3.2	Streuung an asphärischen Partikeln	49
6	Das Koldewey-Aerosol-Raman-Lidar (KARL)	50
6.1	Überblick und aktueller Stand	50
6.2	Laser	53
6.3	Aussende- und Empfangsoptik	54
6.3.1	Aussendeoptik	55
6.3.2	Teleskope und Teleskopoptik	55
6.3.3	Überlappbestimmung bei Nah- und Fernkanal	57
6.4	Detektion	59
6.4.1	Detektionskanäle	59
6.4.2	Interferenzfilter	64
6.4.3	Photomultiplier und Si-Avalanche-Photodiode	66
6.5	Triggerung und Datenaufnahme	67
6.6	Software und Rohdatenformat	69
7	Datenauswertung	70
7.1	Rohdatenaufbereitung	71
7.1.1	Räumliche und zeitliche Mittelung	71
7.1.2	Totzeitkorrektur	72
7.1.3	Untergrundkorrektur	73
7.2	Beurteilung der Signalqualität	74
7.3	Rückstreukoeffizient nach Klett	74
7.4	Raman-Auswertung	77
7.4.1	Berechnung des Aerosolextinktionskoeffizienten	77
7.4.2	Berechnung des Aerosolrückstreukoeffizienten	78
7.4.3	Vor- und Nachteile der Raman-Methode	79
7.5	Optische Dicke und integrierter Rückstreukoeffizient	79
7.6	Aerosol-Farbverhältnis	80
7.7	Depolarisation	81
8	Die Raman-Methode – Sensitivitätsstudien	83
8.1	Vorgehensweise	83
8.2	Sensitivitätsstudien	84
9	Die ASTAR-2000-Kampagne	91
9.1	Zielsetzung, Durchführung und Meßzeiten	91
9.2	Instrumentarium	93

INHALTSVERZEICHNIS

10 Analyse und Ergebnisse	96
10.1 Bewertung der Messungen – Eine Auswahl	96
10.2 Charakterisierung einzelner Tage	97
10.3 Extinktionsprofile von „Arctic Haze“ im Frühjahr 2000	101
10.3.1 Kombination von Rückstreu-Lidar und Photometer	101
10.3.2 Messungen mit dem Raman-Lidar	115
11 Zusammenfassung und Ausblick	118
11.1 Zusammenfassung und Ergebnisse	118
11.2 Ausblick	120
Literatur	122
Anhang	131
A Messungen während ASTAR-2000	131
B Liste der Akronyme	147
C Verzeichnis der Variablen	149
Danksagung	152

Kapitel 1

Einleitung und Zielsetzung der Arbeit

In der Diskussion um die Klimawirksamkeit von Spurengasen in der Atmosphäre, insbesondere in der Troposphäre, haben Aerosole einen besonderen Stellenwert. Sie können einen direkten und indirekten Einfluß auf den Strahlungshaushalt haben. Direkt beeinflussen Aerosole durch Streuung und Absorption von solarer und terrestrischer Strahlung den Strahlungshaushalt der Atmosphäre. Dieser *direkte* Effekt kann je nach den Reflexionseigenschaften der Erdoberfläche (Bodenalbedo) insbesondere in hohen geographischen Breiten sowohl abkühlend als auch erwärmend wirken. *Indirekt* tragen troposphärische Aerosole zur Wolkenbildung bei und können somit einen negativen Temperatureffekt innerhalb des Strahlungshaushaltes haben. Aufgrund ihrer hohen räumlichen und zeitlichen Variabilität sind genaue quantitative Beschreibungen dieser Effekte sehr schwierig. Der alle vier Jahre erscheinende Bericht des IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) gibt eine große Unsicherheit in der Abschätzung der Klimawirkung troposphärischer Aerosole an und bestätigt so den hohen Forschungsbedarf diesbezüglich.

Gerade die Arktis ist aufgrund ihrer besonderen Strahlungsbedingungen (Polartag, bzw. Polarnacht, teilweise hohe Bodenalbedo) eine Region, wo Aerosole in vielfältiger Form wirken können. Allgemein versteht man die Arktis als ein typisches Reinluftgebiet mit sehr geringen Aerosolkonzentrationen, da es dort keine anthropogenen Aerosolquellen gibt. Jedoch beobachtet man vor allem im Frühjahr Episoden mit deutlich erhöhten Aerosolkonzentrationen. Es sind anthropogene Aerosole, die unter bestimmten meteorologischen Bedingungen aus Industrieregionen (Europa, Rußland, Nordamerika) in die Arktis transportiert werden können. Dieses Phänomen ist seit den 50er Jahren unter dem Begriff „Arctic Haze“ bekannt und wird in Kapitel 2 dieser Arbeit näher beleuchtet. Während dieser „Arctic-Haze“-Ereignisse können Aerosolkonzentrationen erreicht werden, die vergleichbar mit denen in Industrieregionen sind. Da diese sowohl fleckenartig („patchy“) als auch großflächig auftreten können, ist es notwendig, die Klimawirkung dieses Phänomens genauer zu untersuchen.

„Diamond Dust“ ist neben „Arctic Haze“ eine weitere spezielle Erscheinungsform von Aerosolen in der arktischen Atmosphäre, die bei besonders tiefen Temperaturen

auftritt. Daneben haben auch optisch dünne Cirren Einfluß auf das Strahlungsbudget der arktischen Troposphäre.

Ein wichtiges Hilfsmittel zum Verständnis der Wirkung von Aerosolen auf den Strahlungshaushalt sind Klimamodelle, die in verschiedenen Varianten betrieben werden. Am Alfred-Wegener-Institut wird das regionale Klimamodell HIRHAM betrieben, welches die Prozesse in der arktischen Atmosphäre simuliert. HIRHAM berücksichtigt neben Wolken und Spurengasen (H_2O , CO_2 , O_3 , N_2O , FCKW's) auch den Einfluß der Aerosole. Um die Klimawirkung der Aerosole so präzise wie möglich zu simulieren, ist es erforderlich, die hierzu relevanten Aerosolparameter (Extinktion, Einfachstreuabbedo, Phasenfunktion) auf der Basis von Messungen genau zu kennen. Neben geeigneter räumlicher und zeitlicher Auflösung der Daten müssen diese spektral aufgelöst und in Abhängigkeit von der relativen Feuchte vorliegen. Die Anforderungen der Modellierung an die Messungen werden in Kapitel 3 erörtert, ebenso wie die umgekehrte Frage, was Messungen für die Modellierung leisten können. Mit einer präzisen meßtechnischen Erfassung der klimarelevanten Parameter und einer geeigneten Verbindung von Messung und Modell kann so die Unsicherheit bei der Bestimmung der Klimawirkung von Aerosolen reduziert werden.

Ziel dieser Arbeit ist es, die klimarelevanten Parameter des arktischen troposphärischen Aerosols mit Hilfe optischer Meßmethoden, insbesondere mit Hilfe des Lidar-Verfahrens zu bestimmen. Dieses liefert Extinktionsprofile mit einer hohen Zeit- und Höhenauflösung und bildet so die Grundlage für das Verständnis der Klimawirkung der Aerosole in der Troposphäre. Zusätzliche Erkenntnisse liefert die Kombination des Koldewey-Aerosol-Raman-Lidars (KARL) mit dem Photometer. So kann der von KARL gemessene *höhenaufgelöste* Extinktionskoeffizient mit der vom Photometer gemessenen *spektralen* optischen Dicke verbunden werden. Dieses Verfahren konnte während der deutsch-japanischen ASTAR-2000-Kampagne (Arctic Study of Tropospheric Aerosol and Radiation) im Frühjahr 2000 erfolgreich angewendet werden.

Um eine Information über die Höhenverteilung der Aerosole zu gewinnen, wird das Koldewey-Aerosol-Raman-Lidar eingesetzt. Dieses Lidarsystem ist seit 1998 im Einsatz und mißt neben dem Rückstreuoeffizienten die Raman-Rückstreuung an N_2 -Molekülen. So bietet sich eine Möglichkeit, die Aerosol-Extinktion ohne zusätzliche Annahmen, wie beispielsweise beim „Klett“-Verfahren, abzuschätzen. Durch zusätzliche Messung der Depolarisation kann man Aussagen über den Aggregatzustand der Aerosole machen. Die Entstehung, der Aufbau und die Weiterentwicklung des Lidars bilden einen Schwerpunkt dieser Arbeit und werden im 6. Kapitel dargestellt.

Im anschließenden Kapitel 7 werden die angewendeten Auswerteverfahren zur Berechnung der Rückstreu- und Extinktionskoeffizienten erläutert und diskutiert. Dabei spielt die Berechnung der Aerosolextinktion eine besondere Rolle. Hier werden zwei Verfahren, das Klett-Verfahren und das Raman-Verfahren, gegenübergestellt. Neben Vor- und Nachteilen beider Verfahren werden in Kapitel 8 mit Hilfe von Sensitivitätsstudien die Grenzen und Einsatzmöglichkeiten der Raman-Methode aufgezeigt.

Kapitel 9 gibt einen Überblick über die verschiedenen Messungen während der

ASTAR-2000-Kampagne auf und über Spitzbergen. Mit insgesamt 19 Meßflügen des Forschungsflugzeuges POLAR 4 und etwa 300 Lidarmeßstunden mit dem KARL steht eine umfangreiche Datenbasis zur Verfügung. Diese erlaubt es, Rückstreu- und Extinktionsprofile für das troposphärische arktische Aerosol abzuleiten. Außerdem können andere klimarelevante Parameter wie Einfachstreueralbedo und Asymmetriefaktor mit Hilfe der eingesetzter Meßmethoden bestimmt werden.

In Kapitel 10 werden erste Ergebnisse der Lidar- und Photometermessungen während der ASTAR-2000-Kampagne gezeigt und diskutiert. Für drei Beispieltage, an denen hohe Aerosolkonzentrationen in der Troposphäre gemessen wurden, werden hochaufgelöste Extinktionsprofile abgeleitet. Diese „Arctic Haze“-Episoden wurden während der Kampagne mit verschiedenen Meßinstrumenten (Lidar, Photometer, Partikelzähler, Nephelometer, Aerosolsammler) beobachtet. Zur weiteren Auswertung steht somit ein umfangreicher Datensatz der optischen Eigenschaften von arktischen Aerosolen zur Verfügung, der als realistischer Eingangsdatensatz für das regionale Klimamodell HIRHAM verwendet werden kann. Damit sind die meßtechnischen Voraussetzungen für die Untersuchung der Klimawirksamkeit troposphärischer Aerosole in der Arktis erfüllt.

Kapitel 2

Das troposphärische Aerosol

2.1 Grundlagen

Aerosole sind kleine, feste und flüssige, in der Atmosphäre schwebende Teilchen, die sowohl natürlichen wie anthropogenen Ursprungs sein können. Sie zählen, wie im einführenden Kap. erläutert, zu den klimarelevanten Spurenstoffen. Abb. 2.1 zeigt eine Aufnahme von Aerosolpartikeln unter dem Rasterelektronenmikroskop. Sie verdeutlicht die Vielfalt der verschiedenen Partikeltypen, die neben Wassertröpfchen und Eiskristallen in der Atmosphäre existieren. Diese Aerosole sind mit einem Aerosolimpaktor des Alfred-Wegener-Instituts in Bremerhaven im Jahre 1991 über der Nordsee gesammelt worden (KRIEWS, 1992).

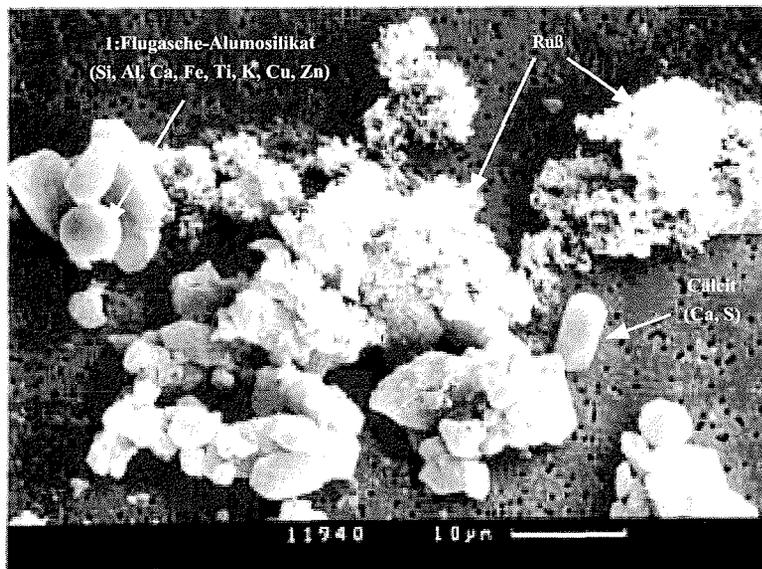


Abbildung 2.1: Troposphärische Aerosole unter dem Rasterelektronenmikroskop (KRIEWS, 1992)

2.1.1 Definition

Ein Aerosol ist ein Gas mit darin enthaltenen flüssigen und festen Partikeln. Häufig wird der Begriff auch zur Bezeichnung der Partikel in diesem Aerosol verwendet. Das Trägergas ist im Fall des atmosphärischen Aerosols die Luft, in der Partikel unterschiedlicher Größe und chemischer Zusammensetzung suspendiert sind. Im allgemeinen wird für den Partikeldurchmesser eine untere Grenze von $10^{-3} \mu\text{m}$ angenommen. Die Lebensdauer solch kleiner Partikel wird durch thermische Koagulationsprozesse bestimmt (s. Abs. 2.1.2), deren Effektivität in einem Gemisch verschieden großer Teilchen mit abnehmendem Partikelradius rasch zunimmt. Die o.g. Definition eines Aerosols liefert keine obere Größenbegrenzung. Ein sinnvoller oberer Grenzwert liegt bei etwa $100 \mu\text{m}$, da größere Partikel aufgrund von Sedimentation im Schwerefeld der Erde nur eine kurze Lebensdauer in der Atmosphäre haben.

Die für die physikalischen und chemischen Prozesse in der Atmosphäre wichtigsten Aerosolpartikel umfassen Partikelgrößen von 1 nm bis $10 \mu\text{m}$. Abb. 2.2 gibt einen Überblick über die Größenverhältnisse, wie sie in der Atmosphäre vorkommen. In diesem Größenbereich existieren sehr unterschiedliche Arten von Partikeln. Neben biologisch erzeugten Aerosolteilchen, wie Bakterien und Viren, gehören hierzu z.B. auch durch Verbrennungsprozesse erzeugte Kohlenstoffpartikel und durch Zerplatzen von Meerwasserblasen entstandene Seesalzaerosole.

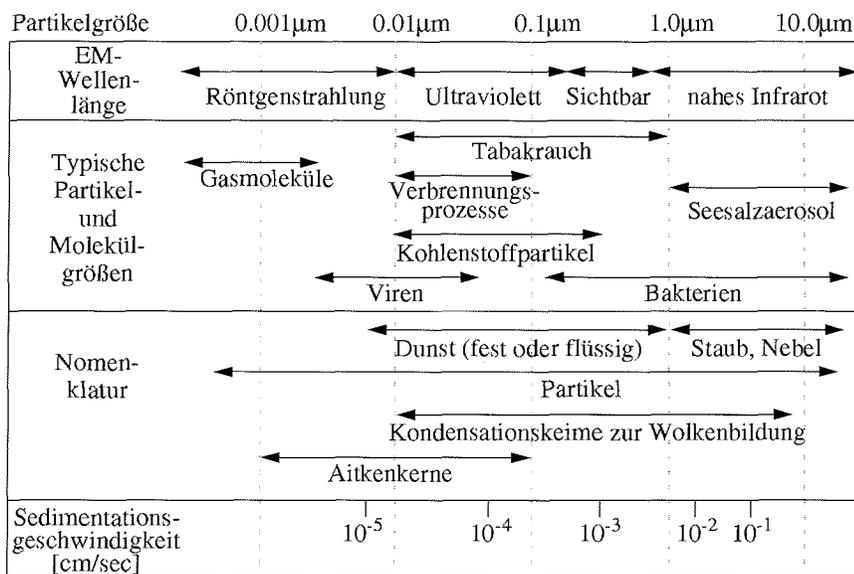


Abbildung 2.2: Größenbereiche typischer atmosphärischer Aerosolpartikel, Aerosolnomenklatur und Sedimentationsgeschwindigkeiten. Zum Vergleich sind Wellenlängen der elektromagnetischen Strahlung angegeben. Eine vollständige Übersicht findet sich in SEINFELD (1986) und FINLAYSON-PITTS UND PITTS (1986)

Die verwendete Nomenklatur ist aufgrund der Vielfalt der an Aerosolforschung beteiligten Fachgebiete variabel und teilweise überlappend. Der von der Definition des atmosphärischen Aerosols aufgespannte Größenbereich ist etwa vergleichbar mit der Größenordnung elektromagnetischer Wellen von der Röntgenstrahlung bis hin zum nahen Infrarot (Abb. 2.2).

Somit stellen Aerosole wohl den komplexesten Bestandteil der Luftbeimengungen dar. Zur Charakterisierung eines gasförmigen Spurenstoffes (z.B. Ozon) ist eine Konzentrationsangabe in geeigneten Einheiten ausreichend. Bei einem Aerosol werden zusätzlich zur chemischen Zusammensetzung Angaben über die Größenverteilung der Partikel benötigt. Außerdem können unterschiedliche Aggregatzustände vorliegen, und die Partikel können in fester Phase nahezu jede beliebige Form aufweisen. Desweiteren muß die Verteilung der einzelnen chemischen Konstituenten zwischen den Partikeln (Mischungszustand) sowie innerhalb eines jeden Partikels (interne Verteilung) bekannt sein.

2.1.2 Bildung, Umwandlung und Deposition

Die globale Aerosolquellstärke wird auf ca. 2-2,5 Gt/Jahr geschätzt (RÖDEL, 1994). Etwa Zweidrittel dieser Produktionsmenge ist auf sogenannte Primäraerosole, d.h. die direkte Emission von Aerosolpartikeln in die Atmosphäre zurückzuführen. Das restliche Drittel sind Sekundäraerosole, die durch Kondensation von – aus Gasreaktionen gebildeten – Dämpfen in der Atmosphäre entstehen. Weiterhin ist zwischen natürlichen und anthropogenen Quellen zu unterscheiden.

Der Hauptmassenanteil der Primäraerosole entsteht aus natürlichen Quellen: die Dispergierung von Mineralstaub über Kontinenten und die Bildung von Seesalzaerosolen über Ozeanen sind die Hauptquellen der Primäraerosole. Diese Aerosole sind im allgemeinen größer als etwa 1 μm . Der jährliche Zyklus der biologischen Aktivität liefert einen variablen Quellterm an organischem Aerosolmaterial, wie Pollen und Sporen. Hinzu kommen sporadische Effekte wie Vulkanausbrüche, Wald- und Buschfeuer. Die einzige signifikante anthropogene Quelle von Primäraerosolen ist die Emission von Staub- und Rußpartikel. Hier sind vor allem Industrie, Verkehr und Hausbrand die Hauptverursacher. Die bei dem Verbrennungsprozeß entstehenden Partikel, hier vor allem Ruß, sind meistens sehr klein ($< 10 \text{ nm}$) und absorbieren stark.

Sekundäraerosole entstehen meist aus kondensierbaren Dämpfen, die anthropogenen wie natürlichen Ursprungs sein können. So kann Sulfat aus marinen und anthropogenen Quellen durch homogene Nucleation zur Partikelbildung beitragen. Die wichtigste natürliche Quelle für Sulfat-Aerosole ist Dimethylsulfid (DMS), das vom Phytoplankton in den Meeren abgegeben wird. Der größte Teil der anthropogenen Sekundäraerosole entstammt chemischen Reaktionen von freigesetztem Schwefeldioxid (SO_2) in der Troposphäre, die vor allem bei der Verbrennung fossiler Brennstoffe entstehen. Davon wird etwa die Hälfte durch Niederschlag ausgewaschen bzw. der Atmosphäre durch trockene Ablagerung wieder entzogen. Die verbleibenden 50% reagieren in wolkenfreien Zonen über mehrere Reaktionsschritte zu Schwefelsäuregas

(H_2SO_4), das durch Kondensation oder Verbindung mit Wassermolekülen flüssige Teilchen kleiner als $1 \mu\text{m}$ bilden kann. In Wolken löst sich Schwefeldioxid in bereits existierenden Wassertröpfchen und bildet nach einer Teil-Verdunstung des Wassers ähnliche Schwefelsäuretröpfchen wie bei der Reaktion in wolkenfreien Zonen. Durch ihre hohe Affinität zu Wasser ziehen Schwefelsäuretröpfchen in feuchter Luft weiteres Wasser an und wachsen.

Während auf der Südhalbkugel die anthropogenen Aerosol-Emissionen etwa ein Drittel der natürlichen ausmachen, sind sie auf der Nordhalbkugel, wo ca. 90% aller anthropogenen Aerosole entstehen, rund fünfmal so hoch wie die natürlichen Emissionen (FEICHTER ET AL., 1997). Deshalb spielt auch im Vergleich zur Antarktis der Einfluß anthropogener Aerosole in den arktischen Regionen eine wichtige Rolle (vgl. Abs. 2.3.1).

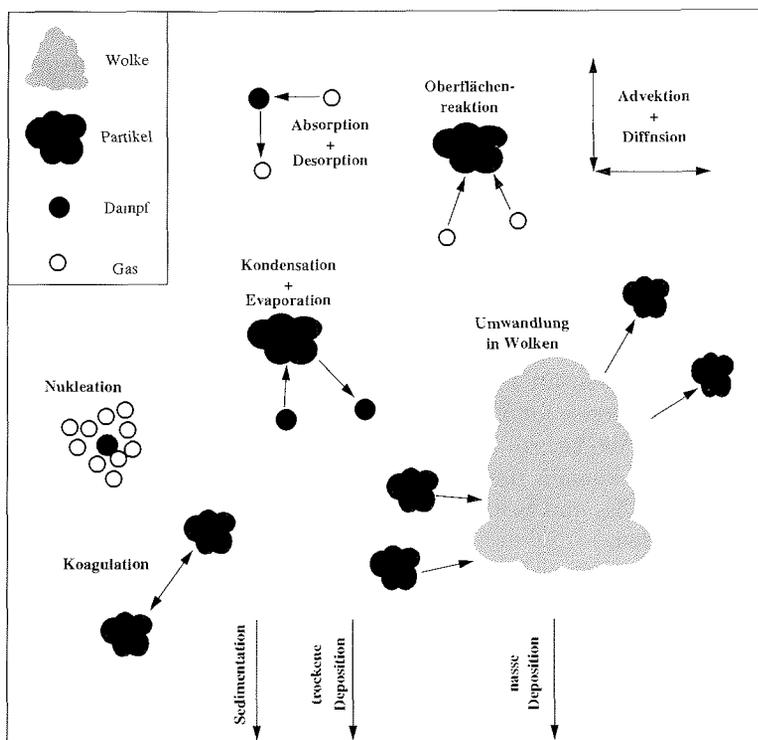


Abbildung 2.3: Umwandlung von Partikeln durch aerodynamische Prozesse in der Atmosphäre

Aerosole werden innerhalb ihrer Verweilzeit in der Atmosphäre durch zahlreiche Prozesse modifiziert. Abb. 2.3 gibt einen Überblick. Nach Bildung durch Emission oder Nukleation führen Kondensationsprozesse zu einem Wachstum der Partikel. Andererseits kann die Aerosolmasse durch Verdampfen (Evaporation) reduziert werden. Koagulation aufgrund Brownscher Bewegung führt zum Massentransfer von kleineren zu größeren Partikeln bei gleichzeitiger Reduktion der Anzahl kleinerer Partikel. Chemische Reaktionen auf der Oberfläche der Partikel führen zum Massenaustausch

zwischen Gas- und Aerosolphase. In Abhängigkeit von der relativen Feuchte und der chemischen Zusammensetzung können Aerosole unterschiedliche Mengen an Wasser enthalten. Je nach Temperatur- und Feuchteänderungen kann sich auch der Phasenzustand der Partikel ändern. So kann die Aufnahme der Partikel in Wolken zur Deposition, im Falle einer evaporierenden Wolke zur Freisetzung der Aerosole führen. Analog zur Gasphase können Aerosole durch Diffusion und Advektion innerhalb der Atmosphäre transportiert werden.

Die wichtigsten Verlustprozesse in der Atmosphäre sind die trockene und nasse Deposition. Diese Prozesse sind in den verschiedenen Größenbereichen von unterschiedlicher Bedeutung. So wird die trockene Deposition für größere Partikel ($r > 10 \mu\text{m}$) von der Sedimentation im Schwerfeld der Erde bestimmt. Bei kleineren Partikeln ($10^{-3} \mu\text{m} < r < 10^{-2} \mu\text{m}$) dominiert der Verlustprozeß durch Brownsche Diffusion und Koagulation an größere Partikel. Durch diesen Prozeß wird allerdings keine Masse aus der Atmosphäre entfernt, es findet lediglich eine Umverteilung zu größeren Partikeln statt. Diffusionsprozesse sind die dominanten Faktoren zur Begrenzung der Lebensdauer kleiner Partikel. Ein gegenläufiges Verhalten zeigt die Sedimentation, deren Effizienz mit steigender Aerosolgröße zunimmt. Die nasse Deposition, d.h. das Auswaschen durch Niederschlag, bestimmt die Lebensdauer der Aerosole im Größenbereich zwischen den beiden zuvor genannten Prozessen ($0,01 \mu\text{m} < r < 10 \mu\text{m}$). Der Verbrauch von Aerosolpartikeln als Kondensationskeime kann ebenfalls ein sehr effektiver Verlustprozeß für wasserlösliche Partikel sein. Auch nicht wasserlösliche Bestandteile können an diesem Vorgang beteiligt sein, falls sie in innerer Mischung mit hygroskopischen Komponenten vorliegen. Aus thermodynamischen Überlegungen folgt, daß größere Partikel ($0,1 \mu\text{m} < r < 1 \mu\text{m}$) bevorzugt als Kondensationskeime Verwendung finden, für kleinere Partikel ($0,01 \mu\text{m} < r < 0,05 \mu\text{m}$) werden Diffusionseffekte zu bereits gebildeten Partikeln bedeutend. Kommt es schließlich zur Ausregnung der Wolke, so werden die darin enthaltenen Partikel am Boden deponiert. Zusätzlich können unterhalb der Wolke weitere Partikel von fallenden Wolkentropfen oder Eis- und Schneekristallen aufgenommen und so aus der Atmosphäre entfernt werden.

Nach der Darstellung aus JAENICKE (1978) und RÖDEL (1994) ist die Lebensdauer bzgl. der nassen Deposition auch eine gute Näherung für die Lebensdauer der gesamten Aerosolmasse, da sich die Hauptmasse der Aerosolpartikel in dem Größenbereich befindet, in dem die nasse Ausscheidung dominant ist. Als mittlere Verweilzeit der Aerosole bis zur Naßdeposition kann ein mittlerer Wert von 5 Tagen angenommen werden. Die Lebensdauer hängt jedoch regional von den atmosphärischen Bedingungen ab und kann zum Beispiel in der Arktis, wo sehr wenig Niederschlag fällt, bis zu 30 Tagen ansteigen (RAATZ UND SHAW, 1984).

2.1.3 Charakterisierung von Aerosolen

Abhängig von ihrer physikalisch-chemischen Struktur, ihrer räumlichen Verteilung und ihren optischen Eigenschaften wirken Aerosole direkt oder indirekt auf Strahlungsprozesse in der Atmosphäre.

2.2 Klimawirkung troposphärischer Aerosole

Die klimarelevanten Aerosolparameter lassen sich grundsätzlich in optische („Strahlungsparameter“) und mikrophysikalische („Strukturparameter“) einteilen. Die mikrophysikalischen Eigenschaften der Aerosole sind

- die geometrische Form (kugelförmig, kristallin),
- die Größe, parametrisiert durch die Größenverteilung,
- die chemische Zusammensetzung,
- die Phase (flüssig, fest).

Für die direkte Klimawirksamkeit der Aerosole sind ihre optischen Eigenschaften verantwortlich. Zu diesen zählen:

- der Extinktionskoeffizient, der sich aus dem Streu- und Absorptionskoeffizienten zusammensetzt $\alpha_{\text{Ext}}^{\text{Aer}}(\lambda) = \alpha_{\text{Str}}^{\text{Aer}}(\lambda) + \alpha_{\text{Abs}}^{\text{Aer}}(\lambda)$. Die Einfachstreueralbedo $\omega_0(\lambda) = \alpha_{\text{Str}}^{\text{Aer}}(\lambda) / \alpha_{\text{Ext}}^{\text{Aer}}(\lambda)$ gibt den Anteil der Streuung an der Gesamtextinktion an.
- die Phasenfunktion $P(\theta, \lambda)$ (bzw. der Asymmetriefaktor $g(\lambda)$), die die Winkelabhängigkeit der Streuung beschreibt,
- der Imaginärteil des komplexen Brechungsindex $m(\lambda)$. Dieser bestimmt die Absorptionseigenschaften der Partikel.

Die optischen Parameter gehen direkt in die Strahlungstransportgleichung ein. Die Mie-Theorie (MIE, 1908) verknüpft die mikrophysikalischen mit den optischen Eigenschaften der Aerosole unter der Voraussetzung, daß die streuenden Partikel kugelförmig sind (siehe Kap. 5.3.1).

2.2 Klimawirkung troposphärischer Aerosole

Das atmosphärische Aerosol spielt eine bedeutende Rolle im Spurenstoff-Kreislauf der Atmosphäre und beeinflusst durch seine physikalischen und chemischen Eigenschaften wichtige atmosphärische Prozesse (DICKSON, 1995). Nach heutigem Kenntnisstand beeinflussen anthropogene Aerosole direkt und über Wolkenprozesse indirekt den Strahlungshaushalt der Atmosphäre. Dies ist im besonderen der Fall über den großen Industrieregionen Nordamerika, Südostasien sowie Zentraleuropa und in deren Abluftfahnen. Auch die Arktis bleibt unter bestimmten Bedingungen nicht unbeeinflusst von diesen anthropogen erzeugten Aerosolen.

In dem letzten Bericht des IPCC von 1996 erschien die in Abb. 2.4 dargestellten Einflußfaktoren hinsichtlich der anthropogenen Klimaveränderung. Während die Wirkung von Treibhausgasen, stratosphärischem und troposphärischem Ozon im großen und ganzen verstanden ist, ist der Beitrag troposphärischer Aerosole zum Strahlungsbudget der Atmosphäre mit großen Unsicherheiten behaftet. Vor allem der Beitrag der indirekten Wirkung troposphärischer Aerosole zum Strahlungsforcings

2.2 Klimawirkung troposphärischer Aerosole

ist noch nicht verstanden. Die Komplexität, die Variabilität und die Vielzahl der in der Atmosphäre ablaufenden Prozesse bzgl. troposphärischer Aerosole unterstreicht den Forschungsbedarf in diesem Bereich.

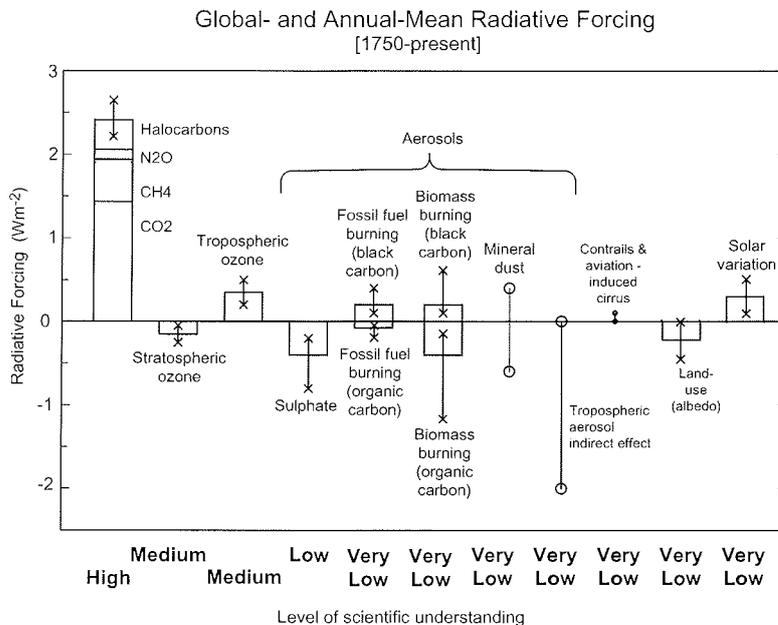


Abbildung 2.4: Einflußfaktoren zum Strahlungsforcing und deren Unsicherheiten (IPCC, 1996)

Der direkte Einfluß der Aerosole ist seit mehr als sechzig Jahren als Phänomen erkannt und durch die Änderung des Strahlungsbudgets der Erde aufgrund von Absorption und Rückstreuung kurzwelliger Sonnenstrahlung gegeben (ANGSTRÖM, 1929). Umgekehrt wird auch die langwellige Rückstrahlung von der Erdoberfläche von Aerosolpartikeln absorbiert. Dieser Effekt ist allerdings weitaus weniger effizient, so daß der direkte Klimaeinfluß durch das troposphärische Aerosol zu einer Erhöhung der planetaren Albedo und somit zu einem negativen Strahlungsantrieb führt. Die Abschätzungen dieses Effekts reichen von $-0,3 \text{ W/m}^2$ (KIEHL UND BRIEGLEB, 1993) bis zu $-1,3 \text{ W/m}^2$ (CHARLSON ET AL., 1992) im globalen Mittel.

Unter dem indirekten Einfluß sind die Effekte zu verstehen, die durch Wechselwirkungen von Aerosolpartikeln mit Wolken verursacht werden. Die Anzahl und Größe von Wolkentropfen hängt unter anderem von der Anzahl, Größe und Löslichkeit der als Kondensationkeime verfügbaren Aerosolpartikel ab (engl.: „Cloud Condensation Nuclei“, CCN). Diese Wolkeneigenschaften bestimmen ihrerseits die Strahlungseigenschaften in der Wolke. Solarstrahlung wird von Wolkentropfen hauptsächlich reflektiert und kaum absorbiert. Durch eine Erhöhung der Tropfenzahl verstärkt sich daher die Reflexion der Solarstrahlung durch Wolken und führt so zu einer höheren optischen Dicke der Wolke und einer erhöhten planetaren Albedo (FOUQUART UND

ISAKA, 1992). Ein weiterer Aspekt der indirekten Wirkung besteht in dem Einfluß der Veränderung der Tropfengröße auf die Niederschlagsbildung und die Verweilzeit der Wolken. Je kleiner die Tropfen, desto geringer die Niederschlagsneigung per Tropfen. Die Verweilzeit von Wolken mit kleinen Tropfen ist daher länger als die von Wolken mit größeren Tropfen. Durch eine Verringerung der Niederschlagsneigung wird zugleich die Verweilzeit der Aerosole verlängert, da weniger Aerosole durch Niederschlag ausgewaschen werden können. Die Unsicherheit in der quantitativen Abschätzung der Strahlungswirkung des indirekten Aerosol-Effekts ist so groß, daß der IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) keinen Mittelwert, sondern nur eine Bandbreite von 0 bis $-1,5 \text{ W/m}^2$ angibt (IPCC, 1996). Zumindest auf der globalen Skala ist davon auszugehen, daß der indirekte Strahlungsantrieb negativ ist, eine genaue Quantifizierung der Effekte steht allerdings noch aus (HEINTZENBERG, 1995).

Im Gegensatz zu den meisten Treibhausgasen (wie z.B. CO_2), die eine Verweilzeit von mehreren Jahren in der Atmosphäre besitzen und daher gut durchmischt vorkommen, ist die Lebensdauer der Aerosole relativ kurz und reicht abhängig von den äußeren Bedingungen (Auswaschung durch Niederschlag, stabile Hochdrucklagen) von wenigen Tagen bis zu mehreren Wochen (IPCC, 1996). Das Auftreten erhöhter Aerosolkonzentrationen ist daher an ihre Entstehungsgebiete und deren Leezonen gebunden. Diese befinden sich zum überwiegenden Teil auf der Nordhalbkugel. Lokal kann der negative Strahlungsantrieb von Aerosolen so groß sein, daß er den positiven Strahlungsantrieb von Treibhausgasen mehr als ausgleicht. Im Gegensatz zu den langlebigen Treibhausgasen sind anthropogene Aerosole in der Atmosphäre i.a. sehr kurzlebig, weshalb ihr Strahlungsantrieb sehr rasch steigenden oder sinkenden Emissionen folgt. In der Arktis allerdings kann bei der sehr stabilen Schichtung der Atmosphäre und fehlender Auswaschungsprozesse während der Polarnacht die Lebensdauer der Aerosole bis zu einigen Wochen anwachsen.

Zusätzlich ist zu berücksichtigen, daß der hoch variable Aerosolantrieb neben der Strahlungsbilanz auch die Dynamik in der Atmosphäre verändern kann. Daher werden, spätestens bei der Betrachtung der Aerosole, zur Behandlung der globalen Klimaproblematik auch regionale Informationen in geeigneter zeitlicher und räumlicher Auflösung benötigt.

2.3 Troposphärische Aerosole in der Arktis

Gerade die Arktis ist aufgrund der besonderen Strahlungsbedingungen (Polartag, bzw. Polarnacht, teilweise hohe Bodenalbedo) eine Region, in der Aerosole in vielfältiger Form wirken können. Allgemein verbindet man mit der Arktis ein typisches Reinluftgebiet mit niedrigen Aerosolkonzentrationen. Jedoch beobachtet man vor allem im Frühjahr Episoden, in denen anthropogene Aerosole aus Industrieregionen (Europa, Rußland, Nordamerika) in die Arktis transportiert werden. Dieses Phänomen ist seit den 50'er Jahren unter dem Begriff „Arctic Haze“ bekannt. Während dieser „Arctic Haze“-Ereignisse können Aerosolkonzentrationen, die vergleichbar mit Industrieregionen sind, erreicht werden.

Eine weitere Besonderheit in der arktischen Atmosphäre ist der sogenannte „Diamond Dust“ oder auch „clear sky ice crystal precipitation“ genannt, kleine Eiskristalle, die bei sonst klarem Himmel unter bestimmten Bedingungen in der unteren Troposphäre entstehen können. OHTAKE ET AL. (1982) beobachtete diese Form entlang der Küste von Alaska in der unteren Troposphäre nahe der Erdoberfläche. Diese Eiskristalle sind relativ klein ($< 100 \mu\text{m}$) und entstehen in geringer Höhe über offenem Wasser bei Temperaturen tiefer als -25°C und einer relativen Feuchte, die über der Eis- und Wassersättigung liegt. Gemessene Konzentrationen liegen typischerweise zwischen 1 bis 30 Teilchen pro Liter. Hier sei insbesondere auf die Arbeiten von CURRY ET AL. (1990) hingewiesen, der ebenfalls durch Flugzeugmessungen großflächige Eiskristallwolken vor allem in niedrigen Höhen identifiziert hat.

In der Arktis tragen neben „Arctic Haze“ auch Wolken in Form von Wasser- oder Eiswolken in unterschiedlicher Weise zum Strahlungsantrieb bei (CURRY ET AL., 1996; FOWLER UND RANDALL, 1996; BAKER, 1997). Jedoch sind deren Bildungsprozesse durch „Cloud Condensation Nuclei“ (CCN), „Ice Nuclei“ (IN) und „Ice Forming Nuclei“ (IFN) und deren Wechselwirkungen bis heute noch nicht gut verstanden. Flugzeugmessungen in arktischen Stratuswolken ergaben niedrige Eiskristallkonzentrationen, fanden aber eine Korrelation im Auftreten von Eiskristallen und IN (JAYAWEERA UND OHTAKE, 1973). Ebenfalls wesentlichen Einfluß auf das Strahlungsforcing in der Troposphäre haben Cirren, die häufig in Höhe der Tropopause zu beobachten sind.

2.3.1 Arktischer Dunst („Arctic Haze“)

Die troposphärische Aerosolkonzentration in der Arktis zeigt eine starke jahreszeitliche Schwankung mit einem Maximum im späten Winter bzw. Frühjahr, genauer, in den Monaten März bis Mai (siehe Abb. 2.5). Dieses Maximum entsteht durch den Eintrag anthropogener Aerosole aus Industrieregionen in die Arktis und wird „Arktischer Dunst“ (engl. „Arctic Haze“) genannt. (HEINTZENBERG, 1989; BODHAINE UND DUTTON, 1993; SHAW ET AL., 1993; RADIONOV ET AL., 1995; KHATTATOV ET AL., 1997; NAGEL, 1999). Während solcher Ereignisse können Aerosolkonzentrationen vergleichbar mit denen in Industrieregionen erreicht werden. In den Sommermonaten hingegen ist die Aerosolkonzentration in der Arktis im Normalfall gering und die Atmosphäre frei von anthropogenen Aerosolen.

Das Erscheinungsbild von „Arctic Haze“ ist sowohl in zeitlicher als auch in räumlicher Hinsicht sehr variabel und vielfältig. „Arctic Haze“ tritt oft in horizontal großflächigen, stabilen Schichten der Atmosphäre auf, kann aber auch kleinräumlich und sehr inhomogen sein. RAATZ (1984) und HEINTZENBERG (1989) berichten von Aerosolschichten mit horizontaler Erstreckung von 100 km bis über 1000 km. Während der ASTAR-2000-Kampagne (HERBER ET AL., 2000b; YAMANOUCHI UND HERBER, 2000) sind andererseits kleinskalige Inhomogenitäten bis zu mehreren hundert Metern beobachtet worden (Kap. 10).

Kriterien zur Abgrenzung der „Arctic Haze“-Ereignisse von der unbelasteten Atmosphäre sind beispielsweise die vom Photometer gemessenen columnaren optischen

Dicken (vgl. Kap. 4.2). Liegt dieser Wert über 0,1 (bei 532 nm), so deutet dieses auf einen „Arctic Haze“-Fall hin (HERBER ET AL., 2000b). Ähnliche Kriterien wurden von SHAW (1982) und KHATTATOV ET AL. (1997) verwendet. Dieser definiert eine schwache und starke Haze-Ereignisse, wenn der Extinktionskoeffizient größer als $0,03 \text{ km}^{-1}$ bzw. $0,11 \text{ km}^{-1}$ ist.

In Abb. 2.5 ist die mittlere jahreszeitliche Variation der troposphärischen optischen Dichte bei 532 nm dargestellt. Im Frühjahr werden die höchsten optischen Dicken von 0,15 (bei 532 nm) erreicht, während in den Sommermonaten die Werte teilweise unter 0,05 fallen. Basierend auf diesem mehrjährigen Datensatz gibt HERBER ET AL. (2000b) für die auftretenden „Arctic Haze“-Ereignisse in Ny-Ålesund eine Häufigkeit von 40% an.

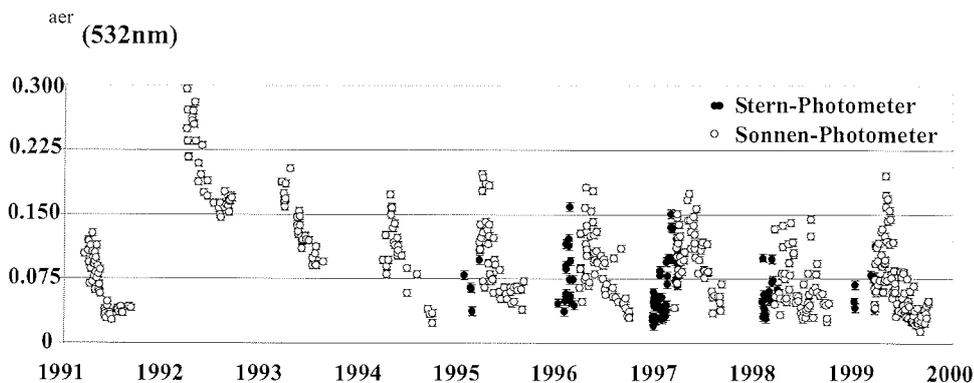


Abbildung 2.5: Zeitreihe der optischen Dichte τ^{aer} der Aerosole; gemessen mit dem bodengebundenen Sonnen- und Sternphotometer an der Koldewey Station, Spitzbergen (HERBER ET AL., 1996, 2000b)

Entstehung von „Arctic Haze“

In der Arktis kann „Arctic Haze“ auf verschiedene Arten entstehen. Die in den Industrieregionen gebildeten anthropogenen Aerosolen können auf bestimmten Transportwegen in die Polregion transportiert werden (Transportprozess). Arktischer Dunst kann sich aber auch lokal in der Arktis in Verbindung mit photochemischen Prozessen auf bereits gealterten Aerosolen bilden (lokaler Entstehungsprozess).

Die entscheidende Rolle spielen Transportprozesse aus den mittleren und teilweise sogar subtropischen Bereichen in die Arktis. Hierbei sind die langen atmosphärischen Wellen (Rossby-Wellen), die aufgrund des unterschiedlichen Strahlungsbudgets zwischen Äquator und Pol entstehen, der grundlegende Antriebsmechanismus. Besondere Bedeutung für den Luftmassenaustausch zwischen Pol und mittleren Breiten hat die Lage der Polarfront. Die Polarluft ist weitgehend von den südlicheren Luftmassen isoliert, wenn die Amplitude der langen Wellen relativ klein ist und zonale Strömungen in der Atmosphäre der mittleren Breiten vorherrschen.



Abbildung 2.6: Quellregionen anthropogen erzeugter Aerosole auf der Nordhalbkugel; Emissionen von Schwefeldioxid (AMAP, 1998)

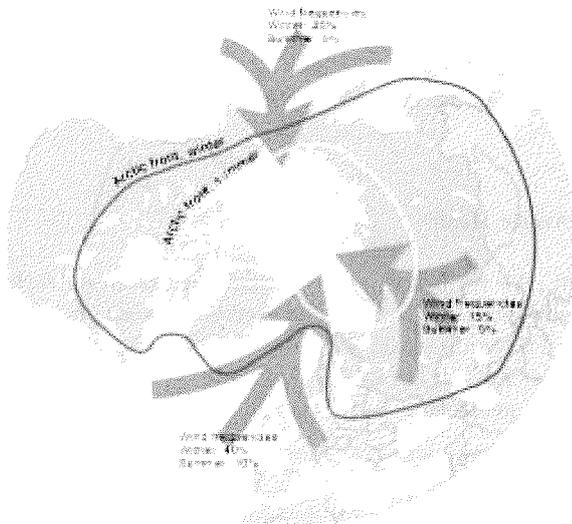


Abbildung 2.7: Haupttransportwege der Aerosole in die Arktis; mittlere Lage der Polarfront im Januar (blau) und Juli (gelb) (AMAP, 1998)

Luftaustausch kann erst dann stattfinden, wenn die Amplitude der langen Wellen anwächst und es so zu einer mehr und mehr meridionalen Strömung kommt. Typische Transportwege, über die „Arctic Haze“ aus den Quellregionen in Europa, Sibirien und Nordamerika in die Arktis gelangen kann (RAATZ UND SHAW, 1984; HARRIS, 1994; VINOGRADOVA UND EGOROV, 1996), finden sich häufig im Winter während der sogenannten „Blocking-“Wetterlagen. Mächtige Hochdruckgebiete breiten sich über Asien bis nach Europa aus, westwärts ziehende Zyklonen werden nach Norden abgedrängt und machen einen Transport der anthropogenen Aerosole und Gase (z.B. Industrieabgase, Verbrennungsprodukte) in die Arktis möglich (RAATZ, 1991; AMAP, 1998). Dabei sind die meteorologischen Bedingungen (Wind, Niederschlag, Feuchte) in den Quellregionen und auf dem Transportweg bestimmend für die Transporthöhe und die Verweilzeit der Aerosole. Abb. 2.6 und 2.7 zeigen die Hauptquellregionen anthropogener Aerosole und deren Transportwege in die Arktis.

Unter bestimmten Bedingungen kann es so in der Arktis je nach Quellgebiet und Transportweg der anthropogen erzeugten Aerosole zur Anreicherung in unterschiedlichen Höhen in der Troposphäre kommen. Entscheidend ist hierbei die Lage der Polarfront (Abb. 2.7). Ein mit anthropogenen Aerosolen angereichertes Luftpaket aus mittleren Breiten, daß nördlich der Polarfront seinen Weg in die Arktis beginnt, wird je nach Feuchtegehalt angehoben. Da die Temperaturdifferenz zwischen Quell- und Zielgebiet allerdings nicht sehr groß ist, wird diese Anhebung nicht sehr stark sein. Stammt das Luftpaket jedoch aus Gebieten südlich der Polarfront, erfährt es aufgrund des großen horizontalen Temperaturgradienten an der Polarfront eine starke Anhebung. Sofern es durch die Anhebung des Luftpaketes nicht zu Niederschlag und somit zur Auswaschung der Aerosole kommt, lassen sich so in der Arktis auch Aerosolschichten in größeren Höhen finden. Zusammen mit der Lage von Bodeninversionen, angehobenen Inversionen und Bereichen mit Isothermie wird so die vertikale Lage der Aerosolschichten bestimmt.

Verbunden mit dem Fehlen der Sonneneinstrahlung während der Polarnacht kann sich durch die starke Abkühlung der Erdoberfläche eine stabile Luftschichtung bilden. Die arktische Grundschicht wird durch eine stark ausgeprägte Inversion von der freien Troposphäre getrennt, so daß sich Aerosole und Gase, die während dieser Zeit aus südlicheren Breiten in die Arktis transportiert werden, relativ lange in der Troposphäre halten können. Abbaumechanismen wie Durchmischung und Auswaschung durch Niederschläge fehlen während dieser Zeit fast vollständig. So entstehen Verweilzeiten einzelner Komponenten von mehreren Wochen (nach SHAW ET AL. (1993) bis zu 30 Tage). Mit Anbruch des Polartages kann sich dann die Aerosolkonzentration durch das Einsetzen photochemischer Reaktionen erhöhen. Es kommt zur Bildung von Nukleationskernen aus der Gasphase, die zu weiterem Wachstum der Aerosole durch Koagulation führen kann. Es entsteht der sogenannte „Arctic Haze“, der hauptsächlich aus bereits gealterten Aerosolen besteht (z.B. LEITERER UND GRAESER (1990); HEINTZENBERG ET AL. (1981); COVERT UND HEINTZENBERG (1993)).

Bisherige Messungen

Die Erforschung troposphärischer Aerosole in der Arktis begann bereits in den dreißiger Jahren, wo u.a. Strahlungsmessungen zur Bestimmung der Trübung in der Atmosphäre durchgeführt wurden. Veröffentlichte Meßreihen von LEITERER (1991) und RADIONOV ET AL. (1995) zeigen für die Jahre 1933 bis 1992 ein deutliches Anwachsen der Lufttrübung im russischen Teil der Arktis ab Mitte der 50er Jahre, verbunden mit der rasanten industriellen Entwicklung nach dem zweiten Weltkrieg. Ebenfalls wurde dieses Phänomen im amerikanischen Teil der Arktis im Rahmen militärischer Wettererkundungsflüge (den sogenannten „Ptarmigan-Flügen“) beobachtet. Der amerikanische Militärflieger M. Mitchell jr. prägte als erster für diese Erscheinung den Begriff „Arctic Haze“. In den 70er und 80er Jahren bemühten sich vor allem amerikanische Forscher (SHAW, 1975; RAATZ, 1984) um dieses Phänomen. In diesem Zusammenhang sind die vier AGASP-Experimente (Arctic Gas and Aerosol Sampling Program (SCHNELL, 1984; SCHNELL UND RAATZ, 1984)) zu nennen, durch die zwischen 1983 und 1992 umfangreiche Arbeiten zu chemischen und physikalischen Eigenschaften sowie zur Entstehung von „Arctic Haze“ entstanden sind. Auch von anderen Gruppen wurden in den folgenden Jahren viele weitere Arbeiten und Meßkampagnen zu diesem Thema durchgeführt. Einen guten historischen Überblick gibt hier NAGEL (1999).

Am häufigsten wurden bis heute Messungen der columnaren optischen Dicke durchgeführt. So sind Daten aus der kanadischen Arktis (FREUND, 1983; BODHAIN UND DUTTON, 1993), Alaska (SHAW, 1995), Spitzbergen (HERBER ET AL., 2000b), und aus dem russischen Teil der Arktis (RADIONOV ET AL., 1995; NAGEL, 1999) verfügbar. Alle Autoren berichten über Maximalwerte der optischen Dicke im Frühjahr.

Um Aussagen über die Vertikalverteilung des arktischen Aerosols machen zu können, wurden diverse Flugzeugmessungen durchgeführt (CLARKE ET AL., 1984; RADKE ET AL., 1984; KHATTATOV ET AL., 1997; LEITERER ET AL., 1997). Insbesondere in der Nähe Spitzbergens fanden Photometermessungen der optischen Dicke mit Hilfe des Forschungsflugzeuges „Polar4“ vom Alfred-Wegener-Institut im Sommer 1995, Frühjahr 1996 und 1997 statt (NAGEL, 1999). Bei diesen Messungen zeigte sich eine starke Strukturierung der Aerosolschichten im Frühjahr und ein nahezu mit der Höhe exponentielles Abfallen der Aerosolbelastung während der Sommermonate.

An der Koldewey-Station in Ny-Ålesund wird seit 1998 zusätzlich mit Hilfe des Lidarverfahrens die vertikale Aerosolbelastung in der Troposphäre gemessen. Hinzu kommen Messungen mit dem FTIR (Fourier Transformed InfraRed Spectrometer), welches die columnare optische Dicke aus Emissionsspektren der Aerosole im Infraroten mißt. Eine genauere Darstellung der verschiedenen Meßverfahren folgt in Kap. 4.

Einen wichtigen Forschungsbeitrag hinsichtlich der Klimawirksamkeit von „Arctic Haze“ bildete in diesem Jahr die ASTAR-2000-Kampagne, auf die in Kap. 9 näher eingegangen wird.

Arktische Aerosole im Sommer und im Frühjahr

Zusammenfassend wird im folgenden kurz die arktische Troposphäre im Sommer (in der von anthropogenen Aerosolen unbelasteten Atmosphäre) und im Winter/Frühjahr (stark Aerosol-belastete Atmosphäre) gegenübergestellt. In den Sommermonaten lassen sich die troposphärischen arktischen Aerosole wie folgt charakterisieren:

- Die arktische Troposphäre ist in den Sommermonaten Juni bis August, von einzelnen Haze-Ereignissen abgesehen, weitgehend frei von anthropogenen Aerosolen, da sie aufgrund der Lage der Polarfront bei etwa 60°N bis 70°N von den Quellregionen abgeschirmt ist (NAGEL, 1999). Die columnare optische Dicke (genauer: die integrale optische Dicke der Troposphäre) ist mit $\tau_{\text{Aer}}(550 \text{ nm}) \cong 0,04$ in den Sommermonaten sehr gering (z.B. SHAW (1975); LEITERER (1991); RADIONOV ET AL. (1995); HEGG ET AL. (1996b); NAGEL (1999)).
- Die wenigen vorhandenen Aerosolpartikel sind hauptsächlich in der Grenzschicht in der unteren Troposphäre zu finden. Ihre Konzentration nimmt exponentiell mit der Höhe ab (NAGEL, 1999).
- Nach mehreren Autoren (D'ALMEIDA ET AL., 1991; FLYGER ET AL., 1976; COVERT UND HEINTZENBERG, 1993; TOON UND POLLACK, 1976; HEINTZENBERG UND LECK, 1994) sind die Hauptbestandteile des arktischen Aerosols im Sommer Seesalze (73,6%), natürliche und anthropogene Sulfate (18,9%) und Mineralien (7,5%). Aber auch stickstoffhaltige Verbindungen wie Ammoniumsulfat oder NO_x werden in einigen Arbeiten (z.B. JAESCHKE ET AL. (1997)) genannt.
- Vereinzelt können allerdings auch Haze-Schichten auftreten (SHAW, 1975). Sie kommen meistens aus Regionen südlich der Polarfront und erfahren beim Transport in die Arktis eine starke Anhebung. Haze-Schichten im Sommer sind also meistens in größeren Höhen im Zusammenhang mit angehobenen Inversionen zu finden (FLYGER ET AL., 1976; OTTAR ET AL., 1986; HEGG ET AL., 1996b; NAGEL, 1999).

Im Winter bzw. Frühjahr stellt sich die Situation wie folgt dar:

- Da im Winter und Frühjahr die Polarfront je nach Region zwischen 40°N und 60°N liegt, befinden sich Quellregionen anthropogener Aerosole (z.B. Eurasien) häufig unter dem Einfluß polarer Luft. Während der sogenannten „Blocking“-Wetterlagen (s.o.) können so Aerosole in die Arktis transportiert werden (NAGEL, 1999).
- In den Wintermonaten bildet sich eine mächtige Bodeninversion bis zu 2-3 km Höhe. Aufgrund der sehr stabilen Schichtung ist somit der Vertikaltransport in der Atmosphäre stark eingeschränkt (SHAW, 1995; RAATZ, 1991). Es finden sich daher erhöhte Aerosolkonzentrationen meist in dieser bodennahen

2.3 Troposphärische Aerosole in der Arktis

Inversionsschicht. Während der Übergangszeit zum Polartag können sich aufgrund von anwachsender atmosphärischer Gegenstrahlung angehobene Inversionen bilden, an denen sich dann Aerosole sammeln und so Aerosolschichten entstehen können. Man beobachtete diese Art von Haze-Schichten bereits bis in den Bereich der Tropopause (SKURATOV, 1997; LEITERER ET AL., 1997).

- Nach Sonnenaufgang kann es zur photolytischen Bildung von Kondensationskernen aus der Gasphase kommen und zu weiterem Wachstum durch Koagulation. HEINTZENBERG ET AL. (1981) fand bei Bodenmessungen auf Spitzbergen, daß sich „Arctic Haze“ im wesentlichen aus Teilchen im „Accumulation-Mode“ zusammensetzt. Diese Verarmung an kleinen Teilchen in der Grenzschicht entdeckten auch COVERT UND HEINTZENBERG (1993); SCHNELL UND RAATZ (1984); DREILING UND FRIEDERICH (1997); OTTAR ET AL. (1986).
- Das arktische Aerosol im Frühjahr setzt sich hauptsächlich aus anthropogenen Kohlenstoffverbindungen (48,1%), anthropogenen Sulfaten (31,4%), Seesalzen (17,7%) und einem geringen Anteil an Mineralien (0,09%) zusammen (D'ALMEIDA ET AL., 1991).

Um eine erste Vorstellung von den zu erwartenden Größenordnungen zu bekommen, gibt Tab. 2.1 eine Übersicht über typische optische Parameter des arktischen Aerosols im Frühjahr.

Parameter	typischer Wert
columnare optische Dicke	0,09-0,45
Streukoeffizient	0,010 – 0,082 km ⁻¹
Absorptionskoeffizient	0,0019 – 0,0068 km ⁻¹
Einfachstreueralbedo	0,77-0,93

Tabelle 2.1: Mittelwerte und Größenbereiche für optische Parameter des arktischen troposphärischen Aerosols im Frühjahr nach NAGEL (1999)

2.3.2 „Diamond Dust“

Ein weiteres Phänomen im arktischen Winter und Frühjahr ist der sog. „Polarschnee“ oder auch „Diamond Dust“. Man beobachtet diese Eiskristalle bei sonst klarem Himmel als glitzernden Niederschlag, der langsam zur Bodenoberfläche absinkt. Diese Partikel bilden sich meist bei extrem niedrigen Temperaturen (unter -25°C), wenn der Feuchtegehalt der Luft den Sättigungsgrad über Eis überschreitet und haben eine Größe von etwa $10 - 100 \mu\text{m}$ (CURRY ET AL., 1990). Der bedeutendste Bildungsmechanismus von „Diamond Dust“ in der Arktis ist die Advektion warmer feuchter Luft aus niederen Breiten über die kalte Schnee- und Eisoberfläche. Diese Luftmassen beinhalten oftmals kleinste Aerosolteilchen im Nukleations-Mode, die dann als Sublimationskerne fungieren können. Somit ist die Entstehung von „Diamond Dust“ meistens mit dem Transport feuchter aerosolhaltiger Luft aus den Quellregionen des

„Arctic Haze“ verbunden. „Diamond Dust“ beeinflusst nicht nur durch die intensive Lichtstreuung und -reflexion die Strahlungsbilanz, sondern kann auch bedeutsam für die Akkumulation von Teilchen auf der Eisoberfläche und die Luftchemie der Arktis sein (CURRY ET AL., 1990). Zu diesem Phänomen gibt es allerdings bisher nur wenige Arbeiten.

An dieser Stelle sei auf Beobachtungen von „Diamond Dust“ mit dem Koldewey-Aerosol-Raman-Lidar (KARL) während der ASTAR-2000-Kampagne hingewiesen (Kap. 7). Hier konnten die Reflexionen des Laserstrahls an den glitzernden Eiskristallen in ca. 1-2 km Höhe als schwache Lichtblitze mit dem Auge wahrgenommen werden. In den Lidarsignalen beobachtete man vereinzelt kurze starke „Peaks“ in den Rückstreusignalen, die durch exakte Rückreflexionen an waagrecht ausgerichteten Eiskristallen verursacht wurden.

2.3.3 Cirruswolken

Auch hohe Wolken beeinflussen direkt die Strahlungsbilanz in der Atmosphäre und tragen so ebenfalls zum Strahlungsforcing bei. Zu den hohen Wolken zählen Cirren (Ci), Cirrocumulus (Cc) und Cirrostratus (Cs). Sie existieren ausschließlich in Form von Eiskristallen in einem Temperaturbereich zwischen -20°C und -70°C . Diese meist schleierartigen Eiswolken können in der Arktis in Höhen zwischen 3,5 km und 9 km vorkommen. Als typischer Wert für die Höhe von Cirren gelten etwa Dreiviertel der Tropopausenhöhe (DOWLING UND RADKE, 1990). Aufgrund der starken Höhenwinde sehen sie oft faserig aus. Angaben zu mittleren Bedeckungsgraden durch hohe Wolken in der Arktis existieren nur in geringer Zahl. LIOU (1986) bezieht sich in seinem Übersichtsartikel zu Cirren auf die Klimatologie von LONDON (1957). Dieser gibt als typische Werte für die Arktis (80°N) einen Bedeckungsgrad von 17%, eine Wolkenobergrenze von 7,8 km und eine mittlere Wolkendicke von 1,7 km an.

Man vermutet bei einer Erhöhung des bei etwa 20% liegenden globalen Bedeckungsgrades (LIOU, 1986) dieser optisch meist sehr dünnen hohen Wolken eine Erwärmung der Atmosphäre. Während solare Strahlung nahezu ungehindert die optisch dünnen Wolken durchdringt, wird thermische Strahlung an der Ausstrahlung in den Weltraum gehindert. Diese wird aufgrund der niedrigen Temperatur der Cirren nur in viel geringerem Maße in den Weltraum abgegeben.

Für mittelhohe und niedrige Wolken sowie für optisch dicke Wolken kehrt sich dieser Effekt ins Gegenteil um. Im globalen Mittel wirkt die Gesamtheit der Wolken mit einer Nettostrahlung von $-43,6 \text{ W/m}^2$ abkühlend auf das Klimasystem (HARTMANN, 1993), während hohe dünne Wolken mit $+23,5 \text{ W/m}^2$ erwärmend wirken. Klimamodelle reagieren auf die Parametrisierung von Cirren in hohen Breiten äußerst sensitiv.

Für arktische Cirren sind eine Reihe von Messungen in den letzten Jahren erfolgt. So berichten PLATT UND DILLEY (1981), ANSMANN ET AL. (1992b), RUPPERSBERG ET AL. (1997) und DEL GUASTA ET AL. (1998) speziell von Lidarmessungen an arktischen Cirren. Im Zeitraum von September 1998 bis April 1999 wurden an der Koldewey-Station auf Spitzbergen Messungen mit dem KARL und dem IR-

2.3 Troposphärische Aerosole in der Arktis

Radiometer des CNR Florenz zur Emissivität von Cirren gemacht. Auf diese Messungen wird in dieser Arbeit nicht näher eingegangen.

Kapitel 3

Messung und Modellierung troposphärischer Aerosole

Ein Ziel dieser Arbeit ist es, eine Möglichkeit aufzuzeigen, wie sich Messungen und Modelle miteinander verknüpfen lassen. Dazu werden in diesem Abschnitt die für die Modellierung notwendigen klimarelevanten Aerosolparameter dargestellt und ein Überblick über die derzeit existierenden Aerosolmodelle gegeben. Nach einer Darstellung der für diese Arbeit wichtigen Meßverfahren (speziell die flugzeuggetragenen und bodengebundenen Messungen während der ASTAR-2000-Kampagne), wird weiterhin die Frage erörtert, welche gemessenen Parameter für die Modelle bereitgestellt werden können. Mit einer präzisen meßtechnischen Erfassung der klimarelevanten Parameter und einer geeigneten Verbindung von Messung und Modell kann so die Unsicherheit bei der Bestimmung der Klimawirkung reduziert werden.

3.1 Modellierung

In Klimamodellen werden die Strahlungsflüsse meistens in separaten Strahlungsroutinen berechnet. Je nach Strahlungsmodell werden dort verschiedene Prozesse berücksichtigt. Neben dem Einfluß von Wolken und verschiedenen Spurengasen, gehen hier auch die klimarelevanten Aerosolparameter ein. Diese werden üblicherweise vorher in separaten Aerosolmodellen berechnet.

Zur Berechnung des Strahlungsantriebes durch Aerosole muß die Strahlungstransportgleichung (STG) gelöst werden. Diese beschreibt, auf welche Weise die Sonnenstrahlung in der Atmosphäre absorbiert, gestreut, reflektiert und emittiert wird. Die konkrete Formulierung der STG hängt dabei von der Problemstellung ab. Lösungsverfahren der STG sind in der Literatur in umfangreichen Maße zu finden (CHANDRASEKHAR, 1950; LENOBLE, 1985; GOODY UND YUNG, 1989). Die STG enthält als klimarelevante optische Parameter („Strahlungsparameter“) die optische Dicke τ bzw. den Extinktionskoeffizienten α , die Einfachstreueralbedo ω_0 und die Phasenfunktion $P(\theta)$ bzw. Asymmetriefaktor g . Der Asymmetrieparameter ergibt sich dabei aus der Phasenfunktion, die optische Dicke aus dem Extinktionskoeffizienten.

Diese Größen müssen bekannt sein, um die STG lösen zu können. Die Effekte des direkten Strahlungsantriebes hängen also unmittelbar von den optischen Eigenschaften des Aerosols ab.

Neben den optischen Eigenschaften der Aerosole selbst ist die Oberflächenalbedo von großer Bedeutung für die Gesamtstrahlungswirkung auf das System Erde-Atmosphäre. Aerosole, die vorwiegend streuend wirken, rufen über einer Oberfläche mit geringer Albedo (z.B. Wasser) eine Erhöhung der planetaren Albedo hervor und wirken somit abkühlend. Stark absorbierende Aerosole über einer Oberfläche mit hoher Albedo (Eis, Schnee) verringern hingegen die planetare Albedo und führen zu einer Erwärmung.

Eine genauere Quantifizierung des Klimaantriebs durch Aerosole kann nur dann von Modellen geleistet werden, wenn die klimarelevanten Aerosolparameter in ihrer räumlichen (horizontalen und vertikalen) und zeitlichen Abhängigkeit beschrieben werden können. Aufgrund mangelnder Meßnetze ist es gerade in den Polarregionen schwierig und teilweise sogar unmöglich, diese Parameter in der gewünschten Form bereitzustellen. Deswegen ist es notwendig, mit den gegebenen Meßmöglichkeiten eine optimale Datenbasis als Eingangsdatensatz für die Modelle bereitzustellen.

3.1.1 Bisherige Aerosolmodelle

Die optischen Eigenschaften wurden erstmals in den 60er und 70er Jahren von SHETTLE UND FENN (1979) in Modellen berücksichtigt, wobei von der Sichtweite auf die Extinktion der Atmosphäre geschlossen wurde.

Eine einfache Beziehung zwischen Sichtweite S und Extinktionskoeffizient α ist nach KOSCHMIEDER (1924):

$$\alpha = \frac{3,9}{S}. \quad (3.1)$$

Die Sichtweite ist also etwa das vierfache des Kehrwertes des Extinktionskoeffizienten. Für reine Rayleighstreuung ergibt das etwa 200 km. In der Arktis, aber auch in mittleren Breiten (etwa bei Föhnwetterlagen in Reinluftgebieten) kann dieser Wert auch erreicht werden. Die Koschmieder'sche Formel erlaubt eine schnelle, wenn auch nicht sehr präzise Abschätzung der Aerosolbelastung der Luft. Da die Sichtweite an meteorologischen Meßstationen meistens routinemäßig gemessen wird, kann man den Extinktionskoeffizienten nach dieser Formel abschätzen.

Eine erste Charakterisierung der Aerosoltypen geht auf JUNGE (1963) zurück, der die Aerosole nach der Größenverteilung in maritimes, kontinentales und Hintergrundaerosol einteilte. Durch Ausweitung der Messungen und Durchführung diverser Flugzeug- und Bodenmessungen in den 80er Jahren wurden auch weitere Aerosolparameter, wie Aerosolzusammensetzung, Brechungsindex und Absorptionskoeffizient bestimmt. Mit dieser Datenbasis konnten weitere troposphärische Aerosoltypen modelliert werden (TOON UND POLLACK, 1976; SHETTLE UND FENN, 1979). Das Aerosolmodell von SHETTLE UND FENN (1979) berücksichtigt als erstes die Abhängigkeit der optischen Eigenschaften von der relativen Feuchte in dem Wellenlängenbereich

von $0,2 - 40 \mu\text{m}$. Diese Arbeit gilt als erste umfassende Aerosolklimatologie.

Ein etwas abgeändertes Aerosolmodell wurde 1983 im Rahmen des Weltklimaprogramms WCP (World Climate Project) vorgeschlagen. Dieses umfaßt mehrere Aerosolkomponenten, die sich aus drei Aerosoltypen (maritim, kontinental, urban) volumenannteilig zusammensetzen.

Derzeit wird häufig die Aerosolklimatologie von D'ALMEIDA ET AL. (1991) verwendet. Sie wurde 1997 von KÖPKE ET AL. (1997) komplett überarbeitet und weiterentwickelt. Der so entstandene globale Aerosol Datensatz GADS (Global Aerosol Data Set) baut auf der Datenbank OPAC (Optical Properties of Aerosol and Clouds, HESS ET AL. (1998)) auf. OPAC enthält die optischen Eigenschaften von 11 Aerosolkomponenten für 8 relative Feuchten für 61 Wellenlängen im Bereich zwischen $0,25 - 40 \mu\text{m}$. Die Strahlungsparameter sind aufgrund ihrer Größenverteilung (Log-Normal-Verteilung) und des wellenlängenabhängigen Brechungsindex mit Hilfe der Mie-Theorie berechnet worden. Aerosolkomponenten sind in wasserlösliche und wasserunlösliche kontinentale Aerosole, Seesalze, Ruß, und Mineralien unterteilt. Für einige Komponenten wird die Größenverteilung mit einem feuchteabhängigen Radius bis zu $60 \mu\text{m}$ modelliert. Die Anzahlmischungsverhältnisse der einzelnen Aerosolkomponenten bestimmen somit die optischen Eigenschaften des Aerosoltyps. Zusätzlich zu den optischen Eigenschaften beinhaltet der GADS die globale (horizontale und vertikale) Verteilung der einzelnen Aerosolkomponenten als klimatologische Mittelwerte für Sommer und Winter.

Hinsichtlich der Erscheinungsform von „Arctic Haze“ stellte SHAW ET AL. (1993) 1993 ein Aerosolmodell für „Arctic Haze“ vor, nachdem es zuvor bereits in ersten vereinfachten Arbeiten zum Strahlungsforcing von „Arctic Haze“ qualitative Hinweise auf den Einfluß der Aerosole gab (WENDLING ET AL., 1985; BLANCHET, 1989; EMERY ET AL., 1992; SHAW ET AL., 1993; BLANCHET, 1994). Ausgehend von bekannten Größenverteilungen und Brechungsindizes für die Aerosolkomponenten berechnet dieses Modell auf Grundlage der Mie-Theorie die für den Strahlungstransport notwendigen optischen Parameter. Sie konnten mit diesem Modell nachweisen, daß Haze-Schichten bei hoher Bodenalbedo, wie sie in den Polarregionen im Frühjahr üblich ist, den Nettofluß der solaren Strahlung oberhalb der Schicht erhöhen und unterhalb der Schicht mindern. Die Erhöhung oberhalb der Schicht resultiert aus der Streuung und Reflexion sowie der Absorption der von der Erdoberfläche abgestrahlten langwelligen Strahlung in der Schicht. Die Minderung des Nettoflusses unterhalb der Schicht wird verursacht durch Reflexion, Streuung und Absorption der einfallenden solaren Strahlung. Vor allem bei den niedrigen Einfallswinkeln der Sonnenstrahlen im Frühjahr wird dieser Effekt durch Mehrfachstreuung zwischen Schneeoberfläche und Haze-Schicht noch verstärkt. In Abhängigkeit vom Rußanteil der Aerosole kann es in der Schicht zu einer Erwärmung bis zu 2 K durch Absorption kommen. Alles in allem führen Haze-Schichten in der Arktis somit zu einer leichten Abkühlung an der Erdoberfläche und zu einer Erwärmung in der Schicht selbst. Dieser Inversionseffekt stabilisiert die Luftschichtung in zunehmendem Maße. Die modellierten Erwärmungsraten von bis zu 2 K/Tag stimmen gut mit Messungen von VALERO ET AL. (1984) überein, liegen aber deutlich über den mit $0,1-0,3 \text{ K/Tag}$ angegebenen Werten von BLANCHET (1989).

3.1.2 Das regionale Klimamodell HIRHAM

Für die Arktis existiert das zeitlich und räumlich hochaufgelöste regionale Klimamodell HIRHAM, welches derzeit am Alfred-Wegener-Institut benutzt und weiterentwickelt wird. Der meteorologisch-physikalische Teil stammt von dem Modell ECHAM (CHRISTENSEN UND MEIJGAARD, 1992), (ursprünglich vom „European Center for Medium Range Weather Forecasting“ (ECMWF), am Max-Planck-Institut in HAMBURG hinsichtlich Klimamodellierung modifiziert), der dynamische Teil von dem Modell HIRLAM (HIGH RESOLUTED LIMITED AREA MODEL). HIRHAM wurde am Alfred-Wegener-Institut für das Gebiet der Arktis und an die dort spezifischen Fragestellungen angepaßt (CHRISTENSEN UND MEIJGAARD, 1992; CHRISTENSEN ET AL., 1996; DETHLOFF ET AL., 1996; RINKE UND DETHLOFF, 1997). Das Modellgebiet von HIRHAM erstreckt sich über das Gebiet der Arktis nördlich des 65. Breitenkreises. Die horizontale Auflösung beträgt $0.5^\circ \times 50$ km, vertikal ist die Atmosphäre in 19 Druckschichten bis zu einem Druckniveau von 10 hPa unterteilt. Das Modell berücksichtigt hinsichtlich der Strahlungsprozesse den Einfluß von H_2O , CO_2 , O_3 , CH_4 , N_2O , CFCs, Aerosolen und Wolken.

Um den Strahlungsantrieb durch Aerosole abschätzen zu können, wurden der globale Aerosoldatensatz GADS (KÖPKE ET AL., 1997) in das regionale Klimamodell HIRHAM implementiert und erste Modellläufe mit verschiedenen Aerosolmischungen durchgeführt (FORTMANN, 2000). Im nächsten Schritt wird nun diese künstlich erzeugte Aerosolmischung durch einen arktischen Aerosoldatensatz ersetzt, der auf gemessenen Daten basiert. Dazu wurde u.a. die ASTAR-2000-Kampagne im Frühjahr 2000 über Spitzbergen geplant und durchgeführt (Kap. 9).

3.1.3 Modellanforderungen

Zur Abschätzung der Klimawirkung der Aerosole ist es notwendig, die klimarelevanten Parameter möglichst so zu erfassen, daß diese in die Modelle implementiert werden können. Dazu müssen die Anforderungen der Modelle hinsichtlich zeitlicher räumlicher Auflösung berücksichtigt werden. Aufgrund der starken Variabilität der Aerosolverteilung müssen die Aerosolparameter hierzu in zeitlicher, räumlicher (horizontal und vertikal) und spektraler Auflösung vorliegen (siehe Tab. 3.1). Außerdem muß die Abhängigkeit der Parameter von der relativen Feuchte bekannt sein.

Parameter	...aufgelöst
Extinktionskoeffizient (pro Teilchen)	spektral, rel. Feuchte
Absorptionskoeffizient (pro Teilchen)	spektral, rel. Feuchte
Phasenfunktion	spektral, rel. Feuchte
Massenmischungsverhältnis	vertikal, horizontal, zeitlich

Tabelle 3.1: Anforderungen des Modelles

3.2 Meßverfahren – Ein Überblick

Für die experimentelle Bestimmung der klimarelevanten Parameter troposphärischer Aerosole werden unterschiedliche Meßverfahren angewendet. Diese können auf diversen Plattformen (Boden, Flugzeug, Ballon, Satellit) zum Einsatz kommen.

Mit Fernerkundungsverfahren (z.B. Lidar, Photometer) kann die zeitliche Entwicklung des troposphärischen Aerosols sowie die vertikale Verteilung hochaufgelöst aufgezeichnet werden, allerdings nur über einen horizontal eng begrenzten Bereich. Satellitengestützte Messungen erlauben hingegen eine große räumliche (horizontale) Abdeckung der Atmosphäre.

Bei den optischen Meßverfahren unterscheidet man zwischen aktiven und passiven Verfahren. Bei aktiven Verfahren (z.B. Lidar) wird vom Meßinstrument „aktiv“ emittiertes Licht nach der Wechselwirkung mit den Aerosolteilchen detektiert. Bei den passiven Meßverfahren (z.B. Radiometer, Photometer) dient das Meßinstrument ausschließlich als Detektor „passiver“ Strahlungsquellen (Sonne, Mond, Sterne, Wolken).

In-situ-Meßsysteme können die mikrophysikalischen und chemischen Eigenschaften des Aerosols analysieren. Mit optischen Partikelzählern können zum Beispiel die Größenverteilung und Größenspektren bestimmt werden. Diese Messungen können ebenfalls bodengebunden, flugzeug- oder ballongetragen sein. Sowohl in-situ-Messungen optischer Eigenschaften am begrenzten Luftvolumen mit beispielsweise Nephelometern, Teilchenzählern, Aethalometer, als auch Messungen in der atmosphärischen Säule (Photometer, Radiometer, Lidar) sind meistens auf wenige Wellenlängen beschränkt.

Instrument	Meßgröße	Auflösung
Lidar	Rückstreuoeffizient β^{Aer} Extinktionskoeffizient $\alpha_{\text{Ext}}^{\text{Aer}}$ Depolarisation δ^{Aer}	$\lambda = 532 \text{ nm}, 1064 \text{ nm}$; Profil $\Delta h = 60 \text{ m}$ $\lambda = 532 \text{ nm}$; Profil $\Delta h = 60 \text{ m}$ $\lambda = 532 \text{ nm}$; Profil $\Delta h = 60 \text{ m}$
Photometer	columnare optische Dicke τ^{Aer} , Extinktionskoeffizient $\alpha_{\text{Ext}}^{\text{Aer}}$, Phasenfunktion $P(\theta, \lambda)$	spektral $350 < \lambda < 1065 \text{ nm}$, Profil spektral $350 < \lambda < 1065 \text{ nm}$, Profil $\lambda = 861 \text{ nm}, 532 \text{ nm}$, Profil
FTIR	columnare optische Dicke τ^{Aer}	$8 \mu\text{m} < \lambda < 12 \mu\text{m}$
IN	Streuoeffizient $\alpha_{\text{Str}}^{\text{Aer}}$, Rückstreuoeffizient β^{Aer}	3 Wellenlängen im VIS, Profil
OPC	Aerosolkonzentration, Größenverteilung	Profil, 5 Größenintervalle $0,1 - 1 \mu\text{m}$
Impaktoren und Filter	Aerosolkonzentration, Größenverteilung, chemische Eigenschaften	Profil, mehrere Größenintervalle
PSAP	Absorptionskoeffizient $\alpha_{\text{Abs}}^{\text{Aer}}$	Profil, $\lambda = 565 \text{ nm}$
SAGE II	Extinktionskoeffizient $\alpha_{\text{Ext}}^{\text{Aer}}$	horizontal: 5° bis 76°N , Profil bis $6,5 \text{ km}$ Höhe

Tabelle 3.2: Meßverfahren und deren Meßgrößen während ASTAR-2000

Tab. 3.2 gibt eine Übersicht über den Beitrag verschiedener Messverfahren zur Bestimmung der Aerosolparameter für die Einbindung in das regionale Klimamodell HIRHAM.

Stellt man die Anforderungen der Modelle an die Eingangsdaten den tatsächlich gemessenen Größen gegenüber, so ergeben sich Bereiche, die ausreichend mit Meßdaten abgedeckt werden können (wie zum Beispiel der sichtbare Spektralbereich), andererseits treten Probleme im infraroten Spektralbereich auf. Insbesondere ergeben sich Probleme bei der Beschreibung der Abhängigkeit der Parameter von der relativen Feuchte. Es muß somit nach Möglichkeiten gesucht werden, durch Kombination sowohl von Messungen untereinander als auch von Messung und Modell der Realität so nahe wie möglich zu kommen.

3.3 Verbindung von Messung und Modell

In diesem Abschnitt werden die von den verschiedenen Meßverfahren bereitgestellten Parameter und die von den Modellen benötigten Eingangsgrößen gegenübergestellt. In dieser Arbeit wird anhand der ASTAR-2000-Kampagne und des Klimamodells HIRHAM ein Weg aufgezeigt, wie man Messung und Modell verknüpfen kann. Einen schematischen Überblick hierzu gibt Abb. 3.1.

Die Beziehungen und Verbindungen zwischen den Messungen während ASTAR-2000 und dem regionalen Klimamodell HIRHAM zeigt Abb. 3.1. Durch Messungen auf den verschiedenen Plattformen (Boden, Flugzeug, Satellit) werden die klimarelevanten Aerosolparameter bestimmt, anschließend in die vom Modell benötigte Form konvertiert und hiernach an das Strahlungsmodell weitergegeben. Um möglichst kompatibel zu dem bisher verwendeten GADS zu sein, sollten die Eingangsgrößen in derselben Form vorliegen. Hier wird ein Weg skizziert, wie dieses umgesetzt werden kann.

Das Strahlungsmodell des HIRHAM benötigt die klimarelevanten Parameter in folgender Form:

1. Extinktionsquerschnitt pro Teilchen:

Der Extinktionsquerschnitt pro Teilchen $\sigma_{\text{Ext}}^{\text{Aer}}$ berechnet sich aus dem vom Lidar und Photometer gemessenen Extinktionskoeffizienten $\alpha_{\text{Ext}}^{\text{Aer}}$ und der vom Partikelzähler bestimmten Anzahldichte N^{Aer} nach:

$$\sigma_{\text{Ext}}^{\text{Aer}} = \frac{\alpha_{\text{Ext}}^{\text{Aer}}}{N^{\text{Aer}}} \quad (3.2)$$

2. Absorptionsquerschnitt pro Teilchen:

Den Absorptionsquerschnitt pro Teilchen $\sigma_{\text{Abs}}^{\text{Aer}}$ erhält man auf analoge Weise aus dem vom „Particle Soot Absorption Photometer“ (PSAP) gemessenen Absorptionskoeffizienten $\alpha_{\text{Abs}}^{\text{Aer}}$.

$$\sigma_{\text{Abs}}^{\text{Aer}} = \frac{\alpha_{\text{Abs}}^{\text{Aer}}}{N^{\text{Aer}}} \quad (3.3)$$

3. Asymmetriefaktor:

Der Asymmetriefaktor $g(\lambda)$ ergibt sich aus den Almucantar-Messungen des Photometers bei 861 nm bzw. 532 nm.

$$g(\lambda) = \frac{\cos(\theta) \cdot P(\theta, \lambda) d \cos \theta}{P(\theta, \lambda) d \cos \theta} \quad (3.4)$$

4. Einfachstreueralbedo:

Die Einfachstreueralbedo $\omega(\lambda)$ ergibt sich definitionsgemäß aus

$$\omega = 1 - \frac{\alpha_{\text{Abs}}^{\text{Aer}}}{\alpha_{\text{Ext}}^{\text{Aer}}} = \frac{\alpha_{\text{Str}}^{\text{Aer}}}{\alpha_{\text{Ext}}^{\text{Aer}}} \quad (3.5)$$

Hierbei kann der vom PSAP gemessene Absorptionskoeffizient $\alpha_{\text{Abs}}^{\text{Aer}}$ oder aber der vom Nephelometer gemessene Streukoeffizient $\alpha_{\text{Str}}^{\text{Aer}}$ verwendet werden.

5. Größenverteilungsparameter: mittlerer Modenradius und Modenbreite:

Die Größenverteilung wird charakterisiert durch den mittleren Modenradius r_m und die Modenbreite σ_m . Diese können einerseits aus der mit dem Partikelzähler gemessenen Größenverteilung $N^{\text{Aer}}(r)$, andererseits mit dem Inversionsmodell CIRATRA aus den Photometerspektren berechnet werden.

6. Spezifische Dichte ρ^{Aer} :

Die spezifische Aerosoldichte ρ^{Aer} ergibt sich aus dem Quotienten von Aerosolmasse m^{Aer} und Aerosolvolumen V^{Aer} mit $V^{\text{Aer}} = 4/3\pi r_m^3$ und $m^{\text{Aer}} = N\rho V$. Hierzu ist eine chemische Analyse der von den Aerosolimpaktoren gesammelten Partikeln erforderlich, um den Anteil der verschiedenen Aerosolkomponenten zu bestimmen.

7. Massenmischungsverhältnis:

Das Massenmischungsverhältnis MMV der Aerosole ergibt sich schließlich aus der Beziehung

$$\text{MMV} = \frac{N^{\text{Aer}} \rho^{\text{Aer}}}{N^{\text{Air}} \rho^{\text{Air}}}. \quad (3.6)$$

Hier werden die spezifische Luftdichte ρ^{Air} und Anzahl der Luftpartikel N^{Air} aus den meteorologischen Sondierungen berechnet, die Anzahl N^{Aer} und spezifische Dichte ρ^{Aer} der Aerosole wird wie oben beschrieben bestimmt.

Da die optischen Parameter nicht direkt in Abhängigkeit der relativen Feuchte gemessen werden, muß auf Parametrisierungen aus der Literatur zurückgegriffen werden, etwa auf die der hygroskopischen Wachstumsfaktoren (COVERT ET AL., 1972; HÄNEL, 1979; CHARLSON ET AL., 1992; HEGG ET AL., 1996a,b).

Experimentelle Bestimmung des Strahlungsforcings durch Aerosole

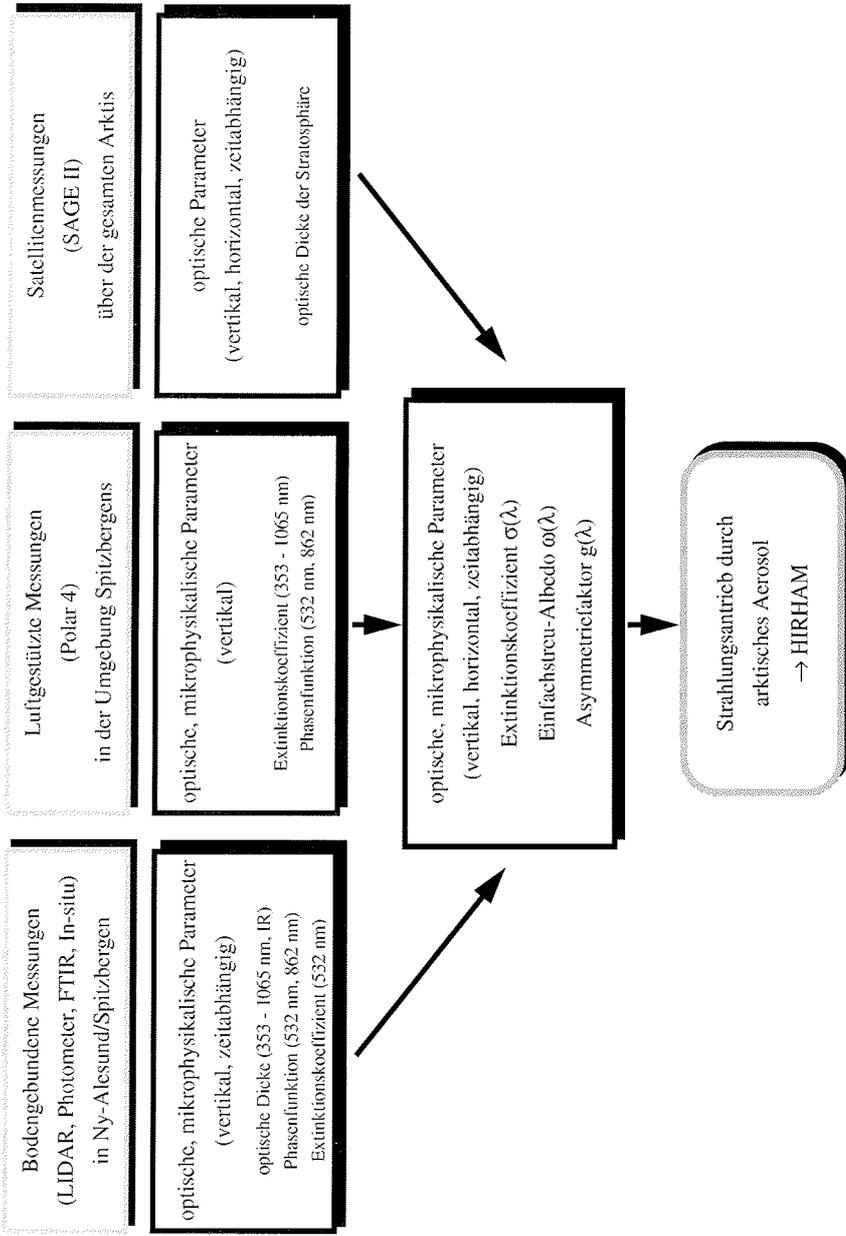


Abbildung 3.1: Experimentelle Bestimmung des Strahlungsantriebs durch Aerosole

Kapitel 4

Meßverfahren für Aerosole

Dieses Kapitel gibt einen kurzen Überblick über die zur Zeit am meisten angewandten Aerosolmeßverfahren. Schwerpunktmäßig wird in dieser Arbeit auf die während der ASTAR-2000-Kampagne eingesetzten Meßverfahren eingegangen, insbesondere auf das Lidar- und Photometer-Meßverfahren.

4.1 Das Lidar-Verfahren

4.1.1 Prinzip

Das Akronym „Lidar“ steht für *Light detection and ranging*. Das Meßprinzip ist ähnlich dem des Raders, nur daß bei dieser Fernerkundungsmethode quasimonochromatisches Laserlicht als Strahlungsquelle dient. Die Laserpulse können vertikal oder auch unter einem bestimmten Winkel θ in die Atmosphäre gesendet werden. Die so ausgesandten Photonen (ungefähr 10^{17} pro Laserpuls) wechselwirken mit den in der Atmosphäre vorkommenden Partikeln und Molekülen. Auf die dort stattfindenden Streuprozesse wird in Kap. 5 näher eingegangen. Ein Teleskop fängt den um 180° zurückgestreuten Anteil auf und leitet ihn in ein geeignetes Detektorsystem weiter, welches zeitaufgelöst die Intensitätsverteilung des Lichtes aufnimmt. Aus der Laufzeit t des Laserpulses von Emission bis zur Detektion kann mit Hilfe der konstanten Lichtgeschwindigkeit c die Höhe z berechnet werden, in der der Streuprozess stattgefunden hat.

$$z = \frac{ct}{2} \cdot \cos \theta \quad (4.1)$$

Die Höhenauflösung Δz des Lidarsystems ist theoretisch durch die Laserpulslänge, praktisch jedoch durch die langsamste Komponente im System (Photomultiplier, Transientenrekorder) bestimmt.

4.1.2 Die Lidargleichung für elastische Rückstreuung

Der Zusammenhang zwischen emittierter und detektierter Intensität beim Lidar-Verfahren ist durch die Lidargleichung gegeben (MEASURES, 1984):

$$\begin{aligned}
 P_k^{el}(z, \lambda) &= D^k(\lambda) P_0(\lambda) \frac{A}{z^2} O(z) \Delta z \\
 &\times \beta(z, \lambda) T^2(z, \lambda),
 \end{aligned}
 \tag{4.2}$$

mit

$$\begin{aligned}
 T(z, \lambda) &= \exp\left(-\int_{z_0}^z \alpha(\tilde{z}, \lambda) d\tilde{z}\right), \\
 \beta(z, \lambda) &= \beta^{Ray}(z, \lambda) + \beta^{Aer}(z, \lambda), \\
 \alpha(z, \lambda) &= \alpha^{Ray}(z, \lambda) + \alpha^{Aer}(z, \lambda),
 \end{aligned}$$

wobei

z	die Höhe,
λ	die emittierte Wellenlänge,
Δz	die Höhenauflösung des Detektors ($\Delta z \gg c\tau/2$),
$O(z)$	den geometrischen Überlapp zwischen emittiertem Laserstrahl und Teleskopgesichtsfeld,
$D^k(\lambda)$	die Empfindlichkeit des Detektorkanals k für die Wellenlänge λ ,
A	die effektive Teleskopfläche,
$\beta^{Ray}(z, \lambda)$	den Rayleigh-Rückstreukoeffizienten,
$\beta^{Aer}(z, \lambda)$	den Aerosolrückstreukoeffizienten,
$\alpha^{Ray}(z, \lambda)$	den Rayleigh-Extinktionskoeffizienten,
$\alpha^{Aer}(z, \lambda)$	den Partikel-Extinktionskoeffizienten,
$P_0(\lambda)$	die Intensität des zum Zeitpunkt t und mit der Wellenlänge λ emittierten Laserlichts,
$P_k^{el}(z, \lambda)$	die Intensität des zum Zeitpunkt $t = 2z/c$ und bei der Wellenlänge λ detektierten Signals und
$T(z, \lambda)$	die Transmission der Atmosphäre zwischen der Beobachtungshöhe z_0 und der Höhe z

bezeichnet.

Die Intensität der während des Zeitintervalles $[2z/c, 2(z + \Delta z)/c]$ im Detektor nachgewiesenen elastisch gestreuten Strahlung P_k^{elast} ist proportional der Energie des emittierten Laserpulses P_0 . Sie ist weiterhin proportional der Summe der Rückstreukoeffizienten $\beta^{Ray} + \beta^{Aer}$ und proportional zu dem Raumwinkel A/z^2 , unter dem das Streuvolumen die effektive Teleskopfläche A sieht. Schließlich ist zu berücksichtigen, daß der Laserpuls auf seinem Weg durch die Atmosphäre durch Streuung und Absorption abgeschwächt wird.

Da sich die Extinktion aus Absorption und Streuung zusammensetzt, müssen diese beiden Anteile streng genommen separiert werden. Absorption durch Spurengase ist dann zu berücksichtigen, wenn die zu detektierende Wellenlänge auf Absorptionsbanden atmosphärischer Gase liegen. Zur Korrektur ist ein Höhenprofil des betreffenden Spurengases und die Kenntnis des jeweiligen molekularen Absorptionsquerschnittes notwendig. Für die beim Koldewey-Aerosol-Raman-Lidar (KARL) verwendeten Wellenlängen ist nur das Chappius-Absorptionsband von Ozon zwischen 450 nm und 750 nm von Bedeutung. Formal wird die Korrektur in den Rayleigh-Extinktionskoeffizienten $\alpha_{\text{Ext}}^{\text{Ray}}(\lambda)$ hineingezogen durch

$$\alpha_{\text{Ext}}^{\text{Ray}}(\lambda, z) := \sigma_{\text{Str}}^{\text{Ray}}(\lambda) \mathcal{N}^M(z) + \sigma^{\text{Ozon}}(\lambda, T(z)) \mathcal{N}^{\text{Ozon}}(z).$$

Hier bezeichnet $\mathcal{N}^{\text{Ozon}}$ die Ozonteilchenzahldichte als Funktion der Höhe z und σ^{Ozon} den auch von der Temperatur abhängigen molekularen Absorptionsquerschnitt von Ozon.

4.1.3 Die Raman-Lidargleichung

Das KARL detektiert neben den elastisch rückgestreuten Signalen ebenfalls die Vibrationsramanlinien des Stickstoffs und des Wasserdampfs (Kap. 6). Der Zusammenhang zwischen emittierter und detektierter Intensität der inelastisch gestreuten Ramansignale ist gegeben durch (ANSMANN ET AL., 1990):

$$P_k^{\text{Ram}}(z, \lambda_0, \lambda_R) = D^k(\lambda_R) P_0(\lambda_0) \frac{A}{z^2} O(z) \Delta z \left(\beta^{\text{Ram}}(z, \lambda_0, \lambda_R) \right) \times \exp \left(- \int_{z_0}^z \alpha(\tilde{z}, \lambda_0) + \alpha(\tilde{z}, \lambda_R) d\tilde{z} \right) \quad (4.3)$$

mit

$$\alpha(z, \lambda_0, \lambda_R) = \alpha^{\text{Ray}}(z, \lambda_0, \lambda_R) + \alpha^{\text{Aer}}(z, \lambda_0, \lambda_R),$$

wobei

λ_0	die emittierte Wellenlänge,
λ_R	die Raman-Wellenlänge,
$\beta^{\text{Ram}}(z, \lambda_0, \lambda_R)$	den Raman-Rückstreukoeffizienten,
$P_0(\lambda_0)$	die Intensität des zum Zeitpunkt t und mit der Wellenlänge λ_0 emittierten Laserlichts,
$P_k^{\text{Ram}}(z, \lambda_R)$	die Intensität des zum Zeitpunkt $t = 2z/c$ und bei der Raman-Wellenlänge λ_R detektierten Signals,
$\alpha^{\text{Ray}}(z, \lambda)$	den Rayleigh-Extinktionskoeffizienten,
$\alpha^{\text{Aer}}(z, \lambda)$	den Partikel-Extinktionskoeffizienten,
$\alpha(z, \lambda_0)$	den totalen Extinktionskoeffizienten bei λ_0 ,
$\alpha(z, \lambda_R)$	den totalen Extinktionskoeffizienten bei λ_R

bezeichnet.

Im Gegensatz zur elastischen Rückstreu-Lidargleichung 4.2 tritt in den inelastischen gestreuten Signalen kein Rückstreuanteil durch Aerosole auf, da die "Quelle" der Streuung nicht am Boden, sondern die Atmosphäre (z.B. die N_2 -Moleküle) selbst ist. Anstelle des Rückstreuoeffizienten $\beta = \beta^{Aer} + \beta^{Ray}$ steht der bekannte N_2 -Raman-Rückstreuquerschnitt β^{Ram} (ANSMANN ET AL., 1992b; WANDINGER ET AL., 1995). Im Extinktionsanteil bleibt der Aerosolanteil jedoch bestehen, da das Licht auf seinem Weg durch die Atmosphäre Abschwächung durch Aerosolextinktion erfährt. Hierbei ist zu berücksichtigen, daß die Wellenlänge auf Hin- und Rückweg nicht dieselbe ist. Somit ist die Raman-Lidargleichung nur von einer Variablen (dem Extinktionskoeffizienten α) abhängig. Die Aerosolextinktion läßt sich durch Bildung der Ableitung des gemessenen Raman-Rückstreusignals exakt bestimmen (siehe Formel 7.7 in Kap. 7).

4.2 Das Photometer

Photometer werden dazu benutzt, die Transmission der Atmosphäre vom Boden aus spektral aufgelöst zu messen. Durch Detektion der direkten Sonnenstrahlung läßt sich die columnare optische Dicke $\tau^{Aer}(\lambda)$ ableiten. Grundlage hierzu ist das Bouguer-Lambertsche Gesetz:

$$U_m = U_0 \cdot e^{-\tau^{tot}(\lambda)m}, \quad (4.4)$$

wobei U_m das gemessene Signal, U_0 das durch die Atmosphäre unabgeschwächte extraterrestrische Signal und τ^{tot} die totale optische Dicke ist. So kann bei Kenntnis des extraterrestrischen Signals, das sich aus der Langley-Kalibrierung ableitet, die optische Dicke der Atmosphäre bestimmt werden. Da das Photometer nicht vertikal, sondern unter einem bestimmten Winkel zur Lichtquelle (Sonne, Mond, Sterne) steht, muß eine sogenannte Luftmassenkorrektur durchgeführt werden. Die relative Luftmasse $m(\phi)$ gibt den Weg der Sonnenstrahlen im Verhältnis zum senkrechten Einfall ($\phi = 90^\circ$) an. Bei niedrigen Sonnenständen, wie sie in der Arktis vorkommen, muß die Krümmung der Atmosphäre bei der Wegberechnung berücksichtigt werden. Grundlegende Arbeiten zur Berechnung der Luftmasse stammen von KASTEN UND YOUNG (1989). Um nun die optische Dicke der Aerosole τ^{Aer} zu erhalten, muß die gemessene totale optische Dicke τ^{tot} zum einen um die Streuung der Luftmoleküle τ^{Ray} , zum anderen um die Absorption τ^{abs} durch gasförmige Absorber (O_3 , O_2 , H_2O , NO_2) korrigiert werden. Die Aerosol-optische-Dicke τ^{Aer} ergibt sich dann zu:

$$\tau^{Aer} = \tau^{tot} - \tau^{abs} - \tau^{Ray}. \quad (4.5)$$

Zur Berechnung des Rayleigh-Korrekturanteils wurde eine Parametrisierung nach FRÖHLICH UND SHAW (1982) verwendet.

$$\tau^{Ray}(\lambda) = \frac{p}{p_0} \cdot 0,00865 \lambda^{-(3,916+0,074\lambda+0,05/\lambda)} \quad (4.6)$$

Hier ist p der aktuelle Luftdruck und $p_0 = 1013,25$ hPa. Die Probleme bei dieser Korrektur werden ausführlich bei HERBER (1992) diskutiert. Neuere Arbeiten zur Berechnung der Rayleigh-optischen-Dicke finden sich beispielsweise bei TEILLET (1990) oder BODHAINE ET AL. (1999). In die Ozon-Absorptionskorrektur geht beispielsweise die gemessene Gesamtozonkonzentration C^{O_3} in Dobsonseinheiten und die Absorptionsquerschnitte σ^{O_3} nach LINKE UND BAUR (1970) ein.

$$\tau^{abs}(\lambda) = \tau^{O_3} = \sigma^{O_3}(\lambda) \cdot C^{O_3} \quad (4.7)$$

Auf ähnliche Weise wird die Absorption durch Wasserdampf bei den entsprechenden Absorptionsbanden berücksichtigt.

Eine weitere wichtige Größe zur Charakterisierung des Spektralverhaltens der Aerosole ist der Angströmxponent k . Mit dieser Parametrisierung für die Wellenlängenabhängigkeit der optischen Dicke des Aerosols

$$\tau^{Aer} = \beta \cdot \lambda^{-k} \quad (4.8)$$

kann man Rückschlüsse auf die Größenverteilung des Aerosols ziehen, da der Angström-Parameter k in direktem Zusammenhang mit dem sogenannten Junge-Größenparameter steht (ANGSTRÖM, 1929, 1961; VAN DE HULST, 1981). Diese Inversion wird mit Hilfe des Modells CIRATRA (Coupled Inversion Radiation Transfer Program) gerechnet (WENDISCH UND HOYNINGEN-HUENE, 1994). Zusätzlich wird noch der Realteil des Brechungsindex berechnet. Mittels der Almucentar-Messungen lassen sich außerdem die Phasenfunktion und der Asymmetriefaktor bestimmen. Hierzu werden die Himmelselligkeiten im Sonnenhorizontal bis zu einem Azimutwinkel von 180° gemessen.

Vom Alfred-Wegener-Institut werden je nach Jahreszeit und Lichtverhältnissen verschiedene Typen von Photometern eingesetzt. Tabelle 4.1 gibt hierzu eine Übersicht. Seit 1995 bzw. 1996 werden während der Polarnacht in Ny-Ålesund bodengebundene Mond- (SP1A, SP2H) und Sternphotometer (STAR01) verwendet. Während

Nr.	Typ	Einsatzort	Lichtquelle
1	SP1A	Flugzeug „Polar4“	Sonne
2	SP1A	Dauermessung Koldewey-Station, fest	Sonne, Mond
3	SP2H	Handgerät	Sonne, Mond
4	STAR01	Koldewey-Station, fest	Sterne

Tabelle 4.1: Photometertypen des Alfred-Wegener-Instituts während der ASTAR-2000-Kampagne

des Polartages liefert das automatische Sonnenphotometer SP1A (seit 1991) kontinuierliche Meßreihen der optischen Dicke. Weiterhin kann mit dem transportablen Handgerät SP2H bei Bedarf auch an anderen Orten (beispielsweise während der ASTAR-2000-Kampagne auf dem nahegelegenen Zeppelin-Berg) gemessen werden. Während ASTAR-2000 konnten zusätzlich flugzeuggetragene Sonnenphotometermessungen (SP1A) an Bord der „Polar4“ realisiert werden. Aus diesen Flugzeugmessungen können folgende Größen abgeleitet werden:

1. Vertikalprofile der spektralen optischen Dicke (bzw. des Extinktionskoeffizienten) des Aerosols bis zur Tropopause vom sichtbaren Spektralbereich bis ins nahe Infrarot,
2. die Größenverteilung der Aerosole in einzelnen Luftschichten in einem Größenklassenbereich von 0,08-2,0 μm ,
3. eine Abschätzung für den Realteil des Brechungsindex für die Aerosole in einzelnen Luftschichten,
4. die Phasenfunktion und der Asymmetriefaktor der Aerosole in einzelnen Luftschichten.

4.2.1 Das Sonnen- und Mondphotometer

Aerosolmessungen vom Boden aus können mit dem Sonnenphotometer (SP1A bzw. SP2H) unter Tageslichtbedingungen auf Spitzbergen von Anfang März bis Anfang Oktober durchgeführt werden, wobei die Sonne mindestens 3° über dem Horizont stehen muß. Dieses Photometer kann jedoch auch während der Polarnacht mit dem Mond als Lichtquelle benutzt werden. Die Hauptkomponenten des Systems und das optische Prinzip sind in Abb. 4.1 (oben) dargestellt.

Das Sonnenphotometer mißt die direkte Sonnen- (Mond-) Strahlung an verschiedenen vorgegebenen Wellenlängen. Dazu wird das Bild der Sonne (bzw. des Mondes) auf eine Meßblende fokussiert und durch ein Objektiv mit einem Öffnungswinkel von 1° geführt. Ein Filtrerrad mit entsprechenden Interferenzfiltern transmittiert Strahlung bei diversen Wellenlängen im Spektralbereich von 350 nm bis 1065 nm mit einer Halbwertsbreite (FWHM¹) von 5-15 nm. Anschließend wird die Strahlung mit einer Silizium-Photodiode in ein elektrisches Signal umgewandelt, und je nach Signalintensität bis zu acht Größenordnungen verstärkt. Das analog/digital-gewandelte Signal wird dann an den Datenaufnahme-Computer weitergeleitet. Die Meßzeit für ein komplettes Spektrum beträgt ca. 5 Sekunden.

Die Kalibrierung des Gerätes erfolgt jährlich im Hochgebirge (Zugspitze oder Izaña/Teneriffa) nach der Langley-Methode (SHAW, 1976), wobei das gemessene Signal als Funktion der Luftmasse dargestellt und auf die Luftmasse Null extrapoliert wird. Somit erhält man für die Sonnenmessung einen extraterrestrischen Eichwert. Die Genauigkeit der spektralen columnaren optischen Dicke der Aerosole liegt zwischen 0,005 und 0,01 und hängt hauptsächlich von der Unsicherheit bei der Bestimmung

¹Full Width at Half Maximum

des extraterrestrischen Wertes ab. Bei einer Mondmessung muß die Abhängigkeit von der Mondphase berücksichtigt werden, deshalb ist bei jeder Mondmessung eine Eichung notwendig.

4.2.2 Das Sternphotometer

Das Sternphotometer (STAR01) mißt seit 1996 während der Polarnacht an der Koldewey-Station von Ende Oktober bis Mitte März die spektrale optische Dicke des Aerosols. Das Sternphotometer zählt die Photonen von bestimmten Sternen nach Durchgang durch die Atmosphäre. Das optische Prinzip dieses Systems ist in Abb. 4.1 (unten) dargestellt.

Das Sternenlicht wird von einem Spiegelteleskop ($d=180\text{ mm}$, $f=1800\text{ mm}$) aufgefangen und auf eine Meßblende mit einem Durchmesser von $0,5\text{ mm}$ fokussiert.

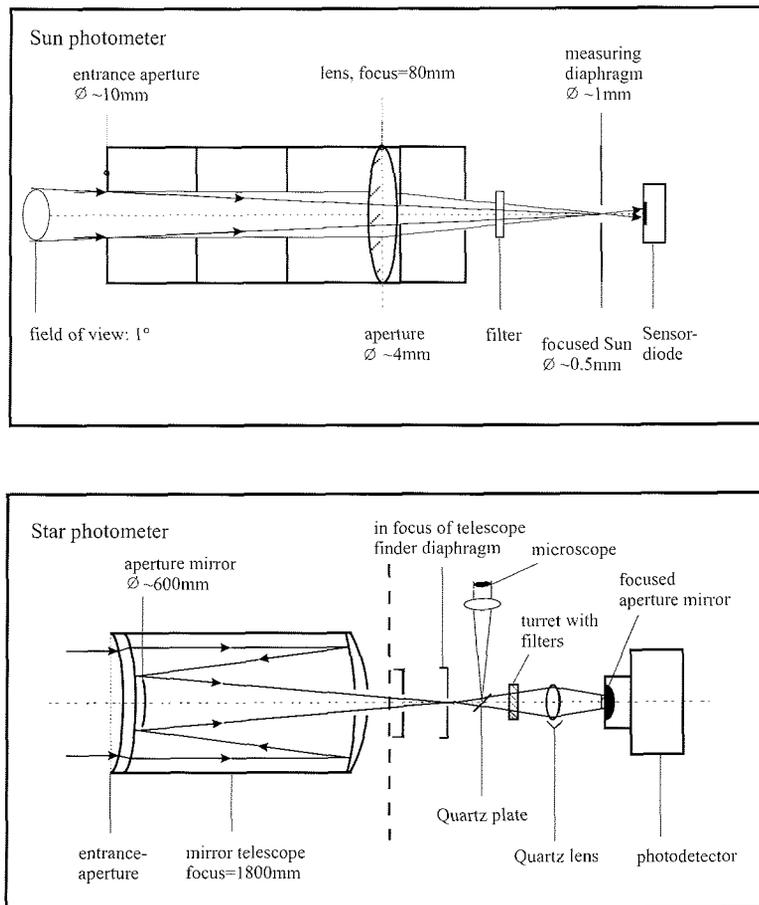


Abbildung 4.1: Optisches Prinzip des Sonnen- und Sternphotometers

	Sonnen-Photometer SP1A	Stern-Photometer
gemessene Parameter	solare Strahlung Himmelsstrahlung	Strahlung vom Stern
abgeleitete Parameter	Aerosol optische Dicke δ_{AER}	Aerosol optische Dicke δ_{AER}
Verfahren	Einfachmessung oder Langley Messung	Zwei-Sterne-Methode oder Ein-Stern-Methode
Spektralbereich	351 - 1062 nm (17 Kanäle)	369 - 777 nm (10 Kanäle)
Wellenlängen (nm)	351, 371, 380, 416, 443, 500, 532, 609, 675, 778, 864, 911, 947, 961, 1025, 1046, 1062	369, 380, 414, 443, 499, 531, 601, 671, 722, 777
Filter Typ	Dielectric (FWHM 4 - 10 nm)	dielectric (FWHM 4 - 10 nm)
optisches System	Objektiv (10 mm / 80mm)	Teleskop MAKSU TOV (180 mm / 1800 mm)
Detektor	S 1337-66BQ (Hamamatsu)	PM - R1878 (Hamamatsu)
Dunkelstrom	$\leq 10^{-4}$ Volt	< 50 counts/s
Empfindlichkeit	17% (400 nm); 33% (630 nm)	60% (400 nm); 25% (630 nm)
Detektorfläche	d = 4 mm	d = 12 mm
Dynamikbereich	10^0 to 10^8 Volt	10^0 to 10^6 counts/s
Zeitauflösung	5 sec (for 17 channels)	OSM < 2 minutes
Genauigkeit	$0.005 \leq \Delta \delta_{AER} \leq 0.008$	$0.003 \leq \Delta \delta_{AER} \leq 0.012$
Tracker	SCITEC 2AP-GD	Paramount II

Abbildung 4.2: Technische Daten zu Sonnen- und Sternphotometer

Das Sternenlicht wird durch ein Filtrerrad mit Interferenzfiltern auf Photomultiplier (eff. Detektionsfläche 12 mm) gelenkt. Das Filtrerrad enthält 10 verschiedene Filter im Spektralbereich von 370-780 nm. Dieser Wellenlängenbereich ist eingeschränkt durch die Sensitivität des Photomultipliers, dessen höchste Photonen-effizienz bei ca. 400 nm liegt und zu 800 nm hin stark abfällt. Die einfallenden Photonen können je nach Intensität bis zu 6 Größenordnungen verstärkt werden. Zum Auffinden der Sterne dient ein zusätzliches Objektiv, welches hinter dem Fokus des Teleskops platziert ist.

Die spektrale columnare optische Dicke des Aerosols wurde zunächst nach der „Zwei-Sterne-Methode“ (LEITERER ET AL., 1995) gemessen und berechnet. Die Hauptidee hierbei ist, einen hohen (Elevationswinkel $> 45^\circ$) und einen tiefen (Elevationswinkel $< 20^\circ$) Stern mit unterschiedlichen relativen Luftmassen auf dem Lichtweg zu vermessen (siehe auch ALEKSEEVA ET AL. (1996)). Dazu wird zunächst der tiefe Stern einschließlich einer Dunkelmessung gemessen, anschließend der hohe Stern. Der Vorteil dieser Relativmessung besteht darin, daß sich die geräteabhängigen Konstanten so eliminieren lassen, und eine Kalibrierung wie beim Sonnenphotometer entfällt. Allerdings wird eine homogene Verteilung der Schichten in der Atmo-

sphäre vorausgesetzt. Dieses wird durch eine dritte Kontrollmessung an dem tiefen Stern überprüft. Auf diese Weise können die äußeren Bedingungen während der Meßzeit geprüft werden. Unter stabilen Bedingungen müssen die Ergebnisse für den tiefen Stern übereinstimmen. Mit dieser Methode erreicht man eine Zeitauflösung von ca. 20 Minuten. Eine ausführliche Beschreibung zur Ableitung der Aerosol optischen Dicke nach der Zwei-Stern-Methode findet sich bei LEITERER ET AL. (1995).

Um die Unsicherheiten der Zwei-Stern-Methode zu minimieren, wird seit 1999 ein weiterentwickeltes Verfahren, die sogenannte „Ein-Stern-Methode“ benutzt (LEITERER ET AL., 1995). Hier geht man davon aus, daß die extraterrestrische Magnitude eines Sterns über den Zeitraum einer Polarnacht konstant ist. Die Qualität der Messungen hängt somit entscheidend von der vorherigen Kalibrierung ab. Der Vorteil dieser Methode besteht darin, daß nun auch bei variablen atmosphärischen Bedingungen mit höherer Zeitauflösung gemessen werden kann. Weiterhin ermöglicht die Nachführung des Teleskops automatische Messungen während einer ganzen Nacht.

4.3 Andere Meßverfahren

4.3.1 In-situ-Meßverfahren

In-situ-Verfahren bieten die Möglichkeit, Aerosole mit dem Meßinstrument direkt vor Ort zu beproben und zu messen. Zum einen können diese Instrumente am Boden eingesetzt werden, um die Aerosoleigenschaften in Bodennähe zu messen. Will man die Vertikalverteilung messen, so können diese Instrumente auch an Bord eines Flugzeuges oder ballongetragen eingesetzt werden.

Zu den optischen Meßverfahren zählen insbesondere Partikelzähler (OPC = „Optical Particel Counter“), und Nephelometer (IN = „Integrating Nephelometer“). Bei optischen Partikelzählern nutzt man die Streueigenschaft der Teilchen aus. Das zu beprobende Aerosol wird durch eine Düse zu einem feinen Strahl fokussiert, der von einem Laser beleuchtet wird. Ein Partikel erzeugt so ein Signal auf einem in Vorwärtsrichtung angebrachten Detektor und kann so gezählt werden. Da die Signalstärke von der Partikelgröße abhängt, kann so die Größenverteilung der Aerosole in verschiedenen Intervallen bestimmt werden. Zur Detektion sehr kleiner Partikel, die keine ausreichende Lichtstreuung verursachen, verwendet man vorgeschaltete Kondensationskammern, so daß die Partikel zu einer detektierbaren Größe heranwachsen (CNC = „Condensation Nuclei Counter“). Mit solchen Geräten lassen sich Partikel im Bereich von 3 nm – 1000 nm nachweisen.

Mit Nephelometern werden die Streu- und Rückstreuoeffizienten der Aerosole je nach Instrument an einer oder mehreren Wellenlängen bestimmt. Das Absorptionsphotometer (PSAP = „Particle Soot Absorption Photometer“) mißt den Absorptionskoeffizienten.

Bei den Filterverfahren wird Luft von einer Vakuumpumpe durch einen Filter gesaugt, an dem die Partikel hängenbleiben. Dabei bestimmen die Eigenschaften der Filter (z.B. die Porösität) den Größenbereich der Partikel, die festgehalten werden

können. Durch Wiegen kann direkt die Aerosolmasse bestimmt werden. Filterverfahren haben den Nachteil, daß, abhängig vom Filtermaterial, jeweils nur ein bestimmter Teil der Aerosole nachgewiesen werden kann.

Bei den Impaktorverfahren wird aerosolhaltige Luft so an einer Oberfläche vorbeigeleitet, daß sich die Partikel aufgrund ihrer Trägheit darauf ablagern. Bei dem sogenannten Kaskadenimpaktor sind die einzelnen Stufen aerodynamisch so angeordnet, daß große Teilchen auf der ersten Stufe, kleine Partikel auf immer weiter hinterliegenden Stufen abgeschieden werden. Auf diese Weise werden Größenverteilungen der Partikel gemessen.

Die auf den Filtern oder Impaktoren angesammelten Partikel können nun mit verschiedenen Analyseverfahren weiter untersucht werden. So läßt sich die elementare Zusammensetzung beispielsweise mittels Röntgenfluoreszenzspektroskopie bestimmen, einzelne Partikel können mittels Elektronenmikroskopie untersucht werden. Durch Kombination dieser Verfahren läßt sich ein relativ vollständiges Bild der Aerosole gewinnen (FRÉJAFON ET AL., 1997).

4.3.2 Satelliten-Meßverfahren

Die rasante Entwicklung der Satellitenverfahren in den letzten Jahren ermöglicht Aussagen über die globale horizontale und vertikale Verteilung der Aerosole. Auch die Polarregionen sollen in Zukunft mit hoher Zeit- und Ortsauflösung abgetastet werden, so daß beispielsweise Aussagen über die horizontale Verteilung von „Arctic Haze“ möglich werden.

Der SAGE II-(Stratospheric Aerosol and Gas Experiment II)-Sensor wurde an Bord des Earth Radiation Budget Satellite (ERBS) im Oktober 1984 in den Orbit mit einem Inklinationwinkel von 57° gestartet. Während jedes Sonnenauf- und -untergangs wird die durch die Erdatmosphäre geschwächte Solarstrahlung bei 10 Wellenlängen in dem Spektralbereich von 385 nm bis 1020 nm gemessen (MCCORMICK UND WANG, 1995). Die extraterrestrische Solarstrahlung wird ebenfalls bestimmt. Aus diesen Transmissionsmessungen können Aerosolextinktionsprofile bis in die mittlere Troposphäre mit einer vertikalen Auflösung von 1 km abgeleitet werden. Durch Integration dieser Profile in einem Höhenbereich von der Tropopause bis 40 km kann so die spektrale stratosphärische optische Dicke des Aerosols bestimmt werden. Die globale Abtastung der Erde geschieht mit diesem Satelliten bis zu einer geographischen Breite von 76°N.

Die Stärken dieser Meßverfahren liegen in der Langzeitbeobachtung und in der globalen Abdeckung, insbesondere der Polarregionen. Erste Experimente mit satellitengestützten Lidarmessungen wurden 1994 im Rahmen des „Lidar In-space Technology Experiments“ (LITE) gemacht. In kommenden Projekten, wie etwa dem in 2003 startendem „Pathfinder Instruments for Clouds and Aerosol Spaceborne Observations - Climatologies Etendue des Nuages et des Aerosol“ (PICASSO-CENA), wird verstärkt die satellitengestützte Lidartechnik angewandt.

GLAS (Geoscience Laser Altimeter System) soll ebenfalls im Jahre 2001 an Bord

des ICESat (Ice, Cloud, and Land Elevation Satellite“) gestartet werden. Mit Hilfe dieses Lidarsystems sollen Aerosole und Wolken zwischen 0 und 41 km mit einer Höhenauflösung von 75 m und einer horizontalen Auflösung von 30 km bis zu einer geographischen Breite von 86°N gemessen werden.

So werden Satelliten in Zukunft eine immer wichtigere Rolle für die Klimamodellierung spielen.

Kapitel 5

Streutheorie

5.1 Allgemeines

Um das Funktionsprinzip des im nächsten Kap. 6 beschriebenen Koldewey-Aerosol-Raman-Lidars (KARL) zu verstehen, gebe ich zunächst einen kurzen Überblick über die für dieses System wichtigen, in der Atmosphäre vorkommenden Streuprozesse.

Die vom Laser emittierte Strahlung wird beim Durchgang durch die Atmosphäre durch Extinktion (Streuung und Absorption) geschwächt. Nach Wechselwirkung der Photonen mit Molekülen bzw. Partikeln wird der rückgestreute Anteil auf dem Rückweg zum Teleskop ein zweites Mal geschwächt (Abb. 5.1). Die vom Teleskop aufgefangene Strahlung kann durch die Rückstreu-Lidar-Gleichung 4.2 bzw. die Raman-Lidar-Gleichung 4.3 beschrieben werden.

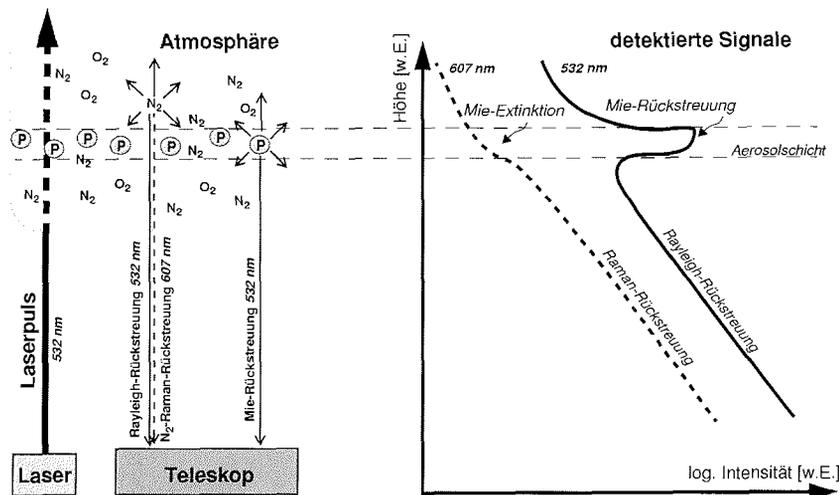


Abbildung 5.1: Prinzip des Lidarverfahrens, wichtige Streuprozesse in der Atmosphäre (links) und detektierte Signale (rechts)

Folgende Prozesse sind in der Atmosphäre für die Extinktion verantwortlich:

- Rayleigh-Streuung durch Moleküle (Cabannes- und Rotations-Raman-Streuung),
- Partikel-Streuung durch Aerosole, Wolkentröpfchen und Eiskristalle,
- Aerosol-, Wolken- und Niederschlagsabsorption,
- selektive Absorption in verschiedenen Spektralbereichen durch atmosphärische Spurengase.

In diesem Kapitel wird schwerpunktmäßig auf die Streuprozesse eingegangen. Absorptionsprozesse werden lediglich durch Spurengasabsorption in der Auswertung (Kap. 7) berücksichtigt.

Die Streuung an Teilchen kann man sowohl mit dem Wellenbild als auch mit dem Teilchenbild elektromagnetischer Strahlung beschreiben. Von jedem Teilchen, daß von einer Primärwelle getroffen wird, geht eine Sekundärwelle aus. Das Streuvermögen hängt von der Teilchengröße, der geometrischen Form und dem Brechungsindex ab. Wesentlich ist hier vor allem das Verhältnis von Radius des Streuteilchens zur einfallenden Wellenlänge, erfaßt durch den Teilchengrößenparameter

$$x = \frac{2\pi r}{\lambda}. \quad (5.1)$$

Eine mögliche Klassifizierung des Streutyps ist nach RÖDEL (1994) wie folgt:

$x < 0,3$	Rayleigh-Streuung
$0,3 < x < 400$	Mie-Streuung
$x > 400$	Geometrische Optik

Ist die Wellenlänge λ sehr viel größer als der Teilchenradius r (Rayleigh-Streuung), kann man die Streustrahlung als Abstrahlung eines Hertzschen Dipols auffassen, der durch die einfallende Strahlung (oszillierendes E-Feld) zu Schwingungen angeregt wird. In diesem Fall ist die Winkelverteilung der Streustrahlung analytisch darstellbar.

Im Falle der Mie-Streuung ($r \sim \lambda$) werden von der einfallenden Primärwelle in verschiedenen Zonen des streuenden Teilchens kohärente Sekundärwellen angeregt (Multipole), die sich durch Interferenz in bestimmten Streurichtungen verstärken oder auslöschen. Aufgrund dieser Interferenz ist die Phasenfunktion äußerst ungleichmäßig mit um so stärkerer Bevorzugung der Vorwärtsstreuung, je größer das Teilchen ist. Eine rein analytische Darstellung der Streuintensität ist nicht möglich. G. Mie hat 1908 eine Theorie aufgestellt, die bis heute als Grundlage vielfältiger Untersuchungen zu diesem Thema dient (MIE, 1908).

5.2 Molekül-Streuung

5.2.1 Quantenoptische Beschreibung

Denkt man sich aus quantenoptischer Sicht den Streuprozess an Atomen und Molekülen als einen Zweistufenprozeß, so wird zunächst ein Elektron durch ein einfallendes Photon auf einen Anfangszustand in ein virtuelles Niveau gehoben, gefolgt von dem Zerfall dieses Niveaus, der das Elektron auf einen reellen Endzustand bringt (Abb. 5.2). Bei diesem Rückfallen in den Endzustand gibt es nun mehrere Möglichkeiten:

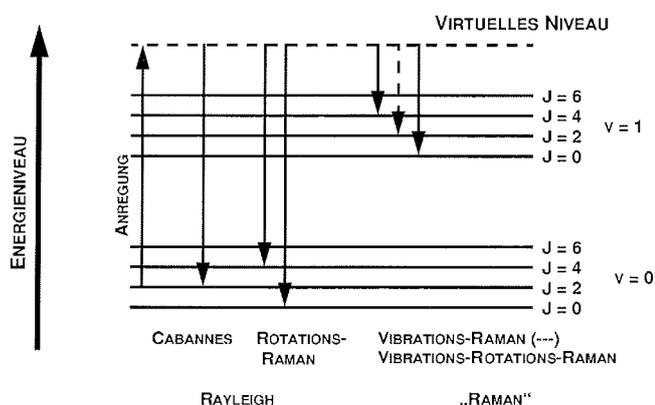


Abbildung 5.2: Streuprozesse aus quantenmechanischer Sicht

- **Cabannes-Streuung**

Anfangs- und Endzustand stimmen in den Vibrations- und Rotationsquantenzahlen überein. Die Frequenz des ausgestrahlten Lichtes ist abgesehen von Doppler- und Druckverbreiterung identisch mit der des empfangenen Lichtes. Diese molekulare Rückstreuung ohne Änderung der Wellenlänge wird auch mit dem Begriff *Cabannes-Streuung* bezeichnet (YOUNG, 1981). Die Cabannes-Linie stellt den elastisch gestreuten Anteil dar.

- **Rotations-Raman-Streuung**

Hier unterscheidet sich die Rotationsquantenzahl J des Endniveaus von der des Anfangsniveaus, die Vibrationsquantenzahlen sind identisch. Die Wellenlänge des gestreuten Lichtes ist um einen Betrag $\Delta\lambda$ verschoben, der abhängig von den Eigenschaften des streuenden Moleküles und von der Änderung der Rotationsquantenzahl ΔJ (Auswahlregel $\Delta J = 0, \pm 2$) ist. In unserem Fall ergibt sich für N_2 bei einfallendem Licht der Wellenlänge 532,07 nm eine Wellenlängenverschiebung von 0,34 nm.

Cabannes- und Rotations-Raman-Streuung werden auch oft unter dem Begriff Rayleigh-Streuung zusammengefaßt (YOUNG, 1981).

- **Vibrations-Raman-Streuung** Durch molekülspezifische Übergänge zwischen verschiedenen Vibrationsniveaus $\Delta\nu$ treten Vibrations-Raman-Linien auf. Hier unterscheidet sich die Vibrationsquantenzahl ν des Anfangsniveaus von der des Endniveaus. Die Vibrations-Raman-Linien sind ebenfalls von Rotations-Raman-Linien umgeben, die durch zusätzliche Änderung der Rotationsquantenzahlen ΔJ verursacht werden. Die Frequenzdifferenzen zwischen den Raman-Linien und der zentralen Cabannes-Linie sind jeweils molekülspezifisch. Für Stickstoff und Sauerstoff betragen die Vibrations-Raman-Verschiebungen 2331 cm^{-1} und 1556 cm^{-1} , während die Breite (Abfall auf 0,1% der Intensität der Q-Linie) der Rotations-Nebenlinien typischerweise etwa 300 cm^{-1} beträgt.

Spricht man im allgemeinen bei der Lidaranwendung von Raman-Wellenlängen, so meint man hiermit, korrekt ausgedrückt, die die Vibrations-Raman-Linien und die Vibrations-Rotations-Raman-Linien (YOUNG, 1981).

In Abb. 5.3 sind die relativen Anteile (bezogen auf die Cabannes-Linie) der Rotations-Raman-Linien von N_2 und O_2 bei $T=250\text{ K}$ für die Anregungswellenlänge $\lambda_0 = 532\text{ nm}$ graphisch dargestellt. Die an die Cabannes-Linie angrenzenden Rotations-Raman-Linien weisen eine Wellenlängenverschiebung von $0,34\text{ nm}$ für Stickstoffmoleküle, bzw. $0,41\text{ nm}$ für Sauerstoffmoleküle auf.

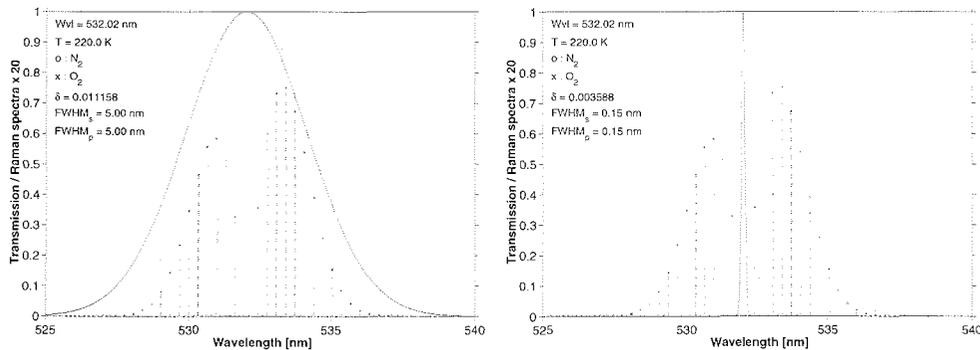


Abbildung 5.3: Spektrum der N_2 - und O_2 - Rotations-Raman-Streuung bei einer Anregungswellenlänge von 532 nm , Filterkurven (durchgezogene Linie) für Filter mit $\text{FWHM} = 5\text{ nm}$ (links) und $\text{FWHM} = 0,15\text{ nm}$ (rechts)

Bei dem Lidarverfahren ist die Signaldetektion bei den interessierenden Wellenlängen eine wichtige Systemkomponente. In diesem Zusammenhang ist die Auswahl geeigneter Interferenzfiltern (siehe Kap. 6) von entscheidender Bedeutung. Hier gibt es prinzipiell zwei Möglichkeiten: man benutzt entweder so breite Filter (siehe Abb. 5.3 links), daß die Rotations-Ramanlinien vollständig in der Transmissionkurve des Filters liegen. Der Nachteil ist hierbei, daß man bei Tageslichtverhältnissen deutlich mehr Streulicht detektiert. Eine zweite Möglichkeit ist, so schmale Interferenzfilter (siehe Abb. 5.3 rechts) zu verwenden, daß man die Rotations-Ramanlinien abschneidet und nur die Cabanneslinie detektiert. Diese Möglichkeit erfordert allerdings eine genaue Justage der Filter auf die entsprechende Wellenlänge.

Das gleiche gilt natürlich auch für die Detektion der Vibrations-Ramanlinien. Die Vibrations-Raman-Linien, speziell die erste Stokes-Vibrationsbande für $\Delta J = 0$, und die sie umgebenden Vibrations-Rotations-Raman-Linien ($\Delta J \pm 2$) sind von den Cabannes- bzw. Rotationsramanlinien mit der verwendeten Anordnung separierbar und liegen für Stickstoff und einer Anregungswellenlänge von $\lambda_0 = 532,07$ nm bei 607,4 nm.

Aufgrund der thermischen Bewegung der Luftmoleküle sind die Linien durch den Doppler-Effekt gegenüber der natürlichen Linienbreite (ca. 0,01 pm) verbreitert. Die volle Halbwertsbreite der Dopplerverbreiterung der Cabannes-Linie ergibt sich unter Annahme einer Maxwellschen Geschwindigkeitsverteilung zu

$$\Delta\lambda = 2\lambda_0 \sqrt{\frac{1 \ln(2) k_B T}{mc^2}}. \quad (5.2)$$

Bei einer mittleren Masse der Luftmoleküle von $m = 28$ amu (atomare Masseneinheiten), einer Anregungswellenlänge von $\lambda_0 = 532$ nm, einer Temperatur von $T = 250$ K ergibt sich eine resultierende Linienbreite (FWHM) von $\Delta\lambda = 1,5$ pm. k_B bezeichnet die Boltzmann-Konstante und c die Lichtgeschwindigkeit. Die Dopplerverbreiterung ist damit fast drei Größenordnungen geringer als die Breite der Interferenzfilter bei unserem verwendeten System (0,3 nm) und wird daher im folgenden ebenso wie die natürliche Linienbreite nicht berücksichtigt.

Da eine Trennung des Rotations-Raman-Spektrums von der Cabannes-Linie mit der spektralen Auflösung unseres Lidar-Systems nicht möglich ist, beschränke ich mich im folgenden auf die Beschreibung der Rayleigh-Streuung. Eine vollständige und ausführliche Darstellung findet sich z.B. bei BIELE (1999).

5.2.2 Rayleigh-Streuung

Da die Hauptbestandteile der Atmosphäre (N_2, O_2) bis zu einer Höhe von 100 km (Turbopause) gut durchmischt sind, kann man für die Rayleigh-Streuung einen einheitlichen Wirkungsquerschnitt angeben. Bei polarisierter einfallender Strahlung ist dieser abhängig von dem Streuwinkel θ , dem Winkel zwischen der Polarisierungsebene und der Streuebene des Lichts ϕ , der Wellenlänge λ und dem Anisotropiefaktor ϵ :

$$\frac{d\sigma_{\text{Str}}^{\text{Ray}}}{d\Omega}(\theta, \phi) = \frac{\pi^2 |m(\lambda)^2 - 1|^2}{(\mathcal{N}^M)^2 \lambda^4} (T_o^s(\theta, \epsilon) \cos^2 \phi + T_o^p(\theta, \epsilon) \sin^2 \phi). \quad (5.3)$$

Hierbei bezeichnet $m(\lambda)$ den Brechungsindex des Partikels abhängig von der Wellenlänge, \mathcal{N}^M die Teilchenzahldichte der Luftmoleküle und $T(\theta, \epsilon)$ die Depolarisationsfaktoren (YOUNG, 1981). Die Tabelle 5.2.2 listet $T_x^y(\theta, \epsilon)$ für verschiedene Polarisationszustände des einfallenden und gestreuten Lichts auf.

$T_s^s = 1 + \frac{4\epsilon}{45}$	$T_p^p = \frac{3\epsilon}{45}$	$T_o^o = 1 + \frac{7\epsilon}{45}$
$T_p^s = \frac{3\epsilon}{45}$	$T_p^p = \frac{3\epsilon}{45} + (1 + \frac{\epsilon}{45}) \cos^2(\theta)$	$T_p^o = \frac{6\epsilon}{45} + (1 + \frac{\epsilon}{45}) \cos^2(\theta)$
$T_o^s = 1 + \frac{7\epsilon}{45}$	$T_o^p = \frac{6\epsilon}{45} + (1 + \frac{\epsilon}{45}) \cos^2(\theta)$	$T_o^o = 1 + \frac{13\epsilon}{45} + (1 + \frac{\epsilon}{45}) \cos^2(\theta)$

Tabelle 5.1: Depolarisationsfaktoren für Rayleigh-Streuung θ ist der Streuwinkel und ϵ der Anisotropiefaktor. Die hochgestellten Indizes s , p und o bezeichnen senkrecht und parallel polarisiertes sowie unpolarisiert einfallendes Licht. Die tiefgestellten Indizes s , p und o kennzeichnen die senkrecht und parallel polarisierte Komponente der Streustrahlung sowie die Summe der beiden Komponenten (YOUNG, 1981).

Im sichtbaren Spektralbereich ist die effektive Wellenlängenabhängigkeit des Streuquerschnitts etwa proportional $\lambda^{-4,08}$ (PENNDORF, 1957; YOUNG, 1981). Der Anisotropiefaktor ϵ ist wellenlängenabhängig und durch das Verhältnis des Quadrats der Anisotropie γ und dem Quadrat der mittleren Polarisierbarkeit α gegeben. Laboruntersuchungen ergaben Werte zwischen 0,21 (bei $1,0 \mu m$) und 0,36 (bei $0,2 \mu m$); für 532 nm ergibt sich ein Wert von $\epsilon = 0,2163$.

Der Rayleigh-Rückstreuquerschnitt für die gesamte Streustrahlung berechnet sich mittels Gl. 5.3 und Tab. 5.2.2 zu

$$\frac{d\sigma_{\text{Str}}^{\text{Ray}}}{d\Omega}(\theta = \pi) = \frac{d\sigma_{\text{Rck}}^{\text{Ray}}}{d\Omega} = \frac{\pi^2 |m(\lambda)^2 - 1|^2}{(\mathcal{N}^M)^2 \lambda^4} \left(1 + \frac{7\epsilon}{45}\right). \quad (5.4)$$

(Die Rückstreuquerschnitte für die polarisierten Komponenten der Rayleighstreuung erhält man analog.)

Den totalen Rayleigh-Streuquerschnitt erhält man durch Integration von Gl. 5.3 über den gesamten Raumwinkel 4π

$$\sigma_{\text{Str}}^{\text{Ray}} = \frac{8\pi}{3} \frac{\pi^2 |m(\lambda)^2 - 1|^2}{(\mathcal{N}^M)^2 \lambda^4} \left(1 + \frac{2\epsilon}{9}\right). \quad (5.5)$$

Aus Gl. 5.4 und 5.5 folgt, daß das Verhältnis von totalem Rayleigh-Streuquerschnitt zu Rayleigh-Rückstreuquerschnitt ($\theta = 180^\circ$) eine Konstante ist,

$$\begin{aligned} L^{\text{Ray}} &= \frac{\sigma_{\text{Str}}^{\text{Ray}}}{d\sigma_{\text{Rck}}^{\text{Ray}}/d\Omega} \\ &= \frac{8\pi}{3} \frac{45 + 10\epsilon}{45 + 7\epsilon}. \end{aligned} \quad (5.6)$$

Im folgenden werde ich L^{Ray} auch als Rayleigh-Streuverhältnis bezeichnen. Die Depolarisation des Lidar-Rückstreulichts einschließlich der Rotations-Raman-Linien für einen linear polarisierten, einfallenden Strahl ist durch

$$\begin{aligned}
 \delta^{\text{Ray}} &= \frac{T_s^p}{T_p^p} \\
 &= \frac{3\epsilon}{4\epsilon + 45} \\
 &\approx 0,0144
 \end{aligned} \tag{5.7}$$

gegeben. Wird nur die Streuung der Cabannes-Linie berücksichtigt, so ist die Depolarisation bei linear polarisiert emittiertem Licht durch

$$\begin{aligned}
 \delta^{\text{Ray}} &= \frac{3\epsilon}{4\epsilon + 180} \\
 &\approx 0,00365
 \end{aligned} \tag{5.8}$$

(YOUNG, 1980) gegeben.

Die gemessene Signalintensität ist durch die Lidargleichung 4.2 mit den physikalischen Parametern in der Atmosphäre verknüpft. Für die Auswertung der Lidar-Daten erweist sich die Verwendung des Rayleigh-Rückstreukoeffizienten β^{Ray} als sinnvoll. Er ist das Produkt aus dem differentiellen Rayleigh-Rückstreuquerschnitt $\frac{d\sigma_{\text{Rck}}^{\text{Ray}}}{d\Omega}$ und der höhenabhängigen Teilchenzahldichte der Moleküle \mathcal{N}^M

$$\beta^{\text{Ray}}(\lambda) = \frac{d\sigma_{\text{Rck}}^{\text{Ray}}}{d\Omega}(\lambda) \mathcal{N}^M. \tag{5.9}$$

Der Rayleigh-Extinktionskoeffizient $\alpha_{\text{Ext}}^{\text{Ray}}(\lambda)$ ist der zweite atmosphärische Parameter in der Lidar-Gleichung. Er ist gegeben durch die Summe aus der Extinktion $\sigma_{\text{Str}}^{\text{Ray}} \mathcal{N}^M$, die durch die Streuung verursacht wird, und der durch Moleküle in der Atmosphäre hervorgerufenen Absorption $\alpha_{\text{Abs}}^{\text{Ray}}$.

$$\alpha_{\text{Ext}}^{\text{Ray}}(\lambda) = \sigma_{\text{Str}}^{\text{Ray}}(\lambda) \mathcal{N}^M + \alpha_{\text{Abs}}^{\text{Ray}}(\lambda). \tag{5.10}$$

5.2.3 Raman-Streuung

Spricht man allgemein von Raman-Streuung, so meint man, korrekt ausgedrückt, die Vibrations-Linien (die Vibrations-Raman-Linien und die Vibrations-Rotations-Raman-Linien) (YOUNG, 1981).

In die Raman-Lidargleichung 4.3 geht dazu der differentielle Vibrations-Raman-Rückstreuquerschnitt für Raman-Streuung ein.

Der Raman-Rückstreukoeffizient ist gegeben durch das Produkt des differentiellen Raman-Rückstreuquerschnitts $d\sigma_{\text{R}}/d\Omega$ eines Gases mit der molekularen Anzahldichte \mathcal{N} :

$$\beta^{\text{Ram}}(z, \lambda_0, \lambda_R) = \mathcal{N}(z) \frac{d\sigma_{\pi}^{\text{Ram}}(\lambda_0, \lambda_R)}{d\Omega} \tag{5.11}$$

Der differentielle Vibrations-Raman-Rückstreuquerschnitt kann für die Summe der Polarisationszustände der ersten Stokes-Bande eines harmonisch in der Mode k oszillierenden Teilchens berechnet werden. Für $\Delta\nu = +1$, bestehend aus Q- ($\Delta J = 0$), O- und S-Banden ($\Delta J = \pm 2$), ergibt sich Gl. 5.12 (INABE, 1976).

$$\frac{d\sigma_{k,\pi}^{\text{Ram}}}{d\Omega} = \frac{(2\pi)^4(\lambda_0^{-1} - \lambda_k^{-1})^4}{1 - \exp\left(\frac{-hc\lambda_k^{-1}}{k_B T}\right)} \frac{h}{8\pi^2 c \lambda_k^{-1}} \frac{\alpha'^2}{180} (180 + 28\gamma') \quad (5.12)$$

mit $\epsilon' \equiv \left(\frac{\gamma'}{\alpha'}\right)^2$

α' und γ' sind die zu α und γ analogen Invarianten. Die Polarisierbarkeit ändert sich mit den Normalkomponenten aufgrund der Vibrationen der Atome innerhalb der Moleküle gegeneinander. Für Stickstoff beträgt $\alpha' = 1,61$, $\gamma' = 2,1$ bei einer Anregungswellenlänge von 532 nm. Wird die geringfügige Temperaturabhängigkeit vernachlässigt, weist der differentielle Vibrations-Raman-Rückstreuquerschnitt keine Höhenabhängigkeit auf.

Der differentielle Raman-Rückstreuquerschnitt für die Summe der beiden Polarisationsrichtungen bei 532 nm liegt für Stickstoff bei $4,5 \times 10^{-27} \text{ m}^2 \text{ sr}^{-1}$ (STEBEL, 1998; INABE, 1976). Er ist damit drei Größenordnungen kleiner als der entsprechende Wert des Rayleigh-Rückstreuquerschnitts $6,22 \times 10^{-24} \text{ m}^2 \text{ sr}^{-1}$.

Wenn der Raman-Rückstreuoeffizient bekannt ist, hängt das Signal nur noch von den gesuchten totalen Extinktionskoeffizienten $\alpha(z, \lambda_0)$ bzw. $\alpha(z, \lambda_R)$ ab, die man schreiben kann als

$$\alpha(z, \lambda) = \alpha_{\text{Ext}}^{\text{Ray}}(z, \lambda) + \alpha^{\text{Aer}}(z, \lambda). \quad (5.13)$$

Wie in Kap. 7 gezeigt, läßt sich der Aerosolextinktionskoeffizient α^{Aer} unabhängig von dem Aerosolrückstreuprozeß mit Hilfe des Raman-Signals berechnen (ANSMANN ET AL., 1990, 1992a). Das Lidarverhältnis $L^{\text{Aer}} = \alpha^{\text{Aer}}/\beta^{\text{Aer}}$ kann dann ohne zusätzliche Annahmen aus der Raman-Lidar-Gleichung 4.3 bestimmt werden.

5.3 Partikel-Streuung

Die Streuung von elektromagnetischen Wellen an Objekten, deren Ausdehnung mit der Wellenlänge des eingestrahlt Lichts vergleichbar ist, bezeichnet man als Partikel-Streuung. Nur für wenige, spezielle Teilchenformen existieren analytische Lösungen dieses Streuproblems. Die für Aerosoluntersuchungen wichtigste analytische Lösung ist die Streuung an einer homogenen Kugel (Mie-Streuung (MIE, 1908)); es existieren jedoch auch Lösungen für andere Teilchenformen, die jedoch nur mit hohem numerischen Aufwand auswertbar sind.

5.3.1 Mie-Streuung

Das Streuproblem wird durch den Kugelradius r und die Wellenlänge λ charakterisiert. Daraus ergibt sich, daß die Streueffizienz Q^{Str} , d.h. der auf das geometrische Profil der Kugel normierte Wirkungsquerschnitt

$$Q^{\text{Str}} = \frac{d\sigma_{\text{Str}}^{\text{Aer}}/d\Omega}{\pi r^2}, \quad (5.14)$$

nur von dem dimensionslosen Quotienten r/λ abhängt (MIE, 1908).

Aus Symmetriegründen ergibt sich, daß Mie-Streuung in Rückwärtsrichtung den Polarisationsgrad der einfallenden Lichtwelle beim Streuprozeß nicht ändert. Dies ist ein wesentlicher Unterschied zur Rayleigh-Streuung, die nach Gl. 5.7 für Rückwärtsstreuung eine Depolarisation von $\delta^{\text{Ray}} = 0,014$ verursacht. Kleine Abweichungen von der Rückwärtsrichtung erzeugen dagegen bereits signifikante Depolarisation. Bei den sehr kleinen Winkeln, wie sie beim Lidar-Verfahren vorkommen (maximal 0,5 mrad), läßt sich jedoch zeigen, daß die resultierende Polarisationsänderung weit unterhalb der Meßgenauigkeit liegt (maximale Depolarisation $\leq 3,5 \times 10^{-6}$ für 1 mrad Abweichung von $\theta = \pi$) (BEYERLE UND NEUBER, 1995).

Die Rückstreuungseffizienz Q^{Rck} und die Extinktionseffizienz Q^{Ext} sind folgendermaßen definiert:

$$\begin{aligned} Q^{\text{Rck}} &= \frac{d\sigma_{\text{Rck}}^{\text{Aer}}/d\Omega}{\pi r^2} \\ Q^{\text{Ext}} &= \frac{\sigma_{\text{Ext}}^{\text{Aer}}}{\pi r^2}. \end{aligned} \quad (5.15)$$

In der Literatur existieren optimierte Algorithmen zur numerischen Berechnung dieser Größen (WISCOMBE, 1980; BOHREN UND HUFFMAN, 1983).

Ebenso wie für Rayleigh-Streuung kann man auch für Mie-Streuung Extinktions- und Rückstreuungskoeffizienten definieren. Da Partikel mit unterschiedlichen Radien unterschiedliche Streueffizienzen aufweisen, sind die Wirkungsquerschnitte mit der Größenverteilung dN^{Aer}/dr zu wichten. Der Mie-Rückstreuungskoeffizient ist daher gegeben durch

$$\begin{aligned} \beta^{\text{Aer}}(\lambda, m) &= \int_0^{\infty} dr \frac{d\sigma_{\text{Rck}}^{\text{Aer}}}{d\Omega}(r, \lambda, m) \frac{dN^{\text{Aer}}}{dr}(r) \\ &= \int_0^{\infty} dr \pi r^2 Q^{\text{Rck}}(r, \lambda, m) \frac{dN^{\text{Aer}}}{dr}(r). \end{aligned} \quad (5.16)$$

Entsprechend definiert man den Mie-Extinktionskoeffizienten,

$$\begin{aligned} \alpha^{\text{Aer}}(\lambda, m) &= \int_0^{\infty} dr \sigma_{\text{Ext}}^{\text{Aer}}(r, \lambda, m) \frac{dN^{\text{Aer}}}{dr}(r) \\ &= \int_0^{\infty} dr \pi r^2 Q^{\text{Ext}}(r, \lambda, m) \frac{dN^{\text{Aer}}}{dr}(r). \end{aligned} \quad (5.17)$$

Analog zu Gl. 5.6 bezeichne ich im folgenden das Verhältnis

$$L^{\text{Aer}}(\lambda, m) = \frac{\alpha^{\text{Aer}}(\lambda, m)}{\beta^{\text{Aer}}(\lambda, m)} \quad (5.18)$$

als Mie-Streuverhältnis. Im Gegensatz zu L^{Ray} weist L^{Aer} eine deutliche Abhängigkeit von Wellenlänge, Brechungsindex und Größenverteilung auf.

5.3.2 Streuung an asphärischen Partikeln

Die Berechnung der Streuung an asphärischen Aerosolpartikeln ist ungleich schwieriger als die Mie-Streuung. Insbesondere ist im allgemeinen die Form der Aerosolpartikel nicht bekannt, so daß man sich mit Annahmen behelfen muß. Linear polarisiertes Licht wird durch Mie-Streuung an einem sphärischen Partikel nicht depolarisiert. Experimente und Rechnungen zeigen, daß dies einen empfindlichen Nachweis für die Sphärizität der Streuzentren darstellt, da schon bei geringen Abweichungen von der sphärischen Geometrie Depolarisation auftritt. Daher kann man mit Messung der Depolarisation, die durch den Streuprozess verursacht wird, den Aggregatzustand der Partikel feststellen. Tritt keine Depolarisation auf, so ist das Partikel sphärisch und die Mie-Theorie somit gültig.

Für kleine Partikel (Atome, Moleküle) läßt sich dies mit Hilfe der elektrostatischen Näherung auch mathematisch begründen (BOHREN UND HUFFMAN, 1983). Als Beispiel kann man die Rayleigh-Streuung an Luftmolekülen anführen, die von der Mie-Theorie korrekt beschrieben wird. Wegen der Anisotropie der Luftmoleküle zeigt diese eine geringe Depolarisation von 0,3%.

Im Fall stark depolarisierender Teilchen, wie man sie zum Beispiel in polaren Cirren feststellen kann, kann die Einzelpartikel-Streuung nicht mit Hilfe der Mie-Theorie beschrieben werden. Hierzu gibt es Berechnungen von dafür in Frage kommenden Geometrien, wie z.B. hexagonale Eispartikel (POLLACK UND CUZZI, 1980).

Kapitel 6

Das Koldewey-Aerosol-Raman-Lidar (KARL)

6.1 Überblick und aktueller Stand

Das Koldewey-Aerosol-Raman-Lidar (KARL) des AWI ist ein Rückstreu-Raman-Lidar und wurde im Rahmen dieser Arbeit mit dem Ziel entwickelt, die Aerosolbelastung in der arktischen Troposphäre im Dauermeßbetrieb (tags und nachts, insbesondere unter Tageslichtbedingungen) zu messen. Insbesondere werden hierzu neben den elastischen Rückstreusignalen die an Stickstoff- und Wassermolekülen inelastisch gestreuten Ramansignale detektiert. Aus diesen beiden Signalen wird der Extinktions- und Rückstreukoeffizient unabhängig voneinander bestimmt. Auf die Form der Aerosole und damit auf den Aggregatzustand kann über die Messung der Depolarisation geschlossen werden.

Einen Überblick über die verschiedenen Entwicklungsstufen des Systems seit 1998 gibt Tab. 6.1. Wesentliche Eckpunkte der Entwicklung waren im September 1998 der Umstieg von einem Ti:Sa-Laser auf einen Nd:YAG-Laser, welcher als Laserlichtquelle die für die Ramanmessungen notwendige höhere Pulsenergie zur Verfügung stellte. Allerdings waren mit dieser Konfiguration vorerst nur Messungen bei Dunkelheit möglich. Während der Übergangszeit von der Polarnacht zum Polartag wurde ab März 1999 mit dem Umbau und der Erweiterung der Detektionzweige das Lidar unter Tageslichtbedingungen meßfähig gemacht.

Besondere Weiterentwicklungen bis zu der deutsch-japanischen-Meßkampagne ASTAR-2000 (Arctic Study of Tropospheric Aerosol and Radiation) im Frühjahr 2000 waren zum einen die Erweiterung des Höhenbereiches um die unteren 100 m bis 1 km, die Implementierung eines Wasserdampf-Raman-Kanals sowie der Einsatz des infraroten 1064-nm-Kanals. Während dieser Kampagne spielte dieses Instrument eine bedeutende Rolle. Es lieferte ohne Zeitverzögerung aktuelle Höhen-Zeitschnitte der Rückstreuung und konnte somit direkt für die Planung und Auswahl der Flugmu-

6.1 Überblick und aktueller Stand

Zeitraum	Aktion	gemessene Größen, Kommentar
März 1998	Aufbaukampagne TiSa-Laser	β^{Aer} (380 nm), wenig Laserenergie
Sept. 1998	Umbau und Tests mit Nd:YAG-Laser	$\beta^{Aer}, \alpha^{Aer}, \delta^{Aer}$ (532 nm), Nachtmessungen
Sept. 98 - März 99	kontinuierliche Messungen	$\beta^{Aer}, \alpha^{Aer}, \delta^{Aer}$ (532 nm), Nachtmessungen
März 1999	Umbau auf Tageslichtmeßbetrieb	$\beta^{Aer}, \delta^{Aer}$ (532 nm) tags, α^{Aer} (607 nm) nachts
Nov. 1999	Erweiterung des Systems um Nah-, Wasserdampf- und IR-Kanal	β^{Aer} (532, 1064 nm), δ^{Aer} (532 nm) tags, α^{Aer} (607 nm) nachts, 660 nm Wasserdampf Raman
März-Mai 2000	ASTAR 2000	$\beta^{Aer}, \delta^{Aer}$ (532 nm) tags, α^{Aer} (607 nm) nachts, 660 nm

Tabelle 6.1: Entwicklungsstufen des KARL und in Ny-Ålesund durchgeführte Messungen im Zeitraum 1998–2000

ster des Forschungsflugzeuges „Polar4“ herangezogen werden. Für die Analyse und Dateninterpretation konnten mit dem KARL Profile der Rückstreuung, Extinktion und Depolarisation des arktischen Aerosols bestimmt werden.

Der instrumentelle Aufbau des Lidarsystems wird in diesem Kapitel beschrieben. Eine Übersicht des Systems während der ASTAR-2000-Kampagne gibt Abb. 6.1.

KARL - Koldewey Aerosol Raman Lidar ASTAR 2000

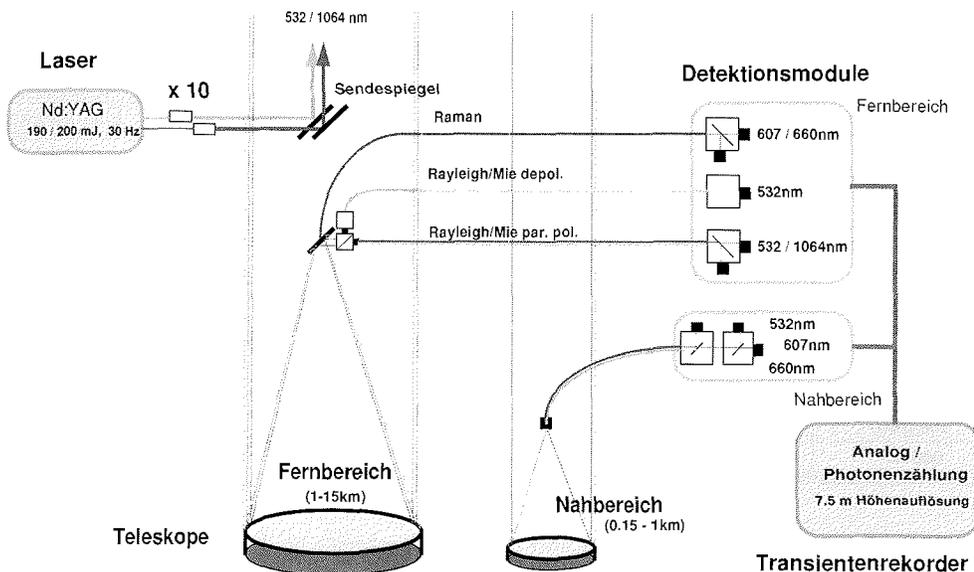


Abbildung 6.1: Schematische Darstellung des KARL während der ASTAR-2000-Kampagne

Das KARL besteht momentan aus folgenden Komponenten:

- Als Laserlichtquelle dient ein gepulster Nd:YAG-Laser, welcher Laserlicht der fundamentalen und der 1. harmonischen Wellenlänge bei 1064 bzw. 532 nm mit ca. 180 mJ Pulsenergie und 30 Hz Pulsrate bereitstellt (siehe Tab. 6.3).
- Um die Strahldivergenz zu verringern werden beide emittierten Laserstrahlen durch je ein Aufweitungsteleskop (10-fach Aufweitung) auf zwei separate Ausendespiegel und von dort vertikal in die Atmosphäre gelenkt.
- Zwei parabolische Teleskopspiegel fokussieren die rückgestreuten Signale in die Teleskopoptik (Fernkanal) bzw. direkt in eine Quarzfaser (Nahkanal). Im Fernfeldsystem wird das Blickfeld des Teleskops durch eine 1 mm-Iris vor der spektralen Zerlegung auf 0,8 mrad begrenzt.
- Im Fernkanal separiert die Teleskopoptik aus dem eingefangenen Licht Raman-, Depolarisations- und elastisches Signale und fokussiert sie auf Quarzfasern. Im Nahkanal findet keine Trennung der Wellenlänge statt, hier werden die elastische Wellenlänge 532 nm und die Ramanwellenlängen 607 und 660 nm direkt in eine Quarzfaser fokussiert.
- Das in die Fasern fokussierte Licht gelangt in die Detektionsmodule, wo es nach optischer Filterung mit empfindlichen rauscharmen Photomultipliern detektiert wird.
- Die Datenaquisition geschieht mittels Transientenrekordern, die die Signale simultan im Analog- und/oder im Photonenzähl-Modus aufnehmen. Diese Daten werden anschließend zum Computer übertragen und in gemischten ASCII-Binärfiles gespeichert.

Tab. 6.2 gibt eine Übersicht über die detektierten Kanäle: ¹

Kanalbezeichnung	Wellenlänge	Streutyp	Höhenbereich	Detekt. Modus	Polarisation
532pH0	532 nm	Rayleigh / Mie	Fern	Analog	parallel
532pH1	532 nm	Rayleigh / Mie	Fern	Photonen	parallel
607uH0	607 nm	N ₂ -Raman	Fern	Analog	unpol.
607uH1	607 nm	N ₂ -Raman	Fern	Analog	unpol.
532sH0	532 nm	Rayleigh / Mie	Fern	Analog	senkrecht
532sH1	532 nm	Rayleigh / Mie	Fern	Photonen	senkrecht
660uH1	660 nm	Wasserdampf-Raman	Fern	Photonen	unpolarisiert
532pL0	532 nm	Rayleigh / Mie	Nah	Analog	unpol.
607uL1	607 nm	N ₂ -Raman	Nah	Analog	unpol.
1064pH0	1064 nm	Rayleigh / Mie	Fern	Analog	parallel
660uL1	660 nm	Wasserdampf-Raman	Nah	Photonen	unpolarisiert

Tabelle 6.2: Übersicht über die Detektionskanäle bei KARL

¹Notation der Kanäle: Wellenlänge (532 nm); Polarisation bzgl. emittierter Strahlung (p=parallel, s=senkrecht, u=unpolarisiert); Höhenbereich (H=hoch, L=tief); Modus (0=analog, 1=Photonenzählmodus)

6.2 Laser

Als Laserlichtquelle wird ein gepulster Nd:YAG-Festkörperlaser NY 61-30 des Herstellers Continuum verwendet, welcher Licht der Wellenlänge 1064 nm (zirkular polarisiert) und 532 nm (linear polarisiert) erzeugt. Die technischen Details dieses Lasers sind in Tab. 6.3 ersichtlich.

Der NY 61-30 verfügt über eine Oszillator- und eine Verstärkerstufe, die beide mittels einer Blitzlampe optisch gepumpt werden. Die nominelle Blitzlampenfrequenz des NY 61-30 beträgt 30 Hz. Höhere Frequenzen können aufgrund der thermischen Ausdehnung des Nd:YAG-Kristalls zur Fokussierung des Laserstrahls und somit zur Zerstörung des Lasermediums führen. Bei kleineren Frequenzen als 30 Hz wird die Divergenz des Laserstrahls erhöht.

Zum Erreichen hoher Pulsenergien und kurzer Pulslängen ist der Laser mit einer Güteschaltung (Q-Switch) ausgestattet. Ein frequenzverdoppelnder Kristall erzeugt aus der Fundamentalwellenlänge von 1064 nm die erste Harmonische bei 532 nm. Da bei der Lidar-Anwendung Laser und Datenaquisition aufeinander abgestimmt sein müssen, ist eine externe Triggerung des Lasers und der Transientenrekorder vorteilhaft. Bei KARL erzeugt ein Frequenzgenerator die Laser-Triggerpulse. Der NY 61-30 benötigt insgesamt zwei Triggerpulse, der erste zündet die Blitzlampe, der zweite schaltet nach etwa 280 μsec den Q-Switch und startet damit die Laseraktivität. Die Zeit zwischen dem ersten und zweiten Triggerpuls wird auf maximale Laserenergie justiert. Die Datenaufnahme wird durch eine schnelle Photodiode getriggert, die den genauen Zeitpunkt der Aussendung des Laserpulses in die Atmosphäre registriert.

KARL: Nd:YAG-Laser		
Hersteller	Continuum	
Typ	Nd-YAG NY 61-30	
Wellenlänge	1064 nm	532 nm
Pulsfrequenz	30 Hz	
Pulsenergie	ca. 200 mJ	ca. 190 mJ
Pulslänge	6–8 ns	5–7 ns
Linienbreite	30 GHz	
Divergenz	0,5 mrad	
Polarisation	zirkular	linear
Polarisationsgrad	k.A.	0,995
Energiestabilität	3,0%	4,5%
Strahlprofil	kreisförmig	
Stromversorgung	220 V	
Wasserversorgung	11–15 l/min	

Tabelle 6.3: Technische Daten des Nd:YAG-Lasers

6.3 Aussende- und Empfangsoptik

Wie in den Abb. 6.2 und 6.3 schematisch dargestellt, ist das KARL während der ASTAR-2000-Kampagne ein bistatisches Lidar, d.h. die Aussendeachse des Laserstrahls und die Empfangsachse der Teleskope sind nicht koaxial.

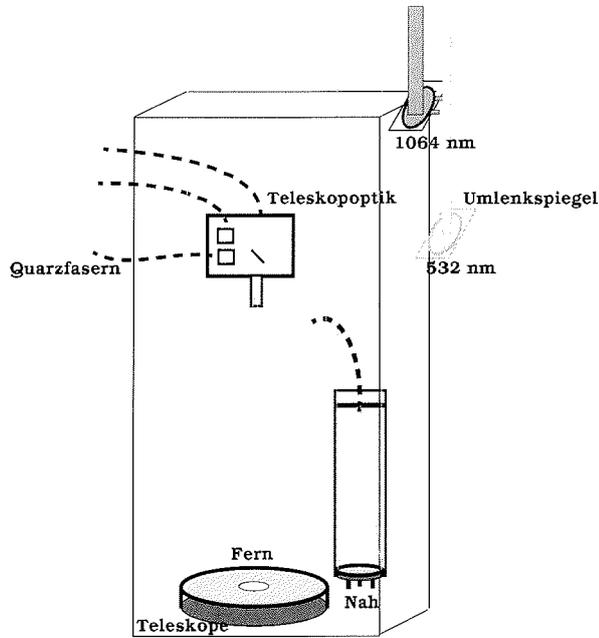


Abbildung 6.2: Seitenansicht der Aussende- und Empfangsoptik

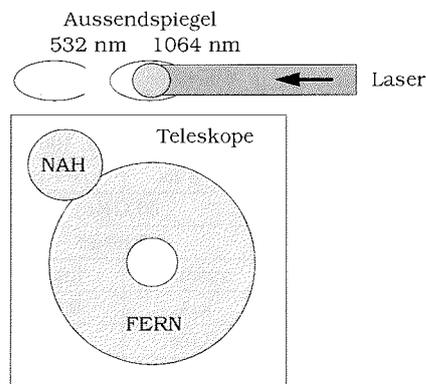


Abbildung 6.3: Aufsicht auf Aussende- und Empfangsoptik

6.3 Aussende- und Empfangsoptik

KARL: Teleskope		
	Nahfeld	Fernfeld
Anordnung	Newton	Newton
Typ	Parabolspiegel	Parabolspiegel
Beschichtung	enhanced Aluminium	enhanced Aluminium
Reflektivität	99% (95%) bei 532 nm (1064 nm)	99% (95%) bei 532 nm (1064 nm)
Außendurchmesser [mm]	108	300
Innendurchmesser [mm]	–	75.8
eff. Fläche [mm ²]	78.5	661.7
Brennweite [mm]	445	1200

Tabelle 6.4: Nah- und Fernfeld-Teleskope

6.3.1 Aussendeoptik

Das Emissionslicht des Nd:YAG-Lasers wird je nach Wellenlänge separat durch zwei voneinander unabhängige Aussendeoptiken geführt. Nach Aufweitung um den Faktor 10 werden die Laserstrahlen auf die jeweiligen Aussendespiegel und von dort vertikal in die Atmosphäre gelenkt. Die Aussendespiegel sind elliptische Planspiegel (80 x 113 mm) mit einer hochreflektierenden Beschichtung für 532 nm bzw. 1064 nm, jeweils gefaßt in einer kardanischen Halterung.

Um den Überlapp der Sendestrahlen mit dem Gesichtsfeld des großen (Fernfeld-) Teleskops optimieren zu können, sind die Aussendespiegel mit Schrittmotoren justierbar. Diese motorgetriebenen Linearversteller (Stepmotoren: 1 „Step“ entspricht 1 nm) werden durch eine Kontrolleinheit angesteuert, die über die serielle Schnittstelle mit dem Computer verbunden ist. Die Winkelauflösung der Verstellmechanik beträgt je nach Verstellachse 0,3 μ rad bzw. 0,6 μ rad. Die Verstellmotoren können bis zu einer Temperatur von -40° C und somit ohne zusätzliche Heizmanschetten betrieben werden. Die Ansteuerung der Aussendespiegel und die eigentliche Justage auf optimalen Überlapp erfolgt mit Hilfe eines LabView-Programms.

6.3.2 Teleskope und Teleskopoptik

Die von der Atmosphäre zurückgestreuten Signale werden von zwei Teleskopen aufgefangen. Da einerseits die Lidarsignale wegen nicht vollständigem Überlapp erst ab einer bestimmten minimalen Höhe ausgewertet werden können, andererseits aber möglichst vom Boden bis zur Tropopause gemessen werden soll, detektiert ein 30-cm-Teleskop den Fernbereich (1,5 - 10 km), ein kleineres 10-cm-Teleskop den Nahbereich (300 m - 4 km). Die Teleskope sind jeweils in Newton-Anordnung aufgebaut, in deren Brennpunkt die Iris der Teleskopoptik (großes Teleskop) bzw. die Quarzfaser (kleines Teleskop) sitzt.

Fernkanal

Für den oberen Höhenbereich der Troposphäre detektiert ein 30-cm- Sammelspiegel das zurückgestreute Licht und fokussiert es in die Teleskopoptik, in deren Brennpunkt die Iris sitzt (Abb. 6.4).

Hinter der 1-mm-Irisblende werden die Empfangsstrahlen mit Hilfe einer plankonvexen achromatischen Linse parallelisiert. Ein Dichroit trennt die Ramanwellenlängen 607 und 660 nm von den elastisch gestreuten Signalen 1064 und 532 nm. Die transmittierten Ramansignale werden mit einer Linse auf eine 1,5-mm-Quarzfaser fokussiert; von den am Dichroit reflektierten 1064/532 nm-Strahlen werden die 532 nm-Signale hinsichtlich ihrer Polarisationsrichtung weiter aufgespalten: der senkrecht polarisierte Strahlanteile² durchläuft zwei Polarisationswürfel. Mit dieser Anordnung wird der parallel polarisierte Teil des Lichtes bis zu 99,99% herausreflektiert. Anschließend werden beide Strahlen (d.h. zum einen 532 nm senkrecht polarisiert, zum anderen 532 nm parallel polarisiert und 1064 nm unpolarisiert) mit Fokussierungslinsen auf je eine 1,5-mm-Quarzfaser gebündelt und in die jeweiligen Detektionsmodule weitergeleitet.

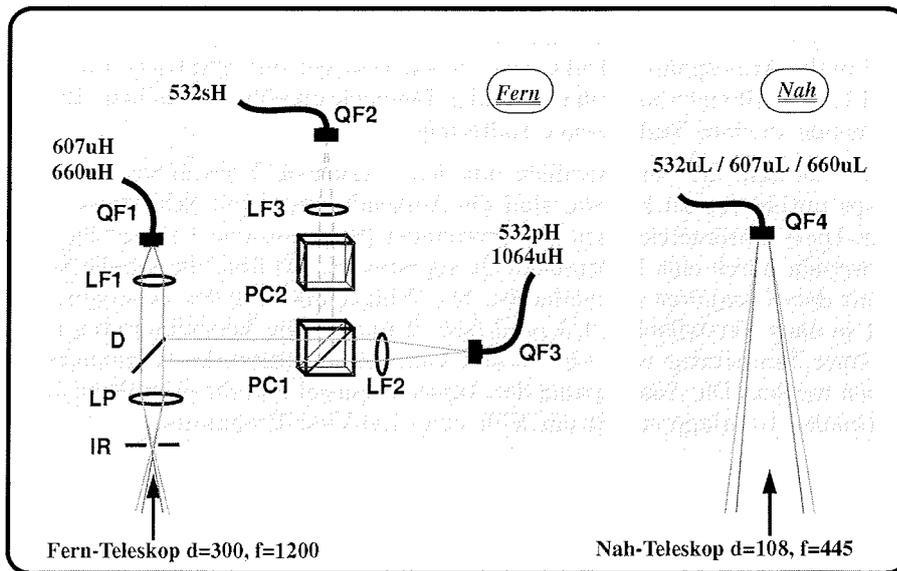


Abbildung 6.4: Empfangsoptik in Nah- und Fernkanal (Bezeichnungen siehe Tab. 6.5)

²Bezugsebene ist die Polarisationssebene des Lasers

Nahkanal

Für den unteren Höhenbereich der Troposphäre sammelt ein 10-cm-Spiegel das rückgestreute Licht und fokussiert es direkt in eine 1-mm-Quarzfaser. Die elastische Wellenlänge bei 532 nm und die beiden Ramanwellenlängen 607 nm und 660 nm werden erst hinter der Faser in den Detektionsmodulen getrennt.

Tab. 6.5 sind die optischen Komponenten und die technischen Daten beider Empfangseinheiten zu entnehmen.

KARL: Teleskopoptik – Fernfeld			
	Element	techn. Daten	Funktion
Ir	Iris	d = 1 mm	Begrenzung des Gesichtsfeldes
LP	Achromat	f = 40 mm, d = 25 mm	Parallelisierung
D	Dichroit	HT607/660, HR532/1064, elliptisch	Wellenlängentrennung
PC1/2	Pol.-würfel	$T_s = 0,1\%$, $T_p = 99,5\%$	Polarisationstremung @ 532 nm
LF1,2,3	Achromat	f = 40, d = 25	Fokussierung
QF1	Quarzfaser	d = 1,5 mm, l = 6 m, NA=0,22	Ramansignale 660uH/607uH
QF2	Quarzfaser	d = 1,5 mm, l = 6 m, NA=0,22	532sH
QF3	Quarzfaser	d = 1,5 mm, l = 6 m, NA=0,22	532pH/1064pH nm
KARL: Teleskopoptik – Nahfeld			
QF4	Quarzfaser	d=1,0 mm, l=6 m, NA=0,22	532uL, 660uL, 607uL nm

Tabelle 6.5: Technische Daten des KARL: Teleskopoptik

6.3.3 Überlappbestimmung bei Nah- und Fernkanal

Eine wichtige Bedingung für die Auswertbarkeit der Lidarsignale ist die optimale Einstellung des Überlapps, d.h. der Überschneidung von Sendestrahle und Empfangsgesichtsfeld des Systems. Denn nur dort, wo sich der Laserstrahl vollständig im Teleskopgesichtsfeld befindet, können die detektierten Signale korrekt ausgewertet werden. Notwendigerweise muß hierzu die Laserdivergenz kleiner als das Gesichtsfeld der Teleskope sein. In der Lidargleichung 4.2 geht dazu die Überlappfunktion $O(z)$ ein, die dort Eins ist, wo vollständiger Überlapp zwischen Sende- und Empfangsstrahlen herrscht. Berechnungen und Untersuchungen zur Bestimmung der Überlappfunktion sind bei HALLDORSSON UND LANGERHOLC (1978) und KUZE ET AL. (1999) zu finden.

Bei KARL wird der optimale Überlapp zuerst zwischen Laserstrahl und Fernfeldteleskop mit Hilfe eines Überlapp-Programmes gesucht. Anschließend wird das Nahfeldteleskop mit Ansteuerung über zwei Piezo-Motoren so justiert, daß der interessierende Höhenbereich (300-3000 m) vollständigen Überlapp hat.

Der theoretische Überlapp bei dem KARL soll nun im folgenden abgeschätzt werden. Nach der 10-fachen Aufweitung des Laserstrahls ergibt sich eine Strahldivergenz

6.3 Aussende- und Empfangsoptik

von 0,05 mrad (Herstellerangaben: unaufgeweitet 0,5 mrad) und ein Durchmesser von 6 cm. Entsprechend der Konfiguration von KARL hinsichtlich Teleskop- und Aussendeoptik sind nun drei Fälle zu unterscheiden:

- Der Überlapp zwischen dem 532 nm-Strahl und dem großen Teleskop (Abstand der Mittelpunkte Aussendespiegel - 30-cm-Teleskop: 425 mm),
- Der Überlapp zwischen dem 532 nm-Strahl und dem kleinen Teleskop (Abstand der Mittelpunkte Aussendespiegel - 10-cm-Teleskop: 190 mm),
- Der Überlapp zwischen dem 1064 nm Strahl und dem großen Teleskop (Abstand der Mittelpunkte Aussendespiegel - 30-cm-Teleskop: 355 mm),

Für die Gesichtsfelder (engl.: FOV = „Field Of View“) der beiden Teleskopsysteme ergibt sich für das Fernfeldsystem ein Wert von $1,0 \text{ mm}/1200 \text{ mm} = 0,83 \text{ mrad}$, für das Nahfeldsystem $1,0 \text{ mm}/445 \text{ mm} = 2,25 \text{ mrad}$.

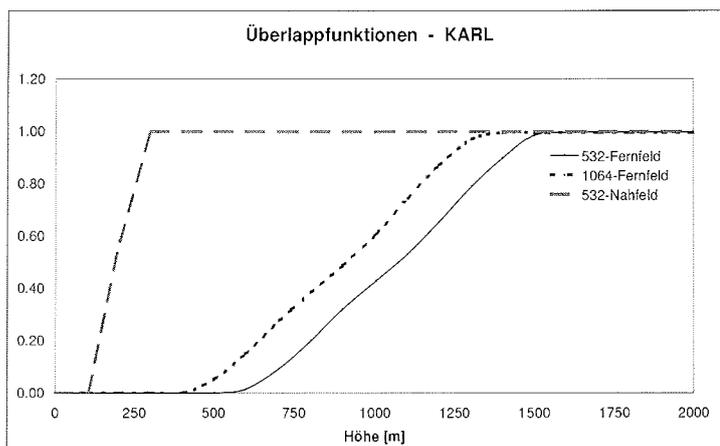


Abbildung 6.5: Theoretische Überlappfunktionen bei KARL (der Wert „1.00“ bedeutet vollständiger Überlapp)

In Abb. 6.5 sind die theoretisch berechneten Überlappfunktionen nach IMMLER (1999) dargestellt. Demnach ergibt sich für die minimale Höhe vollständigen Überlapps bei optimaler Justage für die verschiedenen Systeme:

Aussendespiegel	Teleskop	vollst. Überlapp ab...
532 nm	Fernfeld	1530 m
532 nm	Nahfeld	260 m
1064 nm	Fernfeld	1350 m

Tabelle 6.6: minimale Höhe vollständigen Überlapps bei KARL

6.4 Detektion

Die eigentliche Detektionseinheit des KARL besteht aus einem modular aufgebauten Kastensystem. Das Licht gelangt durch vier Lichtwellenleiter in je einen solchen Detektionskasten, wird dort in den jeweiligen Parallelisierungsrohren parallelisiert und anschließend mittels Dichroiten wellenlängenabhängig aufgespalten. In den Fokussierungsrohren wird das so selektierte Licht auf die Photomultiplier gelenkt. Eine Übersicht über die Anordnung der vier Detektionsmodule (DM) des KARL zeigt Abb. 6.6.

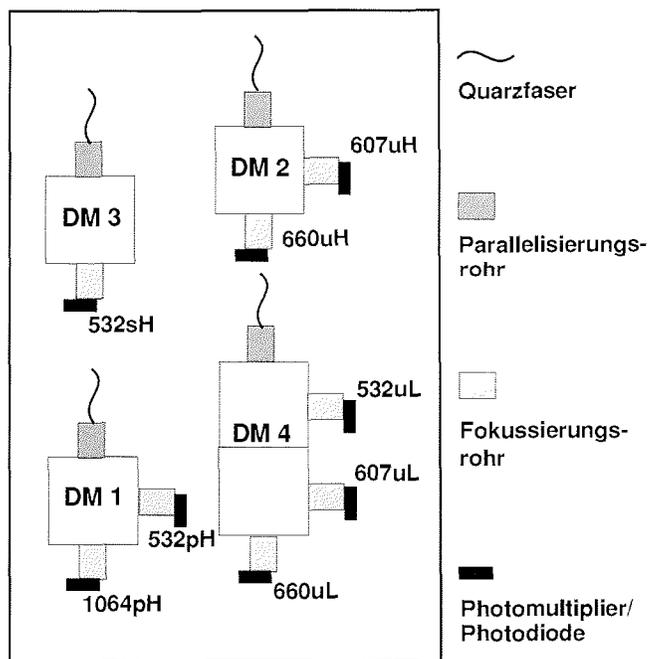


Abbildung 6.6: Übersicht der Detektionsmodule bei KARL

6.4.1 Detektionskanäle

Im folgenden werden die einzelnen Detektionskanäle beschrieben, jeder Abschnitt enthält eine schematische Zeichnung (Abb. 6.7 bis 6.10), sowie eine Übersicht mit den wichtigsten optischen Komponenten (Tab. 6.7 bis 6.10).

Fernkanal: 532 nm parallel und 1064 nm (DM 1)

Das in der Teleskopoptik ausgekoppelte 532-nm-parallel-polarisierte- sowie das 1064-nm-Signal wird durch eine 1,5-mm-Quarzfaser in das erste Detektionsmodul (DM 1) geführt (Abb. 6.7 und Tab. 6.7). Nach Parallelisierung mit Hilfe des Achromaten LP1 und Wellenlängentrennung durch einen dichroitischen Strahlteiler D1 wird der 532-nm-Strahl auf den Photomultiplier PM1/1, der 1064-nm-Strahl auf die Avalanche-Photodiode APD gelenkt. Schmalbandige Interferenzfilter IF1064 und IF532/1 unterdrücken während der Tageslichtmessungen das Störlicht und können durch eine Winkelverstellung optimal auf maximale Transmission eingestellt werden. In dem 532-nm-Zweig schwächt der zusätzliche Neutraldichtefilter NF1 das eingekoppelte Licht ab, damit die Photokathode nicht gesättigt wird und der Photomultiplier vollständig im linearen Bereich arbeitet. Das IR-Signal ist aufgrund des niedrigeren Rückstreukoeffizienten so schwach, daß es nicht weiter abgeschwächt werden muß.

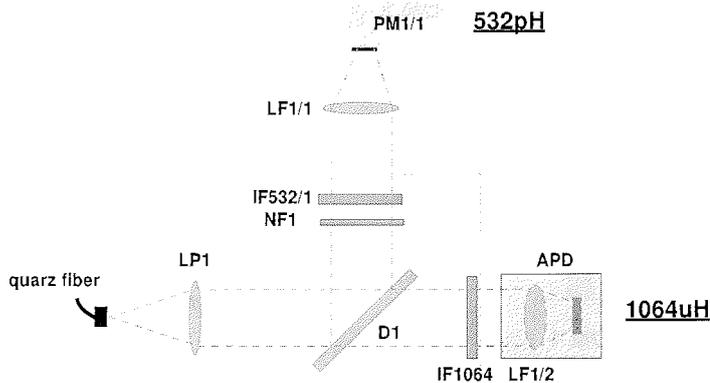


Abbildung 6.7: Detektion 532 nm und 1064 nm Kanal

Bezeichnung	Element	techn. Daten / Typ	Funktion
LP1	achrom. Bikonvexlinse	f=80, d=50	Parallelisierung
D1	Dichroit	d=75, HR532/HT1064	Strahlteilung
NF1	Neutralfilter	T=1%, 50x50	Signalabschwächung
IF532/1	Interferenzfilter	d=50, T=37%, FWHM=0.31 nm	Wellenlängenseparation
LF1/1	Bikonvexlinse	f=40, d=50	Fokussierung
PM1/1	Photomultiplier	Hamamatsu H5773-03 2345	Signaldetektion
IF1064	Interferenzfilter	T=60%, FWHM=1 nm, d=50	Wellenlängenseparation
LF1/2	Bikonvexlinse	f=40, d=50	Fokussierung
APD	Avalanche Photodiode	E686 C30955E	Signaldetektion

Tabelle 6.7: Detektionsmodul 1: 532/1064 nm (Fernfeld)

Fernkanal: Ramankanäle 607 nm und 660 nm (DM 2)

Der zweite Lichtwellenleiter leitet die beiden Ramansignale des Fernkanals in den Detektionskasten DM 2 (Abb. 6.8 und Tab. 6.8). Diese um den Faktor 10^3 schwächeren Signale werden zuerst mit der Bikonvexlinse LP2 parallelisiert und ebenfalls durch den Dichroiten D2 wellenlängenabhängig getrennt. Der an Stickstoffmolekülen Raman-gestreute Anteil wird reflektiert, der an Wasserdampf gestreute transmittiert. Hier sorgen neben den schmalen winkelverstellbaren Interferenzfiltern IF607/2 und IF660/2 Farbglasfilter RG570 und RG630 mit einer Blockung von 10^{-5} für eine zusätzliche Unterdrückung der Laserwellenlänge. Diese Blockung ist besonders bei starken Rückstreuintensitäten (etwa bei Wolken) auf der Laserwellenlänge sehr wichtig. Nach Fokussierung der Strahlen mit Hilfe der Linsen LF2/1 und LF2/2 gelangt das Licht auf die Photomultiplier PM2/1 und PM2/2.

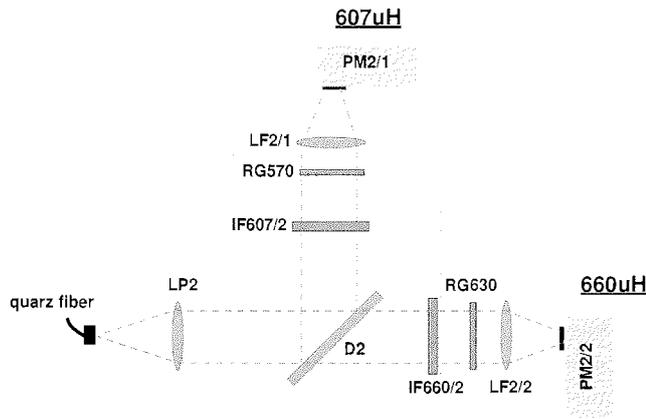


Abbildung 6.8: Detektion Ramansignale im Fernkanal

Bezeichnung	Element	techn. Daten / Typ	Funktion
LP2	Bikonvexlinse	f=76, d=50	Parallelisierung
D2	Dichroit	d=75, HR607/HT660	Strahlteilung
IF607/2	Interferenzfilter	d=50, T=41%, FWHM=0.35 nm	Wellenlängenseparation
RG570	Farbglasfilter	d=50, Blockung 10^{-6}	Blockung der Laserwellenlänge
LF2/1	Bikonvexlinse	f=40, d=50	Fokussierung
PM2/1	Photomultiplier	Hamamatsu DB0362	Signaldetektion
IF660/2	Interferenzfilter	T=47%, FWHM=0.25 nm, d=50	Wellenlängenseparation
RG630	Farbglasfilter	d=50, Blockung 10^{-6}	Blockung der Laserwellenlänge
LF2/2	Bikonvexlinse	f=40, d=50	Fokussierung
PM2/2	Photomultiplier	Hamamatsu 5773P-01	Signaldetektion

Tabelle 6.8: Detektionsmodul 2: Ramankanäle 607/660 nm (Fernfeld)

Fernkanal: 532 nm senkrecht (DM 3)

In das Detektionsmodul DM 3 (Abb. 6.9 und Tab. 6.9) wird lediglich der senkrecht polarisierte Teil des gestreuten 532-nm-Lichtes eingekoppelt. Nach Parallelisierung durch LP3 filtert auch hier ein schmaler winkelverstellbarer Bandbaßfilter IF532/3 das Streulicht heraus. Die Photonenzahl wird mit dem Neutraldichtefilter ND3 an den Dynamikbereich des Photomultipliers PM3 angepaßt.

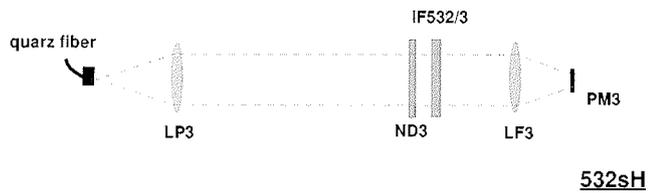


Abbildung 6.9: Detektion Depolarisationskanal

Bezeichnung	Element	techn. Daten / Typ	Funktion
LP3	Bikonvexlinse	f=76, d=50	Parallelisierung
ND3	Neutraldichtefilter	T=10%, 50x50	Signalabschwächung
IF532/3	Interferenzfilter	d=50, T=43%, FWHM=0.20 nm	Wellenlängenseparation
LF3	Bikonvexlinse	f=40, d=50	Fokussierung
PM3	Photomultiplier	Hamamatsu H5773-03	Signaldetektion

Tabelle 6.9: Detektionsmodul 3: Depolarisation 532 nm (Fernfeld)

Nahkanal: 532 nm, Ramankanäle 607 nm und 660 nm (DM4)

In der Nahkanal-Detektion DM 4 (Abb. 6.10 und Tab. 6.10) werden die mit der 1-mm-Quarzfaser eingekoppelten elastischen (532 nm) und Ramansignale (607 und 660 nm) nach Parallelisierung durch LP4 durch die Strahlteiler D4/1 und D4/2 voneinander getrennt. Während die Farbglasfilter RG570 und RG630 zusätzlich das 532-nm-Signal aus den Ramanwellenlängen blocken, schwächt der Neutralfilter NF4 das elastische Signal. Hinter den schmalbandigen Interferenzfiltern IF532/4, IF660/4 und IF607/4 fokussieren die Linsen LF4 das Licht auf die jeweiligen Photomultiplier PM4/1, PM4/2 und PM4/3.

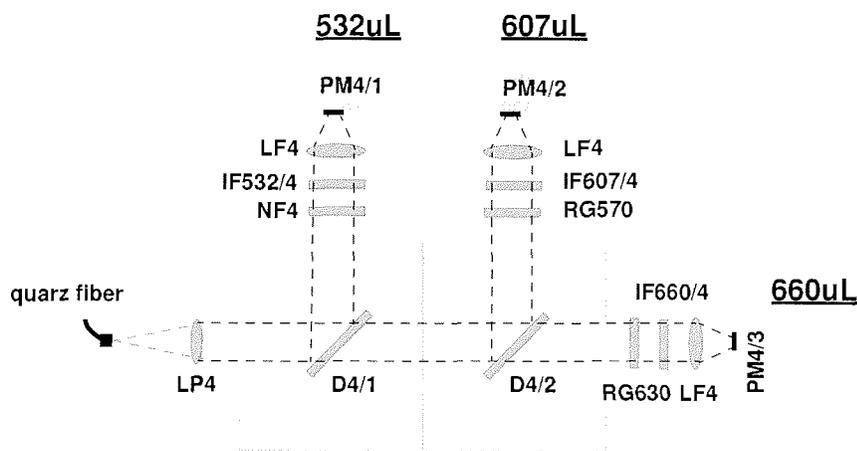


Abbildung 6.10: Detektion Nahkanäle

Bezeichnung	Element	techn. Daten / Typ	Funktion
LP4	Bikonvexlinse	f=40, d=25	Parallelisierung
D4/1	Dichroit	d=50, HR532/HT607,660	Strahlteilung
NF4	Neutralfilter	T=1%, d=25	Signalabschwächung
IF532/4	Interferenzfilter	d=25, T=46%, FWHM=0.16 nm	Wellenlängenseparation
LF4	Bikonvexlinse	d=25, f=40	Fokussierung
PM4/1	Photomultiplier	Hamamatsu 8779-03 Select	Signaldetektion
D4/2	Dichroit	d=50, HR607/HT660	Strahlteilung
RG570	Farbglasfilter	d=25, Blockung 10^{-6}	Blockung der Laserwellenlänge
IF607/4	Interferenzfilter	d=25, T=50%, FWHM=0.15 nm	Wellenlängenseparation
PM4/2	Photomultiplier	Hamamatsu	Signaldetektion
RG630	Farbglasfilter	d=25, Blockung 10^{-6}	Blockung der Laserwellenlänge
IF660/4	Interferenzfilter	T=47%, FWHM=0.25 nm, d=25	Wellenlängenseparation
PM4/3	Photomultiplier	Hamamatsu 5773P-01	Signaldetektion

Tabelle 6.10: Detektionsmodul 4: 532/607/660 nm (Nahfeld)

6.4.2 Interferenzfilter

Einen Überblick über die bei KARL verwendeten Interferenzfilter und deren Eigenschaften gibt Tab. 6.11.

KARL: Interferenzfilter					
Kanal	λ_0^{th} [nm]	λ_0^{sp} [nm]	FWHM ^{sp} [nm]	T [%]	Blockung
532pH	532.07	532.14	0.31	37.0	10^{-5}
1064uH	1064.14	1064.16	1.00	60.0	10^{-5}
532sH	532.07	532.00	0.20	43.0	10^{-5}
607uH	607.35	607.40	0.35	41.0	10^{-5}
660uH	660.38	660.35	0.25	47.0	10^{-5}
532uL	532.07	532.04	0.16	46.5	10^{-6}
607uL	607.35	607.33	0.15	50.4	10^{-6}
660uL	660.38	660.35	0.25	47.0	10^{-5}

Tabelle 6.11: Spezifikationen der Interferenzfilter; hier bezeichnen die Indizes „th“ den theoretischen Wert und „sp“ den spezifizierten Wert des Herstellers; die Blockung bezieht sich auf die entsprechende Laserwellenlänge, wichtig vor allem für die Ramanwellenlängen.

Da die bei KARL verwendeten Interferenzfilter mit Ausnahme des 1064 nm Filters (FHMW = 1 nm) mit einer FHMW von 0,15 nm sehr schmal sind, müssen die Filter mit hoher Präzision justiert werden, um die maximale Filtertransmission auszunutzen.

Die transmittierte Wellenlänge eines Filters hängt prinzipiell von zwei Faktoren ab: Erstens verschiebt sich die Wellenlänge maximaler Transmission λ eines Interferenzfilters mit wachsendem Einfallswinkel α zu kleineren Wellenlängen λ hin. Für kleine Winkel ($\alpha < 15^\circ$) gilt folgende Formel (siehe auch Abb. 6.12):

$$\lambda = \lambda_0 \sqrt{1 - \left(\frac{m_0}{m^*}\right)^2 \sin^2 \alpha}. \quad (6.1)$$

λ ist abhängig von der Zentralwellenlänge λ_0 , dem Brechungsindex m_0 des umgebenden Mediums (Luft: $m_0 = 1$) und dem effektiven Brechungsindex m^* des Filters (für die in KARL verwendeten Filter ist $m^* = 1,45$). Bei unseren Detektionsmodulen bietet sich eine Möglichkeit mit Hilfe einer Winkelverstellung den Filter auf maximale Transmission zu kippen. Mit experimentell möglichen Restdivergenzen der auf die Interferenzfilter einfallenden Strahlenbündel bzw. Abweichungen von lotrechter Inzidenz auf die Filter von 1° verschiebt sich die Wellenlänge um ca. 0,04 nm. Schon bei einem Winkel von 2° liegt die Wellenlängenverschiebung bei einem Wert, der der Halbwertsbreite der Filter entspricht. Dieses zeigt die Notwendigkeit einer winkelverstellbaren Halterung der hier verwendeten Filter.

Zweitens hängt die Wellenlänge maximaler Transmission nahezu linear von der dem Filter umgebenen Temperatur ab. Bei steigender Temperatur verschiebt sich λ in Richtung größerer Wellenlängen und umgekehrt (Abb. 6.11). Der Betrag dieser Wellenlängenänderung selbst ist abhängig von der Zentralwellenlänge (siehe Abb. 6.13). Der Einfluß der Temperatur auf die Wellenlänge maximaler Transmission ist mit ca. 0,01 nm/K bei $\lambda_0 = 532$ nm vernachlässigbar, wenn die Temperaturschwankungen nicht mehr als 5 K betragen.

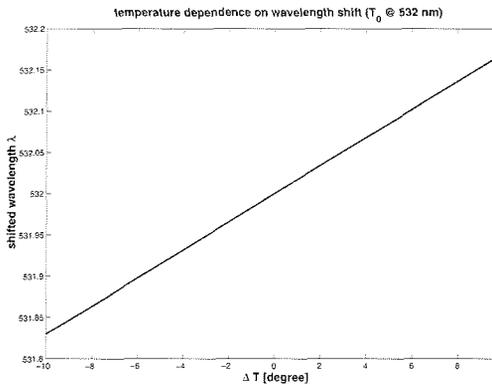


Abbildung 6.11: Wellenlängenshift in Abhängigkeit von der Temperatur

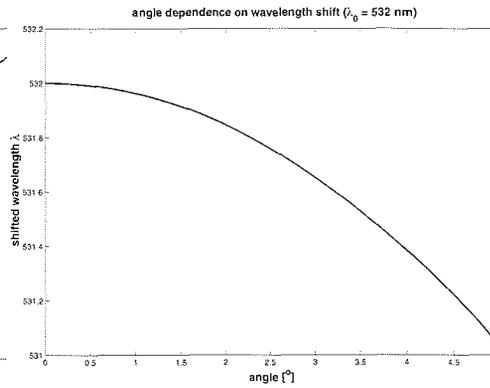


Abbildung 6.12: Wellenlängenshift in Abhängigkeit von dem Einfallswinkel

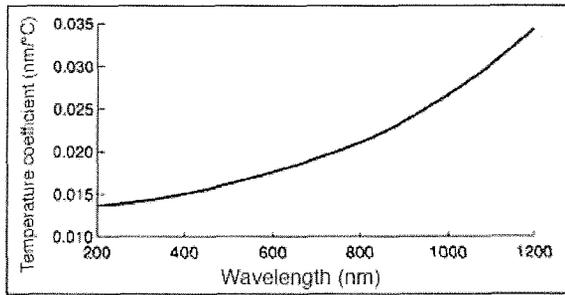


Abbildung 6.13: Wellenlängenabhängigkeit des Temperaturkoeffizienten (Quelle: Katalog: „Optical Filter“, Andover)

6.4.3 Photomultiplier und Si-Avalanche-Photodiode

Die in die unterschiedlichen Detektionszweige gelangten Photonen werden mittels Photomultipliern in elektrische Signale umgewandelt und verstärkt. Im Infraroten detektiert eine Si-Avalanche-Photodiode (APD) die 1064-nm-Signale. Aufgrund der unterschiedlichen Sensitivität bei den verschiedenen Wellenlängen 532, 607 bzw. 660 nm werden zwei unterschiedliche Typen von Photomultipliern benutzt. Die genauen Spezifikationen der Photodetektoren sind in Tab.6.12 zu finden.

KARL: Photodetektoren			
Kanal	532	Raman 607/660	1064
Hersteller	Hamamatsu		EG&G
Detektorart	Photomultiplier		Si-Avalanche Photodiode
Typ	H5773-03	H5773-04/01	C30955E
Betriebsart	Photonenzählung		
Grenzfrequenz	> 200 MHz	> 200 MHz	
spektrale Empfindlichkeit	185 - 650 nm	185 (300) - 820 nm	
Dynodenstruktur	Metal Channel (8 Stufen)		
eff. Fläche (d)	8mm		1.5 mm
Kathodenmaterial	Bialkali	Multialkali	
Quantenausbeute	ca. 10%	8% @ 607 nm, 5% @ 660 nm	80% @ 650 nm
Spannungsversorgung	800 V	800 V	
Kühlung	keine	keine	Peltier

Tabelle 6.12: Technische Daten der Photomultiplier

Das APD-Modul beinhaltet eine Si-Avalanche Photodiode, ein Peltier-Kühlelement einschließlich Temperatur-Controller, einen Vorverstärker sowie einen XYZ-Positionierer zur optimalen Fokussierung des Lichts auf die Diode und eine Hochspannungsversorgung. APD und Vorverstärker sind sorgfältig gegen äußere Störeinflüsse abgeschirmt.

6.5 Triggerung und Datenaufnahme

Die Triggerung der Datenaufnahme geschieht bei KARL über eine Photodiode, die auf den emittierten Laserpuls reagiert. Dieses Triggersignal wird anschließend über einen Triggerverteiler an jeden Transientenrekorder weitergeleitet.

KARL: Datenaufnahmerekorder	
Hersteller	Licel
Typ	TR 20-160
Signal - Eingangsspannungsbereich	0...-500 mV
Speichertiefe	16384 bins
Repetitionsrate	max. 75 Hz (KARL: 30 Hz)
Analog Modus	
A/D-Auflösung	12 Bit
Wandelrate	20 MSPS
Bandbreite	DC-10 MHz
Summationsspeicher	24 Bit, 4094 Aquis.
Photon Counting Modus	
Max. Zählrate	250 MHz
Diskriminator	64 Stufen
Summationsspeicher	16 Bit, 4094 Aquis.

Tabelle 6.13: Technische Daten der Transientenrekorder

Die Datenaufnahme selbst geschieht mit Hilfe von Transientenrekordern der Firma Licel. Ein Transientenrekorder ist ein Datenerfassungssystem zur Aufzeichnung schneller periodischer Spannungssignale. Das Signal wird zum einen durch einen 12-Bit, 20 MHz A/D Wandler abgetastet. Zum anderen werden durch einen Diskriminator Spannungspulse über einem einstellbaren Schwellenwert gezählt. Das Schema (Abb. 6.14) zeigt die wesentlichen Systemkomponenten.

Der Dynamikbereich von Lidarsignalen umfaßt aufgrund der $1/r^2$ - Abhängigkeit des Signals und der exponentiell abnehmenden Luftdichte der Atmosphäre mehrere Größenordnungen. Mit dem kombinierten Einsatz der Analog- und Photonenzähl-Technik wird ein linearer Dynamikbereich über 5 Größenordnungen erreicht. Während die Linearität der im analogen Modus aufgenommenen Signale durch den Meßbereich des A/D-Wandlers begrenzt sind, treten im Photonenzählmodus Fehler durch kurz nacheinander eintreffende Photonen auf, die vom Diskriminator nicht erkannt werden.

Nach jedem Laserpuls werden die Analog- und Photonenzähl-Signale im Höhenbereich bis 122,8 km in je einem Summenspeicher akkumuliert, der bis zu 4094 Pulse mittelt. Die summierten Signale werden an den Datenaufnahme-PC übertragen. Mit diesem System wird eine Höhenauflösung von 7.5 m erreicht.

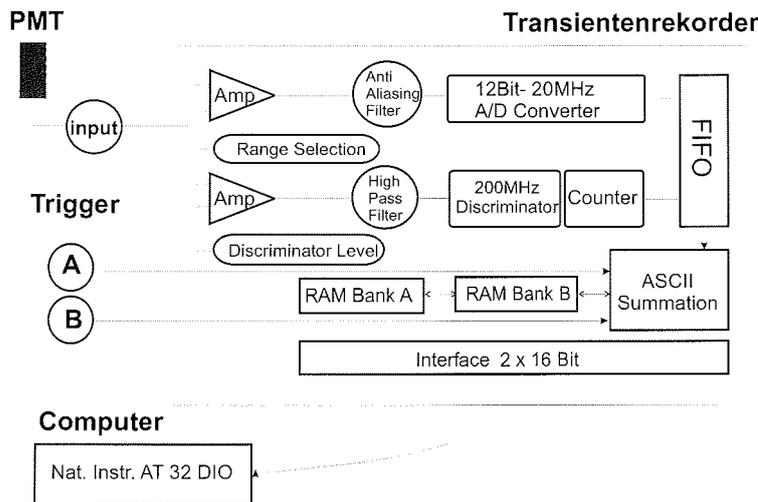


Abbildung 6.14: Prinzipskizze des Transientenrekorders

Analoge Detektion

Für die Detektion des Lidarsignals im unteren Höhenbereich werden durch Analogmessung bessere Ergebnisse als mit der Photonen-zählung erreicht. Hier treten Verzerrungen des Signals erst dann auf, wenn Raumladungseffekte im Bereich der Dynoden des Photomultipliers die Verstärkung beeinflussen.

Für die analoge Signalaufnahme wird das Eingangssignal entsprechend dem gewählten Eingangsspannungsbereich verstärkt und nach Filterung durch ein Anti-Alias-Filter von einem 12 Bit A/D-Konverter gewandelt. Das Signal wird zunächst in einen schnellen Zwischenspeicher geschrieben und anschließend zu den vorangegangenen Signalen im 24 Bit breiten Summationsspeicher addiert (Abb. 6.14).

Detektion mit Photonen-zählung

Zur Einzelphotonenzählung wird das Eingangssignal gleichzeitig auf einen 250 MHz schnellen Vorverstärker gegeben und von einem Diskriminator auf Einzelpulse über der eingestellten Diskriminatorschwelle untersucht. Die Einzelpulse werden gezählt und genauso wie das Analogsignal nach der Zwischenspeicherung jeder Aquisition in den 16 Bit breiten Summationsspeicher des Vielkanalzählers geschrieben (Abb. 6.14).

Aufgrund der Poisson-Statistik der Photonenergebnisse weicht die gemessene Zählrate Z_m von der tatsächlichen Zahl Z_t der auf der Photokathode der Photomultiplier auftretenden Photonen ab. Es gilt:

$$Z_m = Z_t \exp\left(-\frac{Z_t}{Z_{max}}\right). \quad (6.2)$$

Dabei ist $Z_{max} = 1/\tau$ die höchste erreichbare Zählrate, die durch die Halbwertsbreite τ der Strompulse des Photomultipliers gegeben ist. Bei einer typischen Halbwertsbreite von 10 ns beträgt die maximale Zahlrate $Z_{max} = 100$ MHz und die gemessene Zählrate Z_m weicht bei 5 MHz bereits um 5% vom tatsächlichen Wert ab. Da sich obige Gleichung nicht analytisch auflösen läßt und die Breite der Strompulse zusätzlich abhängig von der Lichtintensität ist, ist eine nachträgliche Korrektur dieses Effektes schwierig.

6.6 Software und Rohdatenformat

Die für das Troposphären-Lidar benutzte Software läuft auf einem eigenen Kontroll- und Datenaufnahmerechner unter der grafischen Programmiersprache LabView. Ein Programm regelt den optimalen Überlapp zwischen dem Fernfeld-Teleskop und Laser, indem durch Ansteuerung der 4 Sendespiegelmotoren Überlappscans in alle Achsenrichtungen gefahren werden können. Hierbei kann das integrierte elastische Rückstreuungssignal in drei verschiedenen Höhenbereichen dargestellt, und so der optimale Überlapp gefunden werden.

Für die eigentliche Datenaufnahme wird das Programmpaket *acquis.llb* der Firma Licel benutzt. Die hiermit erzeugten Rohdatendateien bestehen aus einem ASCII-Parameter-Kopf und den binär abgespeicherten Datensätzen.

Bei den Aquisitionen entstehen 12-Bit-breite Daten am A/D-Wandler und 4-Bit-breite Daten am Photon Counting Ausgang. Diese werden in 24 Bit für das analoge und 16 Bit für das Photon Counting aufsummiert. Das höchstwertige Bit enthält ein sogenanntes Clip Bit zur „Overflow“ Kontrolle. Da der Datenbus 16 Bit breit ist, werden die Photonenzahl-Daten mit einem Lesezugriff, während die Analogdaten mit 2 zwei Zugriffen je Datenpunkt von dem Labviewprogramm ausgelesen werden. Die Abspeicherung der Daten erfolgt dann in einem 32-Bit-Binärformat, das sich an mehrere lesbare Kopfzeilen anschließt. Weitere Einzelheiten zu dem Rohdatenformat findet sich in der Dokumentation des Transientenrekorders TR20-160 der Firma Licel.

Kapitel 7

Datenauswertung

Die Datenauswertung des KARL basiert auf den Auswertungsroutinen des stratosphärischen Aerosol-Lidars des Alfred-Wegener-Instituts (BEYERLE, 1994; BIELE, 1999). Ich gehe im folgenden nur kurz auf die wesentlichen Auswerteschritte ein und beschreibe die für die Auswertung der Raman-Signale troposphärischer Aerosole notwendigen Modifikationen.

Die Bestimmung der geophysikalischen Größen (Rückstreukoeffizient β^{Aer} , Extinktionskoeffizient α^{Aer} , Volumendepolarisation δ^{Aer}) ist ein mehrstufiger Prozeß. Abb. 7.1 gibt einen Überblick über die einzelnen Auswerteschritte. Für alle Signale erfolgt nach einer Höhen- und Zeitmittelung die Korrektur des Untergrundes, bei den Signalen im Photonenzählmodus eine Totzeitkorrektur.

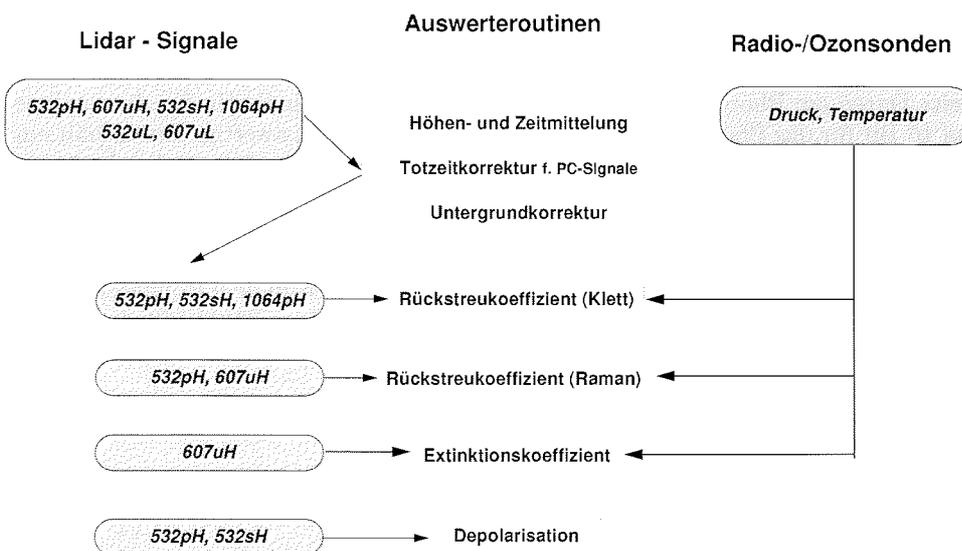


Abbildung 7.1: Auswerteprogramm für troposphärische Aerosole; die in die Auswerteroutinen eingehenden Meßdaten; links: Lidar, rechts: Sonden

Bei den mit KARL detektierten Signalen ist eine Berechnung des Rückstreuungskoeffizienten sowohl nach dem Klett-Verfahren (Abs. 7.3) als auch nach der Raman-Methode (Abs. 7.4) möglich. Die Berechnung der Aerosolextinktion folgt dem Verfahren nach ANSMANN ET AL. (1990). Als weitere Größe wird die Volumendepolarisation berechnet. Neben den Lidar-Messungen werden in den Auswerteprozess für die Luftdichtebestimmung Radio- und Ozonsondenaufstiege miteinbezogen.

7.1 Rohdatenaufbereitung

Da die Auswerteroutinen die Daten tageweise verarbeiten, werden zunächst alle Dateien des auszuwertenden Tages eingelesen. Hiernach müssen die Rohdaten in eine sinnvolle Höhen- und Zeitaufösung gebracht werden (siehe Abs. 7.1.1). Anschließend werden die im Photonenzählmodus aufgenommenen Daten hinsichtlich der Totzeit der Photomultiplier korrigiert. Für alle aufgenommenen Signale erfolgt eine Untergrundkorrektur. Außerdem werden, soweit programmtechnisch möglich, fehlerhafte Profile erkannt und ausgesondert.

Abb. 7.2 zeigt Rohdatenprofile (4000 Laserschüsse gemittelt) vom 28.3.00 in logarithmischer Darstellung, wie sie in den Rohdaten-Dateien vorliegen. Sowohl die analogen Signale 532pH0, 532sH0 und 607uH0 und 1064pH0¹ als auch die Kanäle 532pH1, 532sH1 und 607uH1 im Photonenzählmodus sind dargestellt. Aufgrund der mit der Höhe exponentiell abfallenden Luftdichte nimmt das Signal ebenfalls in erster Näherung exponentiell ab. Man sieht außerdem die unterschiedlichen Reichweiten der einzelnen Signale.

Die Rückstreuung des am atmosphärischen Stickstoff gestreuten Signals ist von der Streuung an Aerosolen unbeeinflusst (siehe Kap. 5). Die maximal mögliche Signalintensität des Raman-Signals liegt aufgrund des geringeren Wirkungsquerschnitts drei Größenordnungen unterhalb der Signalintensität bei der emittierten Laserwellenlänge von 532 nm. Der Detektionskanal bei 532 nm für parallele Polarisation ist mit einem Neutralfilter abgeschwächt. Die relativen Detektorempfindlichkeiten erklären den Rest des hier gezeigten Intensitätsverhältnisses zwischen Raman-Kanal und elastischem Kanal.

7.1.1 Räumliche und zeitliche Mittelung

Nach Dekomprimierung aller Einzeldateien (Rohdaten-Format) müssen die Daten je nach Problemstellung und Signalqualität in geeigneter Weise zeitlich und räumlich gemittelt werden. Hierdurch wird das Signal-zu-Rausch-Verhältnis verbessert und die Auswertung der Daten bis in größere Höhen durchführbar. Ein weiterer Grund ist, daß die Einzeldateien in maximaler Höhen- und Zeitaufösung ($\Delta h = 7,5 \text{ m}$; $\Delta t = 2 \text{ min}$) vorliegen und eine Verarbeitung dieser großen Datenmengen zu Problemen im weiteren Auswerteverlauf führen kann. Die Größenordnung der notwendigen Integrationsintervalle hängt zum einen vom System (Laserleistung, Te-

¹Notation der Kanäle: Wellenlänge (532 nm); Polarisation bzgl. emittierter Strahlung (p=parallel, s=senkrecht, u=unpolarisiert); Höhenbereich (H=hoch, L=tief); Modus (0=analog, 1=Photon Counting)

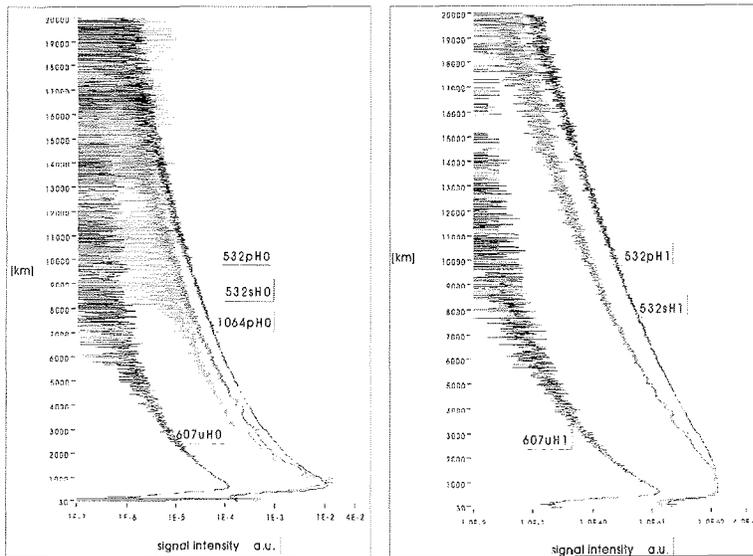


Abbildung 7.2: Rohsignale des KARL in logarithmischer Darstellung für die analogen Kanäle (links) und die Photon-Counting Kanäle (rechts)

leskopfläche, Empfindlichkeit der Detektoren), zum anderen von der physikalischen Fragestellung ab. So ist es sinnvoll, die im Vergleich zu den Raman-Signalen starken elastischen Rückstreusignale zeitlich hochaufgelöst, die Raman-Signale selbst jedoch in einem größeren Zeitbereich zu mitteln.

Diese räumliche und zeitliche Mittelung bedeutet aber auch, daß evtl. geophysikalische Variationen im Integrationsbereich verwischt werden und so kleinskaligere Informationen verlorengehen.

Standardmäßig wird in dieser Arbeit eine Höhenauflösung von $\Delta h = 60$ m und eine Zeitauflösung bei den Rückstreuprofile von $\Delta t = 10$ min, bzw. bei den Extinktionsprofile von $\Delta t = 1$ h verwendet. Optional können Daten „von Hand“, sprich nach Analyse der meteorologischen und atmosphärischen Bedingungen in ein zeitlich sinnvolles Intervall zusammengefaßt werden.

7.1.2 Totzeitkorrektur

Nach der Mittelwertbildung werden die im Photonenzählmodus aufgenommenen Profile auf Totzeiteffekte, die durch die endliche Bandbreite der Detektoren bzw. des Datenaufnahmesystems verursacht werden, korrigiert. Idealerweise sollte die detektierte Lichtintensität proportional zur aufgenommenen Zählrate sein. Es kann bei hohen Zählraten zu Abweichungen von der Linearität kommen. Jede Komponente des Systems benötigt zum Registrieren des Signals eine gewisse Zeit. Während dieser

Zeit kann kein weiteres Photon gezählt werden. Die langsamste Detektions-Einheit bestimmt somit die Nichtlinearität des Systems. Diese sogenannten Totzeiteffekte wurden näher untersucht von DONOVAN ET AL. (1993). Bei niedrigen Zählraten ist der Effekt der Totzeit vernachlässigbar. Die Totzeit wird erst bei hohen Zählraten bedeutend. Deshalb werden zu starke Signale, wie beispielsweise das 532p-Signal, mit Neutralfiltern abgeschwächt.

Die maximale Zählrate der verwendeten Transientenrekorder beträgt 250 MHz. Die Bandbreite der Photomultiplier ist größer als 200 MHz. Die maximale Zählrate des gesamten Detektions-Systems wird mit 200 MHz abgeschätzt. Als Totzeit wird ein Wert von $\tau = 5$ ns angenommen. Mit zunehmender Lichtintensität wird es wahrscheinlicher, daß zwei Pulse als einer gezählt werden, d.h. der wahre Wert liegt oberhalb des gemessenen Wertes. Diese Effekt wird mit Gl. 7.1 korrigiert (SALEH, 1978).

$$Z_{tot}^{korr}(z) = \frac{1}{4} \left(1 - \sqrt{1 - 8 \frac{\tau}{T} Z(z)} \right) \quad (7.1)$$

Hierbei ist Z_{tot}^{korr} die korrigierte Zählrate, T die Zähleradditionszeit, τ die Totzeit und Z die detektierte Zählrate.

7.1.3 Untergrundkorrektur

Die Untergrundzählrate setzt sich aus der Detektordunkelzählrate und dem Hintergrundsignal zusammen, das durch die Himmelhelligkeit verursacht wird. Beiträge durch Übersprechen aus anderen Kanälen können aufgrund schmalbandiger Interferenz- und Blockungsfiler ausgeschlossen werden. Zur Untergrundkorrektur werden die Signalzählraten bis in eine Höhe von 120 km (16000 bins \times 7.5 m) aufgezeichnet. Der Untergrundwert wird aus den Zählraten zwischen 60 und 120 km mittels konstantem oder linearen Fit bestimmt. Die untergrundkorrigierte Zählrate ergibt sich nun durch Subtraktion des Untergrundwertes von der detektierten Zählrate.

Abb. 7.3 zeigt anhand des analogen Ramakanals 607uH0 den Unterschied zwischen Tag- und Nachtmessung am 23.03.2000 (um 4:55 und 12:37 UTC). Zu dieser Zeit lagen die Sonnenhöhenwinkel bei 0,5 bzw. 10,3 Grad über dem Horizont. Man erkennt das deutlich schlechter werdende Signal-zu-Rausch-Verhältnis bei der Tageslichtmessung. Die Reichweiten der Siganle sinken von ca. 8 km nachts auf ca. 4 km tags.

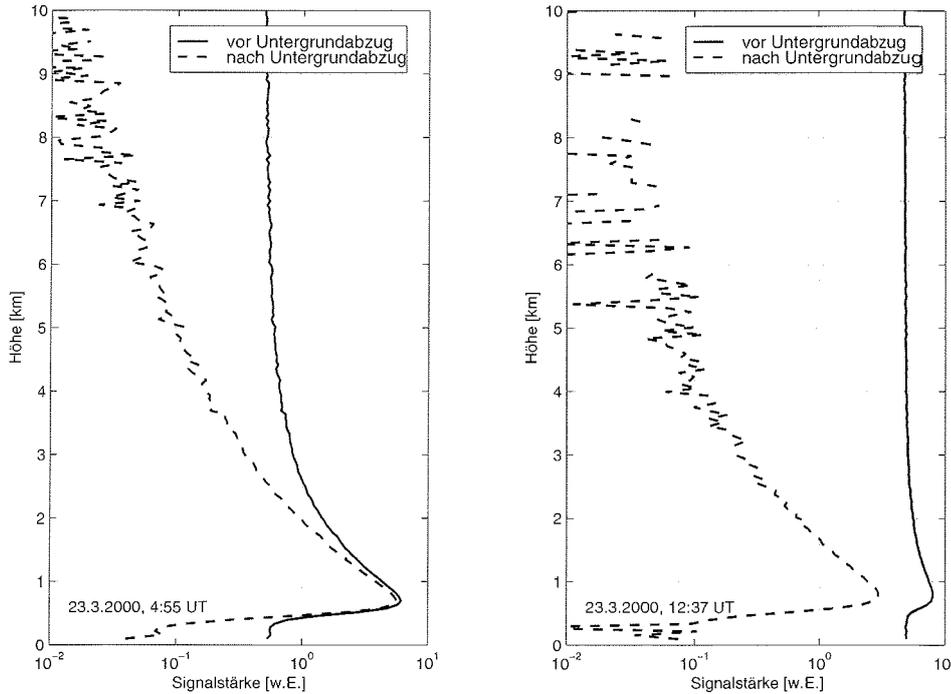


Abbildung 7.3: Ramansignale am 23.03.00 nachts (links) und tags (rechts) vor und nach der Untergrundkorrektur

7.2 Beurteilung der Signalqualität

Eine Methode zur Beurteilung der Signalqualität ist die Überprüfung der Linearität der mit den Photomultipliern detektierten Signale. Dieses geschieht für die Signale, die jeweils im Analog- und Photonenzählmodus aufgenommen worden sind (532pH, 532sH, 607uH), indem man die Zählraten gegeneinander aufträgt, bzw. den Quotienten aus beiden Zählraten bildet. In Abb. 7.4 ist als Beispiel das elastische Rückstreusignal 532pH in beiden Moden dargestellt. Im linken Teil der Abbildung sieht man die logarithmischen untergrundkorrigierten Signale, im rechten Teil den Quotienten aus Photonenzähl-/Analog-Signal. Man erkennt deutlich, daß das Photon-Counting-Signal bis zu einer Höhe von 5 km übersteuert ist.

7.3 Rückstreukoeffizient nach Klett

In der Lidargleichung 4.2 stehen der Meßgröße p_{elast} drei unbekannte unabhängige Größen gegenüber. Der Rayleigh-Rückstreukoeffizient β^{Ray} (der proportional zum Rayleigh-Streukoeffizienten $\alpha_{\text{Str}}^{\text{Ray}}$ ist), der Aerosolrückstreukoeffizient β^{Aer} und der Aerosolextinktionskoeffizient α^{Aer} . Deshalb kann die Lidargleichung nur unter Zuhilfenahme von zusätzlichen Informationen gelöst werden.

7.3 Rückstreukoeffizient nach Klett

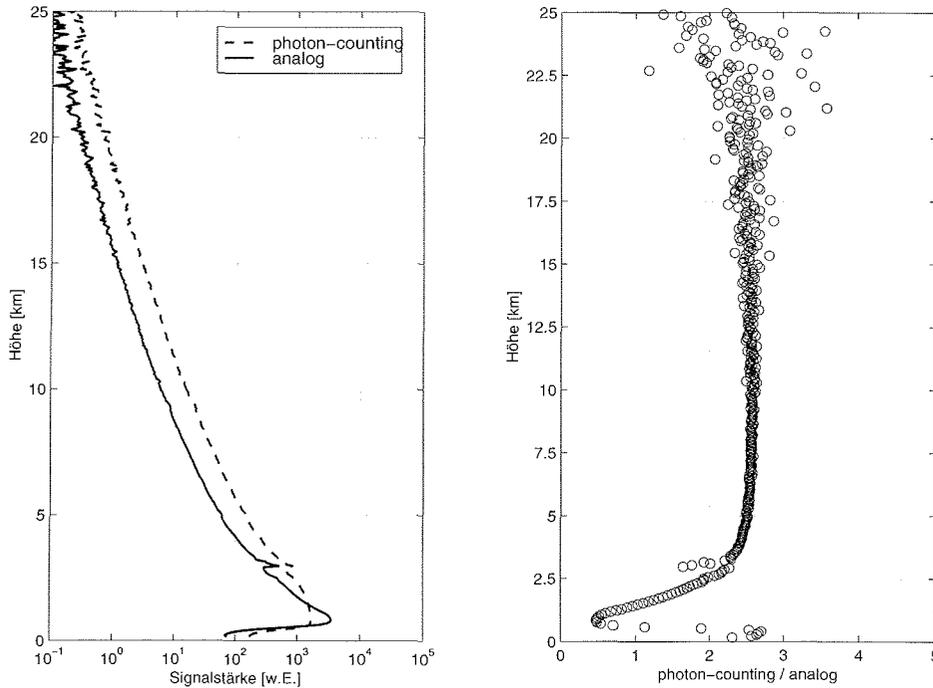


Abbildung 7.4: Rückstreusignale 532pH am 23.03.00 im analogen und Photonenzählmodus

Der Rayleigh-Rückstreukoeffizient β^{Ray} berechnet sich dabei mit Hilfe des aus Ballonsondierungen gemessenen Temperatur- und Druckprofils nach

$$\beta^{\text{Ray}}(z, \lambda) = \frac{p(z)}{kT(z)} \frac{d\sigma_{\text{Rck}}^{\text{Ray}}}{d\Omega}(\lambda). \quad (7.2)$$

Hierbei ist k die Boltzmann-Konstante und $\frac{d\sigma_{\text{Rck}}^{\text{Ray}}}{d\Omega}(\lambda)$ der Rayleigh-Rückstreuquerschnitt.

Da sich der totale Rayleigh-Extinktionskoeffizient aus dem Streu- und Absorptionskoeffizienten zusammensetzt, ist Absorption durch Spurengase zusätzlich zu berücksichtigen, wenn die emittierte bzw. detektierte Wellenlänge auf den Absorptionsbanden atmosphärischer Gase liegen. Für diese Korrektur ist ein entsprechendes Höhenprofil des Spurengases erforderlich. Bei den von KARL verwendeten Wellenlängen ist daher das Chappuis-Absorptionsband von Ozon bei 532 nm und 607 nm von Bedeutung.

Beim Klett-Verfahren ist eine Lösung der Lidargleichung nur unter der Voraussetzung einer Beziehung der beiden unbekanntenen Größen α^{Aer} und β^{Aer} (das sogenannte Extinktions-zu-Rückstreu- oder kurz Lidar-Verhältnis L^{Aer}) möglich (KLETT, 1981, 1985).

Wie im folgenden gezeigt werden wird, benötigt man für die Berechnung der Rückstreuoeffizienten dieses Extinktions-zu-Rückstreuverhältnis $L^{\text{Aer}} = \alpha^{\text{Aer}}/\beta^{\text{Aer}}$. L^{Aer} ist abhängig von der Aerosolzusammensetzung, des Partikelgrößenspektrums und der Form der Teilchen. Sowohl β^{Aer} wie auch α^{Aer} können jedoch erst als ein Ergebnis der Lidar-Datenauswertung bestimmt werden und sind daher zunächst nicht bekannt. L^{Aer} muß daher durch eine höhenunabhängige Konstante approximiert werden. Eine Abschätzung von L^{Aer} aus den Daten der ASTAR-2000-Kampagne wird in Kap. 10 gegeben.

L^{Aer} kann jedoch anhand von in-situ-bestimmten Partikelgrößenverteilungen berechnet oder zunächst aus der Literatur abgeleitet werden.

Um den Ergebnissen von Raman-Lidar-Untersuchungen (siehe Abs. 7.4) Rechnung zu tragen, die eine deutliche Höhenabhängigkeit von L^{Aer} zeigen (ANSMANN ET AL., 1993), wird ein relativer Fehler $\mathcal{E}(L^{\text{Aer}})/L^{\text{Aer}}$ von 50% angesetzt. Diese Vorgehensweise wird durch die geringe Abhängigkeit des Partikelrückstreuoeffizienten $\beta^{\text{Aer}}(z_i, \lambda)$ von L^{Aer} gerechtfertigt. Weiterhin muß der Rückstreuoeffizient in einer Referenzhöhe z_R bekannt sein. Diese Referenzhöhe z_R wird in eine Atmosphärenschicht gelegt, in der Rayleigh-Streuung der dominierende Streuprozess ist und in der daher $\beta(z_R)$ durch $\beta^{\text{Ray}}(z_R)$ ersetzt werden kann. Mit diesen zusätzlichen Informationen kann $\beta^{\text{Aer}}(z_i, \lambda)$ anhand der Lidargleichung 4.2 berechnet werden. Der Vollständigkeit halber sei hier die Herleitung der Formeln zitiert, wie sie auch in den Auswerteprogrammen implementiert sind (BEYERLE, 1994):

Die Lidargleichung 4.2 läßt sich als Differentialgleichung schreiben (KLETT, 1981, 1985),

$$\frac{dS(z_i)}{dz} = \frac{d}{dz} \ln \left(\beta^{\text{Ray}}(z_i) + \beta^{\text{Aer}}(z_i) \right) - 2 \left(\alpha_{\text{Str}}^{\text{Ray}}(z_i) + \alpha_{\text{Abs}}^{\text{Ray}}(z_i) + \alpha^{\text{Aer}}(z_i) \right), \quad (7.3)$$

wobei

$$S(z_i) = \ln(z_i^2 P^{\text{el}}(z_i))$$

den Logarithmus des entfernungskorrigierten Signals bezeichnet. Gl. 7.3 hat die formale Struktur einer Bernoulli-Differentialgleichung. Ihre Lösung lautet (BRONSTEIN UND SEMENDJAJEW, 1981)

$$\beta^{\text{Aer}}(z_i) = \frac{\mathcal{Z}(z_i)}{C + 2\Delta z \sum_{j=i}^N L^{\text{Aer}}(z_j) \mathcal{Z}(z_j)} - \beta^{\text{Ray}}(z_i) \quad (7.4)$$

mit der Integrationskonstanten C , die sich aus der Anfangsbedingung $\beta(z_R) = \beta^{\text{Ray}}(z_R)$ ergibt, und dem Zähler

$$\mathcal{Z}(z_i) = \exp \left(S(z_i) - S(z_N) - 2 \Delta z \sum_{j=i}^N \left[(L^{\text{Ray}} - L^{\text{Aer}}(z_j)) \beta^{\text{Ray}}(z_j) + \alpha_{\text{Abs}}^{\text{Ray}}(z_j) \right] \right).$$

In der Formulierung von Gl. 7.4 ist berücksichtigt, daß $S(z_i)$ nur auf diskreten Höhenniveaus z_i vorliegt; Integrationen über z sind daher durch Summationen ersetzt

worden. (KLETT, 1981) wies als erster darauf hin, daß die Stabilität der Lösung (Gl. 7.4) unempfindlicher gegenüber Meßfehlern wird, wenn als Referenzhöhe z_R nicht die untere Grenzhöhe z_M , sondern die obere Grenze z_N benutzt wird. Die Integrationskonstante C könnte man direkt zu

$$C^{-1} = \beta^{\text{Ray}}(z_N) + \beta^{\text{Aer}}(z_N) \approx \beta^{\text{Ray}}(z_N) \quad (7.5)$$

bestimmen. Einsetzen eines fehlerhaften Werts von $\beta^{\text{Ray}}(z_N)$ in Gl. 7.4 führt zu einer Verschiebung des gesamten Profils $\beta^{\text{Aer}}(z_i)$. Der Fehler von $\beta^{\text{Ray}}(z_i)$ nimmt jedoch mit Höhe exponentiell zu. Ich bestimme daher die Integrationskonstante C mittels einer Anpassung von $\beta^{\text{Aer}}(z_i)$ an die Nullfunktion im Höhenbereich $[z_K, z_N]$, d.h. durch Minimierung von

$$\chi^2(C) = \sum_{i=K}^N \left(\frac{\beta^{\text{Ray}}(z_i) - \mathcal{Z}(z_i) / \left(C + 2\Delta z \sum_{j=i}^N L^{\text{Aer}}(z_j) \mathcal{Z}(z_j) \right)}{\mathcal{E}(\beta^{\text{Ray}}(z_i))} \right)^2.$$

Der Höhenbereich $[z_K, z_N]$, in dem die Minimierung erfolgt, ist so gewählt, daß er vollständig oberhalb der Aerosolschichten liegt.

Auf eine weitere wichtige Größe sei in diesem Zusammenhang hingewiesen: das Rückstreuverhältnis R setzt die relativen Beiträge von molekularer und Aerosolstreuung in Beziehung. Für eine aerosolfreie Atmosphäre nimmt R den Wert Eins an.

$$R(z, \lambda) = \frac{\beta^{\text{Ray}}(z, \lambda) + \beta^{\text{Aer}}(z, \lambda)}{\beta^{\text{Ray}}(z, \lambda)} \quad (7.6)$$

7.4 Raman-Auswertung

Wie im vorherigen Abschnitt gezeigt, ist die Lidargleichung 4.2 für ein konventionelles Rückstreulidar prinzipiell unterbestimmt. Unter Zuhilfenahme des Raman-Signals läßt sich allerdings die Aerosolextinktion α^{Aer} und Aerosolrückstreuung β^{Aer} unabhängig voneinander bestimmen. L^{Aer} kann somit ohne zusätzliche Annahmen aus den Lidargleichungen ermittelt werden.

7.4.1 Berechnung des Aerosolextinktionskoeffizienten

Mit Hilfe der detektierten Raman-Signale kann die Aerosolextinktion direkt bestimmt werden. Löst man die Raman-Lidargleichung 4.3 nach dem Aerosolextinktionskoeffizienten α^{Aer} auf, so erhält man (ANSMANN ET AL., 1990, 1992a):

$$\alpha^{\text{Aer}}(z, \lambda_0) = \frac{\frac{d}{dz} \left[\ln \left(\frac{N^{N_2}(z)}{z^2 P^{\text{Ram}}(z, \lambda_0, \lambda_R)} \right) \right] - \alpha^{\text{Ray}}(z, \lambda_0) - \alpha^{\text{Ray}}(z, \lambda_R)}{1 + \left(\frac{\lambda_0}{\lambda_R} \right)^k}. \quad (7.7)$$

In diese Gleichung geht das gemessene Raman-Signal P^{Ram} sowie die Anzahldichte der Raman-Streuer ein. N^{N_2} ist die Stickstoffdichte, die proportional zu der mit Radiosonden gemessenen Luftdichte ist ($= 0,7809 \times \text{Luftdichte}$), λ_0 ist die emittierte und λ_R die zugehörige Stickstoff-Raman-Wellenlänge. Weiterhin wird die Luftdichte zur Bestimmung der Rayleigh-Extinktion α^{Ray} benutzt.

Die Wellenlängenabhängigkeit der Aerosolextinktion wird durch den sogenannten Ängström-Koeffizienten k beschrieben und oft *a priori* $k=1$ gesetzt. Der Fehler durch ein falsches k ist normalerweise klein; ist zum Beispiel der Fehler in $k \pm 2$, so wird der systematische Fehler in α ca. 8% bei 300 nm und 20% bei 800 nm (GATHEN, 1995). Eine unabhängige Bestimmung des Ängström-Koeffizienten bieten Messungen mit dem Photometer (vgl. Kap. 4.2).

In den Auswerteroutinen wird zur Bestimmung von α^{Aer} das Raman-Signal in Abhängigkeit von der Höhenauflösung mit einem laufenden Mittel geglättet. Anschließend wird bei der Bildung der Ableitung des Signals ein Kaiser-Filter verwendet (KAISER UND REED, 1977). Dieser „Finite-Response-Filter“ ist ein Tiefpassfilter, welcher durch zwei Filterparameter („Cut-Off“-Frequenz f_{cut} und „Transmission“-Frequenz f_{trans}) beschrieben wird. Diese Frequenzen werden in Einheiten der „Nyquist-Frequenz“ angegeben.

7.4.2 Berechnung des Aerosolrückstreukoeffizienten

Der Aerosolrückstreukoeffizient β^{Aer} berechnet sich wie folgt (ANSMANN ET AL., 1992a):

$$\begin{aligned} \beta^{\text{Aer}}(z, \lambda_0) &= -\beta^{\text{Ray}}(z, \lambda_0) + \left[\beta^{\text{Aer}}(z_0, \lambda_0) + \beta^{\text{Ray}}(z_0, \lambda_0) \right] \\ &\times \frac{P^{\text{RAM}}(z_0) P^{\text{el}}(z) N_R(z)}{P^{\text{el}}(z_0) P^{\text{RAM}}(z) N_R(z_0)} \cdot \frac{\exp\left(-\int_{z_0}^z [\alpha^{\text{Aer}}(z, \lambda_R) + \alpha^{\text{Ray}}(z, \lambda_R)] dz\right)}{\exp\left(-\int_{z_0}^z [\alpha^{\text{Aer}}(z, \lambda_0) + \alpha^{\text{Ray}}(z, \lambda_0)] dz\right)}. \end{aligned} \quad (7.8)$$

In Kombination mit dem elastischen Rückstreusignal kann der Raman-Kanal außerdem dazu verwendet werden, das Rückstreuverhältnis R ohne Annahme des Extinktions-zu Rückstreuverhältnisses zu bestimmen. R berechnet sich dann aus dem Verhältnis der Signalintensitäten im elastischen Kanal P^{el} bei λ_0 (532 nm) und dem dazugehörigen Raman-Kanal P^{Ram} bei der Wellenlänge λ_R (607 nm), normiert auf das Intensitätsverhältnis in einer Referenzhöhe z_{ref} .

$$R(z) = \frac{P^{\text{Ram}}(\Delta z_{\text{ref}})}{P^{\text{el}}(\Delta z_{\text{ref}})} \cdot \frac{P^{\text{el}}(z)}{P^{\text{Ram}}(z)} \quad (7.9)$$

Das Verhältnis $P^{\text{Ram}}(\Delta z_{\text{ref}})/P^{\text{el}}(\Delta z_{\text{ref}})$ wird oberhalb der Tropopause so normiert, daß das Rückstreuverhältnis R den Wert Eins annimmt. Dieses geschieht in einer Höhe, wo die Atmosphäre frei von Aerosolen ist.

7.4.3 Vor- und Nachteile der Raman-Methode

Der Vorteil von Raman-Lidar-Messungen liegt in der unabhängigen Bestimmung des Aerosolrückstreu- und Extinktionskoeffizienten β^{Aer} und α^{Aer} . Bei der Bestimmung des Aerosolrückstreukoeffizienten β^{Aer} liegt der Vorteil der Raman-Methode in der mathematisch einfachen Handhabbarkeit und darin, daß das Aerosol-Lidarverhältnis L^{Aer} nicht bekannt sein muß, es im Gegenteil experimentell abgeleitet werden kann. Dem gegenüber steht die geringe Signalintensität des Raman-Signals und der daraus resultierende hohe statistische Fehler. Die Bildung der Ableitung auf einem stark verrauschten Signal (Gl. 7.7) ist eine weitere Schwierigkeit. Die um drei Größenordnungen geringere Signalintensität des Raman-Kanales macht die Raman-Auswertung empfindlich gegenüber Intensitätsschwankungen. So kommt es vor allem zu Schwierigkeiten bei der Normierung oberhalb der Tropopause. An dieser Stelle sei nur auf diverse statistische Verfahren in der Literatur hingewiesen (z.B. KAISER UND REED (1977); WHITEMAN (1999)). Der mathematischen Einfachheit des Raman-Verfahrens steht ein hoher experimenteller Aufwand gegenüber, da statt eines Detektorkanales zwei Detektorzweige benötigt werden.

Bei dem Klett-Verfahren ist hingegen aufgrund des größeren Rückstreuquerschnitts der statistische Fehler deutlich kleiner. Der Fehler wird hier durch die Annahme des Lidar-Verhältnisses bestimmt.

7.5 Optische Dicke und integrierter Rückstreukoeffizient

Als Maß für den Aerosolgehalt der Atmosphäre wird die optische Dicke und der integrierte Rückstreukoeffizient verwendet. Die optische Dicke τ^{Aer} einer Aerosolschicht ist definiert als das Integral über den Aerosolextinktionskoeffizienten $\alpha_{\text{Ext}}^{\text{Aer}}$ in dieser Schicht. Seien die Schichtgrenzen $[z_b, z_t]$, so ergibt sich für die optische Dicke des Aerosols:

$$\tau^{\text{Aer}}(\lambda) = \int_{z_b}^{z_t} \alpha_{\text{Ext}}^{\text{Aer}}(z, \lambda) dz. \quad (7.10)$$

Prinzipiell kann somit aus dem Profil des Extinktionkoeffizienten mit Hilfe der entsprechenden Schichtdicken direkt das Profil der optischen Dicke in den einzelnen Schichten abgeleitet werden. Will man die oben gezeigten Schwierigkeiten bei der Ableitung des Extinktionskoeffizienten aus dem Raman-Signal umgehen, so bietet sich folgende Methode an:

Mit Hilfe des Raman-Signals kann man die optische Dicke zwischen zwei Höhen z_b und z_t berechnen. Bildet man das Verhältnis der Signale $P^{\text{Ram}}(z_b)$ und $P^{\text{Ram}}(z_t)$, so erhält man:

$$\tau^{\text{Aer}}(z_b, z_t) = \frac{1}{2} \left[\ln \left(\frac{P^{\text{Ram}}(z_b, \lambda_R) N^{N_2}(z_t) z_b^2}{P^{\text{Ram}}(z_t, \lambda_R) N^{N_2}(z_b) z_t^2} \right) \right]$$

$$- \frac{1}{2} \int_{z_b}^{z_t} (\alpha^{Ray}(z, \lambda_0) + \alpha^{Ray}(z, \lambda_R)) dz. \quad (7.11)$$

Bei dieser Darstellung wird die Abhängigkeit des Aerosolextinktionskoeffizienten α^{Aer} von der Wellenlänge vernachlässigt, d.h. in Formel 7.7 ist der Ängströmkoefizient $k=0$.

Die dritte und einfachste Möglichkeit, die Aerosol optische Dicke zu bestimmen, ist die Benutzung des Aerosolrückstreuoeffizienten mit einem höhenkonstanten Extinktions-zu Rückstreuverhältnis $L^{Aer} = \alpha^{Aer}/\beta^{Aer}$. Hieraus ergibt sich die optische Dicke zwischen den Höhen z_b und z_t zu

$$\tau^{Aer}(z_b, z_t) = L^{Aer} \cdot \int_{z_b}^{z_t} \beta^{Aer}(z, \lambda) dz. \quad (7.12)$$

Weiterhin läßt sich der integrierte Rückstreuoeffizient τ_β^{Aer} errechnen, der sich als Integral aus dem Aerosolrückstreuoeffizienten $\beta^{Aer}(z, \lambda)$ ergibt:

$$\tau_\beta^{Aer}(\lambda) = \int_{z_b}^{z_t} \beta^{Aer}(z, \lambda) dz. \quad (7.13)$$

Dieses auch als Rückstreu-Säule bezeichnetes Integral kann ohne Kenntnis der Aerosolextinktion direkt aus den Lidardaten berechnet werden und wird ebenfalls häufig als ein Maß für den Aerosolgehalt verwendet.

7.6 Aerosol-Farbverhältnis

Eine Möglichkeit, auf die Größe der Partikel zu schließen, bietet das Aerosol-Farbverhältnis C^{Aer} (engl.: „color ratio“). Dieses nutzt die Wellenlängenabhängigkeit des Aerosolrückstreuoeffizienten $\beta^{Aer}(\lambda_{1,2}, z)$, da die beobachtete Aerosolrückstreuung vom Verhältnis der Wellenlänge λ der getreuten Strahlung zum Radius r der Teilchen abhängig ist. KARL detektiert die beiden elastischen gestreuten Wellenlängen $\lambda_1 = 532$ nm und $\lambda_2 = 1064$ nm. Das Aerosol-Farbverhältnis $C^{Aer}(\lambda_1, \lambda_2)$ berechnet sich nach folgender Beziehung:

$$C^{Aer}(\lambda_1, \lambda_2) = \frac{R(\lambda_2) - 1}{R(\lambda_1) - 1} = \frac{\beta^{Aer}(\lambda_2)\beta^{Ray}(\lambda_1)}{\beta^{Aer}(\lambda_1)\beta^{Ray}(\lambda_2)}. \quad (7.14)$$

Es ist $\lambda_1 = 532$ nm und $\lambda_2 = 1064$ nm, also $\lambda_2 > \lambda_1$. Geht der Größenparameter k (Definition 5.1) gegen Null, so ist die Mie-Streueffizienz proportional zu λ^{-4} . Daher geht das Aerosol-Farbverhältnis für kleine Teilchen gegen Eins. Für sehr große Teilchen zeigt β^{Aer} nahezu keine Abhängigkeit von der Wellenlänge. C^{Aer} strebt für diesen Fall gegen den Wert von $[\beta^{Ray}(532 \text{ nm})/\beta^{Ray}(1064 \text{ nm})]$.

7.7 Depolarisation

Die durch die Aerosole und Moleküle verursachte atmosphärische Depolarisation wird oftmals auch als Volumendepolarisation δ bezeichnet. Bei Lidarmessungen wird im allgemeinen die Polarisations Ebene der ausgesendeten polarisierten Laserpulse als Referenzebene betrachtet. Sei P_{\parallel} die detektierte Signalintensität im „p“-Kanal (bei KARL „532pH“; entspricht der Polarisations Ebene parallel zur Referenzebene) und P_{\perp} die Signalintensität im „s“-Kanal, (bei KARL „532sH“; entspricht also der Polarisations Ebene senkrecht zur Referenzebene), so berechnet sich die Volumendepolarisation als

$$\delta = C \cdot \frac{P_{\perp}}{P_{\parallel}} \quad (7.15)$$

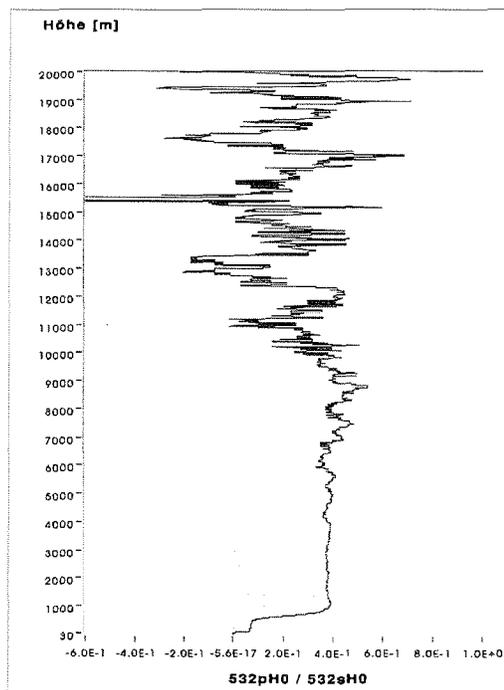


Abbildung 7.5: Verhältnis der Detektorintensitäten 532pH0/532sH0 nach Drehung der Polarisations Ebene des Lasers um 45°

Die Empfindlichkeit in den beiden Detektorzweigen wird durch den Korrekturfaktor C berücksichtigt und experimentell bestimmt. Dazu wird bei möglichst klarer Atmosphäre mittels eines Quarzrotators, der zwischen Laseraustrittsfenster und Aufweitungsteleskop plziert wird, die Polarisations Ebene des Laserlichtes um 45° gedreht. Die Kalibration der Nachweisempfindlichkeit beider Detektionskanäle ergibt sich dann aus der Bedingung, daß die rückgestreute Intensität beider Polarisationsrich-

tungen gleich sein muß. Mit dieser Methode läßt sich somit die unterschiedliche Detektorempfindlichkeit quantifizieren. Bildet man das Verhältnis aus beiden Kanälen so ergibt sich Bild 7.5. Zur Quantifizierung der Volumendepolarisation dürfen nach Bestimmung dieses Kalibrationsfaktors beide Kanäle natürlich nicht verändert werden.

Durch Anpassung des gemessenen Depolarisationsprofils an den Wert der durch reine Rayleigh-Streuung verursachte Depolarisation $\delta^{\text{Ray}} = 0.014$ in der aerosolfreien Schicht oberhalb der Tropopause kann die relative Detektorempfindlichkeit jedoch auch bestimmt werden. Hier sind allerdings die bei unserem System sehr schmalen Interferenzfilter zu berücksichtigen, die die Rotations-Raman-Linien abschneiden. Nach Abb. 5.3 ergibt sich für unser System ein Wert von $\delta^{\text{Ray}} = 0.0036$. Dieser Wert beschreibt die Depolarisation der Cabannes-Linie ohne die Rotations-Raman-Linien, die bei KARL durch schmalbandige Interferenzfilter unterdrückt werden (Kap. 6.4.2). Die berechnete Volumendepolarisation kann zur qualitativen Klassifizierung in sphärische und asphärische Partikel verwendet werden.

Kapitel 8

Die Raman-Methode – Sensitivitätsstudien

Aufgrund des ca. 1000-fach kleineren Raman-Rückstreuquerschnittes, ist das Raman-Signal im Vergleich zum elastischen Rückstreusignal sehr verrauscht. Bei dem Raman-Verfahren dominiert der statistische Fehler und es stellt sich die Frage, inwieweit sich Aerosole mit Hilfe dieses Verfahrens detektieren lassen und welche optischen Dicken der Aerosole aufzulösen sind. In diesem Abschnitt wird die Frage nach der Nachweisgrenze bei der Bestimmung der Aerosolextinktion diskutiert. Diese wird im wesentlichen durch das Signal-zu-Rausch-Verhältnis des detektierten Raman-Signals bestimmt. Weiterhin sollen folgende Fragen mit Fokus auf dem KARL beantwortet werden:

1. Wie sind zeitliche und räumliche Integrationen sinnvoll zu wählen ?
2. Bis in welche Höhen und bis zu welchen Schichtdicken ist welche Aerosolextinktion auflösbar ?
3. Was für einen Einfluß haben die Filterparameter des verwendeten Kaiser-Filters ?

8.1 Vorgehensweise

Um das Auswerteverfahren bzgl. der Raman-Methode zu prüfen und eine Vorab einschätzung zum Detektionslimit der Aerosolextinktion zu geben, werden Sensitivitätsstudien mit realistisch zu erwartenden Werten der Aerosolextinktion für „Arctic Haze“ durchgeführt. Dazu wird mit einem vorgegebenen Profil des Extinktionskoeffizienten ein Lidarsignal mit Rauschanteil simuliert, welches anschließend mit dem Raman-Algorithmus ausgewertet wird. Zur Abschätzung der zu erwartenden Aerosolextinktion verwende ich die Klassifizierung von „Arctic Haze“ hinsichtlich des Streukoeffizienten nach KHATTATOV ET AL. (1997) auf Basis der Messungen und Ergebnisse von CLARKE ET AL. (1984). Neben einer starken Korrelation von Streu- und Absorptionskoeffizient mit einer Einfachstreueralbedo ω_0 zwischen 0.86 und 0.89 ergibt sich die Einteilung in Tab. 8.1.

Typ	Streukoeffizient $\alpha_{\text{Str}}^{\text{Aer}}$ in 10^{-5} m^{-1}
unbelastet	$\alpha_{\text{Str}}^{\text{Aer}} < 2$
schwacher Haze	$2 < \alpha_{\text{Str}}^{\text{Aer}} < 3$
starker Haze	$\alpha_{\text{Str}}^{\text{Aer}} > 3$

Tabelle 8.1: Klassifizierung von „Arctic Haze“ mit Hilfe des Streukoeffizienten nach CLARKE ET AL. (1984)

In den nachfolgenden Sensitivitätsstudien wird ein Lidarsignal mit den Systemparametern von KARL (u.a. mit einer Zählrate im Raman-Kanal von 8 MHz, in 3 km Höhe) und vorgegebener Aerosolextinktion simuliert. Der Auswertalgorithmus für die Aerosolextinktion wird hiernach auf das so simulierte Signal angewendet. Er basiert auf Gl. 7.7 und wird durch Variation folgender Parameter getestet:

- 1. Aerosolextinktionskoeffizient $\alpha_{\text{ext}}^{\text{Aer}}$:**
Es werden Fälle mit Wolken ($\alpha_{\text{ext}}^{\text{Aer}} = 1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^{-1}$), mit geringem „Arctic Haze“ ($\alpha_{\text{ext}}^{\text{Aer}} = 2.5 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$) und mit starkem „Arctic Haze“ ($\alpha_{\text{ext}}^{\text{Aer}} = 11 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$) simuliert.
- 2. Höhe und Dicke der Haze-Schicht:**
Eine 1 km mächtige Haze-Schicht befindet sich in einer bodennahen (2-3 km) Schicht bzw. in der freien Troposphäre (5-6 km). Außerdem wird das Fallbeispiel einer 100 m dicken Schicht in der freien Troposphäre untersucht.
- 3. Integrationszeit:**
Es wird die Integrationszeit von 10 min. bis 10 h variiert.
- 4. Höhenauflösung:**
Die Höhenauflösung wird mit 30, 60 und 120 m angenommen.
- 5. Filterparameter:**
Die Filterkoeffizienten f_{cut} und f_{trans} werden bei Benutzung des Kaiser-Filters variiert.

8.2 Sensitivitätsstudien

Aerosolextinktion

In dieser ersten Studie wird die Sensitivität des Raman-Signals bzgl. der Aerosolextinktion analysiert. Dazu wird der Fall einer Wolke, einer starken und einer schwachen Haze-Schicht in 2 km bis 3 km Höhe untersucht. Dabei wurde für die Wolke ein Extinktionskoeffizient von $\alpha_{\text{ext}}^{\text{Aer}} = 1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^{-1}$ angenommen. Die Werte für die Haze-Schichten orientieren sich an der Klassifizierung von KHATTATOV ET AL. (1997).

- variiertes Parameter: Aerosolextinktionskoeffizient $\alpha_{\text{ext}}^{\text{Aer}}$:
 $\alpha_{\text{ext}}^{\text{Aer}} = 1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^{-1}$ (Wolken mit Rückstreuverhältnis von ca. R=24), $\alpha_{\text{ext}}^{\text{Aer}} =$

8.2 Sensitivitätsstudien

$2.5 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$ (schwache Haze-Schicht), $\alpha_{\text{ext}}^{\text{Aer}} = 11 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$ (starke Haze-Schicht),

- Höhe und Ausdehnung der Haze-Schicht: 2000-3000 m,
- Integrationszeit $\Delta t = 1 \text{ h}$, Höhenauflösung $\Delta z = 120 \text{ m}$,
- Filterkoeffizienten $f_{\text{cut}} = 0.15$, $f_{\text{trans}} = 0.20$.

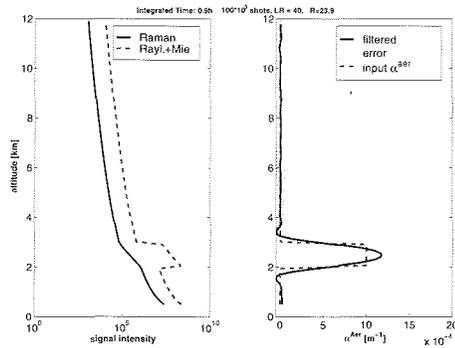


Abbildung 8.1: Sensitivität bzgl. des Aerosolextinktionskoeffizienten; $\alpha_{\text{ext}}^{\text{Aer}} = 1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^{-1}$ (Wolken), links: simuliertes elastisches Rückstreu- (gestrichelt) und Raman-Lidarsignal (durchgezogen), rechts: mit dem Raman-Algorithmus berechnetes Aerosolextinktionsprofil (gestrichelt: eingegebenes Extinktionsprofil, durchgezogen: berechnetes Extinktionsprofil)

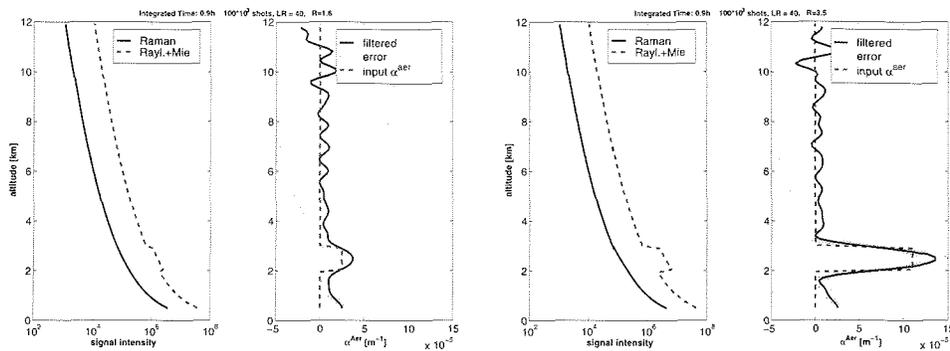


Abbildung 8.2: Sensitivität bzgl. des Aerosolextinktionskoeffizienten; links: $\alpha_{\text{ext}}^{\text{Aer}} = 2.5 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$ (schwacher Haze), rechts: $\alpha_{\text{ext}}^{\text{Aer}} = 11 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$ (starker Haze); Bezeichnungen wie in Abb. 8.1

An diesen drei Beispielen (Abb. 8.1 und 8.2) läßt sich in etwa eine Nachweisgrenze für die Aerosolextinktion ableiten. Während Extinktionen zwischen 10^{-3} m^{-1} bis 10^{-4} m^{-1} mit der Raman-Methode gut aufzulösen sind (Fehler bis $\pm 15\%$), liegt der Fehler bei schwachen Haze-Schichten schon bei $\pm 80\%$ und ist schwer von dem Rauschen zu trennen.

Lage und Ausdehnung der Haze-Schicht

Für die weiteren Untersuchungen gehen wir von einer mittleren Haze-Schicht mit einer Extinktion von $\alpha^{\text{Aer}} = 6 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$ aus. Dieses entspricht einem Rückstreuverhältnis zwischen 2 bis 3 je nach Höhe der Schicht. In Abb. 8.3 erkennt man ein Anwachsen des relativen Fehlers: je höher die Haze-Schicht liegt, desto schwächer wird das Ramansignal und desto größer wird der Fehler (von ca. $\pm 25\%$ bei der Schicht zwischen 2 km und 3 km auf ca. $\pm 65\%$ bei der Schicht zwischen 5 km und 6 km). Derselbe Effekt läßt sich bei einer Verringerung der Schichtdicke von 1 km auf 100 m feststellen (Abb. 8.4). Allerdings liegt hier die berechnete Extinktion unter dem tatsächlichen Wert, während bei einer dickeren Aerosolschicht wie in Abb. 8.3 die Extinktionswerte überschwingen. Dieses ist ein Effekt des Filters und wird weiter unten diskutiert.

- variierter Parameter:
Höhe und Ausdehnung der Haze-Schicht: 2000-3000 m, 5000-6000 m, 2000-2200 m, 5000-5200 m,
- Aerosolextinktionskoeffizient $\alpha^{\text{Aer}} = 6 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$,
- Integrationszeit $\Delta t = 1 \text{ h}$, Höhenauflösung $\Delta z = 120 \text{ m}$,
- Filterkoeffizienten $f_{\text{cut}} = 0.15$, $f_{\text{trans}} = 0.20$.

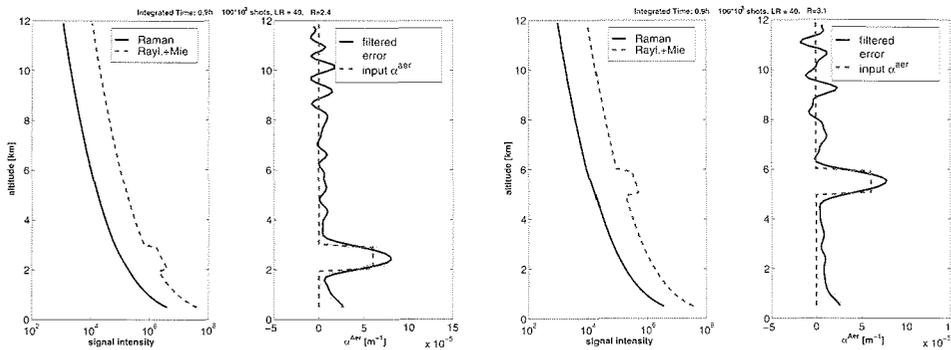


Abbildung 8.3: Sensitivität bzgl. Höhe der Haze-Schicht; links: 2000-3000 m, rechts: 5000-6000 m

8.2 Sensitivitätsstudien

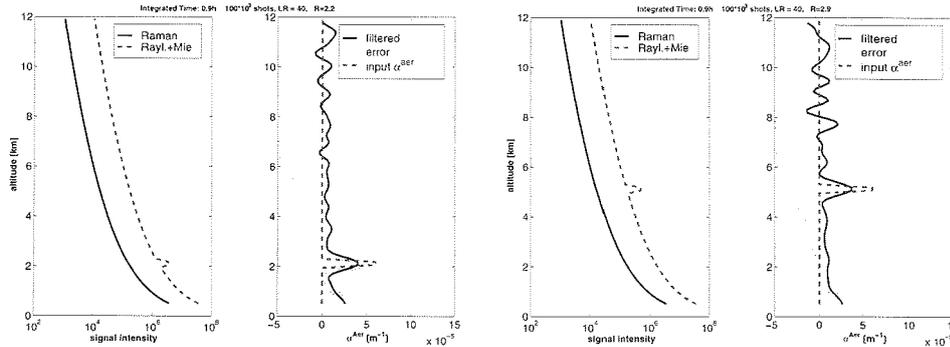


Abbildung 8.4: Sensitivität bzgl. Dicke der Haze-Schicht; links: 2000-2200 m, rechts: 5000-5200 m

Integrationszeit

Eine weiterer, wichtiger Aspekt bei der Auswertung von Raman-Signalen ist die Frage nach der Integrationszeit. Um einerseits das Signal-zu-Rausch-Verhältnis zu verbessern und somit den statistischen Fehler zu verkleinern, andererseits aber nicht zuviel physikalische Information wegzumitteln, stellt sich die Frage nach einer sinnvollen Integrationszeit. Diese hängt hauptsächlich von den gegebenen atmosphärischen Bedingungen ab. Hat man über einen längeren Zeitraum stabile Verhältnisse, spricht nichts dagegen, über diesen Zeitraum zu integrieren. Während in den vorherigen Studien jeweils ein Zeitraum von 1 Stunde gewählt wurde, wird in diesem Abschnitt ein Integrationszeitraum von 0,1 h und 4,6 h benutzt.

- variiertes Parameter: Integrationszeit: $\Delta t = 0.1 \text{ h}, 4.6 \text{ h}$,
- Höhe der Haze-Schicht: 2000-3000 m, 5000-5200 m
- Aerosolextinktionskoeffizient $\alpha^{\text{Aer}} = 6 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$,
- Höhenauflösung $\Delta z = 120 \text{ m}$,
- Filterkoeffizienten $f_{\text{cut}} = 0.15, f_{\text{trans}} = 0.20$.

In Abb.8.5 ist dieses für eine Haze-Schicht zwischen 2 km und 3 km dargestellt. Der relative Fehler sinkt bei einer Integrationszeit von 0,1 h von über $\pm 60\%$ auf unter $\pm 10\%$ bei 4,6 h.

Liegt eine dünnere Haze-Schicht zwischen 5,0 km und 5,2 km (Abb.8.6), so ist eine Auswertung mit einem Integrationsbereich von 0,1 h nicht möglich (relativer Fehler ca. $\pm 200\%$). Bei einer zeitlichen Integration über 4,6 h sinkt der relative Fehler auf ca. $\pm 30\%$.

8.2 Sensitivitätsstudien

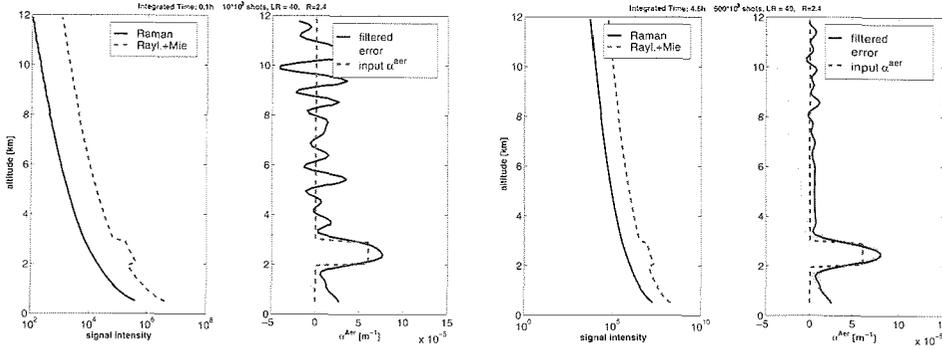


Abbildung 8.5: Sensitivität bzgl. Integrationszeit bei einer Haze-Schicht zwischen 2000-3000 m; links: 0,1 h, rechts: 4,6 h

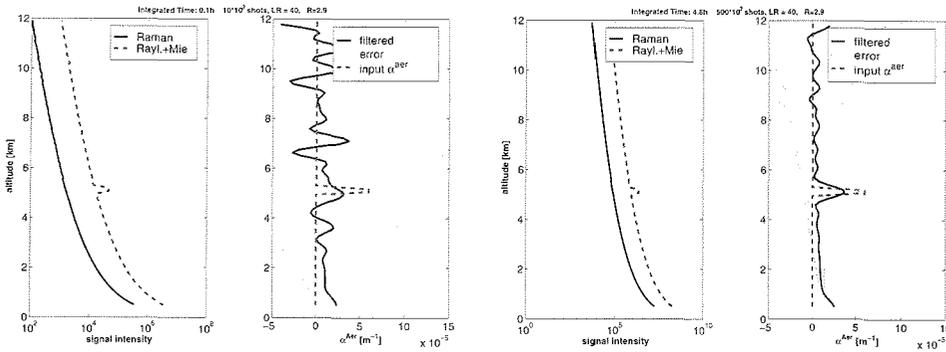


Abbildung 8.6: Sensitivität bzgl. Integrationszeit bei einer Haze-Schicht zwischen 5000-5200 m; links: 0,1 h, rechts: 4,6 h

Höhenauflösung

Ein weiterer Parameter, der sich entscheidend auf die Auswertung der Raman-Signale auswirkt, ist die Höhengauflösung, da bei der Berechnung der Aerosolextinktion die Ableitung bzgl. der Höhe gebildet werden muß (Gl. 7.7). In Abb. 8.7 wird dieser Parameter zwischen 30 m und 60 m variiert. Man erkennt hier, daß die Schichtgrenzen umso besser wiedergegeben werden, je geringer die Höhengauflösung ist, allerdings nimmt der relative Fehler hierbei stark zu.

- variierter Parameter: Höhengauflösung $\Delta z = 30 \text{ m}, 60 \text{ m}$,
- Höhe der Haze-Schicht: 2000-3000 m,
- Aerosolextinktionskoeffizient $\alpha^{\text{Aer}} = 6 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$,
- Integrationszeit $\Delta t = 1 \text{ h}$,
- Filterkoeffizienten $f_{\text{cut}} = 0.15, f_{\text{trans}} = 0.20$.

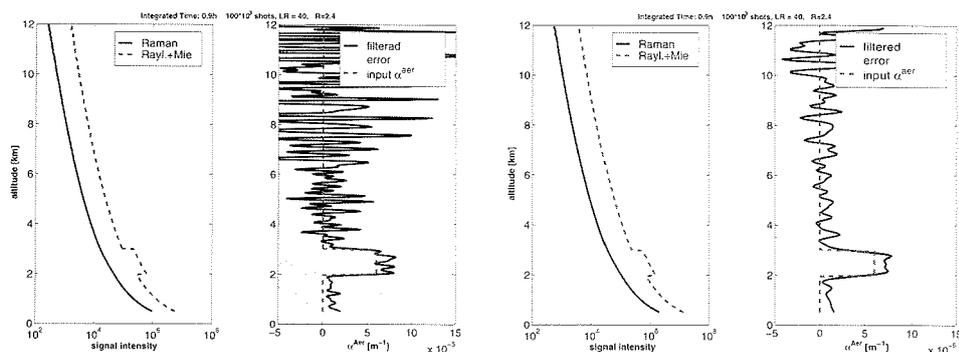
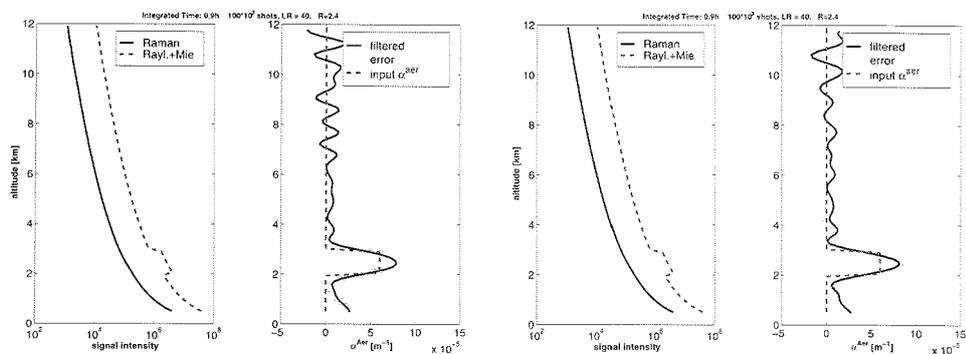


Abbildung 8.7: Sensitivität bzgl. Höhenauflösung; links: 30 m, rechts: 60 m

Filterparameter

In diesem Abschnitt werden die Filterkoeffizienten des Kaiser-Filters untersucht. Der Kaiser-Filter ist ein Tiefpaß-Filter, bei dem der Parameter f_{cut} die Abschneidefrequenz und f_{trans} die Steilheit der Abschneideflanke angibt. Je geringer f_{trans} , desto steiler die Abschneideflanke und desto höher die Filter-Ordnung. Eine detaillierte Beschreibung dieses Filtertyps findet sich in KAISER UND REED (1977).

- variiertes Parameter:
Filterkoeffizient $f_{\text{cut}} = 0.05, 0.15, 0.20, 0.30$ und $f_{\text{trans}} = 0.05, 0.20$,
- Höhe der Haze-Schicht: 2000-3000 m,
- Aerosolextinktionskoeffizient $\alpha^{\text{Aer}} = 6 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$,
- Integrationszeit $\Delta t = 1 \text{ h}$.

Abbildung 8.8: Sensitivität bzgl. Filterkoeffizienten; links: $f_{\text{cut}} = 0.15, f_{\text{trans}} = 0.20$ rechts: $f_{\text{cut}} = 0.15, f_{\text{trans}} = 0.05$

In Abb. 8.8 bis 8.9 sind verschiedene Kombinationen der beiden Filterparameter dargestellt. Man sieht hier, daß sich durch geeignete Wahl dieser Werte die Extinktionsprofile gut auflösen lassen. So erzielt man bessere Ergebnisse, wenn man bei

8.2 Sensitivitätsstudien

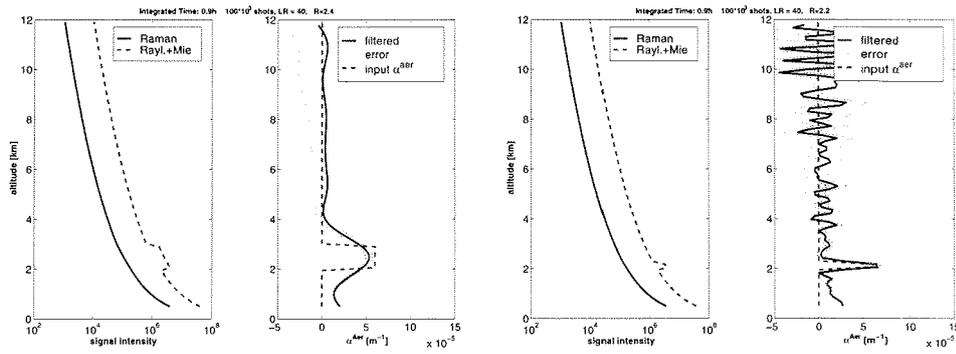


Abbildung 8.9: Sensitivität bzgl. Filterkoeffizienten; links: $f_{cut} = 0.05, f_{trans} = 0.05$ rechts: $f_{cut} = 0.30, f_{trans} = 0.05$

dünnen Schichten die Abschneidefrequenz höher wählt. Der Fehler hängt hierbei stark von der Filterordnung und somit von f_{trans} ab.

Kapitel 9

Die ASTAR-2000-Kampagne

9.1 Zielsetzung, Durchführung und Meßzeiten

Vom 15. März bis 27. April 2000 fand auf und über Spitzbergen (Abb. 9.1) die deutsch-japanische Meßkampagne ASTAR-2000 (Arctic Study of Tropospheric Aerosol and Radiation) statt (HERBER ET AL., 2000a; YAMANOUCI UND HERBER, 2000). In diese Meßkampagne waren folgende Institute involviert:

- Alfred-Wegener Institut, Potsdam und Bremerhaven,
- NIPR, Tokyo, Japan,
- NASA Langley Research Center, Hampton/Virginia,
- Nagoya University Center, Japan,
- Hokkaido University Sapporo, Japan,
- NOAA, Boulder/Colorado, USA,
- Meteorological Institute Stockholm University, Schweden,
- Norwegian Polar Institute Tromsø, Norwegen,
- Norwegian Institute of Air Research, Kjeller, Norwegen,
- Aerodata, Braunschweig und
- Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR).

Das Ziel der Kampagne war die Untersuchung des arktischen Aerosols in der Troposphäre und die Messung der klimarelevanten Parameter. Die Kampagne gliederte sich in drei Phasen mit unterschiedlichen Schwerpunkten:

In der ersten Phase (15. - 25.03.2000) der Kampagne standen Vergleichsmessungen zwischen bodengebundenen Systemen in Ny-Ålesund (78,95°N, 11,93°O) und Messungen an Bord des Polarflugzeuges des Alfred-Wegener-Instituts „Polar4“ im

9.1 Zielsetzung, Durchführung und Meßzeiten

Vordergrund. Vor allem fanden Vergleichsmessungen mit dem flugzeuggetragenen Sonnenphotometer und dem am Boden stationierten Aerosol-Lidar KARL statt.

Die zweite Phase (25.03. - 15.04.2000) der Kampagne hatte zum Ziel, weitere Profile der optischen Eigenschaften der Aerosole in Gebieten rund um Spitzbergen (vorzugsweise bei Ny-Ålesund) mit auftretendem „Arctic Haze“ zu messen.

In der dritten Phase (15. - 25.04.2000) wurden schließlich für den Vergleich mit dem Satellitenexperiment SAGE II (Stratospheric Aerosol and Gas Experiment) südlich von Spitzbergen (etwa bei 74°N) Profile gemessen.

Mit insgesamt 15 Meßflügen und etwa 300 Lidarmeißstunden mit dem Koldewey-Aerosol-Raman-Lidar KARL steht nun eine umfangreiche Datenbasis zur Verfügung, die es erlaubt, Rückstreu- und Extinktionsprofile für das troposphärische arktische Aerosol abzuleiten. Ebenso können die anderen klimarelevanten Parameter wie Einfachstreueralbedo und Asymmetriefaktor mit Hilfe der anderen eingesetzten Meßmethoden abgeleitet werden.

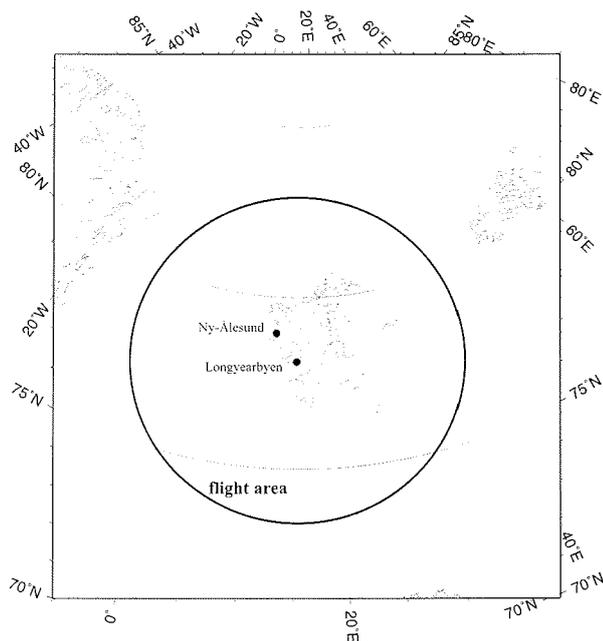


Abbildung 9.1: Das Meßgebiet um Spitzbergen während der ASTAR-2000-Kampagne im Frühjahr 2000

Während dieser Meßkampagne konnten eine Reihe unterschiedlicher Episoden untersucht werden. Es wurden sowohl Tage mit geringer Aerosolbelastung, als auch Tage mit erhöhten Aerosolkonzentrationen in der Troposphäre beobachtet. Auf Basis dieser Messungen kann nun ein arktischer Aerosol Datensatz erstellt werden, der dem regionalen Klimamodell HIRHAM als Eingangsdatensatz dient und mit dem Aussagen über die bisher wenig verstandene Klimabedeutung arktischer Aerosole gemacht werden kann.

9.2 Instrumentarium

Während ASTAR-2000 wurden sowohl Messungen mit Instrumenten an Bord der „Polar4“, als auch mit bodengebundenen Instrumenten an der Koldewey-Station in Ny-Ålesund durchgeführt. Eine Aufstellung der wichtigsten zum Einsatz gekommenen Meßinstrumente geben Tab. 9.1 und Tab. 9.2.

Bodengebundene Instrumente in Ny-Ålesund	
AWI (Koldewey-Station)	
Instrument	Parameter
Lidar (KARL)	Aerosol-Rückstreuung, -Extinktion, -Depolarisation
Sonnen-Photometer SP2H	spektrale optische Dicke
Stern-Photometer STAR01	spektrale optische Dicke
FTIR	Aerosol Emission
Radio-/Ozon-Sonden	Temperatur, Druck, rel. Feuchte, Ozon
Niederschlags-Sammler	nasse Deposition
1-Stufen-Impaktor	Größenverteilung, chem. Analyse
8-Stufen-Kaskaden-Impaktor	Größenverteilung, chem. Analyse
NIPR (Rabben-Station)	
Micro-Pulse-Lidar (MPL)	Rückstreucoeff.
Sky-Radiometer	Strahlungsgrößen
Integrating Nephelometer (IN)	Streu-/Rückstreuoeffizient
Opt. Teilchenzähler (OPC)	Aerosol-Konzentration, Größenverteilung
OPC-Sonde	Aerosol-Konzentration, Größenverteilung
OPC-Sonde (Fesselballon)	Aerosol-Konzentration, Größenverteilung
Low Volume Sampler Soot	Absorption, Ruß
MISU / NILU / NP (Zeppelin-Station)	
OPC	Aerosol-Konzentration, Größenverteilung
Integrating Nephelometer (IN)	Streu-/Rückstreuoeffizient
Cond. Particle Counter (CPC)	Partikelanzahl
DMPS	Größenverteilung
Reflectance Spectrometer	spektrale Albedo

Tabelle 9.1: Bodengebundene Messungen während ASTAR 2000

Grundsätzlich wurden die meteorologischen Parameter und Strahlungsgrößen an allen Meßorten (Koldewey-Station, japanischen Station am Rabben, Zeppelin-Station und auf der „Polar4“) während der ganzen Kampagne kontinuierlich gemessen. Zur Bestimmung der Aerosoleigenschaften waren in Ny-Ålesund fest installierte Systeme an der deutschen Koldewey-Station, an der japanischen Station am Rabben und der Zeppelin Station auf dem 474 m hohen Zeppelin Berg im Einsatz. So konnten Aerosolkonzentration und Größenverteilung am Boden sowie in der „Polar4“ mit den optischen Partikelzählern (OPC = „Optical Particle Counter“) und den verschiedenen Arten von Aerosolsammlern und Impaktoren bestimmt werden. Diese ermöglichen

weitere chemische Analysen der Aerosole im Labor. Nephelometer messen die Streu- und Rückstreuoeffizienten der Aerosole, das „Particle Soot Absorption Photometer“ (PSAP) den Absorptionskoeffizienten. Aussagen über das Spektrum der columnaren optischen Dicke sind mit Hilfe der Photometermessungen am Boden und an Bord der „Polar4“ möglich. Die Höhenverteilung der Aerosole wird auf deutscher Seite mit dem KARL, auf japanischer Seite mit dem „Micro-Pulse-Lidar“ (MPL) gemessen.

Instrumente an Bord von POLAR 4	
AWI	
Meteorologie, Navigation	Temperatur, Druck, Wind, Position
Pyranometer, Pyrgeometer, Taupunkt-Sensor	Strahlungsflüsse, Feuchte
Sonnen-Photometer SP1A	spektrale optische Dicke
NIPR / Hokkaido University	
Particle Soot Absorption Photometer	Absorptionskoeffizient
Nephelometer	Streu-/Rückstreuoeffizient
OPC	Aerosol-Konzentration, Größenverteilung
Aerosol Impactor	Größenverteilung, chemische Analyse
NIPR / Nagoya University	
Aerosolsammler	Größenverteilung

Tabelle 9.2: Flugzeuggetragene Messungen während ASTAR 2000

Das KARL lieferte während der Meßkampagne an allen Tagen, an denen Meßflüge stattfanden, durchgehend Rückstreu- und Extinktionsprofile. Eine Aufstellung über die Meßstatistik und Meßzeiten des Lidars gibt Abb. 9.2. Besondere Aufmerksamkeit ist hierbei den Episoden gewidmet, in denen zusätzlich bodengebundene und flugzeuggetragene Photometer gemessen haben. Diese sind entsprechend farbig hervorgehoben, und spielen für die weitere Auswertung eine primäre Rolle. Ergänzt wurden diese Meßreihen durch Stern-, Sonnenphotometer- und FTIR-Messungen.

Abb. 9.3 gibt einen Überblick über die am Boden eingesetzten Meßinstrumente des AWI und deren Meßzeiten während der Kampagne. Der Aerosolsammler wurde ab dem 17. März betrieben und lieferte die gesamte Kampagne hindurch kontinuierlich Meßdaten. Das KARL hatte mit insgesamt über 300 Meßstunden ebenfalls lange Meßphasen zu verzeichnen. Die Auswertung der Daten der anderen Instrumente dauert noch an und ist nicht Teil dieser Arbeit.

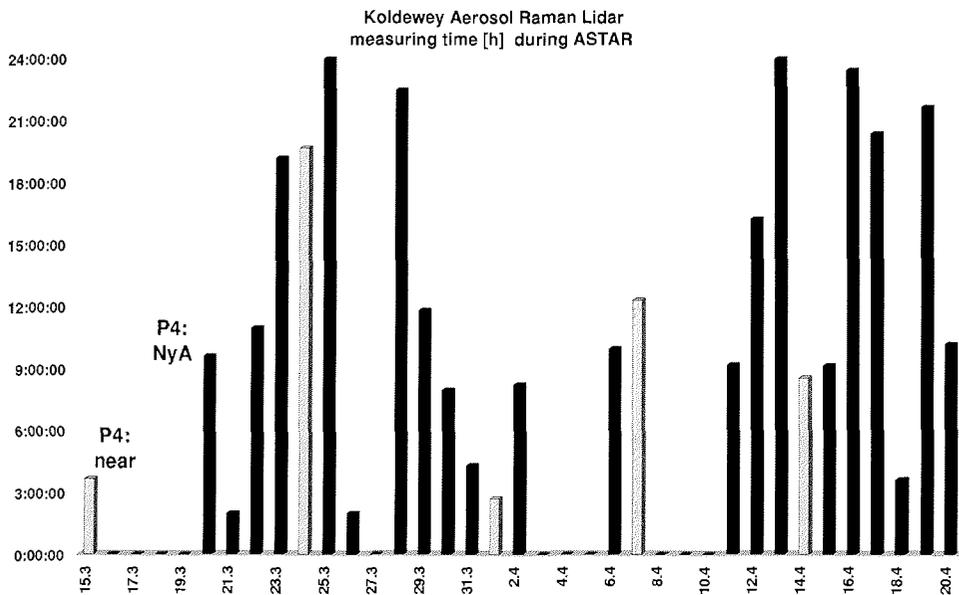


Abbildung 9.2: Meßzeiten von KARL während der ASTAR-2000-Kampagne; dunkelblau: „Polar4“ ist über Ny-Ålesund geflogen, hellblau: „Polar4“ ist in der Nähe von Ny-Ålesund geflogen, schwarz: sonstige Messungen

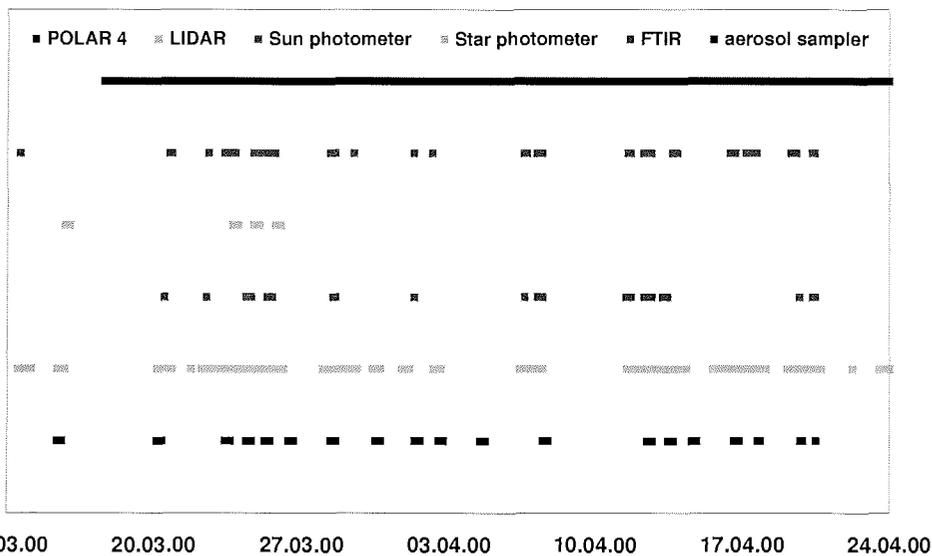


Abbildung 9.3: Meßzeiten während der ASTAR-2000-Kampagne von KARL (LIDAR), flugzeuggetragenen Sonnenphotometer („Polar4“), bodengebundenen Photometern (Sun, Star), FTIR und Aerosolsammler

Kapitel 10

Analyse und Ergebnisse

10.1 Bewertung der Messungen – Eine Auswahl

Da während der ASTAR-2000-Kampagne Messungen über einen Zeitraum von fünf Wochen stattfanden, konnten verschiedene Episoden mit Aerosolbelastungen in unterschiedlichen Höhen vermessen und beprobt werden. So fanden sich sowohl Tage mit erhöhter Aerosolkonzentration in bodennahen Schichten, als auch Tage mit erhöhter Aerosolbelastung in der freien Troposphäre. In diesem Abschnitt wird eine Übersicht über die Lidar- und Photometermessungen während dieser Zeit gegeben, sowie eine daraus resultierende Auswahl der interessantesten Tage.

Für einen ersten Überblick sind zunächst die Höhen-Zeit-Schnitte zusammengestellt, die das Lidar im wolkenfreien Fall gemessen hat. Eine vorläufige grobe Klassifizierung der Aerosolbelastung erfolgt unter Zuhilfenahme der bodengebundenen Photometermessungen. Von einer erhöhten Aerosolbelastung sprechen wir, wenn die optische Dicke der Aerosole über dem Hintergrundwert von 0,06 liegt. Bei optischen Dicken über 0,1 sprechen wir von „Haze“.

Eine Klassifizierung allein aufgrund dieser Information kann allerdings zu Fehleinschätzungen führen, da diese Einteilung lediglich auf den integralen optischen Dicken beruht. Daher ist es notwendig, die Höhenverteilung der Aerosole zu kennen. Aus dem Höhenprofil des Rückstreu- bzw. Extinktionskoeffizienten ist eine Aussage möglich, welche Aerosolschichten welchen Beitrag zur gesamt-optischen Dicke liefern. Zusammen mit anderen Instrumenten (Teilchenzählern, Impaktoren) ist schließlich eine Einteilung in „Arctic Haze“ möglich.

Um einen Überblick über die einzelnen Episoden während der Kampagne zu bekommen, sind in Abb. 10.1 die vom Sonnenphotometer an der Koldewey-Station (78,95°N; 11,93°O) gemessenen gesamt-optischen Dicken der Aerosole aufgetragen. Interessante Episoden sind zum einen der Zeitraum vom 23. bis 25. März, in dem eine starke Aerosolbelastung erscheint, sowie der Zeitraum vom 12. bis 16. April, in dem ebenfalls erhöhte Aerosolkonzentrationen gemessen wurden. Hintergrundwerte für die von Aerosolen unbelastete Troposphäre traten nur vereinzelt zu Beginn der Kampagne am 20. März auf.

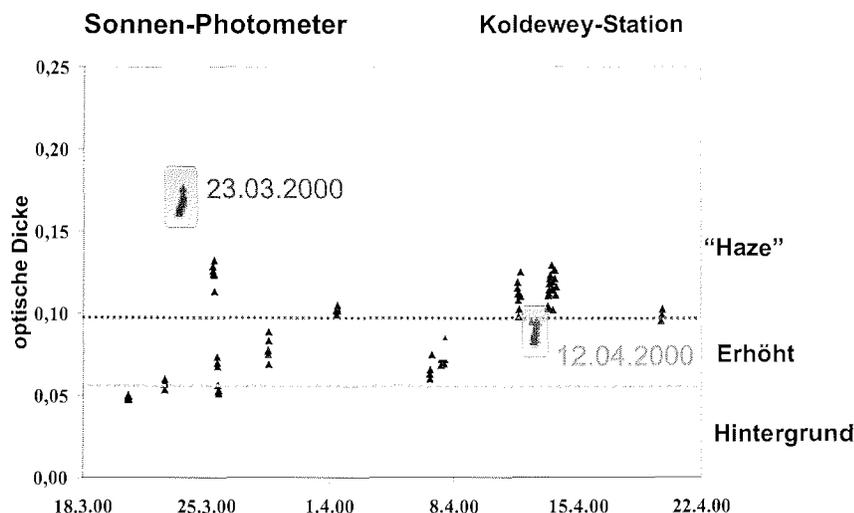


Abbildung 10.1: Mit dem bodengebundenen Sonnenphotometer gemessene Aerosol-optische Dicke τ^{aer} (535 nm) während der ASTAR-2000-Kampagne; Einteilung der Aerosolbelastung in Hintergrundbelastung ($\tau^{aer} < 0,06$), erhöht ($0,06 < \tau^{aer} < 0,1$) und „Haze“ ($\tau^{aer} > 0,1$)

In Abb. 10.1 sieht man deutlich erhöhte Werte der optischen Dicke am 23.3., mit Werten von durchgehend über 0,16. Die geringe Streuung dieser Werte an diesem Tag deutet auf stabile Verhältnisse in der Troposphäre hin. Im Gegensatz hierzu erreichen die optischen Dicken im Zeitraum vom 12.4. bis 16.4. zwar ebenfalls Werte von über 0,15, streuen aber in einem weiten Bereich zwischen 0,08 und 0,16. Dieses läßt eine deutlich höhere Variabilität der Atmosphäre vermuten. Die nachfolgende Diskussion (Abs. 10.3) der Extinktionsmessungen konzentriert sich auf drei Tage mit erhöhter Aerosolbelastung aus diesen beiden interessanten Zeiträumen: den 23. März, 12. und 16. April 2000.

Tab. 10.1 gibt eine Auswahl über die Tage, die eine besondere Rolle bei der nachfolgenden Auswertung spielen. In dieser Tabelle sind nur solche Tage berücksichtigt, an denen neben Lidarmessungen entweder mit den Photometern am Boden oder aber mit dem flugzeuggetragenen Sonnenphotometer gemessen wurde.

10.2 Charakterisierung einzelner Tage

In diesem Abschnitt werden die drei oben ausgewählten Tage anhand der Lidar- und Bodenphotometermessungen charakterisiert. Die Meßdaten der übrigen Tage finden sich im Anhang. Am 23. März ist der Tag mit der höchsten columnaren optischen Dicke während der gesamten Kampagne. Die Werte an diesem Tag erreichen während des ganten Tages Werte über 0,16 (bei 532 nm). Betrachtet man die Höhenverteilung des Rückstreuoeffizienten (Abb. 10.2 oben), so sieht man, daß eine starke Aerosolschicht vom Boden bis zu 3 km Höhe dominiert. In der gesamten

10.2 Charakterisierung einzelner Tage

Tag	Meßzeit Lidar	P4-Meßzeit	P4-NyA	Typ	Sun	Star	Bemerkung (Lidar)
20.03.	11:13 - 18:23	—	—	clear	X		klar, später tiefe Wolken
22.03.	06:25 - 17:23	—	—	clear	X		Wolken (4,5 km), klar, Wolken (1,5 km)
23.03.	04:49 - 24:00	11:15 - 12:39	X	Haze	X	X	1-3,5 km, später Zirkus
24.03.	12:29 - 24:00	09:54 - 12:30	(X)	Haze		X	Wolken (5-6 km), später Haze 1-2 km
25.03.	00:00 - 24:00	08:30 - 10:34	X	erhöht	X	X	Haze 1-2 km, klar, Haze 1-2.5 km
28.03.	01:31 - 24:00	10:18 - 13:23	X	erhöht	X		1-3.5 km, später Zirkus
01.04.	09:09 - 11:40	09:41 - 11:09	(X)	Haze	X		Haze, Wolken 1-2 km
06.04.	10:08 - 24:00	—	—	erhöht	X		Wolken, mehrere Schichten
07.04.	00:00 - 12:19	14:02 - 16:58	(X)	erhöht	X		mehrere Schichten bis 9 km
11.04.	13:36 - 22:47	—	—	Haze	X		Haze 2-4 km, später Wolken 2-3 km, 7-9 km
12.04.	07:45 - 24:00	14:55 - 17:02	X	erhöht	X		Wolken in 1-3km, später Haze bis 6 km
13.04.	00:00 - 24:00	15:13 - 18:29	X	Haze	X		mehrere Schichten, später Wolken 6-8 km
16.04.	00:00 - 24:00	15:41 - 17:37	X	erhöht			Haze, mehrere Schichten 3-7 km
19.04.	02:20 - 24:00	18:10 - 19:19	—	erhöht	X		Haze, mehrere Schichten 2-7.5 km
20.04.	10:03 - 16:37	11:55 - 12:15	X	erhöht	X		mehrere Schichten 2-7.5 km

Tabelle 10.1: Übersicht über die Meßtage und Meßzeiten, an denen KARL erhöhte Aerosolbelastung in der Atmosphäre detektiert hat. Angegeben sind die Lidarmeßzeiten (2. Spalte), die Photometermeßzeiten, wenn parallel Flugzeugmessungen stattfanden (3. Spalte). Fanden die Flugzeugmessungen über Ny-Ålesund stand, so ist dies in der 4. Spalte markiert, (X) meint: in der Nähe von Ny-Ålesund. Die 5. Spalte gibt die Aerosolbelastung auf Basis der bodengebundenen Photometermessungen an (Haze: $\tau^{Aer} > 0,1$; erhöht: $0,06 < \tau^{Aer} < 0,1$). Spalte 8 enthält Informationen über die Höhenverteilung der rückstreuenden Teilchen, wie sie KARL gemessen hat.

10.2 Charakterisierung einzelner Tage

Troposphäre nimmt die Aerosolextinktion mit der Höhe ab und erreicht oberhalb etwa 5 km den Hintergrundwert. Es zeigt sich ein leichter Tagengang mit einem schwachen Anstieg der Aerosolschicht im Laufe des Tages aufgrund zunehmender Sonneneinstrahlung.

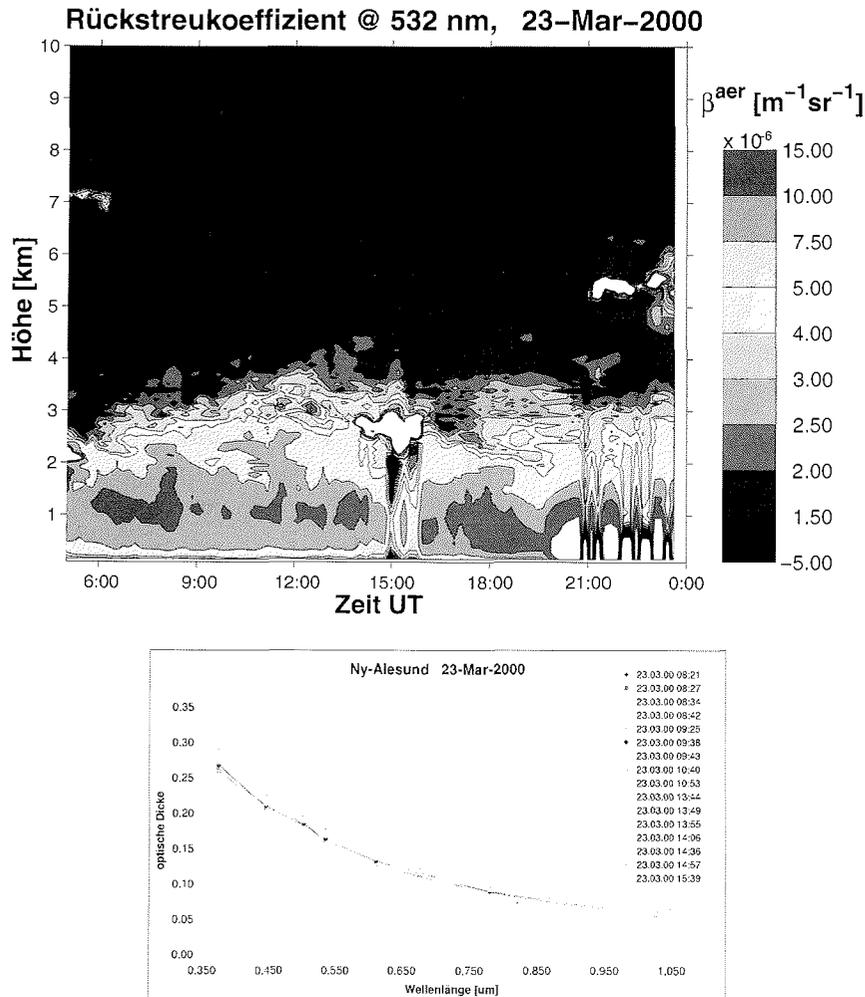


Abbildung 10.2: Höhenzeitschnitt des Rückstreukoeffizienten gemessen mit KARL (oben) und Spektrum der Aerosol-optischen-Dicke gemessen mit dem bodengebundenem Sonnenphotometer (unten) am 23.03.2000

Der 12. und 16. März (Abb. 10.3 und 10.4) ist geprägt durch eine hohe zeitliche und räumliche Variabilität der Aerosolschichten in der Troposphäre. An diesen Tagen erreichen die Werte der columnaren optischen Dicke zwar nicht ganz die Werte vom 23. März, sind aber im Vergleich zu den Hintergrundwerten deutlich erhöht. Im Laufe des 12. April schwankt die integrale optische Dicke zwischen 0,07 und 0,1. An diesem Tag sehen wir im Vergleich zu dem 23. März eine vollkommen an-

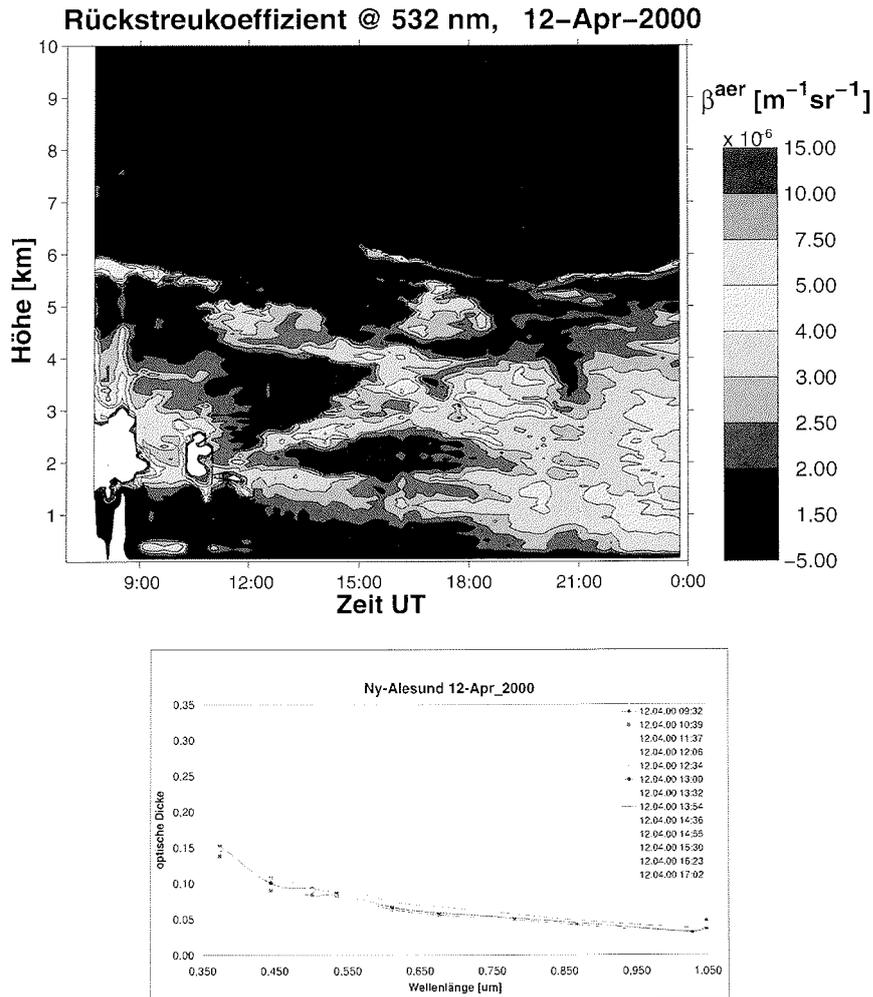


Abbildung 10.3: Höhenzeitschnitt des Rückstreukoeffizienten gemessen mit KARL (oben) und Spektrum der Aerosol-optischen-Dicke gemessen mit dem bodengebundenem Sonnenphotometer (unten) am 12.04.2000

derer Höhenverteilung der Aerosole: bei insgesamt hoher atmosphärischer Dynamik treten teilweise sehr fein strukturierte Schichten in der gesamten Troposphäre (bis 7 km) auf. Am 16. April sehen wir ebenfalls eine feine inhomogene Schichtung in der gesamten Troposphäre. Für diesen Tag sind keine bodengebundenen Sonnenphotometermessungen verfügbar. Im folgenden Abschnitt erfolgt eine genaue Analyse dieser drei Tage.

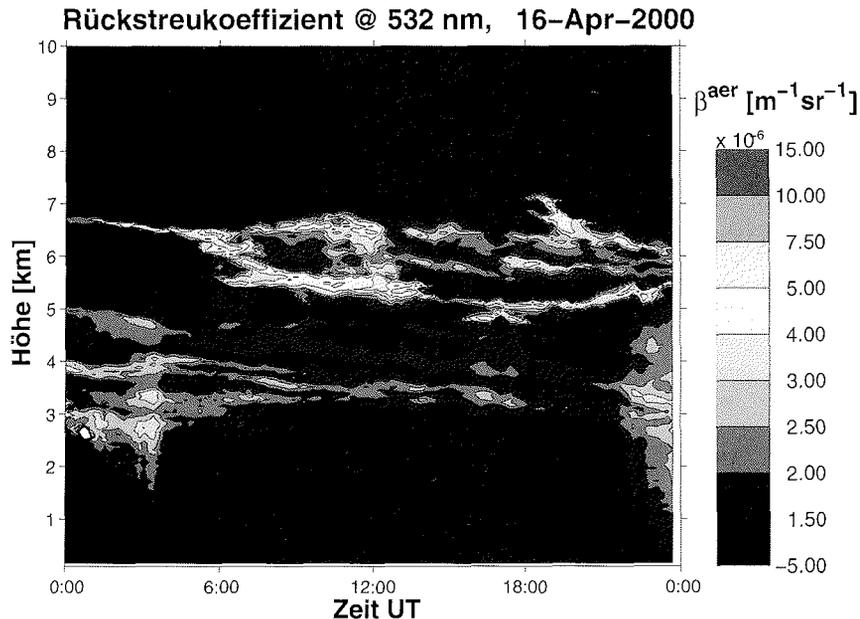


Abbildung 10.4: Höhenzeitschnitt des Rückstreuoeffizienten gemessen mit KARL am 16.04.2000

10.3 Extinktionsprofile von „Arctic Haze“ im Frühjahr 2000

Ein Ziel dieser Arbeit ist die Bestimmung von Extinktionsprofilen von troposphärischen Aerosolen. Zur Ableitung von Rückstreu- und Extinktionsprofilen mit dem KARL gibt es prinzipiell zwei Möglichkeiten. Aus den Profilen des Rückstreuoeffizienten lassen sich unter Annahme eines Extinktions-zu-Rückstreu-Verhältnisses (Lidarverhältnis L^{Aer}) Extinktionsprofile ableiten. Der Vorteil bei dieser Methode ist, daß so auch unter Tageslichtbedingungen Profile des Extinktionskoeffizienten bestimmt werden können. Außerdem bleibt die hohe Höhenauflösung erhalten.

Die zweite Methode zur Bestimmung der Aerosolextinktion benutzt die vom eigentlichen Rückstreuprozess unabhängige Raman-Streuung an Stickstoffmolekülen. Diese Methode ist aufgrund der geringen Signalintensitäten nur bei Dunkelheit anwendbar. Da sich mit dieser Methode die Aerosolextinktion ohne jegliche Annahme ableiten läßt, kann man dieses Verfahren für einen direkten Vergleich mit dem Photometer verwenden.

10.3.1 Kombination von Rückstreu-Lidar und Photometer

Dieser Abschnitt zeigt einen Weg auf, aus der Kombination von Rückstreu-Lidar und Photometer hochaufgelöste Profile der Aerosolextinktion abzuleiten. Voraussetzung für ein Gelingen hierfür sind stabile meteorologische Verhältnisse in der Troposphäre.

Anhand von drei Beispieltagen wird gezeigt, daß es möglich ist, für diesen Fall das

10.3 Extinktionsprofile von „Arctic Haze“ im Frühjahr 2000

Rückstreu-Lidar und Photometer so einzusetzen, daß sich mit einem Lidarverhältnis L^{Aer} , welches durch mehrfache Iteration optimiert wird, ein hochaufgelöstes Aerosolextinktionsprofil bestimmen läßt.

Da man mit dem reinen Rückstreu-Lidar die Rückstreu- und Extinktionskoeffizienten nicht unabhängig voneinander bestimmen kann, ist die Annahme des Lidarverhältnisses $L^{Aer} = \alpha^{Aer}/\beta^{Aer}$ notwendig (vgl. Kap. 5). Für das Lidarverhältnis troposphärischer Aerosole findet man in der Literatur Werte, die zwischen 25 sr und 100 sr liegen (WARREN, 1984; ANSMANN, 2000). Wir wählen für die erste Iteration $L^{Aer}=40$ sr.

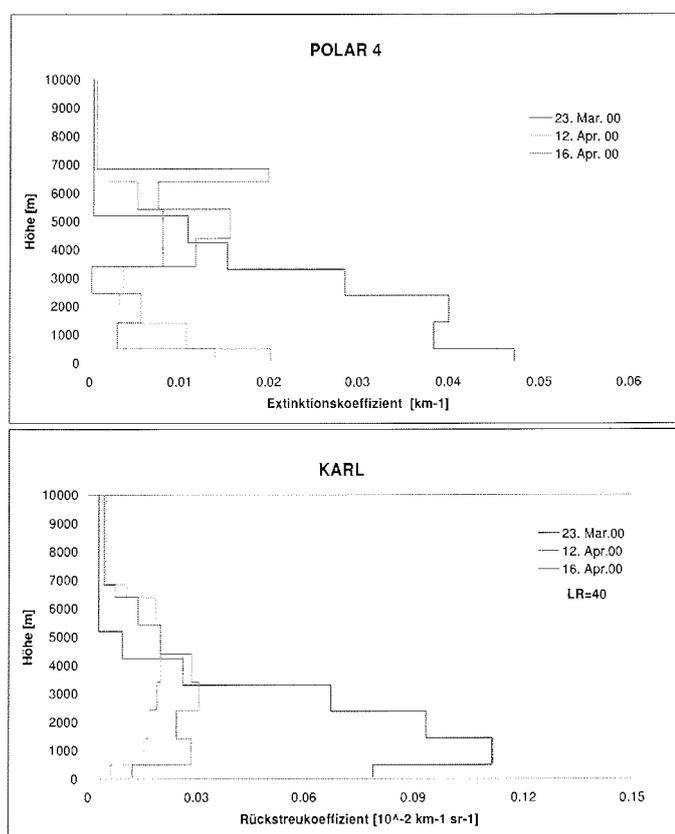


Abbildung 10.5: Mit dem flugzeuggetragenen Sonnenphotometer gemessene Extinktionsprofile (oben) und mit KARL gemessene Rückstreuprofile mit einem angenommenen Lidarverhältnis $\alpha^{Aer}/\beta^{Aer} = 40$ sr (unten) für den 23.3., 12.4. und 16.4.2000

In Abb. 10.5 sind die vom Flugzeug aus gemessenen Aerosolextinktionsprofile (oben) und die von KARL gemessenen Rückstreuoeffizientenprofile für den 23.3., 12.4. und 16.4. dargestellt. Hierbei wurden die KARL-Profile mit Hilfe des Klett-Verfahrens (vgl. Kap. 7.3) mit einem höhenkonstanten Lidarverhältnis von 40 sr gerechnet und auf das vom Flugzeug geflogene Höhenraaster gemittelt. Man sieht deutlich, daß am 23.3. im Vergleich zu den anderen beiden Tagen eine starke Aerosolschicht vom Bo-

den bis zu 3 km Höhe mit Extinktionswerten bis zu $0,47 \text{ km}^{-1}$ dominiert. In der gesamten Troposphäre nimmt die Aerosolextinktion mit der Höhe ab und erreicht oberhalb etwa 5 km den Hintergrundwert. Am 12. und 16.4. sehen wir eine vollkommen andere Höhenverteilung: während in den unteren Schichten der Troposphäre die Aerosolextinktion mit Werten bis zu $0,02 \text{ km}^{-1}$ deutlich geringer ist, treten in Höhen zwischen 3,5 und 5,5 km am 12.4. und zwischen 3,5 und 7 km am 16.4. verstärkt Aerosole auf. Jedoch liegen auch in diesen Schichten die Extinktionswerte mit $0,01 - 0,02 \text{ km}^{-1}$ deutlich unter denen vom 23.3.00.

Der Vergleich mit den von KARL gemessenen Rückstreuprofilen zeigt grundsätzlich die gleiche Struktur. Vor allem am 23.3. erkennt man eine sehr gute Übereinstimmung zwischen beiden gemessenen Höhenprofilen. Vorhandene Unterschiede, speziell am 12. und 16.4., werden weiter unten in den entsprechenden Abschnitten detaillierter diskutiert.

Der 23. März 2000

Betrachtet man für diesen Tag die Messungen an der Koldewey-Station in Ny-Ålesund, so erkennt man aus den Lidarmessungen den ganzen Tag über eine Aerosolschicht in den unteren 3-4 Kilometern der Troposphäre. Abb. 10.2 und 10.6 zeigen für diesen Tag den Rückstreukoeffizienten, der mit Hilfe des Klett-Verfahrens (siehe Abs. 7.3) mit der Annahme eines höhenkonstanten Lidarverhältnisses von 40 sr bestimmt wurde. Hier ist vor allem der Zeitraum von 11:00 bis 12:00 UTC interessant, in der „Polar4“ über Ny-Ålesund geflogen ist und die unteren Höhen schichten vermessen hat. In Abb. 10.6 (rechts) ist das hochaufgelöst gemessene Profil des Rückstreukoeffizienten für den Zeitraum von 11:00 bis 12:00 Uhr dargestellt.

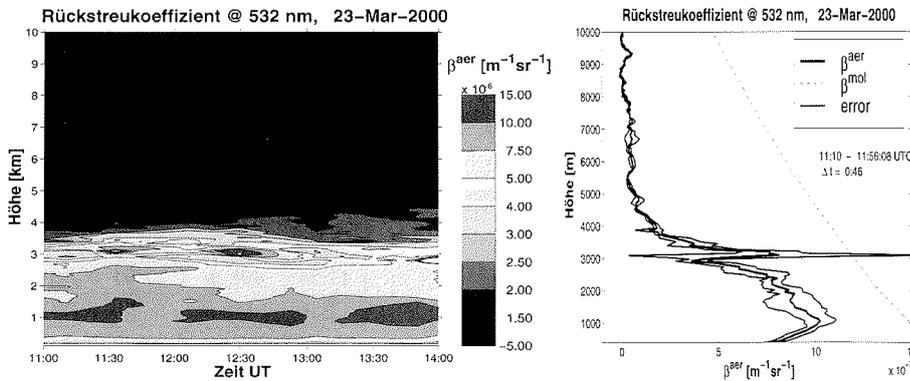


Abbildung 10.6: Höhenzeitschnitt (links) und gemitteltetes Profil von 11:00-12:00 UTC (rechts) des Rückstreukoeffizienten β^{Aer} am 23.03.2000 nach Klett mit einem höhenkonstanten Lidarverhältnis von 40; mit angegeben ist der statistische Fehler und zum Vergleich der Rayleigh-Rückstreukoeffizient β^{mol} bei 532 nm (gestrichelt).

Auch das bodengebundene Sonnenphotometer zeigt mit 0,16-0,18 fast das Dreifache des normalen Hintergrundwertes der integralen, optischen Dicke des Aerosols bei 532 nm (Abb. 10.2).

10.3 Extinktionsprofile von „Arctic Haze“ im Frühjahr 2000

In den Daten des Radiosondenaufstieges von 11:00 UTC erkennt man eine Temperaturinversion an der Obergrenze dieser Schicht, die die stabile Schichtung begründet, die den ganzen Tag über anhält. Auch in der relativen Feuchte zeigt sich mit 40-50% eine deutliche Abhebung dieser bodennahen Schicht von der freien Troposphäre. Weitere Merkmale dieser Schicht sind deutlich niedrigere Windgeschwindigkeiten (2-6 m/s im Vergleich zu 9-13 m/s oberhalb der Schicht). Die Windrichtung in dieser unteren Schicht ist vorwiegend Ost, oberhalb kommt der Wind aus Nordwest.

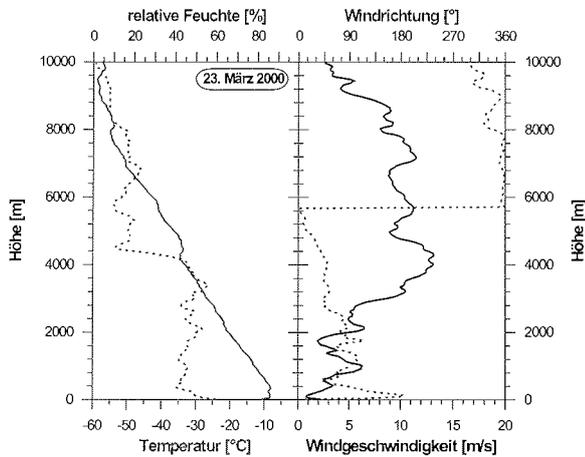


Abbildung 10.7: Radiosondenaufstieg am 23.03.2000 um 11:00 UTC

Das Meßflugzeug „Polar4“ flog an diesem Tag von 11:15 - 12:38 ein Flugmuster wenige Kilometer nordwestlich von Ny-Ålesund (78,95°N; 11,93°O). Es umfaßte insgesamt 7 Schichten, beginnend in 55 m, endend in 5192 m. Abb. 10.8 zeigt die genauen Positionen und Zeitpunkte des Flugzeuges. Die grafische Darstellung der Flugmuster stammt von HARTMANN (2000).

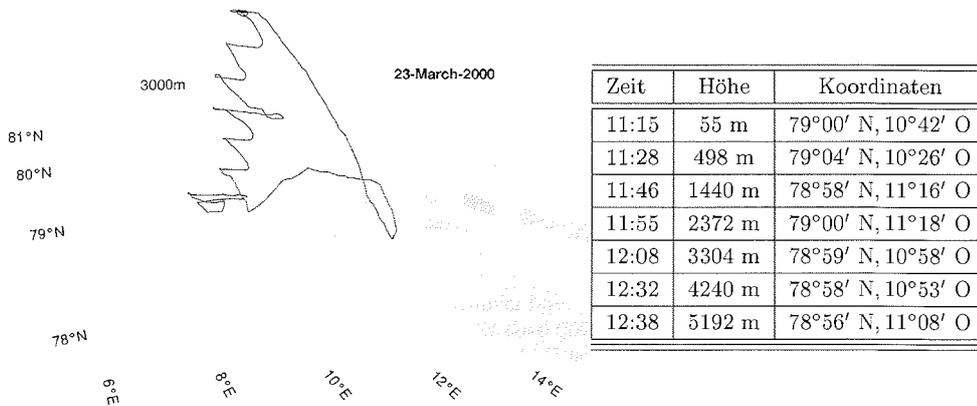


Abbildung 10.8: Flugmuster des Meßfluges der „Polar4“ am 23. März 2000

Die mit dem Sonnenphotometer gemessenen Spektren der optischen Dicke der Aero-

10.3 Extinktionsprofile von „Arctic Haze“ im Frühjahr 2000

sole in den sieben verschiedenen Flughöhen zeigt Abb. 10.9.

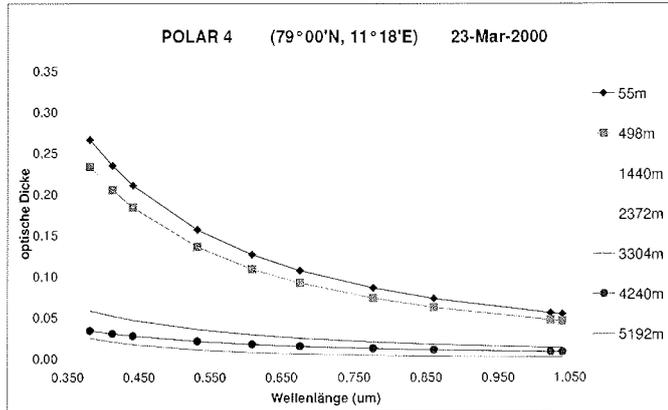


Abbildung 10.9: Spektrum der Aerosol-optischen-Dicke am 23.03.2000, gemessen mit dem flugzeuggetragenen Sonnenphotometer

Die integrale optische Dicke stimmt gut mit der vom Boden aus gemessenen überein. Auch hier läßt der Wert von ca. 0,16 bei 532 nm auf eine deutliche Aerosolbelastung schließen. Leitet man aus diesen Spektren ein Profil des Aerosolextinktionskoeffizienten ab, so ergibt sich Bild 10.10. Im Profil des vom Lidar gemessenen Rückstreuungskoeffizienten erkennt man deutlich eine Zweiteilung der Schicht bei etwa 3000 m. Die Feinstruktur der Aerosolschichten, die durch das Lidar aufgelöst wird (Abb. 10.6, rechts), kann durch die Profilmessungen, die das Flugzeug mißt, nicht aufgelöst werden.

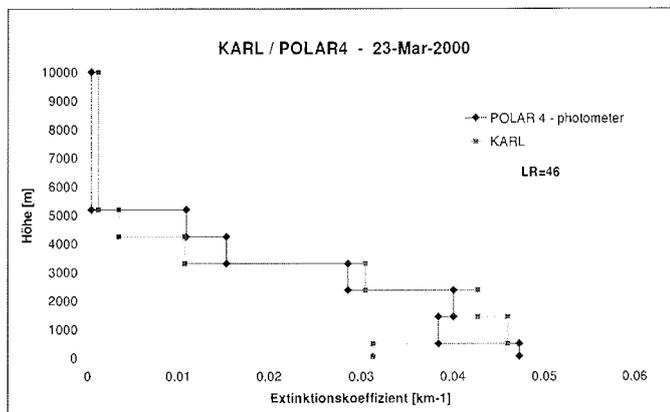


Abbildung 10.10: Abgeleitete Aerosolextinktionsprofile am 23.03.2000, 11:00-12:00 UTC, gemessen mit dem Sonnenphotometer an Bord der „Polar4“ und mit dem bodengestützten Rückstreu-Lidar mit einem höhenkonstanten Lidarverhältnis $\alpha^{Aer}/\beta^{Aer} = 46$ sr; mitangegeben ist der statistische Fehler und zum Vergleich der molekulare Extinktionskoeffizient (gestrichelt).

Durch Kombination beider Instrumente kann jedoch ein hochaufgelöstes Extinktionsprofil unter der Annahme eines höhenkontanten Lidarverhältnisses L^{Aer} abgeleitet werden. Abb. 10.11 zeigt die Sensitivität des mit dem Klett-Verfahren be-

10.3 Extinktionsprofile von „Arctic Haze“ im Frühjahr 2000

rechneten Rückstreukoeffizienten bzgl. des Lidarverhältnisses. Man erkennt hier die Bedeutung dieser Größe bei der Bestimmung des Rückstreu- und Extinktionskoeffizienten der Aerosole.

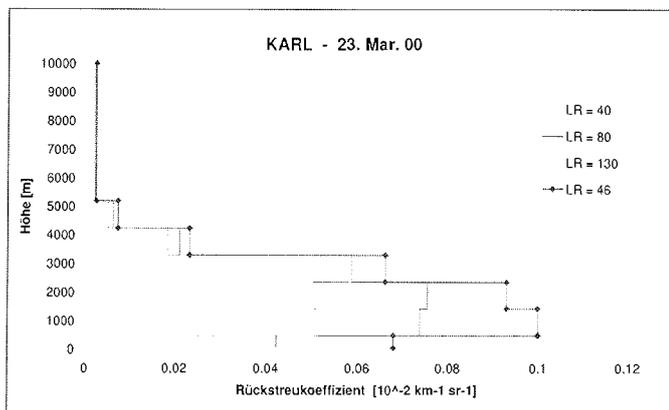


Abbildung 10.11: Profile des Rückstreukoeffizienten mit verschiedenen Lidarverhältnissen L^{Aer}

Um das Lidarverhältnis L^{Aer} exakt abschätzen zu können, wird für diesen Tag der Höhenbereich von 498 m - 5192 m benutzt, bei dem Lidar- und Photometer-Daten vorliegen. Die untere Schicht zwischen 55 m und 498 m kann bei dieser Bestimmung aufgrund des noch nicht vollständigen Überlapps des Lidars nicht mitberücksichtigt werden. Das Photometer misst zwischen 498 m und 5192 m insgesamt eine optische Dicke der Aerosole von $\tau^{\text{Aer}} = 0,125$ (Abb. 10.9). Dieser Wert wird mit dem Rückstreu-Lidar dann erreicht, wenn ein höhenkonstantes Lidarverhältnis von $\alpha^{\text{Aer}}/\beta^{\text{Aer}} = 46$ sr angenommen wird.

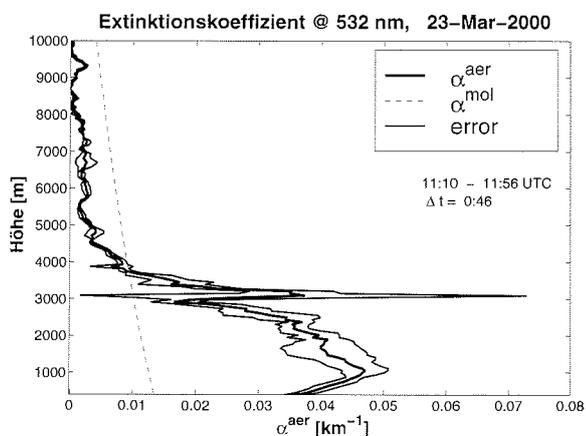


Abbildung 10.12: Abgeleitetes hochaufgelöstes Aerosolextinktionsprofil am 23.03.2000, 11:00-12:00 UTC durch Kombination von Photometer und Rückstreu-Lidar mit einem höhenkonstanten Lidarverhältnis $\alpha^{\text{Aer}}/\beta^{\text{Aer}} = 46$ sr

Ein Vergleich zwischen den mit diesem Lidarverhältnis abgeleiteten Profilen der

Aerosolextinktion und dem Photometerprofil in Bild 10.10 zeigt eine gute Übereinstimmung. In diesem Fall ist eine Bestimmung des Aerosolextinktionskoeffizienten durch Kombination von Lidar und Photometer möglich. Abb. 10.12 zeigt das aus diesem Verfahren resultierende hochaufgelöste Extinktionsprofil.

An diesem 23. März 2000 wurde die insgesamt höchste Aerosolbelastung während der Kampagne gemessen. Mit einer integralen optischen Dicke von 0,16 lag diese fast dreimal so hoch wie der Normalwert. Aufgrund der stabilen Schichtung in der Atmosphäre, insbesondere der Temperaturinversion in 3-4 km Höhe, hielt sich diese Schicht den ganzen Tag über. Ein leichter Tagesgang ist in der Höhe der Obergrenze dieser Schicht erkennbar (morgens und abends bei 3,0 km, tags bei 3,5-4,0 km). Die Höhenverteilung der Aerosolextinktion zeigt neben einer fast linearen Abnahme bis 5 km von $0,05 \text{ km}^{-1}$ auf fast Null eine zusätzliche Aerosolschicht in 3 km. Diese relativ stabile Schicht hält sich ebenfalls den ganzen Tag über.

Der 12. April 2000

Der 12. April 2000 zeigt im Gegensatz zum 23. März fein strukturierte Aerosolschichten in der freien Troposphäre bis zu einer Höhe von 7 km. Sowohl der Höhen-Zeit-Schnitt des gesamten Tages (Abb. 10.3) sowie die während des Meßfluges von „Polar4“ von 15:00 bis 17:00 UTC gemittelten Profile des Rückstreukoeffizienten zeigen eine leicht erhöhte Aerosolbelastung in eng begrenzten Schichten mit geringer vertikaler Ausdehnung und hoher Variabilität (Abb. 10.13 und 10.14). Diese wird deutlich in Abb. 10.14, wo sich Unterschiede in den Profilen von 15-16 UTC und 16-17 UTC zeigen. Auch hier ist der Rückstreukoeffizient mit Hilfe der Klett-Methode und einem Lidarverhältnis von 40 sr berechnet worden.

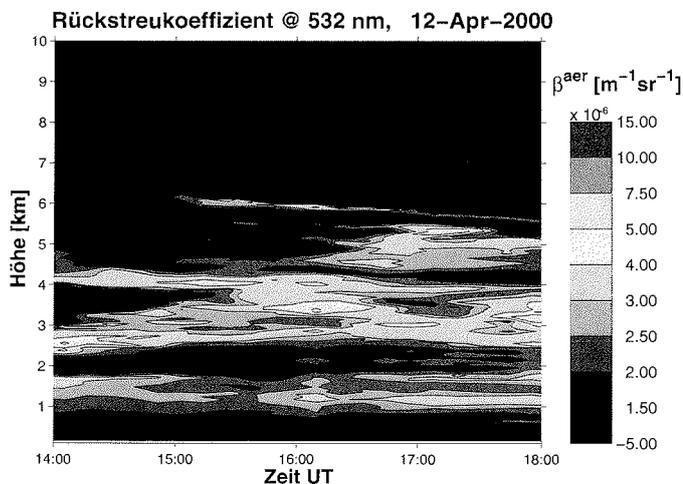


Abbildung 10.13: Höhenzeitschnitt des Rückstreukoeffizienten β^{Aer} am 12.04.2000

Die gesamt-optische Dicke der Aerosole liegt während der Flugzeit der „Polar4“ mit ca. 0,08 nur halb so hoch wie am 23.3., jedoch immer noch höher als der Hinter-

10.3 Extinktionsprofile von „Arctic Haze“ im Frühjahr 2000

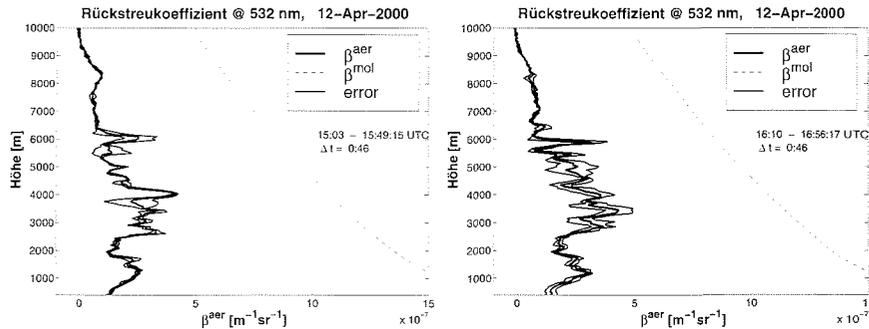


Abbildung 10.14: Gemitteltes Profil des Aerosolrückstreuungskoeffizienten β^{Aer} am 12.04.2000, 15:00-16:00 UTC (links) und 16:00-17:00 UTC (rechts), nach Klett mit einem höhenkonstanten Lidar-verhältnis $L^{Aer}=40$ sr; mitangegeben ist der statistische Fehler und zum Vergleich der Rayleigh-Rückstreuungskoeffizient β^{mol} bei 532 nm (gestrichelt).

grundwert von 0,06. In Abb. 10.3 zeigen die über den Tag verteilten Messungen des bodengebundenen Sonnenphotometers weiterhin eine hohe Variabilität: die integrale optische Dicke schwankt dort zwischen 0,08 und 0,10.

Die meteorologischen Verhältnisse an diesem Tag spiegelt der Radiosondenaufstieg von 12:00 UTC wieder. Das Profil der relativen Feuchte korrespondiert mit den Strukturen, die das Lidar in der Troposphäre mißt. Leichte Inversionen in 2 km und 7 km sind zu erkennen. Aus den Winddaten läßt sich eine in Bodennähe nördliche Windrichtung ausmachen.

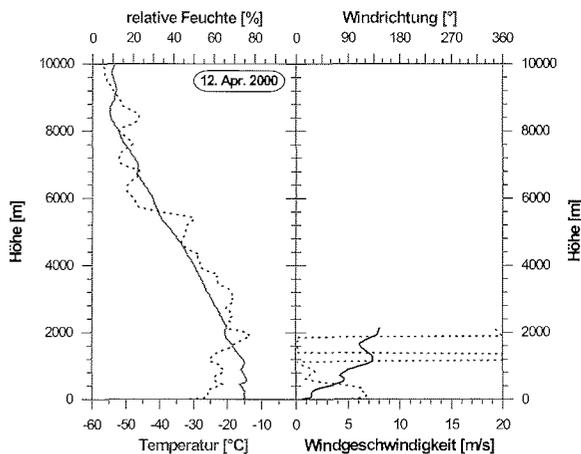


Abbildung 10.15: Radiosondenaufstieg am 12.04.2000 um 12:00 UTC

Die Meßflugzeit der „Polar4“ umfaßte an diesem Tag den Zeitraum von 14:54 bis 17:02. In 9 Schichten relativ nahe Ny-Ålesund (über dem Kongsfjord) wurden Profile der optischen Dicke der Aerosole von 64 m bis fast 7 km gemessen (Abb. 10.16).

Das mit dem Sonnenphotometer gemessene Spektrum der optischen Dicke der Aero-

10.3 Extinktionsprofile von „Arctic Haze“ im Frühjahr 2000

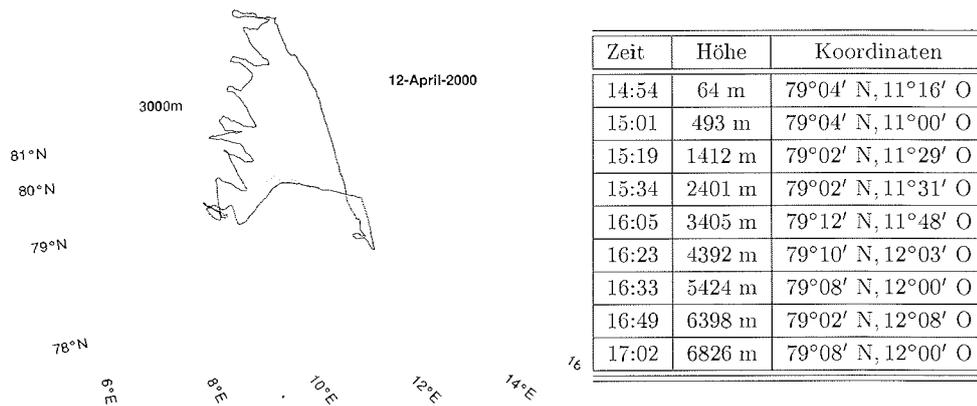


Abbildung 10.16: Flugmuster des Meßfluges der „Polar4“ am 12. April 2000

sole in den sieben verschiedenen Flughöhen zeigt Abb. 10.17.

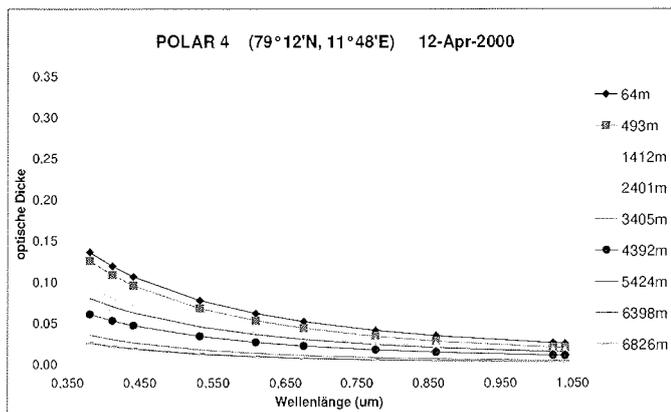


Abbildung 10.17: Spektren der Aerosol-optischen-Dicke am 12.04.2000, gemessen mit dem flugzeuggetragenen Sonnenphotometer

Die hier gemessene integrale optische Dicke liegt mit 0,08 bei 532 nm ebenfalls bei dem Wert, den das bodengebundene Photometer bestimmt hat. Leitet man aus diesen Spektren ein Extinktionsprofil ab, so ergibt sich Bild 10.18. Man erkennt deutlich eine insgesamt geringere Aerosolbelastung in den bodennahen Schichten, dagegen eine deutlich ausgeprägte Schicht zwischen 4,5 und 5,5 km. Bei der Interpretation ist hier allerdings Vorsicht geboten, da aufgrund der Höhenmittelung reale Strukturen verwischt bzw. gar nicht erst aufgelöst werden können. Aus den Lidar-Daten erkennt man deutlich die feinen Strukturen, die zeitlich und räumlich an diesem Tag sehr variabel sind. Mittelt man die Lidarprofile auf die Höhenbereiche des Photometers, so zeigt dieser direkte Vergleich zwischen Lidar und Photometer keine gute Übereinstimmung. Versucht man dennoch ein höhenkonstantes Lidarverhältnis zu finden, welches zu der integralen optischen Dicke des Photometers von 0,056 zwischen 493 m und 6826 m paßt, so ergibt sich ein Wert von 38 sr (Abb. 10.18).

10.3 Extinktionsprofile von „Arctic Haze“ im Frühjahr 2000

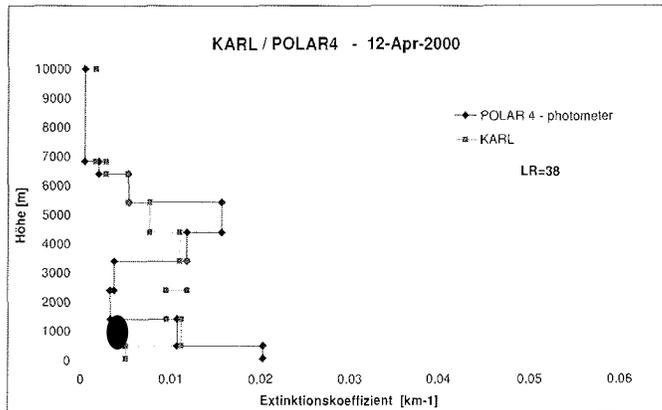


Abbildung 10.18: Abgeleitete Aerosolextinktionsprofile am 12.04.2000, 15:00-17:00 UTC, gemessen mit dem Sonnenphotometer an Bord der „Polar4“ und mit dem bodengestützten Rückstreu-Lidar

Um die Auswirkungen der zeitlichen Variabilität genauer zu quantifizieren, ist in Abb. 10.19 das mittlere Aerosolextinktionsprofil von 15-17 UTC in zwei Profile getrennt worden, die besser den atmosphärischen Bedingungen gerecht werden (vgl. auch Abb. 10.13). So sieht man deutliche Unterschiede zwischen dem Profil von 15-16 UTC und 16-17 UTC vor allem in der Schicht zwischen 4,5 und 5,5 km.

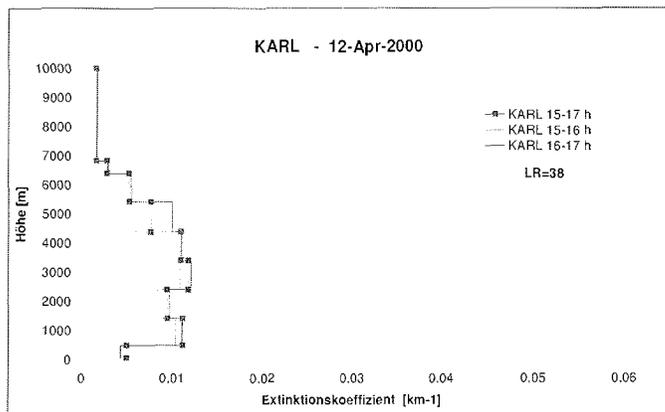


Abbildung 10.19: Zeitliche Variation der Aerosolextinktionsprofile am 12.04.2000 nach Klett mit einem höhenkonstanten Lidarverhältnis von 38 sr, gemessen mit KARL

Der 12. April 2000 ist ein Tag mit insgesamt etwas erhöhter Aerosolbelastung, die mit einer integralen optischen Dicke zwischen 0,08 und 0,1 zwar die Werte vom 23.3. erreicht, aber dennoch über dem Hintergrundwert liegt. Durch die gesamte Troposphäre hindurch sind mehrere fein strukturierte Schichten zu finden, die eine hohe räumliche und zeitliche Variabilität zeigen.

Der 16. April 2000

Auch der 16. April zeigt eine Aerosolverteilung ähnlich dem 12. April. So erkennt man anhand der Lidarmessungen ebenfalls fein strukturierte Aerosolschichten durch die gesamte Troposphäre hindurch bis ca. 7 km (Abb. 10.4 und 10.20). Gekennzeichnet durch eine hohe zeitliche und räumliche Variabilität treten teilweise Schichten mit einer vertikalen Ausdehnung von wenigen Metern auf.

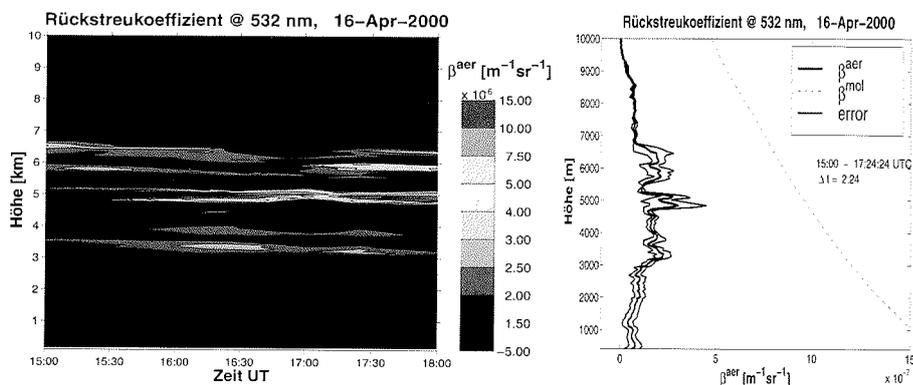


Abbildung 10.20: Höhenzeitschnitt (links) und gemitteltetes Profil von 15:30-17:30 UTC (rechts) des Rückstreuungskoeffizienten β^{Aer} am 16.04.2000 nach Klett mit einem höhenkonstanten Lidarverhältnis von 40 sr; mit angegeben ist der statistische Fehler und zum Vergleich der Rayleigh-Rückstreuungskoeffizient β^{mol} bei 532 nm (gestrichelt).

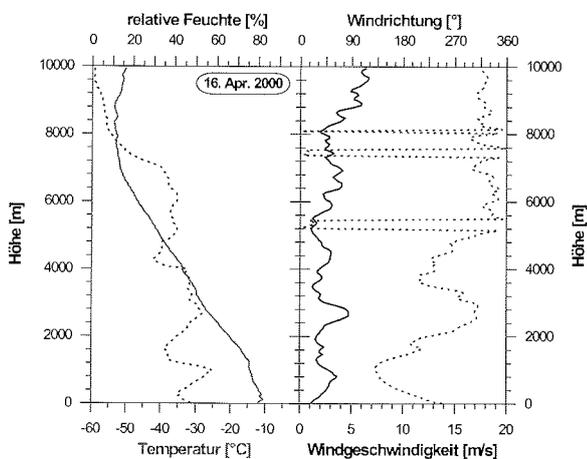
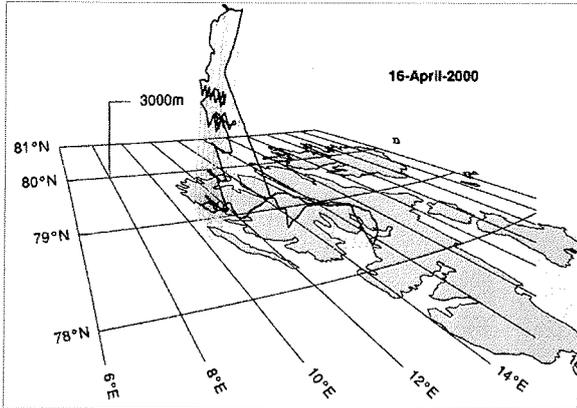


Abbildung 10.21: Radiosondenaufstieg am 16.04.2000 um 11:00 UTC

Die Radiosondendaten an diesem Tag zeigen relativ geringe Windgeschwindigkeiten um die 2-4 m/s in der gesamten Troposphäre. Die vorherrschende Windrichtung oberhalb 5 km ist meist Nord, in den unteren Schichten Süd bis West. Auffallend ist die starke Windscherung in der Schicht zwischen 2-4 km mit Windgeschwindigkeiten

10.3 Extinktionsprofile von „Arctic Haze“ im Frühjahr 2000

um 5 m/s.



Zeit	Höhe	Koordinaten
15:40	68 m	79°06' N, 11°02' O
15:51	506 m	79°00' N, 11°02' O
16:05	1422 m	79°06' N, 11°00' O
16:17	2448 m	79°05' N, 11°00' O
16:29	3408 m	79°03' N, 11°00' O
17:16	4432 m	79°14' N, 10°50' O
17:22	5432 m	79°03' N, 10°36' O
17:29	6386 m	79°00' N, 10°32' O
17:34	6845 m	78°52' N, 10°26' O

Abbildung 10.22: Flugmuster des Meßfluges der „Polar4“ am 16. April 2000

Der Meßflug von „Polar4“ fand an diesem Tage in der Zeit zwischen 15:40 UTC und 17:34 UTC statt. Das Meßgebiet lag ca. 15 km nördlich von Ny-Ålesund. Es wurde ein Profil von 68 m über 9 Schichten bis 6845 m geflogen (Abb. 10.22). Dabei flog die „Polar4“ in zwei Höhen (3400 m und 4400 m) ein sogenanntes „Curtain“-Flugmuster, um so die vertikale Ausdehnung der Aerosolschicht zu erfassen. Die Auswertung dieser Daten deutet dabei auf eine linsenförmige Schichtung der Aerosolschichten hin (HERBER, 2000).

Die gemessenen Spektren der optischen Dicke der Aerosole dieses Meßfluges sind in Abb. 10.23 dargestellt. Die integrale optische Dicke ist mit Werten um die 0,07 bei 532 nm leicht erhöht und liegt nur etwas über dem Hintergrundwert.

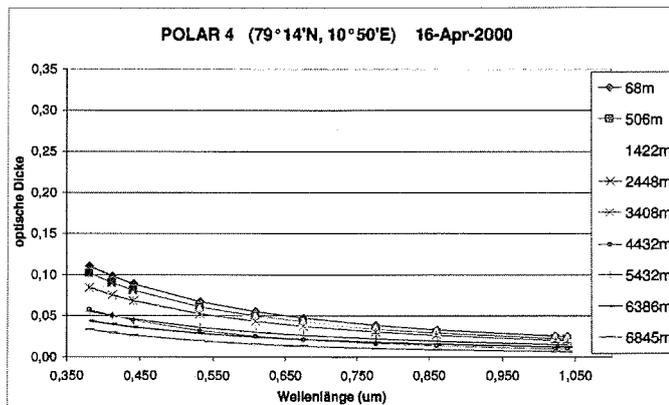


Abbildung 10.23: Spektren der Aerosol-optischen-Dicke am 16.04.2000, gemessen mit dem flugzeuggetragenen Sonnenphotometer

Das hieraus berechnete Aerosolextinktionsprofil zeigt insgesamt geringe Werte der optischen Dicke, allerdings tritt deutlich eine relativ dünne Schicht zwischen 6400 m

10.3 Extinktionsprofile von „Arctic Haze“ im Frühjahr 2000

und 6800 m mit Werten von $0,02 \text{ km}^{-1}$ hervor. Berechnet man wie bei den anderen beiden Tagen ein optimales Lidarverhältnis, so ergibt sich mit einer optischen Dicke von 0,0419 für die Schicht zwischen 506 m und 6845 m ein Wert von 35 sr. Berechnet man mit diesem das Extinktionsprofil aus dem Lidar-Rückstreuprofil und mittelt es auf die Höhenintervalle des Photometers, so ergibt sich Bild 10.24 (oben). Man erkennt, daß die Schicht, die das Photometer zwischen 6 und 7 km sieht, nicht vom Lidar gesehen wird.

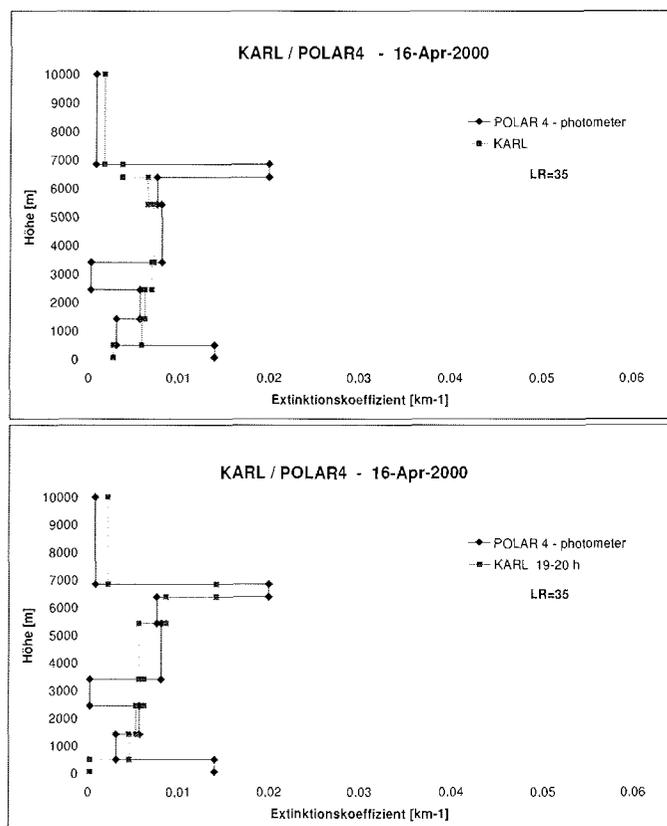


Abbildung 10.24: Abgeleitete Aerosolextinktionsprofile am 16.04.2000, von 15:30 bis 17:30 UTC (links) und 19:00 bis 20:00 UTC (rechts), gemessen mit dem Sonnenphotometer an Bord der „Polar4“ und mit dem KARL

Grund hierfür ist die starke räumliche und zeitliche Variabilität an diesem Tag. Da das Flugzeug nicht genau über Ny-Ålesund geflogen ist, hat es somit andere Luftmassen vermessen als das Lidar. Berücksichtigt man die meteorologischen Bedingungen, sprich Windgeschwindigkeit (ca. 4 m/s) und -richtung (N), so hat die „Polar4“ wahrscheinlich Luftmassen beprobt, die erst ein bis zwei Stunden später über Ny-Ålesund waren. Berechnet man das Extinktionsprofil, welches KARL zwischen 19:00 UTC und 20:00 UTC gemessen hat, so erkennt man deutlich die mit dem flugzeuggetragenen Photometer 2 Stunden vorher 15 km weiter nördlich gemessene

10.3 Extinktionsprofile von „Arctic Haze“ im Frühjahr 2000

Schicht in 6-7 km Höhe.

Dieser Tag kann ähnlich dem 12.4. durch eine leicht erhöhte Aerosolbelastung in der gesamten Troposphäre charakterisiert werden. Wir sehen ebenfalls eine feine Struktur in Höhenverteilung, die zeitlich und räumlich sehr variabel ist (Abb. 10.25). Deshalb ist es schwierig und nur mit weiteren meteorologischen Daten möglich, Photometer und bodengebundene Lidarmessungen direkt zu vergleichen.

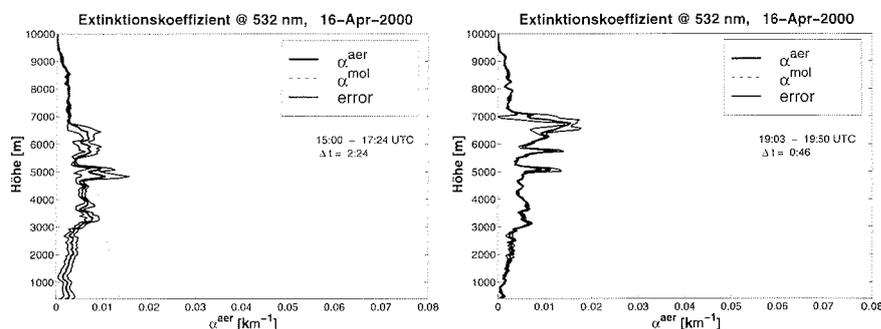


Abbildung 10.25: Abgeleitetes hochaufgelöstes Aerosolextinktionsprofil am 16.04.2000, 15:30-17:30 UTC (links) und 19:00-20:00 UTC (rechts) durch Kombination von Photometer und Rückstreu-Lidar mit einem höhenkonstanten Lidarverhältnis $\alpha^{Aer}/\beta^{Aer} = 35$ sr; mit angegeben ist der statistische Fehler und der molekulare Extinktionskoeffizient.

10.3.2 Messungen mit dem Raman-Lidar

Dieser Abschnitt zeigt, wie mit Hilfe der Raman-Lidars Profile die optischen Dicke bzw. Aerosolextinktion abgeleitet werden können. Der Vorteil dieser Methode besteht darin, daß keine Annahme über das Lidarverhältnis L^{Aer} gemacht werden muß und somit Aerosolextinktion und -rückstreuung unabhängig voneinander bestimmt werden können. Der Nachteil bei diesem Verfahren ist, daß es sich hauptsächlich bei Dunkelheit anwenden läßt, da die Signalintensitäten der Raman-Streuung sehr gering sind und somit das Signal bei Tageslicht sehr verrauscht und so die Reichweite verringert ist. Eine Abschätzung über die Lichtverhältnisse während der ASTAR-2000-Kampagne gibt Abb. 10.26. Hier ist der Tagesverlauf des Sonnenhöhenwinkels über dem Horizont für einige Tage dargestellt. Man sieht hieraus, daß zu Beginn der Kampagne am 15.3.00 ca. 8 Stunden, am 23. März noch 6 Stunden und am 1. April schon keine ausreichende Dunkelheit mehr vorhanden war. Ebenso erreichten die mittäglichen maximalen Sonnenhöhenwinkel am Anfang der Kampagne 9 Grad und am Ende 23 Grad. Diese Auswertemethode wird deshalb anhand des 23. März 2000 angewendet und diskutiert, da hier die maximalen Sonnenhöhenwinkel mit 12 Grad über dem Horizont noch deutlich unter denen im April (über 20 Grad) liegen.

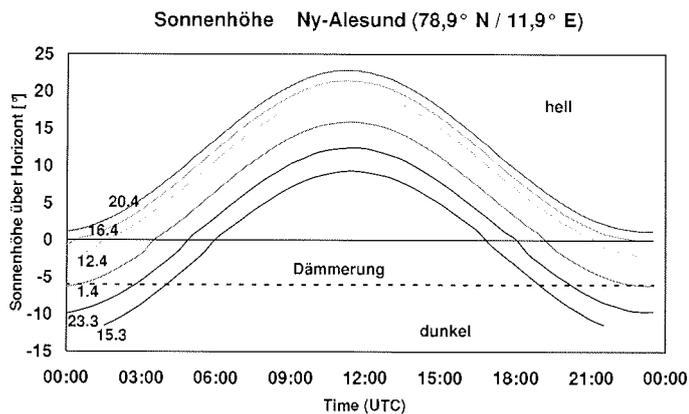


Abbildung 10.26: Höhenwinkel der Sonne über dem Horizont für Ny-Ålesund im Verlauf verschiedener Tage während ASTAR-2000; die „bürgerliche Dämmerung“ beginnt bei einem Sonnenhöhenwinkel von -6°

Zur Ableitung der optischen Dicke wird die in Abs. 7.5 verwendete Formel 7.11 benutzt. Indem man z_b auf einen Referenzwert z_0 setzt (d.h. $\tau^{\text{Aer}}(z_0) = 0$) und die obere Grenze variabel hält, ergibt sich auf diese Weise ein Profil der mit der Höhe akkumulierten optischen Dicke. z_0 wurde auf 1500 m gesetzt, einer Höhe, in der der Fernkanal von KARL vollständigen Überlapp hat. Um das Signal-Rausch-Verhältnis zu verbessern, wurden die Raman-Signale zeitlich über eine Stunde (entspricht ca. 100000 Laserschüsse) gemittelt.

Die Abb. 10.27 bis 10.28 zeigen jeweils links das gemittelte Raman-Signal (höhenkorrigiert) und das Profil der Luftdichte in logarithmischer Darstellung. Rechts ist die integrierte optische Dicke $\int_{z_0}^z \tau^{\text{Aer}}(z) dz$ dargestellt. Die Extinktion bzw. optische Dicke der Aerosole kann man sich in dieser Grafik bildlich als Differenz zwischen

der Luftdichte und dem höhenkorrigierten Raman-Signal vorstellen. Man sieht hier deutlich die Schwierigkeit, aus dem verrauschten Raman-Signal die Extinktion abzuleiten.

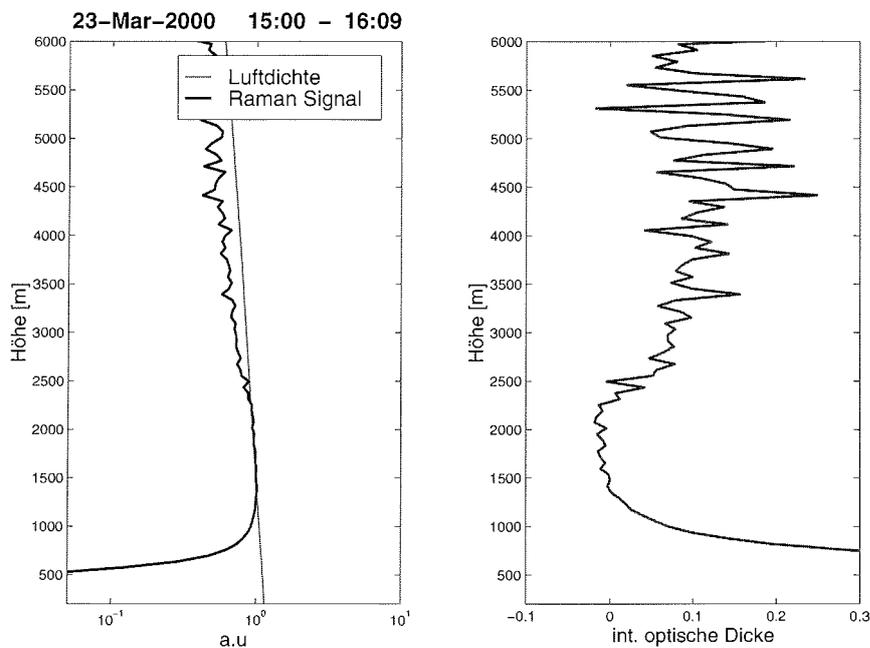


Abbildung 10.27: Höhenkorrigiertes Raman-Signal und Luftdichte (linkes Teilbild); mit der Höhe akkumulierte Aerosol-optische-Dicke (rechtes Teilbild) am 23.03.2000, 15:00-16:09 UTC

Abb. 10.27 zeigt eine typische Tageslichtmessung. Man erkennt die untere aerosolbelastete Schicht bis 3 km. Das Raman-Signal verläuft in diesem Bereich mit geringerer Steigung als die Luftdichte. Wendet man das Verfahren zur Ableitung der optischen Dicke an, so ergibt sich eine integrale Dicke von ca. 0,15 bis ca. 4 km. Dieser Wert stimmt mit den abgeleiteten Werten aus dem Rückstreu-Lidar und Photometer recht gut überein. Da das Raman-Signal zu diesen beiden Zeitpunkten aufgrund der Lichtverhältnisse sehr verrauscht ist, ist oberhalb von 4 km keine vernünftige Aussage mehr möglich.

Abb. 10.28 ist ein Beispiel für eine typische Nachtmessung. Hier sieht man, daß das Raman-Signal deutlich höher auswertbar ist, und sich so ein Aerosolextinktionsprofil bis ca. 6 km ableiten läßt. Auch hier erkennt man die Aerosolschicht bis etwa 3,5-4 km Höhe.

In Abb. 10.29 sind die akkumulierten optischen Dicken für die drei unterschiedlichen Zeiträume am 23.3.00 dargestellt. Hier wurde die Höhenauflösung von 60 m auf 500 m reduziert. Die Aerosolschicht bis 3 km ist deutlich zu erkennen. Eine integrale optische Dicke der Aerosole von bis zu 0,15 in der Troposphäre läßt sich für die Nachtmessung ableiten und erreicht einen ähnlichen Wert wie die Photometermessungen an diesem Tag.

10.3 Extinktionsprofile von „Arctic Haze“ im Frühjahr 2000

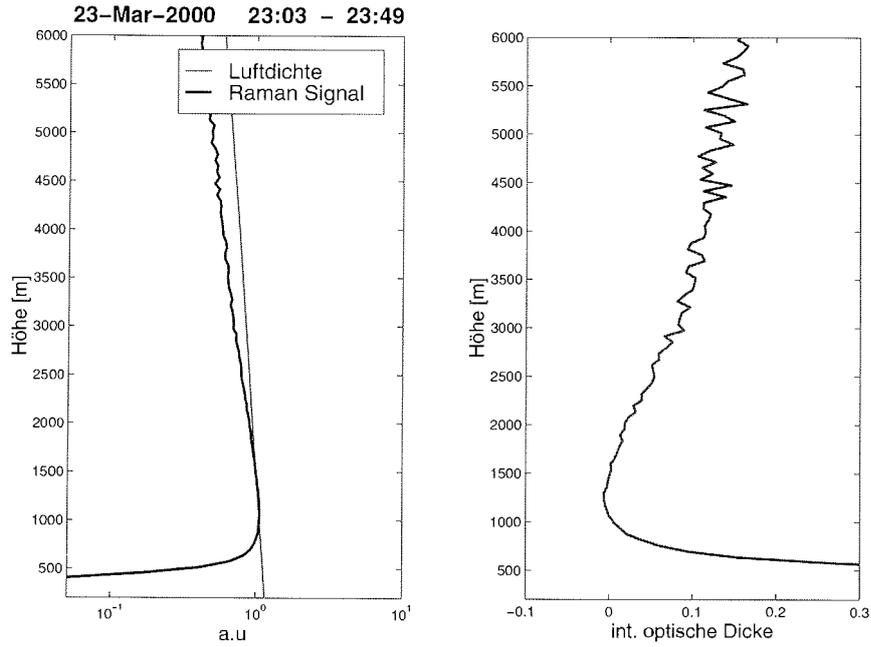


Abbildung 10.28: Höhenkorrigiertes Raman-Signal und Luftdichte (links); mit der Höhe akkumulierte Aerosol-optische-Dicke am 23.03.2000, 23:03-23:49 UTC (rechts)

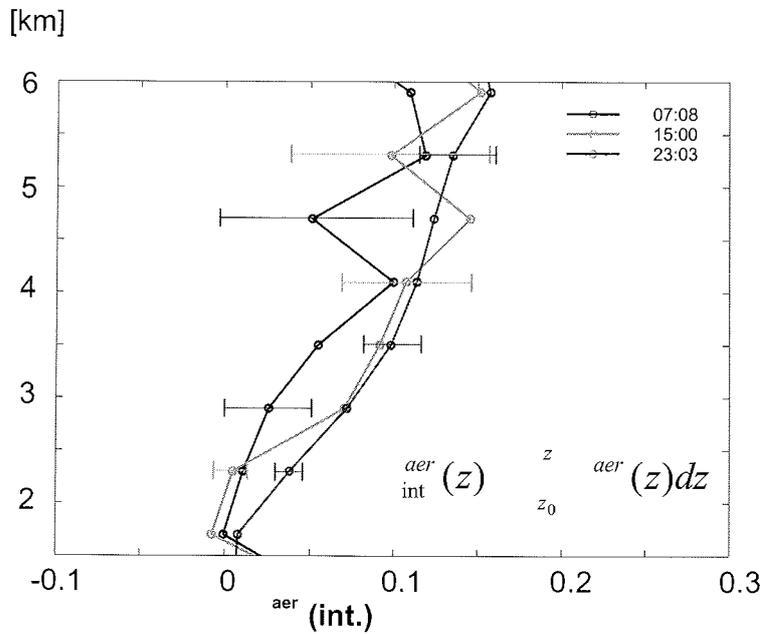


Abbildung 10.29: Mit der Höhe akkumulierte Aerosol-optische-Dicke am 23.03.2000, abgeleitet aus dem Raman-Kanal des KARL

Kapitel 11

Zusammenfassung und Ausblick

11.1 Zusammenfassung und Ergebnisse

Die Arktis ist aufgrund ihrer besonderen Strahlungsbedingungen (Polartag bzw. Polarnacht, teilweise hohe Bodenalbedo) eine Region, in der Aerosole in vielfältiger Form wirken können. Vor allem im Frühjahr beobachtet man Episoden, in denen anthropogene Aerosole aus Industrieregionen (Europa, Rußland, Nordamerika) in die Arktis transportiert werden. Während dieser „Arctic-Haze“-Ereignisse können Aerosolkonzentrationen erreicht werden, die vergleichbar mit denen in Industrieregionen sind. Um die Klimawirkung dieses Phänomens genauer zu untersuchen, wurde im Frühjahr 2000 die internationale Meßkampagne ASTAR auf und über Spitzbergen durchgeführt. Von Mitte März bis Mitte April wurden mit bodengebundenen, flugzeug- und satellitengetragenen Instrumenten die klimarelevanten Aerosolparameter gemessen. Die dort gemessenen Daten dienen als Grundlage zur Erstellung eines arktischen Aerosoldatensatzes, welcher in das regionale Klimamodell der Arktis HIRHAM implementiert werden soll. In dieser Arbeit wurde ein Weg skizziert, wie die Meßergebnisse der ASTAR-Kampagne mit diesem Modell verknüpft werden können. Dazu wurden die Meßgrößen den geforderten Parametern des Modells gegenübergestellt.

Den Hauptschwerpunkt dieser Arbeit bildete jedoch die Untersuchung der optischen Eigenschaften troposphärischer Aerosole in der Arktis mit Hilfe des Lidar-Verfahrens. Als Instrument wurde hierzu das Koldewey-Aerosol-Raman-Lidar KARL eingesetzt. Dieses Lidarsystem ist seit 1998 im Einsatz und mißt neben dem Rückstreuoeffizienten die Raman-Rückstreuung an N_2 -Molekülen und die Depolarisation. Die Entstehung, der Aufbau und die Weiterentwicklung bis hin zum Einsatz dieses Instrumentes während der ASTAR-Kampagne bildeten einen wesentlichen Teil dieser Arbeit. Mit dem KARL bietet sich so die Möglichkeit, Profile des Aerosolextinktionskoeffizienten auf zwei verschiedene Arten zu bestimmen.

1. Durch Messung der Raman-Rückstreuung kann der Extinktionskoeffizient unabhängig vom Rückstreuoeffizient und somit ohne Annahme eines Lidarverhältnisses, direkt abgeleitet werden. Aufgrund des um drei Größenordnungen geringeren Raman-Rückstreuquerschnitts und somit geringerer Signalinten-

sität läßt sich dieses Verfahren jedoch nur bei Dunkelheit anwenden. Mit dieser Methode konnten mit einer Höhenauflösung von 500 Metern und einer Zeitintegration über eine Stunde nachts Extinktionsprofile bis zu einer Höhe von 6 km, tags bis zu einer Höhe von 3,5 km abgeleitet werden.

2. Die zweite Möglichkeit, Aerosolextinktionsprofile zu bestimmen, besteht darin, das vom Lidar gemessene elastische Rückstreuersignal mit den flugzeuggetragenen Photometerprofilen zu kombinieren. Hier wird die gute Höhenauflösung und Signalqualität des Lidars genutzt. Diese Profile können sowohl tags als auch nachts zeitlich und vertikal hochaufgelöst bestimmt werden ($\Delta t = 2$ min, $\Delta h = 7,5$ m). Die Ableitung des Aerosolrückstreuoeffizienten geschieht hierbei mit Hilfe der Klett-Methode. Diese erfordert die Annahme eines höhenkonstanten Lidarverhältnisses. Dieses sogenannte Lidar-Verhältnis kann durch Iteration ebenfalls mit der Methode bestimmt werden. Eine weitere Voraussetzung bei Anwendung dieser Methode sind stabile Verhältnisse in der Atmosphäre während der Meßzeit, so daß eine Kombination beider Instrumente möglich ist.

Zunächst wurden mit Hilfe von Sensitivitätsstudien die Einsatzmöglichkeiten der Raman-Methode untersucht. Es zeigte sich hierbei, daß dieses Verfahren nur bei starken Haze-Ereignissen anwendbar ist. Die Nachweisgrenze dieser Methode liegt bei unserem System bei ca. $\alpha^{\text{Aer}} = 0,025 \text{ km}^{-1}$. Aerosolextinktionen, die unter diesem Wert liegen, können mit der Raman-Methode nicht nachgewiesen werden. Außerdem hängt die Nachweisgrenze entscheidend von der gewählten Höhen- und Zeitauflösung, sowie von Höhe und Dicke der Haze-Schicht ab. So ist es nicht möglich, höher gelegene, dünne und zeitlich variable Haze-Schichten aufzulösen. Brauchbare Ergebnisse werden bei starken bodennahen Haze-Schichten mit Zeitmittelungen über eine Stunde und eine Höhenauflösung von 120 Metern erreicht.

Die verschiedenen Verfahren wurden anhand von mehreren Beispieltagen während der ASTAR-2000-Kampagne angewendet. Dazu wurden Tage mit erhöhter Aerosolkonzentration in unterschiedlichen Schichten der Troposphäre ausgewählt. Der 23. März 2000 war dabei der Tag mit der höchsten Aerosol-optischen-Dicke ($\tau^{\text{Aer}} = 0,16$) während der gesamten Kampagne. Die über den ganzen Tag stabile Aerosolschicht trat in den unteren 3 bis 4 Kilometern der Troposphäre auf. Mit Hilfe des Lidars konnte hier die vertikale Struktur dieser Schicht untersucht werden. Dabei zeigte sich eine Feinstruktur, die mit Hilfe der Flugzeugmessungen alleine nicht aufgelöst werden konnte. Der 12. und 16. April 2000 waren Tage, an denen die Aerosolbelastung ebenfalls erhöht war. Die gemessenen Werte der optischen Dicke von 0,07 bis 0,10 reichten jedoch nicht an die Werte des 23. März heran. Beide Tage waren geprägt durch zeitlich und räumlich sehr fein strukturierte Schichten, die in der gesamten Troposphäre bis zu einer Höhe von 7 km beobachtet werden konnten.

Während mit der Kombination von Photometer und Rückstreu-Lidar für die drei oben beschriebenen Tage hochaufgelöste Extinktionsprofile und typische Aerosol-Lidarverhältnisse um 40 sr abgeleitet werden konnten, lieferte die Raman-Methode dagegen nur am 23. März aufgrund des späteren Übergangs zum Polartag Extinktionsprofile. Zur Validierung der Raman-Methode wurde das bodengebundene Sonnenphotometer eingesetzt. Hier zeigte sich eine gute Übereinstimmung der gemessenen optischen Dicke.

Als Ergebnisse aus den Lidarmessungen während der ASTAR-2000-Kampagne lassen sich folgende Punkte nennen:

- Während der ASTAR-Kampagne traten an insgesamt acht Tagen erhöhte Aerosolkonzentrationen (columnare optische Dicke τ^{Aer} zwischen 0,07 und 0,1), und an drei Tagen starke Haze Ereignisse ($\tau^{Aer} > 0,1$) auf.
- Grundsätzlich wurden zwei Arten von Höhenverteilungen der Aerosole beobachtet: bodennahe Aerosolschichten bis ca. 3 km Höhe (z.B. 23. März) und Aerosolschichten in der gesamten freien Troposphäre bis hin zur Tropopause (z.B. 12. und 16. April).
- Die Aerosolschichten waren entweder sehr stabil geschichtet (23. März) oder aber hatten eine sehr feine Strukturierung mit hoher zeitlicher und räumlicher Variabilität (12. und 16. April).

11.2 Ausblick

Die Meßdaten, die während der ASTAR-2000-Kampagne entstanden sind, bilden die Grundlage für die weitere Untersuchung der Klimawirksamkeit troposphärischer Aerosole in der Arktis. Im nächsten Schritt kann nun ein realistischer Eingangsdatensatz des troposphärischen arktischen Aerosols für das regionale Klimamodell HIRHAM erstellt werden. Hier ist nach geeigneten Wegen zu suchen, wie diese Verknüpfung zu realisieren ist. Eine Möglichkeit konnte in dieser Arbeit vorgestellt werden. Eine Schwierigkeit dabei besteht in der Parametrisierung der optischen Größen bzgl. der relativen Feuchte. Dennoch konnte in dieser Arbeit auf Grundlage der Vielfalt der Messungen und deren Analyse eine bisher noch nicht erreichte Qualität in der Charakterisierung des arktischen Aerosols erfolgen.

Diese Arbeit bildet einen wichtigen Teil zum Verständnis der vertikalen Verteilung und Ausdehnung der Aerosolschichten. Sie quantifiziert die optische Wirkung mit Hilfe des Rückstreu- und Extinktionskoeffizienten, bzw. der optischen Dicke. Dennoch ist dieses nur ein kleiner Ausschnitt aus dem umfangreichen gewonnenen Datenmaterial. Eine vollständige Charakterisierung und Auswertung der vorhandenen Meßdaten wird im Laufe des Jahres erfolgen. Ein wesentlicher Eckpunkt hierbei wird das Datentreffen aller ASTAR-Beteiligten Anfang Oktober 2000 in Tokyo sein. Dort können dann weitere Aussagen, etwa zur chemischen Zusammensetzung der Aerosole, gemacht werden.

Zur realistischen Beschreibung der Klimawirkung arktischer Aerosole ist neben der vertikalen auch eine Information über die horizontale Ausdehnung der Arctic-Haze-Schichten erforderlich. Hinsichtlich der horizontalen Verteilung von „Arctic Haze“ können in Zukunft Satellitensondierungen eine wichtige Rolle spielen. An dieser Stelle seien die für die nächsten Jahre geplanten Projekte SAGE III, PICASSO-CENA und GLAS genannt. Eine Schwäche der Satellitenmessungen besteht allerdings in der Untersuchung der unteren Luftschichten, vor allem der mittleren und unteren Troposphäre. Gerade inhomogene und dünne Aerosolschichten, wie sie bei „Arctic

Haze“ oder dünnen Cirren vorkommen, sind mit diesem Verfahren nicht auflösbar. Somit besteht weiterhin Bedarf an bodengebundenen Lidarmessungen vor Ort.

Hinsichtlich der Weiterentwicklung der Lidarbeobachtung mit KARL in Ny-Ålesund sollte der Schwerpunkt auf die Verbesserung der Nachweisgrenze der Raman-Methode gelegt werden. Dieses kann durch verbesserte Laser, Einsatz größerer Teleskope oder anderer Detektionstechniken geschehen. Zum Verständnis der Aerosolbildung und der dynamischen Aspekte beim Auftreten von „Arctic Haze“ ist es wichtig, hochaufgelöste Wasserdampf-Profile zur Verfügung zu haben. Da gerade in der Arktis die Bestimmung der Wasserdampfprofile mit Radiosondierungen schwierig ist (geringe Zeitauflösung, große Meßfehler), besteht hier eine weitere sinnvolle Einsatzmöglichkeit von KARL. Die Vorarbeiten hierzu wurden bereits im November 1999 geleistet. Um Langzeitstudien über Arctic-Haze-Ereignisse zu erstellen, sollten die Lidarmessungen soweit automatisiert werden, daß ein Routinemeßbetrieb mit dem an der Koldewey-Station beschäftigten Stationspersonal möglich wird.

Literaturverzeichnis

- Alekseeva, G. A., A. A. Arkharov, V. D. Galkin, E. I. Hagen-Thorn, I. N. Nikanorova, V. V. Novikov, V. P. Novopashany, E. V. Ruban und D. E. Shchegolev. The Pulkovo Spectrophotometric Catalog of Bright Stars in the range from 320 to 1080 nm. *Baltic Astronomy*, **5**, 603–838, 1996.
- AMAP. *AMAP Assessment Report: Arctic Pollution Issues*. Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Oslo, Norway, 1998.
- Angström, A. On the atmospheric transmission of sun radiation and on dust in the air. *Geogr. Ann.*, **11**, 156–166, 1929.
- Angström, A. Techniques of determining the turbidity of the atmosphere. *Tellus*, **13**, 214–223, 1961.
- Ansmann, A. Persönliche Mitteilung, 2000.
- Ansmann, A., M. Riebesell und C. Weitkamp. Measurement of atmospheric aerosol extinction profiles with a Raman Lidar. *Opt. Lett.*, **15**, 746–748, 1990.
- Ansmann, A., M. Riebesell, U. Wandinger, C. Weitkamp, E. Voss, W. Lahmann und W. Michaelis. Combined Raman Elastic-backscatter Lidar for vertical profiling of moisture, aerosol extinction, backscatter, and Lidar ratio. *J. Appl. Phys.*, **B55**, 18–28, 1992a.
- Ansmann, A., U. Wandinger, M. Riebesell und C. Weitkamp. Independent measurements of extinction and backscatter profiles in cirrus clouds by using a combined Raman elastic-backscatter Lidar. *Appl. Opt.*, **31**, 7113–7131, 1992b.
- Ansmann, A., U. Wandinger und C. Weitkamp. One-year observations of Mount-Pinatubo aerosol with an advanced Raman lidar over Germany at 53.5° N. *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 711–714, 1993.
- Baker, M. B. Cloud microphysics and climate. *Science*, **276**, 1072–1078, 1997.
- Beyerle, G. Untersuchungen stratosphärischer Aerosole vulkanischen Ursprungs und polarer stratosphärischer Wolken mit einem Mehrwellenlängen-Lidar auf Spitzbergen (79°N, 12°E). Ber. Polarforsch. 138, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, 1994.
- Beyerle, G. und R. Neuber. Depolarization of linear polarized light in Mie scattering processes, 1995. Pers. Mitt.

- Biele, J.** Polare stratosphärische Wolken: Lidar Beobachtungen, Charakterisierung von Entstehung und Entwicklung. Ber. Polarforsch. 303, 1999.
- Blanchet, J. P.** Toward estimation of climatic effects due to arctic aerosols. *Atmos. Environ.*, **23**, 2609–2625, 1989.
- Blanchet, J.-P.** *Mechanism of direct and indirect climate forcing by aerosols in the Arctic region.* J. Wiley & Sons, Chichester, 1994.
- Bodhaine, B. A. und E. G. Dutton.** A long-term decreases in the Arctic haze at Barrow, Alaska. *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 947–950, 1993.
- Bodhaine, B. A., N. B. Wood, E. G. Dutton und J. R. Slusser.** On Rayleigh optical depth calculations. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **16**, 1854–1861, 1999.
- Bohren, C. F. und D. R. Huffman.** *Absorption and scattering of light by small particles.* John Wiley & Sons, New York, 1983.
- Bronstein, I. N. und K. A. Semendjajew.** *Taschenbuch der Mathematik.* Verlag Harri Deutsch, Thun, 1981.
- Chandrasekhar, S.** *Radiative Transfer.* Univ. Press, Oxford, 1950.
- Charlson, R. J., S. E. Schwartz, J. M. Hales, R. D. Cess, J. A. Coakley, J. E. Hansen und D. J. Hofmann.** Climate forcing by anthropogenic aerosols. *Science*, **255**, 423–430, 1992.
- Christensen, J. H. und E. v. Meijgaard.** On the construction of a regional climate model. Tech. Report 92-14, DMI, Copenhagen, 1992.
- Christensen, J. H., O. B. Christensen, P. Lopez, E. v. Meijgaard und M. Botzet.** The HIRHAM4 regional atmospheric climate model. Sci. report, DMI, Copenhagen, 1996.
- Clarke, A. D., R. J. Charlson und L. F. Radke.** Airborne observations of arctic aerosol, IV: optical properties of Arctic Haze. *Geophys. Res. Lett.*, **11**, 405–408, 1984.
- Covert, D. S. und J. Heintzenberg.** Size distribution and chemical properties of aerosol at Ny-Ålesund, Svalbard. *Atmos. Environ.*, **27A**, 2989–2997, 1993.
- Covert, D. S., R. J. Charlson und N. C. Ahlquist.** A study of the relationship of chemical composition and humidity to light scattering by aerosols. *J. Appl. Meteor.*, **11**, 968–976, 1972.
- Curry, J. A., F. G. Meyer, L. F. Radke, C. A. Brock und E. E. Ebert.** Occurrence and characteristics of lower tropospheric ice crystals in the Arctic. *Intern. Jour. Climat.*, **10**, 749–764, 1990.
- Curry, J. A., W. B. Rossow, D. Randall und J. L. Schramm.** Overview of Arctic cloud and radiation characteristics. *J. Climate*, **9**, 1731–1764, 1996.
- d’Almeida, G. A., P. Koepke und E. P. Shettle.** *Atmospheric Aerosols—Global climatology and radiative characteristics.* A. Deepak Publ., Hampton, VA, USA, 1991.

- del Guasta, M., M. Morandi, L. Stefanutti, S. Balestri, E. Kyro, M. Rummukainen, R. Kivi, V. Rizi, B. Stein, C. Wedekind, B. Mielke, R. Matthey, V. Mitev und M. Douard. Lidar observation of spherical particles in a -65° cold cirrus observed above Sodankyla (Finland) during SESAME. *J. Aerosol Sci.*, **29**, 357–374, 1998.
- Dethloff, K., A. Rinke, R. Lehmann, J. H. Christensen, M. Botzet und B. Machenhauer. Regional climate model of the Arctic troposphere. *J. Geophys. Res.*, **101**, 23401–23422, 1996.
- Dickson, D. Aerosol's role simulated in new global warming model. *Nature*, **374**, 487, 1995.
- Donovan, D. P., J. A. Whiteway und A. I. Carswell. Correction for nonlinear photon-counting effects in lidar systems. *Appl. Opt.*, **32**, 6742–6753, 1993.
- Dowling, D. R. und L. F. Radke. A summary of the physical properties of cirrus clouds. *J. Appl. Meteor.*, **29**, 970–978, 1990.
- Dreiling, V. und W. Friederich. Spatial distribution of the Arctic Haze aerosol size distribution in western and eastern Arctic. *Atmos. Res.*, **44**, 133–152, 1997.
- Emery, C. A., R. Haberle und T. P. Ackermann. A one-dimensional modeling study of carbonaceous haze effects on the springtime Arctic environment. *J. Geophys. Res.*, **97**, 20599–20613, 1992.
- Feichter, J., U. Lohmann und I. Schult. The atmospheric sulfur cycle in ECHAM-4 and its impact on the shortwave radiation. *Climate Dynamics*, **13**, 235–246, 1997.
- Finlayson-Pitts, B. J. und J. N. Pitts. *Atmospheric Chemistry: Fundamentals and Experimental Techniques*. John Wiley & Sons, New York, 1986.
- Flyger, H., N. Z. Heidam, K. Hansen, W. J. Megaw, E. G. Walther und A. W. Hogan. The background level of the summer tropospheric aerosol, sulphur dioxide and ozone over Greenland and the North Atlantic Ocean. *J. Aerosol Sci.*, **7**, 103–140, 1976.
- Fortmann, M. Persönliche Mitteilung, 2000.
- Fouquart, Y. und H. Isaka. Sulfur emission, CNN, clouds and climate: a review. *Ann. Geophysicae*, **10**, 462–471, 1992.
- Fowler, L. und D. A. Randall. Liquid and ice cloud microphysics in the CSU General Circulation Model. Part II: Impact on cloudiness, the earth's radiation budget, and the general circulation of the atmosphere. *J. Climate*, **19**, 530–560, 1996.
- Fréjafon, E., J. Kasparian, P. Rambaldi, J. Yu, B. Vezin und J. P. Wolf. 3D-Analysis of urban aerosols using a combined Lidar-SEM-X-Ray Method. *Appl. Opt.*, **37**, 2231–2237, 1997.

- Freund, J.** Aerosol optical depth in the Canadian Arctic. *Atmos. Ocean. Phys.*, **21**, 158–167, 1983.
- Fröhlich, C. und G. E. Shaw.** New determination of Rayleigh scattering in the terrestrial atmosphere. *Appl. Opt.*, **19**, 1773–1775, 1982.
- Gathen, P. v. d.** Aerosol extinction and backscatter profiles by means of a multiwavelength Raman Lidar: a new method without a priori assumptions. *Appl. Opt.*, **34**, 463–466, 1995.
- Goody, R. M. und Y. L. Yung.** *Atmospheric radiation: Theoretical Basis*. Univ. Press, Oxford, 1989.
- Halldorsson, T. und J. Langerholm.** Geometrical form factors for the lidar function. *Appl. Opt.*, **17**, 240–244, 1978.
- Hänel, G.** The properties of atmospheric aerosol particles as functions of the relative humidity at thermodynamic equilibrium with the surrounding moist air. *Adv. Geophys.*, **19**, 73–188, 1979.
- Harris, J. M.** Analysis of 10-day isentropic flow patterns for Barrow, Alaska: 1985–1992. *J. Geophys. Res.*, **99**, 25845–25855, 1994.
- Hartmann, D. L.** Radiative effects on clouds on earth's climate. *Aerosol-Cloud-Climate-interactions*, Seiten 151–170, 1993.
- Hartmann, J.** Persönliche Mitteilung, 2000.
- Hegg, D. A., D. S. Covert, M. J. Rood und P. V. Hobbs.** Measurements of optical properties in marine air. *J. Geophys. Res.*, **101**, 12893–12903, 1996a.
- Hegg, D. A., P. V. Hobbs, S. Gasso, J. D. Nance und A. L. Rango.** Aerosol measurements in the Arctic relevant to direct and indirect forcing. *J. Geophys. Res.*, **101**, 23349–23363, 1996b.
- Heintzenberg, J.** Arctic Haze: Air pollution in polar regions. *Ambio*, **18**, 50–55, 1989.
- Heintzenberg, J.** Aerosols and climate change. *J. Aerosol Sci.*, **26**, S1–S2, 1995.
- Heintzenberg, J. und C. Leck.** Seasonal variation of the atmospheric aerosol near the top of the marine boundary layer over Spitsbergen related to the Arctic sulphur cycle. *Tellus*, **46B**, 52–67, 1994.
- Heintzenberg, J., H.-C. Hansson und H. Lannefors.** The chemical composition of Arctic Haze at Ny-Ålesund, Spitsbergen. *Tellus*, **33**, 162–171, 1981.
- Herber, A.** *Untersuchungen der optischen Eigenschaften des Aerosols in den Polargebieten*. Dissertation, Universität Leipzig, 1992.
- Herber, A.** Persönliche Mitteilung, 2000.

- Herber, A., A. Albrecht, K. Dethloff, M. Fortmann, H. Gernandt, R. Neuber, J. Notholt, A. Rinke und R. Schumacher. Aerosol measurements at Ny-Ålesund/Spitsbergen and its possible climate impact. Second Internat. Symposium Environm. Res. in the Arctic and Fifth Ny-Ålesund Scientific Seminar, 2000a.
- Herber, A., H. Gernandt, U. Leiterer, L. W. Thomason, T. Albrecht, J. Kaptur, M. Lamakin, J. Notholt und K. H. Schulz. Day and night time optical observations of aerosols in the Arctic - methods and results, 2000b.
- Herber, S., A. Debatin, J. Graeser, H. Gernandt, K. H. Schulz, A. Naebert, G. Gundermann und G. Aleksseva. *Measurements of the spectral optical depth of aerosol with moon and star light during polar night 1994/95 and 1995/96 in Ny-Ålesund, Spitsbergen*. Proceedings of the IRS 1996, Fairbanks, Alaska, 1996.
- Hess, M., P. Koepke und I. Schult. Optical properties of aerosols and clouds: the software package OPAC. *Bull. Am. Met. Soc.*, **79**, 831–844, 1998.
- Immler, F. *Lidar-Fernerkundung von troposphärischem Ozon und Aerosol in einer urbanen Umgebung*. Dissertation, Freie Universität Berlin, 1999.
- Inabe, H. Detection of atoms and molecules by Raman scattering and resonance fluorescence. In E. D. Hinkley (Hg.), *Laser monitoring of the atmosphere*, Kap. 5, Seiten 153–236. Springer, Berlin, 1976.
- IPCC. *Climate Change 1995. The Science of Climate Change*. University Press, Cambridge, 1996.
- Jaenicke, R. Über die Dynamik atmosphärischer Aitkenteilchen. *Ber. Bunsengesellschaft Phys. Chem.*, **82**, 1198–1202, 1978.
- Jaeschke, W., N. Beltz, J. P. Dierssen, W. Haunold, U. Krischke, A. Reinecke, T. Salkowski und J. v. Trümbach. Measurements of the distribution of trace substances in the Arctic troposphere. *Atmos. Res.*, **44**, 199–221, 1997.
- Jayaweera, K. und T. K. Ohtake. Concentration of ice crystals in Arctic stratus clouds. *Atmos. Res.*, **7**, 199–207, 1973.
- Junge, C. *Air Chemistry and Radioactivity*. Academic Press, New York, 1963.
- Kaiser, J. F. und W. A. Reed. Data smoothing using low-pass digital filters. *Rev. Sci. Instrum.*, **48**, 1447–1454, 1977.
- Kasten, F. und A. T. Young. Revised optical air mass tables and approximation formula. *Appl. Opt.*, **28**, 4735–4638, 1989.
- Khattatov, V. U., A. E. Tyabotov, A. P. Aleseyev, A. A. Postnov und E. A. Stulov. Aircraft lidar studies of the Arctic Haze and their meteorological interpretation. *Atmos. Res.*, **44**, 99–111, 1997.
- Kiehl, J. T. und B. P. Briegleb. The relative roles of sulfate aerosols and greenhouse gases in climate forcing. *Science*, **260**, 311–314, 1993.

- Klett, J. D. Stable analytical inversion solution for processing lidar returns. *Appl. Opt.*, **20**, 211–220, 1981.
- Klett, J. D. Lidar inversion with variable backscatter/extinction ratios. *Appl. Opt.*, **24**, 1638–1643, 1985.
- Köpke, P., M. Hess, I. Schult und E. P. Shettle. Global Aerosol Data Set. Report 23, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, 1997.
- Koschmieder, H. Theorie der horizontalen Sichtweite. *Beitr. Phys. Atmos.*, **12**, 33–34, 1924.
- Kriews, M. *Charakterisierung mariner Aerosole in der Deutschen Bucht sowie Prozeßstudien zum Verhalten von Spurenmetallen beim Übergang Atmosphäre/Meerwasser*. Dissertation, Universität Hamburg, 1992.
- Kuze, H., H. Kinjo, Y. Sakurada und N. Takeuchi. Field-of-view dependence of lidar signals by use of Newtonian and Cassegrainian telescopes. *Appl. Opt.*, **37**, 3128–3132, 1999.
- Leiterer, U. Klimaschwankungen und Aerosoltransport in der Antarktis und Arktis. *Z. Meteorol.*, **41**, 343–349, 1991.
- Leiterer, U. und J. Graeser. Arctic Haze - März 1989. *Z. Meteorol.*, **40** (1), 64–66, 1990.
- Leiterer, U., A. Naebert, T. Naebert und G. Alekseeva. A New Star Photometer developed for spectral aerosol optical thickness measurements in Lindenberg. *Contr. Atmos. Phys.*, **68**, 133–141, 1995.
- Leiterer, U., D. Nagel und R. Stolte. Typical vertical profiles of aerosol spectral extinction coefficients derived from observations of direct solar radiation during the aircraft experiments Arctic Haze 94/95 and Merisec 93/94. *Atmos. Res.*, **44**, 73–88, 1997.
- Lenoble, J. *Radiative transfer in scattering and absorbing atmospheres: standard computational procedures*. A. Deepak Publ., Hampton, 1985.
- Linke, F. und F. Baur. *Meteorologisches Taschenbuch*. Akademische Verlagsgesellschaft Geest & Portig, Leipzig, 1970.
- Liou, K.-N. Influence of cirrus clouds on weather and climate processes: a global perspective (Review). *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1167–1199, 1986.
- London, J. A study of the atmospheric heat balance. Final Report AF19(122)-165, New York University, 1957.
- McCormick, M. P. und P. H. Wang. Satellite occultation measurements of the Earth's atmosphere using SAM II, SAGE and SAGE II. Seiten 183–202, 1995.
- Measures, R. M. *Laser remote sensing, Fundamentals and Applications*. John Wiley & Sons, 1984.

- Mie, G. Beiträge zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metallösungen. *Ann. d. Physik*, **4**, 377–445, 1908.
- Nagel, D. *Analyse der optischen Eigenschaften des arktischen Aerosols*. Dissertation, Universität Leipzig, 1999.
- Ohtake, T. K., K. Jayaweera und K.-I. Sakurai. Observation of ice crystal formation in lower Arctic atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 2898–2904, 1982.
- Ottar, B., J. M. Pacyna und T. C. Berg. Aircraft measurements of air pollution in the Norwegian Arctic. *Atmos. Environ.*, **20**, 87–100, 1986.
- Penndorf, R. Tables of the refractive index for standard air and the Rayleigh scattering coefficient for the spectral region between 0.2 and 20 μ and their application to atmospheric optics. *J. Opt. Soc. Am.*, **47**, 176–182, 1957.
- Platt, C. M. R. und A. C. Dilley. Remote sounding of high clouds. IV: observed-temperature variations in cirrus optical properties. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1069–1082, 1981.
- Pollack, J. B. und J. N. Cuzzi. Scattering by nonspherical particles of size comparable to a wavelength: a new semi-empirical theory and its application to tropospheric aerosols. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 868–881, 1980.
- Raatz, W. E. Observations of Arctic Haze during the Ptarmigan weather reconnaissance flights, 1948–1961. *Tellus*, **36B**, 126–136, 1984.
- Raatz, W. E. The climatology and meteorology of Arctic air pollution. In E. D. Hinkley (Hg.), *Pollution of the Arctic atmosphere*, Seiten 13–42. Elsevier Sci. Publ., New York, USA, 1991.
- Raatz, W. E. und G. E. Shaw. Long-range tropospheric transport of pollution aerosols into the Alaskan Arctic. *J. Clim. Appl. Meteor.*, **23**, 1052–1064, 1984.
- Radionov, V. F., M. S. Marshunova, Y. N. Rusina, K. Y. Lubo-Lesnichenko und Y. Y. Pimanova. Atmospheric aerosol turbidity over polar regions. *J. Atmos. Ocean. Phys.*, **30(6)**, 762–766, 1995.
- Radke, L. F., J. H. Lyons, D. A. Hegg und P. V. Hobbs. Airborne observations of arctic aerosol, I: characteristics of Arctic Haze. *Geophys. Res. Lett.*, **11**, 393–396, 1984.
- Rinke, A. und K. Dethloff. Regional hochaufgelöste Simulationen der Arktis. *Ann. Meteorol.*, **34**, 165–166, 1997.
- Rödel, W. *Physik unserer Umwelt*. Springer Verlag, Berlin, 1994.
- Ruppersberg, G. H., M. Kerschner, M. Noormohammadian, U. G. Ooppel und W. Renger. The influence of multiple scattering on Lidar returns by Cirrus Clouds and an effective inversion algorithm for the extinction coefficient. *Beitr. Phys. Atmosph.*, **70**, 91–107, 1997.
- Saleh, B. *Photoelectron statistics*. Springer-Verlag, Berlin, 1978.

- Schnell, R. C. Arctic Haze and the Arctic Gas and Aerosol Sampling Program (AGASP). *Geophys. Res. Lett.*, **11**, 361–364, 1984.
- Schnell, R. C. und W. E. Raatz. Vertical and horizontal characteristics of Arctic Haze during AGASP: Alaskan arctic. *Geophys. Res. Lett.*, **11**, 369–372, 1984.
- Seinfeld, J. H. *Atmospheric Chemistry and Physics of Air Pollution*. John Wiley & Sons, New York, 1986.
- Shaw, G. E. The vertical distribution of atmospheric aerosols at Barrow, Alaska. *Tellus*, **27**, 39–49, 1975.
- Shaw, G. E. Properties of the background global aerosol and their effects on climate. *Science*, **192**, 1334–1336, 1976.
- Shaw, G. E. Atmospheric turbidity in the polar regions. *J. Appl. Meteor.*, **21**, 1080–1088, 1982.
- Shaw, G. E. The Arctic Haze phenomenon. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **76**, 2403–2413, 1995.
- Shaw, G. E., K. Stamnes und Y. X. Hu. Arctic Haze: perturbation to the radiation field. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **51**, 227–235, 1993.
- Shettle, E. P. und R. W. Fenn. Models for the aerosols in the lower atmosphere and effects of humidity variations on their optical properties. Environm. Res. Papers 676, Air Force System Command, 1979.
- Skuratov, S. Vertical profiles of Arctic Haze aerosol in spring 1994 obtained by using spectrophotometric measurements. *Atmos. Res.*, **44**, 113–124, 1997.
- Stebel, K. *Lidar-Beobachtungen stratosphärischer Aerosole in der Arktis über Spitzbergen (79° N, 12° O)*. Dissertation, Universität Bremen, 1998.
- Teillet, P. M. Rayleigh optical depth comparisons from various sources. *Appl. Opt.*, **29**, 1897–1900, 1990.
- Toon, O. B. und J. B. Pollack. A global average model of atmospheric aerosols for radiative transfer calculations. *J. Appl. Meteor.*, **15**, 225–246, 1976.
- Valero, F. P. J., T. P. Ackerman und W. J. Y. Gore. The absorption of solar radiation by the Arctic atmosphere during the haze season and its effects on the radiation balance. *Geophys. Res. Lett.*, **11**, 465–468, 1984.
- van de Hulst. *Light scattering by small particles*. Dover Publications, Inc, New York, 1981.
- Vinogradova, A. A. und V. A. Egorov. Long-range pollutant transport into the Russian Arctic. *Atmos. Ocean. Phys.*, **32**, 731–737, 1996.
- Wandinger, U., A. Ansmann, J. Reichardt und T. Dethler. Determination of stratospheric aerosol microphysical properties from independent extinction and backscattering measurements with a Raman Lidar. *Appl. Opt.*, **34**, 8315–8329, 1995.

- Warren, G.** Optical constants of ice from the ultraviolet to the microwave. *Appl. Opt.*, **23**, 1206–1225, 1984.
- Wendisch, M. und W. Hoyningen-Huene.** Possibility of refractive index determination of atmospheric aerosols particles by groundbased solar extinction and scattering measurements. *Atmos. Env.*, **28**, 785–792, 1994.
- Wendling, P., R. Wendling, W. Renger, D. S. Covert, J. Heintzenberg und P. Moerl.** Calculated radiative effects of Arctic Haze during a pollution episode in spring 1983 based on ground-based and airborne measurements. *Atmos. Environ.*, **19**, 2181–2193, 1985.
- Whiteman, D. N.** Application of statistical methods to the determination of slope in lidar data. *Appl. Opt.*, **38**, 3360–3369, 1999.
- Wiscombe, W. J.** Improved Mie scattering algorithms. *Appl. Opt.*, **19**, 1505–1509, 1980.
- Yamanouchi, T. und A. Herber.** Forthcoming Arctic field campaign ASTAR 2000 (Arctic Study of Tropospheric Aerosol and Radiation). *Memoirs of National Institute of Polar Research, Special Issue*, **54**, 2000.
- Young, A. T.** Revised depolarization corrections for atmospheric extinction. *Appl. Opt.*, **19**, 3427–3428, 1980.
- Young, A. T.** Rayleigh scattering. *Appl. Opt.*, **20**, 533–535, 1981.

Anhang A

Messungen während ASTAR-2000

Tag	Meßzeit Lidar	P4-Meßzeit	P4-NyA	Typ	Sun	Star	Bemerkung (Lidar)
20.03.	11:13 - 18:23	—	—	clear	X		klar, später tiefe Wolken
22.03.	06:25 - 17:23	—	—	clear	X		Wolken (4,5 km), klar, Wolken (1,5 km)
23.03.	04:49 - 24:00	11:15 - 12:39	X	Haze	X	X	1-3,5 km, später Zirrus
24.03.	12:29 - 24:00	09:54 - 12:30	(X)	Haze		X	Wolken (5-6 km), später Haze 1-2 km
25.03.	00:00 - 24:00	08:30 - 10:34	X	erhöht	X	X	Haze 1-2 km, klar, Haze 1-2,5 km
28.03.	01:31 - 24:00	10:18 - 13:23	X	erhöht	X		1-3.5 km, später Zirrus
01.04.	09:09 - 11:40	09:41 - 11:09	(X)	Haze	X		Haze, Wolken 1-2 km
06.04.	10:08 - 24:00	—	—	erhöht	X		Wolken, mehrere Schichten
07.04.	00:00 - 12:19	14:02 - 16:58	(X)	erhöht	X		mehrere Schichten bis 9 km
11.04.	13:36 - 22:47	—	—	Haze	X		Haze 2-4 km, später Wolken 2-3 km, 7-9 km
12.04.	07:45 - 24:00	14:55 - 17:02	X	erhöht	X		Wolken in 1-3km, später Haze bis 6 km
13.04.	00:00 - 24:00	15:13 - 18:29	X	Haze	X		mehrere Schichten, später Wolken 6-8 km
16.04.	00:00 - 24:00	15:41 - 17:37	X	erhöht			Haze, mehrere Schichten 3-7 km
19.04.	02:20 - 24:00	18:10 - 19:19	—	erhöht	X		Haze, mehrere Schichten 2-7.5 km
20.04.	10:03 - 16:37	11:55 - 12:15	X	erhöht	X		mehrere Schichten 2-7.5 km

Tabelle A.1: Übersicht über die Meßtage und Meßzeiten, an denen KARL erhöhte Aerosolbelastung in der Atmosphäre detektiert hat. Angegeben sind die Lidarmeßzeiten (2. Spalte), die Photometermeßzeiten, wenn parallel Flugzeugmessungen stattfanden (3. Spalte). Fanden die Flugzeugmessungen über Ny-Ålesund stand, so ist dies in der 4. Spalte markiert, (X) meint: in der Nähe von Ny-Ålesund. Die 5. Spalte gibt die Aerosolbelastung auf Basis der bodengebundenen Photometermessungen an (Haze: $\tau^{Aer} > 0,1$; erhöht: $0,06 < \tau^{Aer} < 0,1$). Spalte 8 enthält Informationen über die Höhenverteilung der rückstreuenden Teilchen, wie sie KARL gemessen hat.

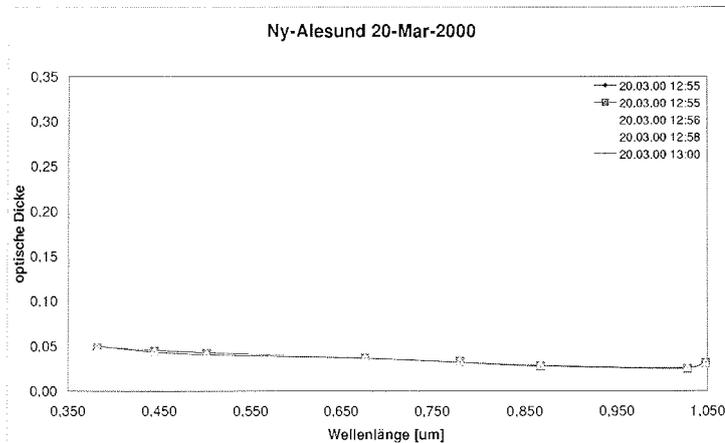
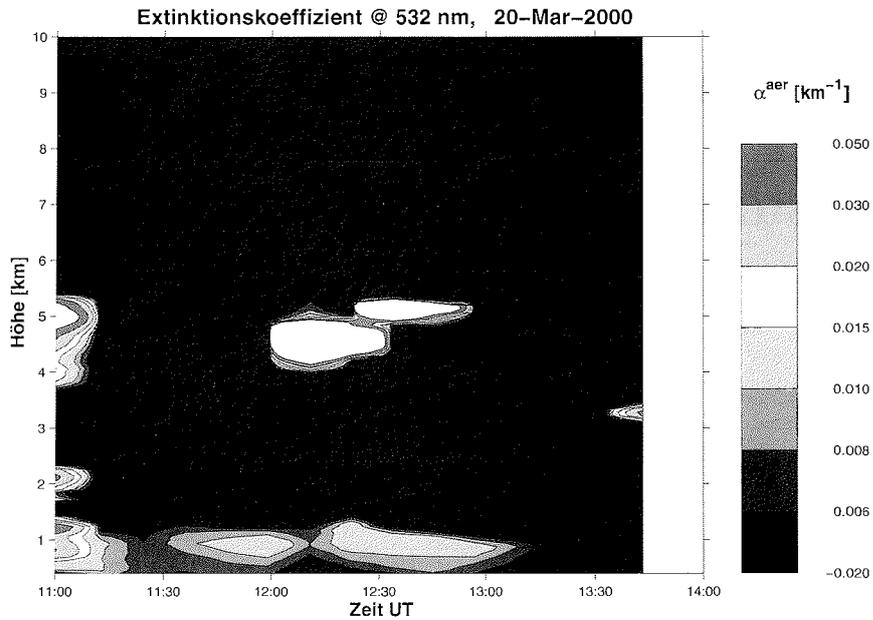


Abbildung A.1: Höhenzeitschnitt des Extinktionskoeffizienten (oben) gemessen mit KARL und Spektrum der Aerosol-optischen-Dicke gemessen mit dem bodengebundenen Sonnenphotometer (unten) am 20. März 2000

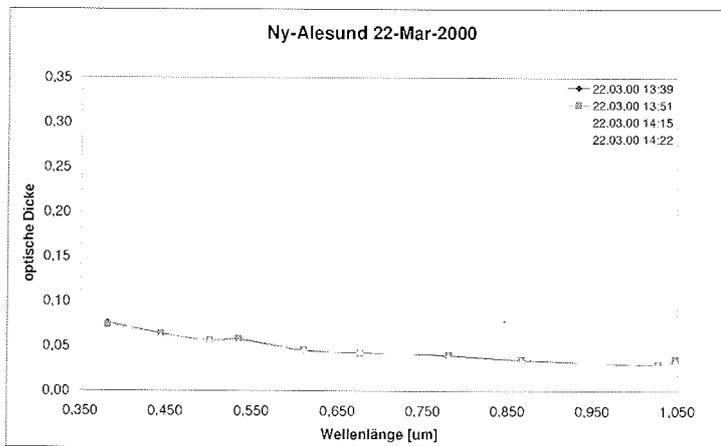
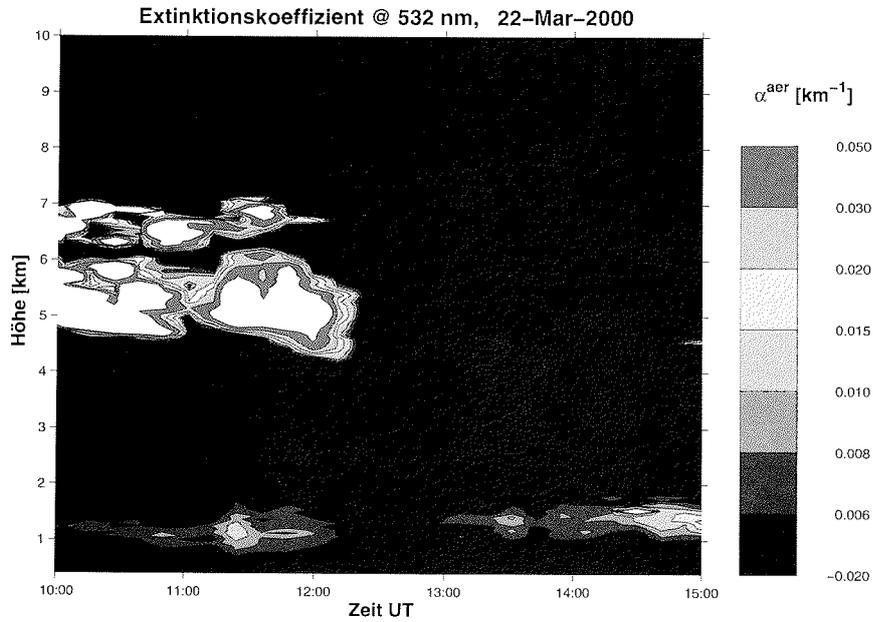


Abbildung A.2: Höhenzeitschnitt des Extinktionskoeffizienten (oben) gemessen mit KARL und Spektrum der Aerosol-optischen-Dicke gemessen mit dem bodengebundenen Sonnenphotometer (unten) am 22. März 2000

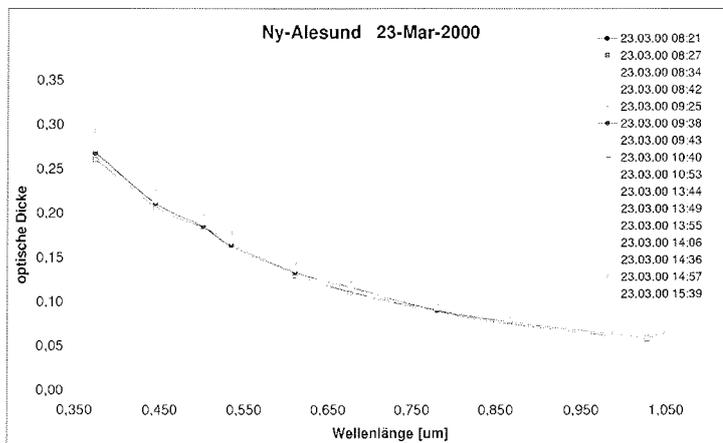
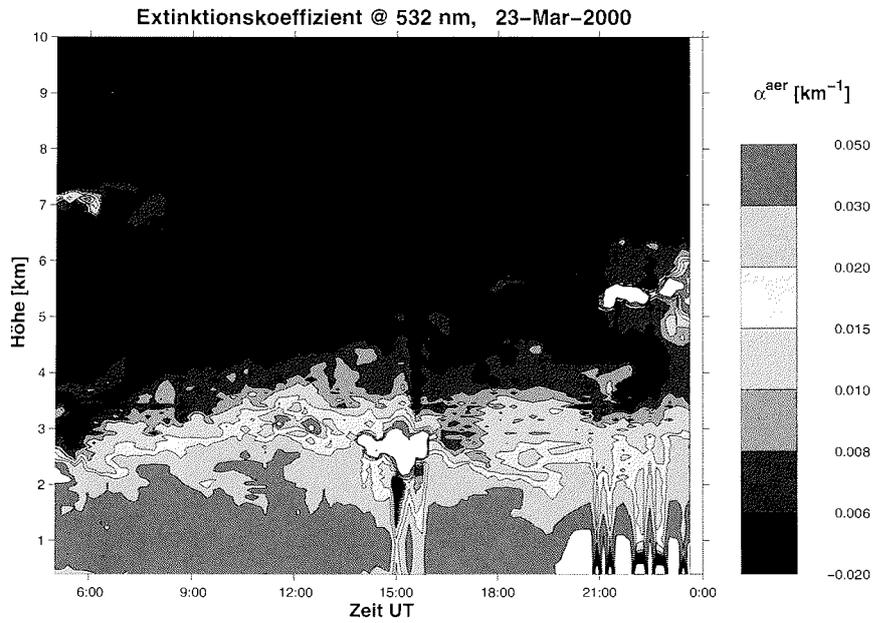


Abbildung A.3: Höhenzeitschnitt des Extinktionskoeffizienten (oben) gemessen mit KARL und Spektrum der Aerosol-optischen-Dicke gemessen mit dem bodengebundenen Sonnenphotometer (unten) am 23. März 2000

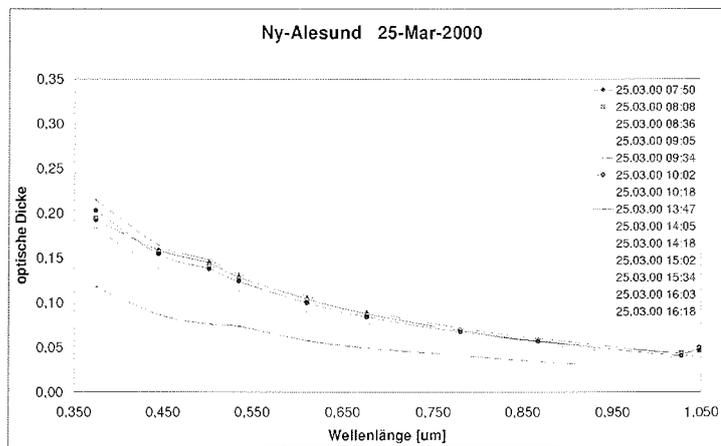
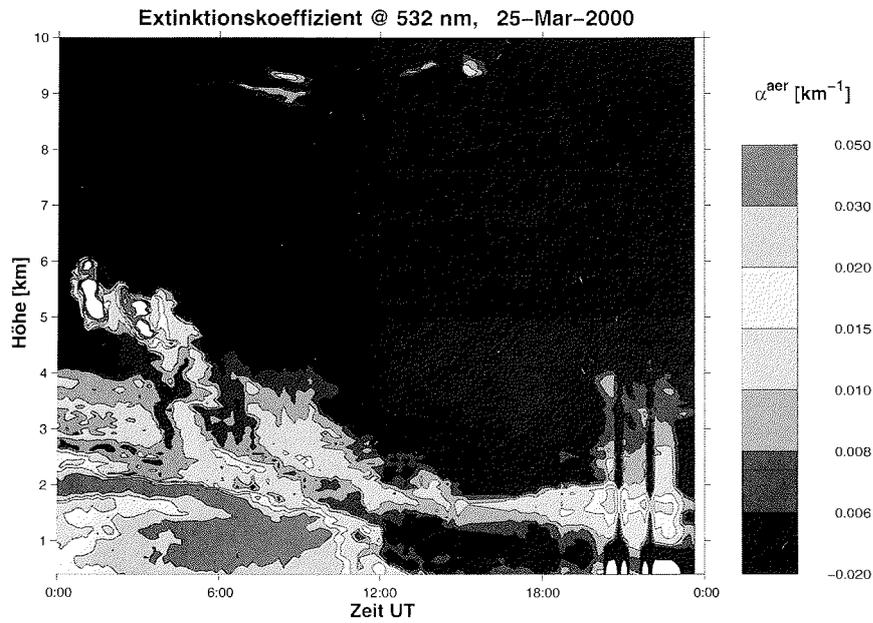


Abbildung A.4: Höhenzeitschnitt des Extinktionskoeffizienten (oben) gemessen mit KARL und Spektrum der Aerosol-optischen-Dicke gemessen mit dem bodengebundenen Sonnenphotometer (unten) am 25. März 2000

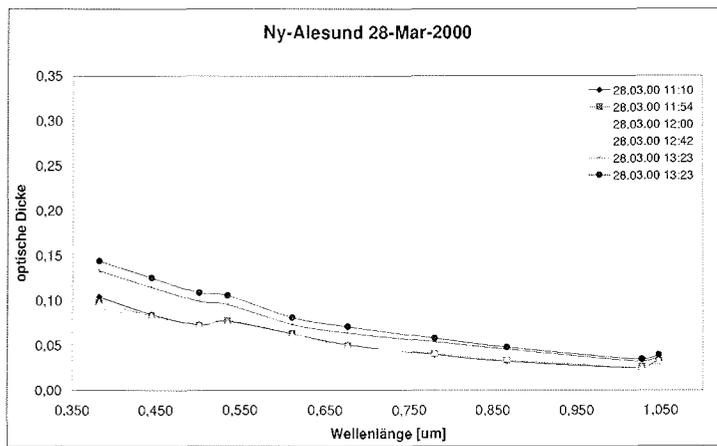
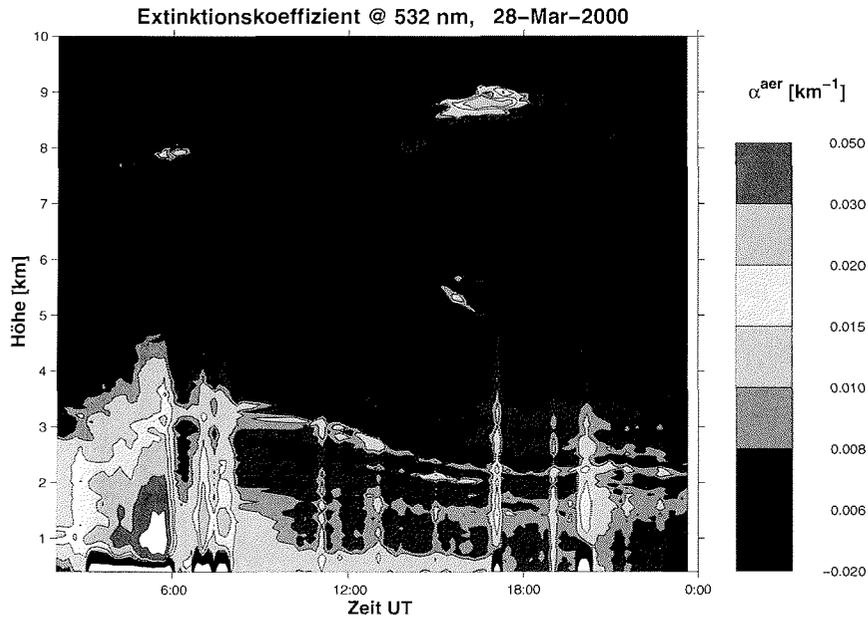


Abbildung A.5: Höhenzeitschnitt des Extinktionskoeffizienten (oben) gemessen mit KARL und Spektrum der Aerosol-optischen-Dicke gemessen mit dem bodengebundenen Sonnenphotometer (unten) am 28. März 2000

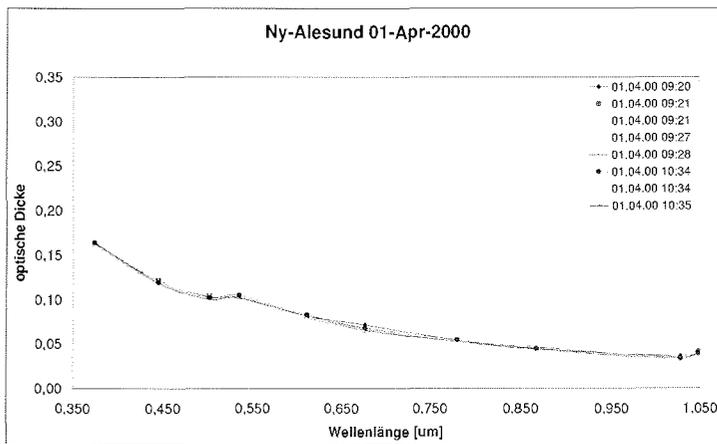
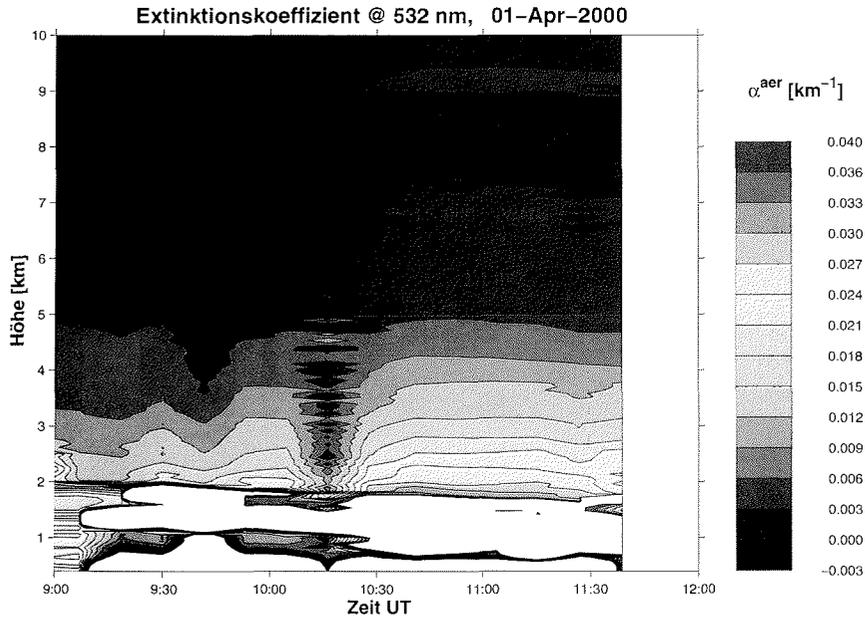


Abbildung A.6: Höhenzeitschnitt des Extinktionskoeffizienten (oben) gemessen mit KARL und Spektrum der Aerosol-optischen-Dicke gemessen mit dem bodengebundenen Sonnenphotometer (unten) am 01. April 2000

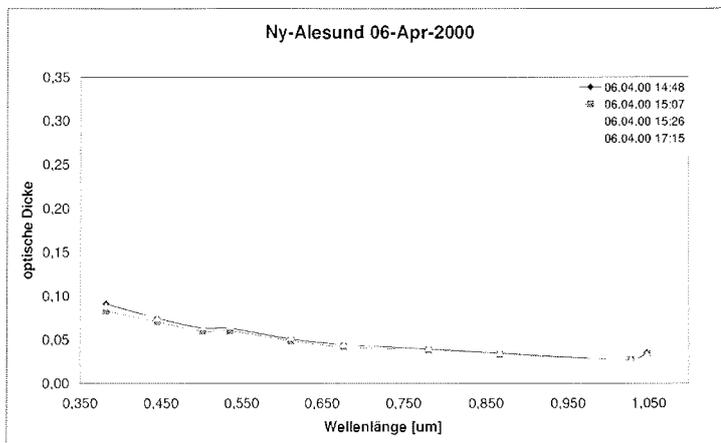
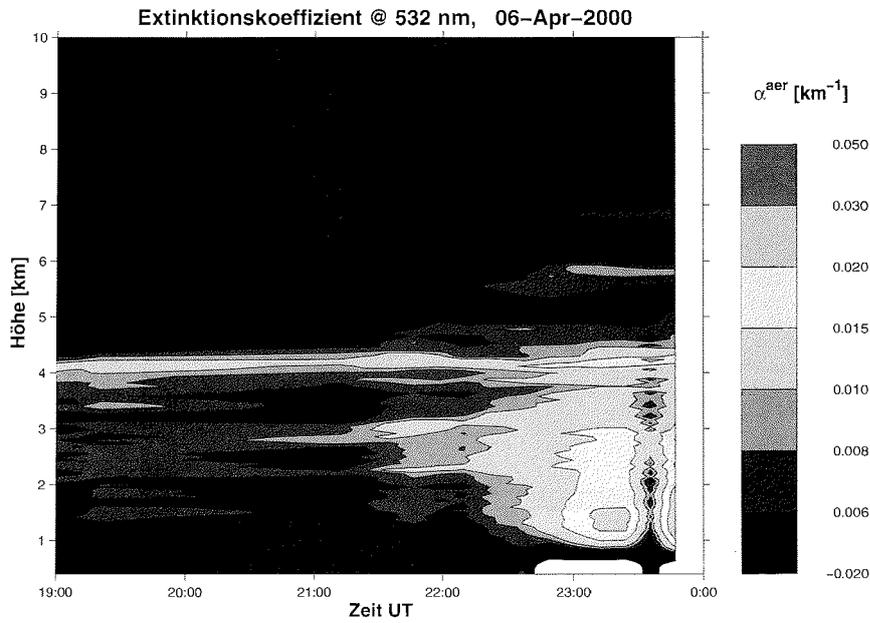


Abbildung A.7: Höhenzeitschnitt des Extinktionskoeffizienten (oben) gemessen mit KARL und Spektrum der Aerosol-optischen-Dicke gemessen mit dem bodengebundenen Sonnenphotometer (unten) am 06. April 2000

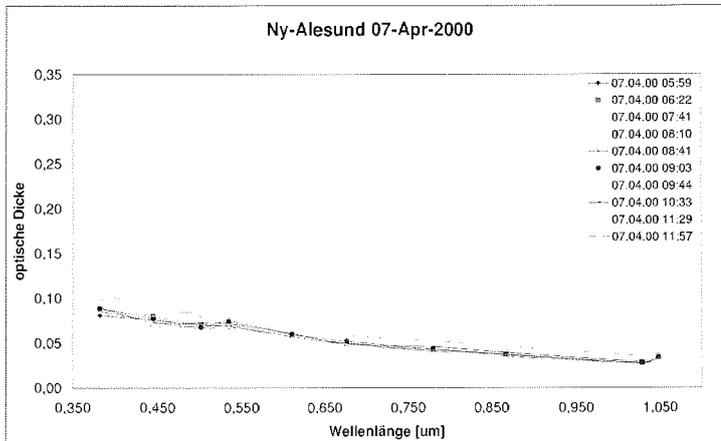
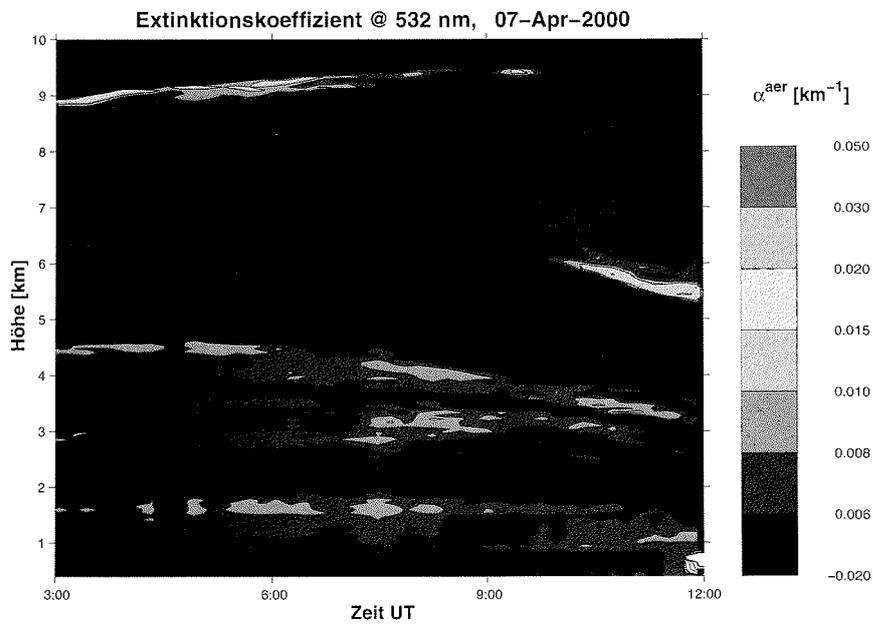


Abbildung A.8: Höhenzeitschnitt des Extinktionskoeffizienten (oben) gemessen mit KARL und Spektrum der Aerosol-optischen-Dicke gemessen mit dem bodengebundenen Sonnenphotometer (unten) am 07. April 2000

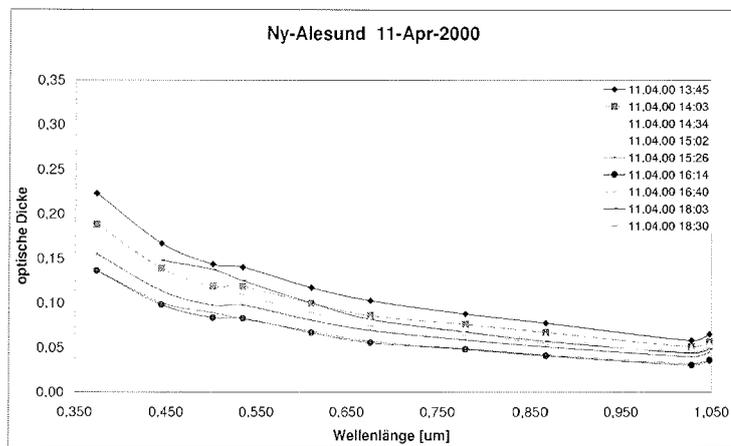
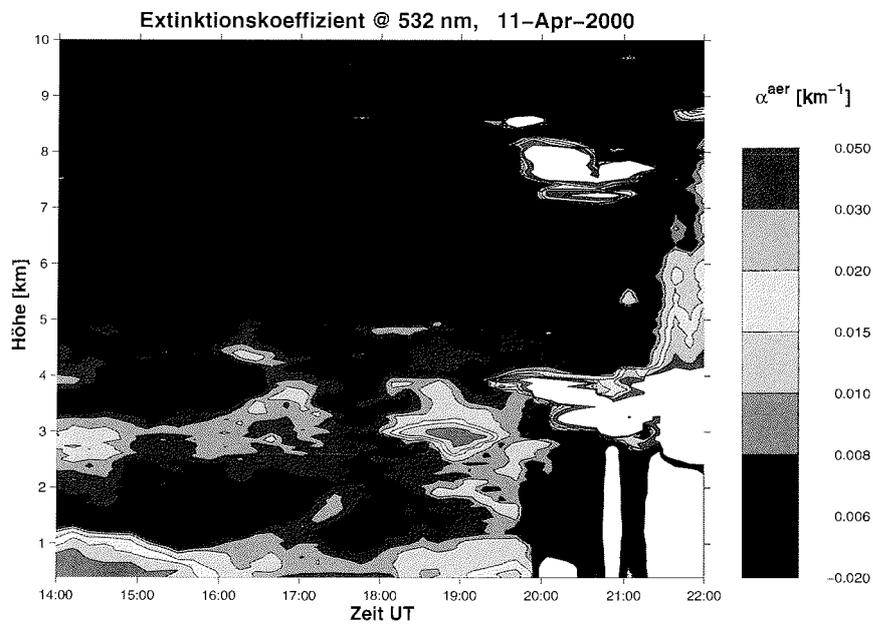


Abbildung A.9: Höhenzeitschnitt des Extinktionskoeffizienten (oben) gemessen mit KARL und Spektrum der Aerosol-optischen-Dicke gemessen mit dem bodengebundenen Sonnenphotometer (unten) am 11. April 2000

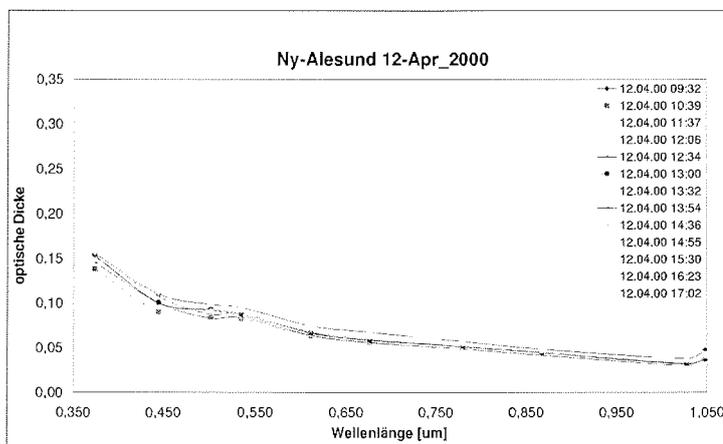
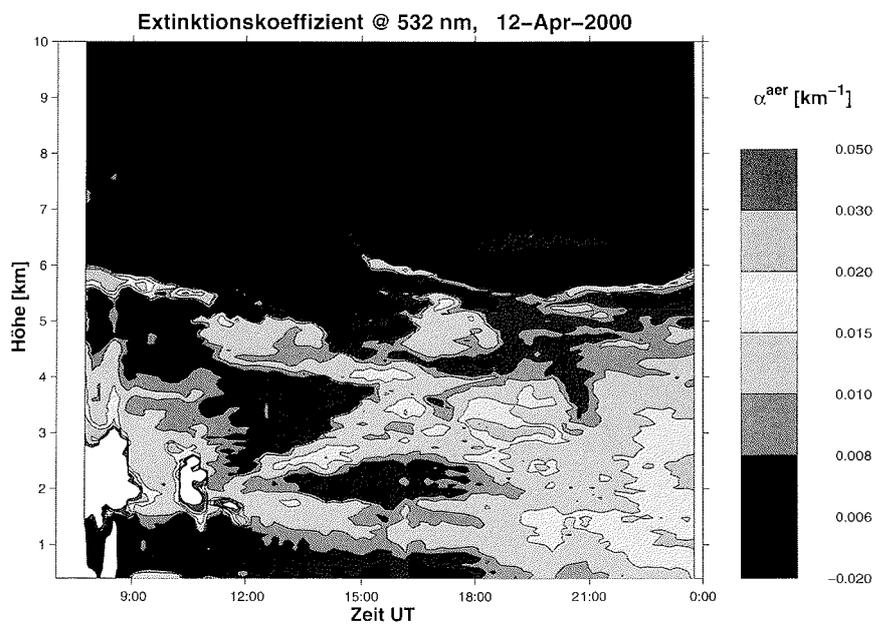


Abbildung A.10: Höhenzeitschnitt des Extinktionskoeffizienten (oben) gemessen mit KARL und Spektrum der Aerosol-optischen-Dicke gemessen mit dem bodengebundenen Sonnenphotometer (unten) am 12. April 2000

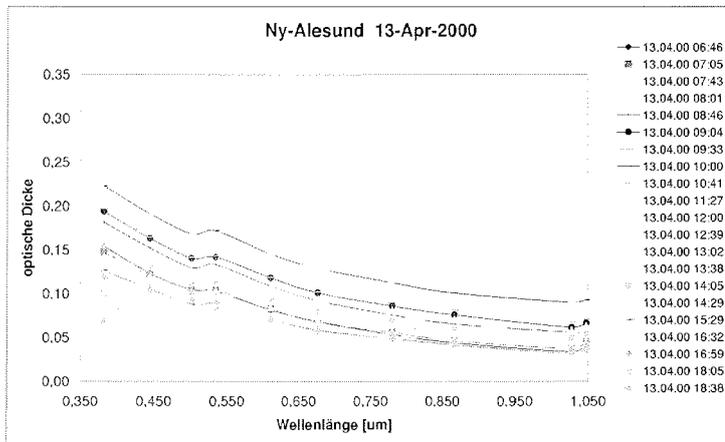
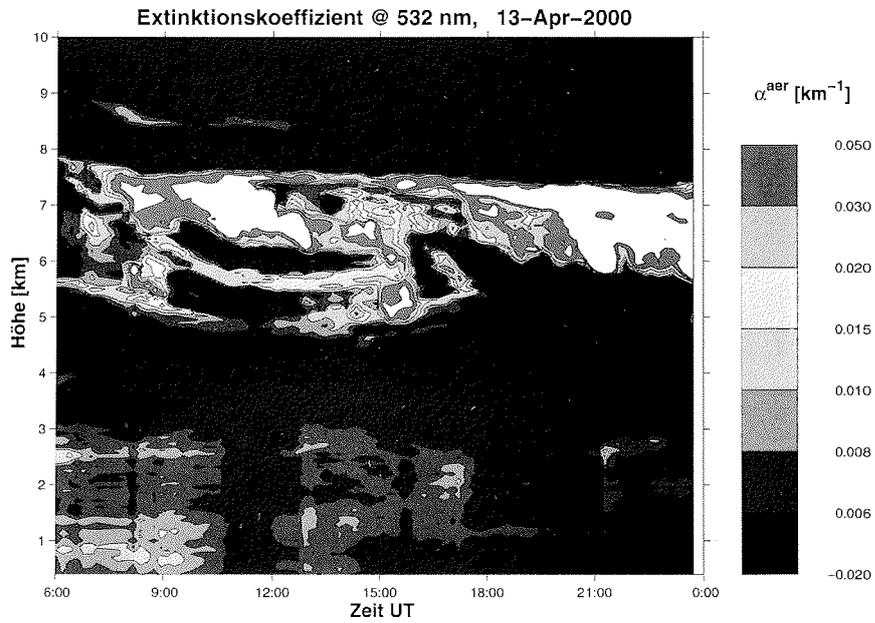


Abbildung A.11: Höhenzeitschnitt des Extinktionskoeffizienten (oben) gemessen mit KARL und Spektrum der Aerosol-optischen-Dicke gemessen mit dem bodengebundenen Sonnenphotometer (unten) am 13. April 2000

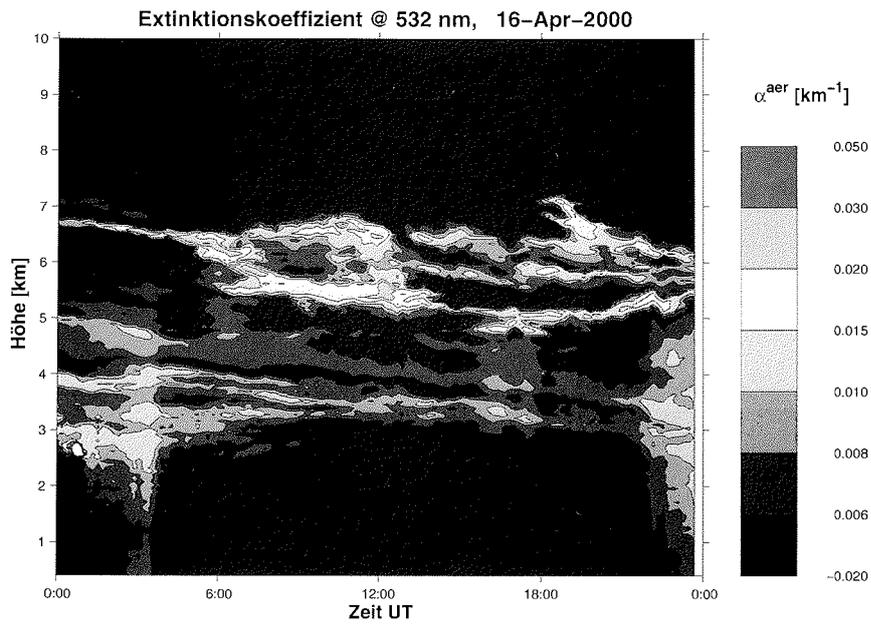


Abbildung A.12: Höhenzeitschnitt des Extinktionskoeffizienten gemessen mit KARL am 16. April 2000

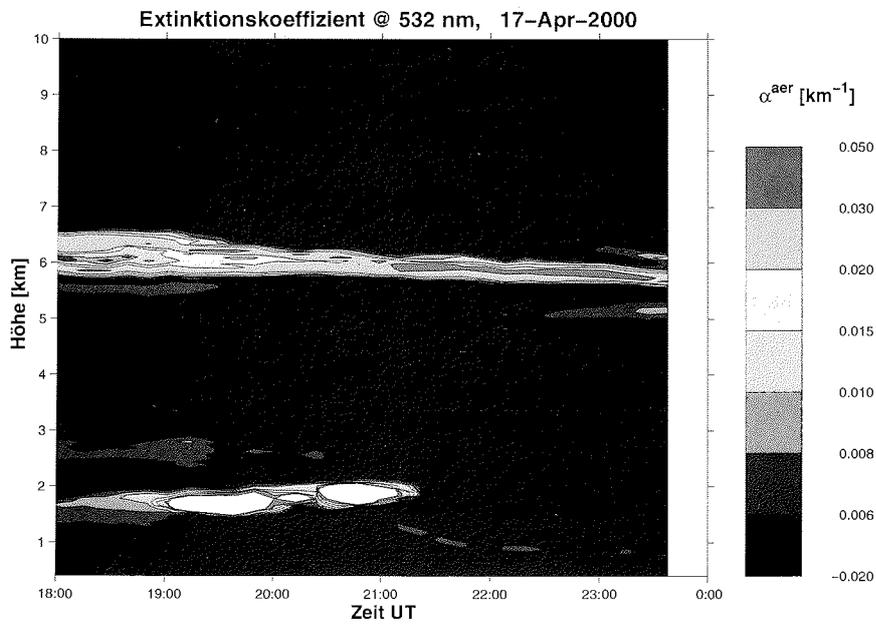


Abbildung A.13: Höhenzeitschnitt des Extinktionskoeffizienten gemessen mit KARL am 17. April 2000

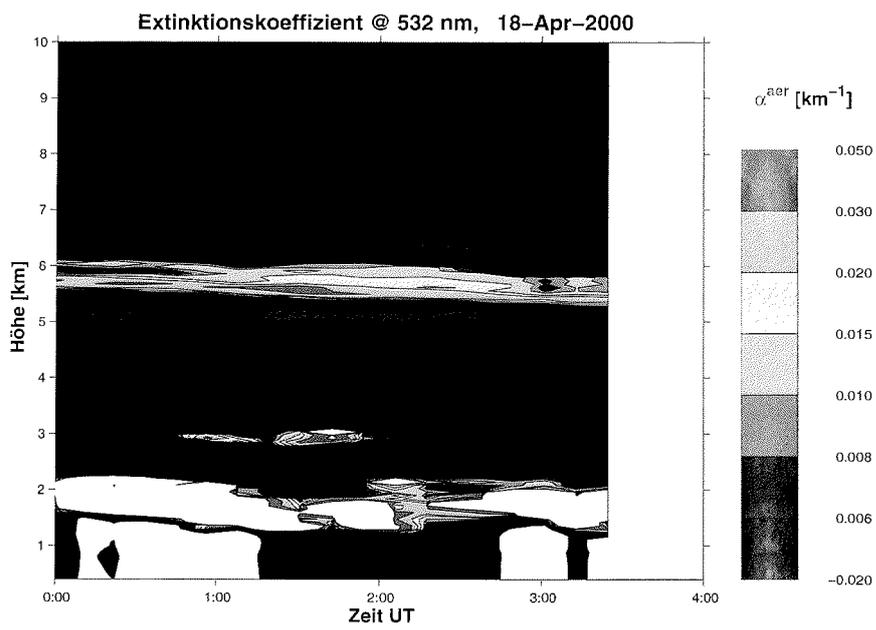


Abbildung A.14: Höhenzeitschnitt des Extinktionskoeffizienten gemessen mit KARL am 18. April 2000

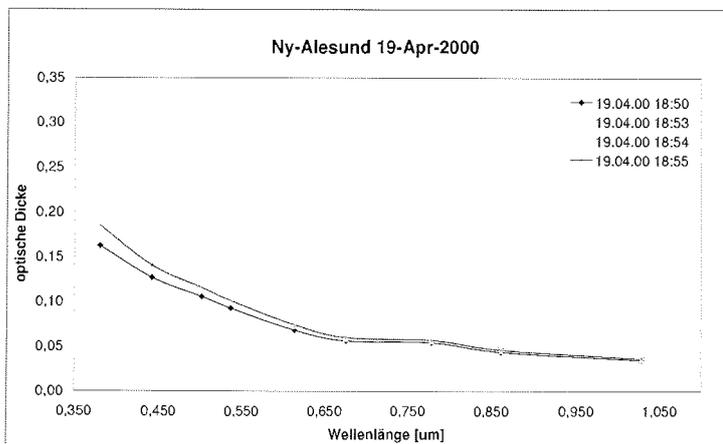
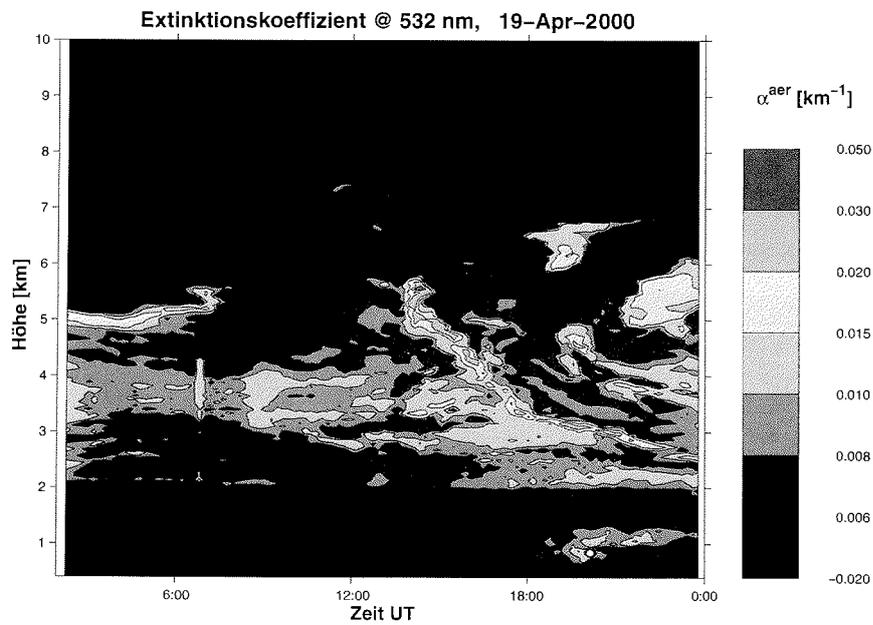


Abbildung A.15: Höhenzeitschnitt des Extinktionskoeffizienten (oben) gemessen mit KARL und Spektrum der Aerosol-optischen-Dicke gemessen mit dem bodengebundenen Sonnenphotometer (unten) am 19. April 2000

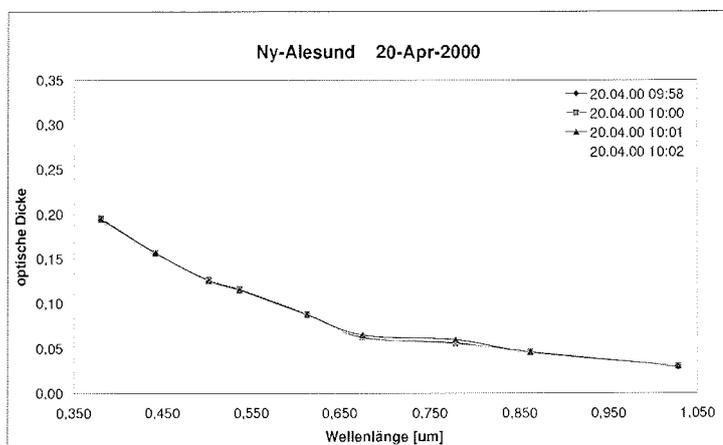
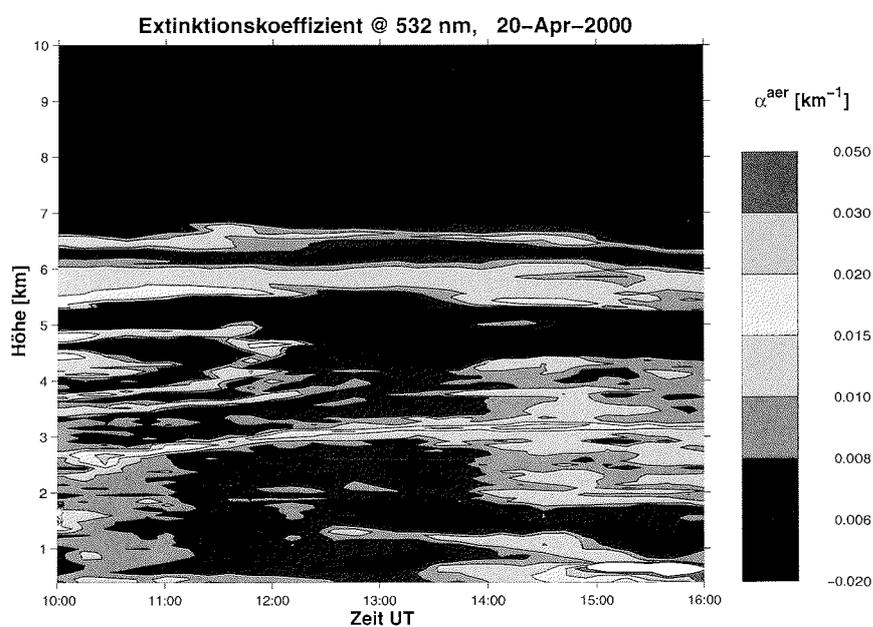


Abbildung A.16: Höhenzeitschnitt des Extinktionskoeffizienten (oben) gemessen mit KARL und Spektrum der Aerosol-optischen-Dicke gemessen mit dem bodengebundenen Sonnenphotometer (unten) am 20. April 2000

Anhang B

Liste der Akronyme

AGASP	Arctic Gas and Aerosol Sampling Program
APD	Avalanche Photodiode
ASTAR	Arctic Study of Tropospheric Aerosol and Radiation
AWI	Alfred-Wegener-Institut
CNC	Condensation Nuclei Counter
CNR	Consiglio Nazionale delle Ricerche
CCN	Cloud Condensation Nuclei
CIRATRA	Coupled Inversion Radiation Transfer Model
DMPS	Differential Mobility Particle Sizer
DMS	Dimethylsulfid
ECHAM	ECMWF Hamburger Modell
ECMWF	European Center for Medium-Range Weather Forecasts
ERBS	Earth Radiation Budget Satellite
FTIR	Fourier Transformed Infrared Spectrometer
FWHM	Full Width at Half Maximum
GADS	Global Aerosol Data Set
GLAS	Geoscience Laser Altimeter System
HIRHAM	setzt sich zusammen aus <u>HIRLAM</u> und <u>ECHAM</u>
HIRLAM	High Resoluted Limited Area Model
ICESat	Ice, Cloud and Land elevation Satellite
IFN	Ice Forming Nuclei
IN	Integrating Nephelometer
IN	Ice Nuclei
IPCC	Intergovernmental Panal on Climate Change
KARL	Koldewey Aerosol Raman Lidar
LIDAR	Light Detection and Ranging
MISU	Department of Meteorology Stockholm University
MPL	Micro Pulse Lidar
NASA	National Aeronautics & Space Admisitration
Nd:YAG	Neodymium Yttrium Aluminium Granat
NILU	Norsk Institutt for Luftforskning

NIPR	National Institute for Polar Research
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NP	Norsk Polar Institut
OPAC	Optical Properties of Aerosols and Clouds
OPC	Optical Particle Counter
PC	Photon Counting
PICASSO-CENA	Pathfinder Instruments for Clouds and Aerosol Spaceborne Observations - Climatologies Etendue des Nuages et des Aerosol
PSAP	Particle Soot Absorption Photometer
SAGE II	Stratospheric Aerosol and Gas Experiment
STG	Strahlungstransportgleichung
WCP	World Climate Project

Anhang C

Verzeichnis der Variablen

A	Teleskopfläche
α	Extinktionskoeffizient
$\alpha_{\text{Ext}}^{\text{Aer}}$	Aerosol-Extinktionskoeffizient
$\alpha_{\text{Str}}^{\text{Aer}}$	Aerosol-Streukoeffizient
$\alpha_{\text{Abs}}^{\text{Aer}}$	Aerosol-Absorptionskoeffizient
$\alpha_{\text{Abs}}^{\text{Mol}}$	Molekül-Absorptionskoeffizient
α^{Ray}	Rayleigh-Extinktionskoeffizient
β	Rückstreukoeffizient
β^{Aer}	Aerosol-Rückstreukoeffizient
β^{Ram}	Raman-Rückstreukoeffizient
β^{Ray}	Rayleigh-Rückstreukoeffizient
c	Lichtgeschwindigkeit
C^{Aer}	Aerosol-Farbverhältnis
D_k	Detektorempfindlichkeit in Kanal k
δ	Volumendepolarisation
δ^{Aer}	Aerosoldepolarisation
δ^{Ray}	durch Rayleigh-Streuung an Luftmolekülen verursachte Volumendepolarisation
ϵ	Anisotropiefaktor
\mathcal{E}	relativer Fehler
$f_{\text{cut}}, f_{\text{trans}}$	Filterkoeffizienten

Verzeichnis der Variablen

g	Asymmetriefaktor
h	Plancksches Wirkungsquantum
J	Rotationsquantenzahl
k	Ängström-Koeffizient
k_B	Boltzmann-Konstante
L^{Aer}	Aerosol-Streuverhältnis, Lidarverhältnis
L^{Ray}	Rayleigh-Streuverhältnis
λ	Wellenlänge
m	Brechungsindex
m	Masse
N	Anzahldichte
N^{Mol}	Molekülteilchendichte
N^{N_2}	Teilchenzahldichte der Stickstoffmoleküle
$N(r)$	Größenverteilung der Partikel
$O(z)$	Überlappfunktion
p	Druck
P^{el}	elastisch rückgestreute Signalintensität (Lidar)
P^{Ram}	Raman-rückgestreute Signalintensität (Lidar)
P	Phasenfunktion
Q^{Rck}	Mie-Rückstreueffizienz
Q^{Str}	Mie-Streueffizienz
Q^{Ext}	Mie-Extinktionseffizienz
r	Radius
R	Rückstreuverhältnis
ρ	spez. Dichte
S	Signalintensität (Lidar)
S	Sichtweite
$\sigma_{\text{Abs}}^{\text{Ray}}$	Rayleigh-Absorptionsquerschnitt
$\sigma_{\text{Str}}^{\text{Ray}}$	Rayleigh-Streuquerschnitt

Verzeichnis der Variablen

σ^{Ozon}	Ozon-Absorptionsquerschnitt
$\sigma_{\text{Ext}}^{\text{Aer}}$	Aerosol-Extinktionsquerschnitt
$d\sigma^{\text{Ray}}/d\Omega$	differentieller Rayleigh-Streuquerschnitt
$d\sigma_{\pi}^{\text{Ray}}/d\Omega$	differentieller Rayleigh-Rückstreuquerschnitt
t	Laufzeit des Lichtes
T	Temperatur
T	Zähleradditionszeit
$T(\theta, \epsilon)$	Depolarisationsfaktoren
τ^{Aer}	optische Dicke des atmosphärischen Aerosols
$\tau_{\beta}^{\text{Aer}}$	Integrierter Rückstreuoeffizient (Rückstreu-Säule)
τ	Pulslänge des Lasers
U	Signalintensität (Photometer)
U_0	extraterrestrisches Signal
v	Vibrationsquantenzahl
V	Volumen
ω	Einfachstreueralbedo
x	Teilchengrößenparameter
z	geometrische Höhe
Z	Zählrate

Danksagung

Diese Dissertation entstand im Rahmen meiner 3-jährigen Mitarbeit am Alfred-Wegener-Institut für Polar und Meeresforschung. Ich verbinde mit dieser Zeit viele schöne Erinnerungen und danke all denen, die mich während dieser Zeit in Potsdam und an der Koldewey-Station auf Spitzbergen begleitet und auf verschiedenste Art unterstützt haben.

Mein besonderer Dank gilt vor allem:

Herrn Prof. Dr. Klaus Dethloff als Doktorvater meiner Promotion für die Begutachtung dieser Arbeit, Herrn Prof. Dr. Otto Schrems und Dr. Bernhard Stein für die Übernahme des Korreferats.

Dr. Roland Neuber danke ich für die hervorragende wissenschaftliche Betreuung und sein jederzeit offenes Ohr. Seine Ideen und Denkanstöße hatten wesentlichen Einfluß auf das Gelingen dieser Arbeit. Weiterhin geht mein Dank an Dr. Patrick Rairoux für seine unermüdliche Bereitschaft und seinen Enthusiasmus, mich in das „Lidargeschäft“ während der Anfangsphase meiner Arbeit einzuführen.

Dr. Bernhard Stein gilt nochmals ein großes Dankeschön für die vielen Vorschläge und Anregungen, die den Umbau des Koldewey-Aerosol-Raman-Lidars für die ASTAR-Kampagne ermöglichten. Dr. Georg Beyerle danke ich für Bereitstellung der unzähligen Matlab-Auswerteroutinen und die Beantwortung zahlreicher Fragen diesbezüglich. Dr. Andreas Herber, Sigrid Debatin und Jürgen Graeser sei gedankt für die Durchführung der Photometermessungen an der Koldewey-Station in den manchmal ach so kalten Nächten, sowie deren schnelle Auswertung vor Ort.

Den Stationsingenieuren Tine Weinzierl, Nicole Spelten und Christian Wille, die mir während der vielen Umbauaktionen des KARL mit Rat und Tat zur Seite standen, danke ich für die hervorragende technische Betreuung und die Fortführung der Lidarmessungen. In diesem Zusammenhang geht mein Dank ebenfalls an Ingo Beninga und Wilfried Ruhe für ihre hard- und softwaremäßige Unterstützung während meiner Aufenthalte an der Koldewey-Station. Ich danke den japanischen Kollegen, insbesondere M. Shiobara, S. Yamagata, K. Hara und Y. Fujitani, für die gute Zusammenarbeit und den regen Gedankenaustausch während der ASTAR-2000 Kampagne. Weiterhin danke ich allen Menschen, die ich in Ny-Ålesund kennengelernt habe, für die vielen schönen Erlebnisse außerhalb der Arbeitszeit.

Prof. L. Wöste sei gedankt für die Möglichkeit der Durchführung von Testmessungen auf der Charite, Franz Immler und Steffen Frey von der FU Berlin für wertvolle

Tips und Anregungen, insbesondere für die Bereitstellung diverser LabView Programme. Bernd Mielke danke ich für die exzellente Betreuung in Sachen LabView und Elektronik.

Ein großer Dank geht an Michael Gerding für seine tatkräftige Unterstützung in der Endphase dieser Arbeit. Frau I. Sass danke ich für ihre unersetzliche Hilfe bei meinen Literaturrecherchen.

Das gute Arbeitsklima und die Hilfsbereitschaft aller Mitarbeiter des Alfred-Wegener-Instituts Potsdam trugen nicht unwesentlich zum Gelingen dieser Arbeit und der Freude daran bei. Ich bedanke mich bei allen, die mir während meiner AWI-Zeit geholfen haben, auch wenn sie an dieser Stelle nicht namentlich erwähnt sind.

Ich danke vor allem meiner Freundin Jessika Hau, mit deren Hilfe, Liebe und Unterstützung diese Arbeit so entstehen konnte. Nicht zuletzt danke ich meiner Mutter, die mir das Studium nicht nur ermöglicht hat, sondern auch stets Anteil an meinem Leben nahm und nimmt.

Potsdam, im August 2000

Rolf Schumacher

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

- * **Sonderheft Nr. 1/1981** – „Die Antarktis und ihr Lebensraum“
Eine Einführung für Besucher – Herausgegeben im Auftrag von SCAR
- * **Heft Nr. 1/1982** – „Die Filchner-Schelfeis-Expedition 1980/81“
zusammengestellt von Heinz Kohnen
- * **Heft Nr. 2/1982** – „Deutsche Antarktis-Expedition 1980/81 mit FS ‚Meteor‘“
First International BIOMASS Experiment (FIBEX) – Liste der Zooplankton- und Mikronektonnetzfüge
zusammengestellt von Norbert Klages
- * **Heft Nr. 3/1982** – „Digitale und analoge Krill-Echolot-Rohdatenerfassung an Bord des Forschungsschiffes ‚Meteor‘“ (im Rahmen von FIBEX 1980/81, Fahrtabschnitt ANT III), von Bodo Morgenstern
- Heft Nr. 4/1982** – „Filchner-Schelfeis-Expedition 1980/81“
Liste der Planktonfänge und Lichtstärkemessungen
zusammengestellt von Gerd Hubold und H. Eberhard Drescher
- * **Heft Nr. 5/1982** – „Joint Biological Expedition on RRS ‚John Biscoe‘, February 1982“
by G. Hempel and R. B. Heywood
- * **Heft Nr. 6/1982** – „Antarktis-Expedition 1981/82 (Unternehmen ‚Eiswarte‘)“
zusammengestellt von Gode Gravenhorst
- Heft Nr. 7/1982** – „Marin-Biologisches Begleitprogramm zur Standorterkundung 1979/80 mit MS ‚Polar-
sirke!‘ (Pre-Site Survey)“ – Stationslisten der Mikronekton- und Zooplanktonfänge sowie der Bodenfischerei
zusammengestellt von R. Schneppenheim
- Heft Nr. 8/1983** – „The Post-Fibex Data Interpretation Workshop“
by D. L. Cram and J.-C. Freytag with the collaboration of J. W. Schmidt, M. Mall, R. Kresse, T. Schwinghammer
- * **Heft Nr. 9/1983** – „Distribution of some groups of zooplankton in the inner Weddell Sea in summer 1979/80“
by I. Hempel, G. Hubold, B. Kaczmaruk, R. Keller, R. Weigmann-Haass
- Heft Nr. 10/1983** – „Fluor im antarktischen Ökosystem“ – DFG-Symposium November 1982
zusammengestellt von Dieter Adelung
- Heft Nr. 11/1983** – „Joint Biological Expedition on RRS ‚John Biscoe‘, February 1982 (II)“
Data of micronekton and zooplankton hauls, by Uwe Piatkowski
- Heft Nr. 12/1983** – „Das biologische Programm der ANTARKTIS-I-Expedition 1983 mit FS ‚Polarstern‘“
Stationslisten der Plankton-, Benthos- und Grundsleppnetzfüge und Liste der Probennahme an Robben
und Vögeln, von H. E. Drescher, G. Hubold, U. Piatkowski, J. Plötz und J. Voß
- * **Heft Nr. 13/1983** – „Die Antarktis-Expedition von MS ‚Polarbjörn‘ 1982/83“ (Sommerkampagne zur
Atka-Bucht und zu den Kraul-Bergen), zusammengestellt von Heinz Kohnen
- * **Sonderheft Nr. 2/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition von FS ‚Polarstern‘ (Kapstadt, 20. Januar 1983 –
Rio de Janeiro, 25. März 1983)“, Bericht des Fahrtleiters Prof. Dr. Gotthilf Hempel
- Sonderheft Nr. 3/1983** – „Sicherheit und Überleben bei Polarexpeditionen“
zusammengestellt von Heinz Kohnen
- * **Heft Nr. 14/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition (ANTARKTIS I) von FS ‚Polarstern‘ 1982/83“
herausgegeben von Gotthilf Hempel
- Sonderheft Nr. 4/1983** – „On the Biology of Krill *Euphausia superba*“ – Proceedings of the Seminar
and Report of the Krill Ecology Group, Bremerhaven 12. - 16. May 1983, edited by S. B. Schnack
- Heft Nr. 15/1983** – „German Antarctic Expedition 1980/81 with FRV ‚Walther Herwig‘ and RV ‚Meteor‘“ –
First International BIOMASS Experiment (FIBEX) – Data of micronekton and zooplankton hauls
by Uwe Piatkowski and Norbert Klages
- Sonderheft Nr. 5/1984** – „The observatories of the Georg von Neumayer Station“, by Ernst Augstein
- Heft Nr. 16/1984** – „FIBEX cruise zooplankton data“
by U. Piatkowski, I. Hempel and S. Rakusa-Suszczewski
- * **Heft Nr. 17/1984** – Fahrtbericht (cruise report) der ‚Polarstern‘-Reise ARKTIS I, 1983“
von E. Augstein, G. Hempel und J. Thiede
- Heft Nr. 18/1984** – „Die Expedition ANTARKTIS II mit FS ‚Polarstern‘ 1983/84“,
Bericht von den Fahrtabschnitten 1, 2 und 3, herausgegeben von D. Fütterer
- Heft Nr. 19/1984** – „Die Expedition ANTARKTIS II mit FS ‚Polarstern‘ 1983/84“,
Bericht vom Fahrtabschnitt 4, Punta Arenas-Kapstadt (Ant-II/4), herausgegeben von H. Kohnen
- Heft Nr. 20/1984** – „Die Expedition ARKTIS II des FS ‚Polarstern‘ 1984, mit Beiträgen des FS ‚Valdivia‘
und des Forschungsflugzeuges ‚Falcon 20‘ zum Marginal Ice Zone Experiment 1984 (MIZEX)“
von E. Augstein, G. Hempel, J. Schwarz, J. Thiede und W. Weigel
- Heft Nr. 21/1985** – „Euphausiid larvae in plankton from the vicinity of the Antarctic Peninsula,
February 1982“ by Sigrid Marschall and Elke Mizdalski
- Heft Nr. 22/1985** – „Maps of the geographical distribution of macrozooplankton in the Atlantic sector of
the Southern Ocean“ by Uwe Piatkowski
- Heft Nr. 23/1985** – „Untersuchungen zur Funktionsmorphologie und Nahrungsaufnahme der Larven
des Antarktischen Krills *Euphausia superba* Dana“ von Hans-Peter Marschall

- Heft Nr. 24/1985** – „Untersuchungen zum Periglazial auf der König-Georg-Insel Südshetlandinseln/ Antarktika. Deutsche physiogeographische Forschungen in der Antarktis. – Bericht über die Kampagne 1983/84“ von Dietrich Barsch, Wolf-Dieter Blümel, Wolfgang Flügel, Roland Mäusbacher, Gerhard Stäblein, Wolfgang Zick
- **Heft Nr. 25/1985** – „Die Expedition ANTARKTIS III mit FS ‚Polarstern‘ 1984/1985“ herausgegeben von Gotthilf Hempel.
 - **Heft Nr. 26/1985** – „The Southern Ocean“; A survey of oceanographic and marine meteorological research work by Hellmer et al.
 - **Heft Nr. 27/1986** – „Spätpleistozäne Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalhang vor Kapp Norvegia, östliche Weddell-See“ von Hannes Grobe
 - Heft Nr. 28/1986** – „Die Expedition ARKTIS III mit ‚Polarstern‘ 1985 mit Beiträgen der Fahrtteilnehmer, herausgegeben von Rainer Gersonde
 - **Heft Nr. 29/1986** – „5 Jahre Schwerpunktprogramm ‚Antarktisforschung‘ der Deutschen Forschungsgemeinschaft.“ Rückblick und Ausblick. Zusammengestellt von Gotthilf Hempel, Sprecher des Schwerpunktprogramms
 - Heft Nr. 30/1986** – „The Meteorological Data of the Georg-von-Neumayer-Station for 1981 and 1982“ by Marianne Gube and Friedrich Obleitner
 - * **Heft Nr. 31/1986** – „Zur Biologie der Jugendstadien der Notothenioidei (Pisces) an der Antarktischen Halbinsel“ von A. Kellermann
 - * **Heft Nr. 32/1986** – „Die Expedition ANTARKTIS IV mit FS ‚Polarstern‘ 1985/86“ mit Beiträgen der Fahrtteilnehmer, herausgegeben von Dieter Fütterer
 - Heft Nr. 33/1987** – „Die Expedition ANTARKTIS-IV mit FS ‚Polarstern‘ 1985/86 – Bericht zu den Fahrtabschnitten ANT-IV/3-4“ von Dieter Karl Fütterer
 - Heft Nr. 34/1987** – „Zoogeographische Untersuchungen und Gemeinschaftsanalysen an antarktischen Makroplankton“ von U. Piatkowski
 - Heft Nr. 35/1987** – „Zur Verbreitung des Meso- und Makrozooplanktons in Oberflächenwasser der Weddell See (Antarktis)“ von E. Boysen-Ennen
 - Heft Nr. 36/1987** – „Zur Nahrungs- und Bewegungsphysiologie von *Salpa thompsoni* und *Salpa fusiformis*“ von M. Reinke
 - Heft-Nr. 37/1987** – „The Eastern Weddell Sea Drifting Buoy Data Set of the Winter Weddell Sea Project (WWSP)“ 1986 by Heinrich Hoerber und Marianne Gube-Lenhardt.
 - Heft Nr. 38/1987** – „The Meteorological Data of the Georg von Neumayer Station for 1983 and 1984“ by M. Gube-Lenhardt
 - Heft Nr. 39/1987** – „Die Winter-Expedition mit FS ‚Polarstern‘ in die Antarktis (ANT V/1-3)“ herausgegeben von Sigrid Schnack-Schiel
 - Heft Nr. 40/1987** – „Weather and Synoptic Situation during Winter Weddell Sea Project 1986 (ANT V/2) July 16 - September 10, 1986“ by Werner Rabe
 - Heft Nr. 41/1988** – „Zur Verbreitung und Ökologie der Seegurken im Weddellmeer (Antarktis)“ von Julian Gutt
 - Heft Nr. 42/1988** – „The zooplankton community in the deep bathyal and abyssal zones of the eastern North Atlantic“ by Werner Beckmann
 - * **Heft Nr. 43/1988** – „Scientific cruise report of Arctic Expedition ARK IV/3“ Wissenschaftlicher Fahrtbericht der Arktis-Expedition ARK IV/3, compiled by Jörn Thiede
 - * **Heft Nr. 44/1988** – „Data Report for FV ‚Polarstern‘ Cruise ARK IV/1, 1987 to the Arctic and Polar Fronts“ by Hans-Jürgen Hirche
 - Heft Nr. 45/1988** – „Zoogeographie und Gemeinschaftsanalyse des Makrozoobenthos des Weddellmeeres (Antarktis)“ von Joachim Voß
 - Heft Nr. 46/1988** – „Meteorological and Oceanographic Data of the Winter-Weddell-Sea Project 1986 (ANT V/3)“ by Eberhard Fahrbach
 - Heft Nr. 47/1988** – „Verteilung und Herkunft glazial-mariner Gerölle am Antarktischen Kontinentalrand des östlichen Weddellmeeres“ von Wolfgang Oskierski
 - Heft Nr. 48/1988** – „Variationen des Erdmagnetfeldes an der GvN-Station“ von Arnold Brodscholl
 - * **Heft Nr. 49/1988** – „Zur Bedeutung der Lipide im antarktischen Zooplankton“ von Wilhelm Hagen
 - * **Heft Nr. 50/1988** – „Die gezeitenbedingte Dynamik des Ekström-Schelfeises, Antarktis“ von Wolfgang Kobarg
 - Heft Nr. 51/1988** – „Ökomorphologie nototheniider Fische aus dem Weddellmeer, Antarktis“ von Werner Ekau
 - Heft Nr. 52/1988** – „Zusammensetzung der Bodenfauna in der westlichen Fram-Straße“ von Dieter Piepenburg
 - * **Heft Nr. 53/1988** – „Untersuchungen zur Ökologie des Phytoplanktons im südöstlichen Weddellmeer (Antarktis) im Jan./Febr. 1985“ von Eva-Maria Nöthig
 - Heft Nr. 54/1988** – „Die Fischfauna des östlichen und südlichen Weddellmeeres: geographische Verbreitung, Nahrung und trophische Stellung der Fischarten“ von Wiebke Schwarzbach
 - Heft Nr. 55/1988** – „Weight and length data of zooplankton in the Weddell Sea in austral spring 1986 (Ant. V/3)“ by Elke Mizdalski
 - Heft Nr. 56/1989** – „Scientific cruise report of Arctic expeditions ARK IV/1, 2 & 3“ by G. Krause, J. Meinke und J. Thiede

- Heft Nr. 57/1989** – „Die Expedition ANTARKTIS V mit FS ‚Polarstern‘ 1986/87“
Bericht von den Fahrtabschnitten ANT V/4-5 von H. Miller und H. Oerter
- * **Heft Nr. 58/1989** – „Die Expedition ANTARKTIS VI mit FS ‚Polarstern‘ 1987/88“
von D. K. Fütterer
- Heft Nr. 59/1989** – „Die Expedition ARKTIS V/1a, 1b und 2 mit FS ‚Polarstern‘ 1988“
von M. Spindler
- Heft Nr. 60/1989** – „Ein zweidimensionales Modell zur thermohalinen Zirkulation unter dem Schelfeis“
von H. H. Hellmer
- Heft Nr. 61/1989** – „Die Vulkanite im westlichen und mittleren Neuschwabenland,
Vestfjella und Ahlmannryggen, Antarktika“ von M. Peters
- * **Heft Nr. 62/1989** – „The Expedition ANTARKTIS VII/1 and 2 (EPOS I) of RV ‚Polarstern‘
in 1988/89“, by I. Hempel
- Heft Nr. 63/1989** – „Die Eisalgenflora des Weddellmeeres (Antarktis): Artenzusammensetzung und Biomasse
sowie Ökophysiologie ausgewählter Arten“ von Annette Bartsch
- Heft Nr. 64/1989** – „Meteorological Data of the G.-v.-Neumayer-Station (Antarctica)“ by L. Helmes
- Heft Nr. 65/1989** – „Expedition Antarktis VII/3 in 1988/89“ by I. Hempel, P. H. Schalk, V. Smetacek
- Heft Nr. 66/1989** – „Geomorphologisch-glaziologische Detailkartierung
des arid-hochpolaren Borgmassivet, Neuschwabenland, Antarktika“ von Karsten Brunk
- Heft Nr. 67/1990** – „Identification key and catalogue of larval Antarctic fishes“,
edited by Adolf Kellermann
- Heft Nr. 68/1990** – „The Expedition Antarktis VII/4 (Epos leg 3) and VII/5 of RV ‚Polarstern‘ in 1989“,
edited by W. Arntz, W. Ernst, I. Hempel
- Heft Nr. 69/1990** – „Abhängigkeiten elastischer und rheologischer Eigenschaften des Meereises vom
Eisgefüge“, von Harald Hellmann
- * **Heft Nr. 70/1990** – „Die beschalten benthischen Mollusken (Gastropoda und Bivalvia) des
Weddellmeeres, Antarktis“, von Stefan Hain
- Heft Nr. 71/1990** – „Sedimentologie und Paläomagnetik an Sedimenten der Maudkuppe (Nordöstliches
Weddellmeer)“, von Dieter Cordes
- Heft Nr. 72/1990** – „Distribution and abundance of planktonic copepods (Crustacea) in the Weddell Sea
in summer 1980/81“, by F. Kurbjewit and S. Ali-Khan
- Heft Nr. 73/1990** – „Zur Frühdiagenese von organischem Kohlenstoff und Opal in Sedimenten des südlichen
und östlichen Weddellmeeres“, von M. Schlüter
- Heft Nr. 74/1990** – „Expeditionen ANTARKTIS-VIII/3 und VIII/4 mit FS ‚Polarstern‘ 1989“
von Rainer Gersonde und Gotthilf Hempel
- Heft Nr. 75/1991** – „Quartäre Sedimentationsprozesse am Kontinentalhang des Süd-Orkey-Plateaus im
nordwestlichen Weddellmeer (Antarktis)“, von Sigrun Grünig
- Heft Nr. 76/1990** – „Ergebnisse der faunistischen Arbeiten im Benthal von King George Island
(Südshetlandinseln, Antarktis)“, von Martin Rauschert
- Heft Nr. 77/1990** – „Verteilung von Mikroplankton-Organismen nordwestlich der Antarktischen Halbinsel
unter dem Einfluß sich ändernder Umweltbedingungen im Herbst“, von Heinz Klöser
- Heft Nr. 78/1991** – „Hochauflösende Magnetostratigraphie spätquartärer Sedimente arktischer
Meeresgebiete“, von Norbert R. Nowaczyk
- Heft Nr. 79/1991** – „Ökophysiologische Untersuchungen zur Salinitäts- und Temperaturtoleranz
antarktischer Grünalgen unter besonderer Berücksichtigung des β -Dimethylsulfoniumpropionat
(DMSP) - Stoffwechsels“, von Ulf Karsten
- Heft Nr. 80/1991** – „Die Expedition ARKTIS VII/1 mit FS ‚Polarstern‘ 1990“,
herausgegeben von Jörn Thiede und Gotthilf Hempel
- Heft Nr. 81/1991** – „Paläoglaziologie und Paläozeanographie im Spätquartär am Kontinentalrand des
südlichen Weddellmeeres, Antarktis“, von Martin Melles
- Heft-Nr. 82/1991** – „Quantifizierung von Meereseigenschaften: Automatische Bildanalyse von
Dünnschnitten und Parametrisierung von Chlorophyll- und Salzgehaltsverteilungen“, von Hajo Eicken.
- Heft Nr. 83/1991** – „Das Fließen von Schelfeisen - numerische Simulationen
mit der Methode der finiten Differenzen“, von Jürgen Determann
- Heft Nr. 84/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS-VIII/1-2, 1989 mit der Winter Weddell Gyre Study
der Forschungsschiffe ‚Polarstern‘ und ‚Akademik Fedorov‘“, von Ernst Augstein,
Nikolai Bagriantsev und Hans Werner Schenke
- Heft Nr. 85/1991** – „Zur Entstehung von Unterwassereis und das Wachstum und die Energiebilanz
des Meereises in der Atka Bucht, Antarktis“, von Josef Kipfstuhl
- * **Heft Nr. 86/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS-VIII mit FS ‚Polarstern‘ 1989/90. Bericht vom
Fahrtabschnitt ANT-VIII/5“, von Heinz Miller und Hans Oerter
- Heft Nr. 87/1991** – „Scientific cruise reports of Arctic expeditions ARK VI/1-4 of RV ‚Polarstern‘
in 1989“, edited by G. Krause, J. Meincke & H. J. Schwarz
- Heft Nr. 88/1991** – „Zur Lebensgeschichte dominanter Copepodenarten (*Calanus finmarchicus*,
C. glacialis, *C. hyperboreus*, *Metridia longa*) in der Framstraße“, von Sabine Diel

- Heft Nr. 89/1991** – „Detaillierte seismische Untersuchungen am östlichen Kontinentalrand des Weddell-Meeress vor Kapp Norvegia, Antarktis“, von Norbert E. Kaul
- Heft Nr. 90/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS-VIII mit FS ‚Polarstern‘ 1989/90. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT-VIII/6-7“, herausgegeben von Dieter Karl Fütterer und Otto Schrems
- Heft Nr. 91/1991** – „Blood physiology and ecological consequences in Weddell Sea fishes (Antarctica)“, by Andreas Kunzmann
- Heft Nr. 92/1991** – „Zur sommerlichen Verteilung des Mesozooplanktons im Nansen-Becken, Nordpolarmeer“, von Nicolai Mumm
- Heft Nr. 93/1991** – „Die Expedition ARKTIS VII mit FS ‚Polarstern‘, 1990. Bericht vom Fahrtabschnitt ARK VII/2“, herausgegeben von Gunther Krause
- Heft Nr. 94/1991** – „Die Entwicklung des Phytoplanktons im östlichen Weddellmeer (Antarktis) beim Übergang vom Spätwinter zum Frühjahr“, von Renate Scharek
- Heft Nr. 95/1991** – „Radioisotopenstratigraphie, Sedimentologie und Geochemie jungquartärer Sedimente des östlichen Arktischen Ozeans“, von Horst Bohrmann
- Heft Nr. 96/1991** – „Holozäne Sedimentationsentwicklung im Scoresby Sund, Ost-Grönland“, von Peter Marienfeld
- Heft Nr. 97/1991** – „Strukturelle Entwicklung und Abkühlungsgeschichte von Heimefrontfjella (Westliches Dronning Maud Land/Antarktika)“, von Joachim Jacobs
- Heft Nr. 98/1991** – „Zur Besiedlungsgeschichte des antarktischen Schelfes am Beispiel der Isopoda (Crustacea, Malacostraca)“, von Angelika Brandt
- * **Heft Nr. 99/1992** – „The Antarctic ice sheet and environmental change: a three-dimensional modelling study“, by Philippe Huybrechts
 - * **Heft Nr. 100/1992** – „Die Expeditionen ANTARKTIS IX/1-4 des Forschungsschiffes ‚Polarstern‘ 1990/91“ herausgegeben von Ulrich Bathmann, Meinhard Schulz-Baldes, Eberhard Fahrbach, Victor Smetacek und Hans-Wolfgang Hubberten
 - Heft Nr. 101/1992** – „Wechselbeziehungen zwischen Schwermetallkonzentrationen (Cd, Cu, Pb, Zn) im Meerwasser und in Zooplanktonorganismen (Copepoda) der Arktis und des Atlantiks“, von Christa Pohl
 - Heft Nr. 102/1992** – „Physiologie und Ultrastruktur der antarktischen Grünalge *Prasiola crispa* ssp. *antarctica* unter osmotischem Stress und Austrocknung“, von Andreas Jacob
 - * **Heft Nr. 103/1992** – „Zur Ökologie der Fische im Weddellmeer“, von Gerd Hubold
 - Heft Nr. 104/1992** – „Mehrkanalige adaptive Filter für die Unterdrückung von multiplen Reflexionen in Verbindung mit der freien Oberfläche in marinen Seismogrammen“, von Andreas Rosenberger
 - Heft Nr. 105/1992** – „Radiation and Eddy Flux Experiment 1991 (REFLEX I)“, von Jörg Hartmann, Christoph Kottmeier und Christian Wamser
 - Heft Nr. 106/1992** – „Ostracoden im Epipelagial vor der Antarktischen Halbinsel - ein Beitrag zur Systematik sowie zur Verbreitung und Populationsstruktur unter Berücksichtigung der Saisonalität“, von Rüdiger Kock
 - * **Heft Nr. 107/1992** – „ARCTIC '91: Die Expedition ARK-VIII/3 mit FS ‚Polarstern‘ 1991“, von Dieter K. Fütterer
 - Heft Nr. 108/1992** – „Dehnungsbeben an einer Störungszone im Ekström-Schelfeis nördlich der Georg-von-Neumayer-Station, Antarktis. – Eine Untersuchung mit seismologischen und geodätischen Methoden“, von Uwe Nixdorf.
 - * **Heft Nr. 109/1992** – „Spätquartäre Sedimentation am Kontinentalrand des südöstlichen Weddellmeeres, Antarktis“, von Michael Weber.
 - * **Heft Nr. 110/1992** – „Sedimentfazies und Bodenwasserstrom am Kontinentalhang des norwestlichen Weddellmeeres“, von Isa Brehme.
 - Heft Nr. 111/1992** – „Die Lebensbedingungen in den Solekanälen des antarktischen Meereises“, von Jürgen Weissenberger.
 - Heft Nr. 112/1992** – „Zur Taxonomie von rezenten benthischen Foraminiferen aus dem Nansen Becken, Arktischer Ozean“, von Jutta Wollenburg.
 - Heft Nr. 113/1992** – „Die Expedition ARKTIS VIII/1 mit FS ‚Polarstern‘ 1991“, herausgegeben von Gerhard Kattner.
 - * **Heft Nr. 114/1992** – „Die Gründungsphase deutscher Polarforschung, 1865 - 1875“, von Reinhard A. Krause.
 - Heft Nr. 115/1992** – „Scientific Cruise Report of the 1991 Arctic Expedition ARK VIII/2 of RV ‚Polarstern‘ (EPOS II)“, by Eike Rachor.
 - Heft Nr. 116/1992** – „The Meteorological Data of the Georg-von-Neumayer-Station (Antarctica) for 1988, 1989, 1990 and 1991“, by Gert König-Langlo.
 - Heft Nr. 117/1992** – „Petrogenese des metamorphen Grundgebirges der zentralen Heimefrontfjella (westliches Dronning Maud Land / Antarktis)“, von Peter Schulze.
 - Heft Nr. 118/1993** – „Die mafischen Gänge der Shackleton Range / Antarktika: Petrographie, Geochemie, Isotopengeochemie und Paläomagnetik“, von Rüdiger Hotten.
 - * **Heft Nr. 119/1993** – „Gefrierschutz bei Fischen der Polarmeere“, von Andreas P. A. Wöhrmann.
 - * **Heft Nr. 120/1993** – „East Siberian Arctic Region Expedition '92: The Laptev Sea - its Significance for Arctic Sea-Ice Formation and Transpolar Sediment Flux“, by D. Dethleff, D. Nürnberg, E. Reimnitz, M. Saarso and Y. P. Sacchenko. – „Expedition to Novaja Zemlja and Franz Josef Land with RV. ‚Dainie Zelentsy‘“, by D. Nürnberg and E. Groth.

- * **Heft Nr. 121/1993** – „Die Expedition ANTARKTIS X/3 mit FS ‚Polarstern‘ 1992“, herausgegeben von Michael Spindler, Gerhard Dieckmann und David Thomas
- Heft Nr. 122/1993** – „Die Beschreibung der Korngestalt mit Hilfe der Fourier-Analyse: Parametrisierung der morphologischen Eigenschaften von Sedimentpartikeln“, von Michael Diepenbroek.
- * **Heft Nr. 123/1993** – „Zerstörungsfreie hochauflösende Dichteuntersuchungen mariner Sedimente“, von Sebastian Gerland.
- Heft Nr. 124/1993** – „Umsatz und Verteilung von Lipiden in arktischen marinen Organismen unter besonderer Berücksichtigung unterer trophischer Stufen“, von Martin Graeve.
- Heft Nr. 125/1993** – „Ökologie und Respiration ausgewählter arktischer Bodenfischarten“, von Christian F. von Dorrien.
- Heft Nr. 126/1993** – „Quantitative Bestimmung von Paläoumweltparametern des Antarktischen Oberflächenwassers im Spätquartier anhand von Transferfunktionen mit Diatomeen“, von Ulrich Zielinski
- * **Heft Nr. 127/1993** – „Sedimenttransport durch das arktische Meereis: Die rezente lithogene und biogene Materialfracht“, von Ingo Wollenburg.
- Heft Nr. 128/1993** – „Cruise ANTARKTIS X/3 of RV ‚Polarstern‘: CTD-Report“, von Marek Zwierz.
- Heft Nr. 129/1993** – „Reproduktion und Lebenszyklen dominanter Copepodenarten aus dem Weddellmeer, Antarktis“, von Frank Kurbjeweit
- Heft Nr. 130/1993** – „Untersuchungen zu Temperaturregime und Massenhaushalt des Filchner-Ronne-Schelfeises, Antarktis, unter besonderer Berücksichtigung von Anfriser- und Abschmelzprozessen“, von Klaus Grosfeld
- Heft Nr. 131/1993** – „Die Expedition ANTARKTIS X/5 mit FS ‚Polarstern‘ 1992“, herausgegeben von Rainer Gersonde
- Heft Nr. 132/1993** – „Bildung und Abgabe kurzketziger halogenierter Kohlenwasserstoffe durch Makroalgen der Polarregionen“, von Frank Laturnus
- Heft Nr. 133/1994** – „Radiation and Eddy Flux Experiment 1993 (REFLEX II)“, by Christoph Kottmeier, Jörg Hartmann, Christian Wamser, Axel Bochert, Christof Lüpkes, Dietmar Freese and Wolfgang Cohrs
- * **Heft Nr. 134/1994** – „The Expedition ARKTIS-IX/1“, edited by Hajo Eicken and Jens Meincke
- Heft Nr. 135/1994** – „Die Expeditionen ANTARKTIS X/6-8“, herausgegeben von Ulrich Bathmann, Victor Smetacek, Hein de Baar, Eberhard Fahrback und Gunter Krause
- Heft Nr. 136/1994** – „Untersuchungen zur Ernährungsökologie von Kaiserpinguinen (*Aptenodytes forsteri*) und Königspinguinen (*Aptenodytes patagonicus*)“, von Klemens Pütz
- * **Heft Nr. 137/1994** – „Die känozoische Vereisungsgeschichte der Antarktis“, von Werner U. Ehrmann
- Heft Nr. 138/1994** – „Untersuchungen stratosphärischer Aerosole vulkanischen Ursprungs und polarer stratosphärischer Wolken mit einem Mehrwellenlängen-Lidar auf Spitzbergen (79° N, 12° E)“, von Georg Beyerle
- Heft Nr. 139/1994** – „Charakterisierung der Isopodenfauna (Crustacea, Malacostraca) des Scotia-Bogens aus biogeographischer Sicht: Ein multivariater Ansatz“, von Holger Winkler.
- Heft Nr. 140/1994** – „Die Expedition ANTARKTIS X/4 mit FS ‚Polarstern‘ 1992“, herausgegeben von Peter Lemke
- Heft Nr. 141/1994** – „Satellitenaltimetrie über Eis – Anwendung des GEOSAT-Altimeters über dem Ekströmisen, Antarktis“, von Clemens Heidland
- Heft Nr. 142/1994** – „The 1993 Northeast Water Expedition. Scientific cruise report of RV ‚Polarstern‘ Arctic cruises ARK IX/2 and 3, USCG ‚Polar Bear‘ cruise NEWP and the NEWLand expedition“, edited by Hans-Jürgen Hirche and Gerhard Kattner
- Heft Nr. 143/1994** – „Detaillierte refraktionsseismische Untersuchungen im inneren Scoresby Sund Ost-Grönland“, von Notker Fechner
- Heft Nr. 144/1994** – „Russian-German Cooperation in the Siberian Shelf Seas: Geo-System Laptev Sea“, edited by Heidemarie Kassens, Hans-Wolfgang Hubberten, Sergey M. Pryamikov and Rüdiger Stein
- * **Heft Nr. 145/1994** – „The 1993 Northeast Water Expedition. Data Report of RV ‚Polarstern‘ Arctic Cruises IX/2 and 3“, edited by Gerhard Kattner and Hans-Jürgen Hirche.
- Heft Nr. 146/1994** – „Radiation Measurements at the German Antarctic Station Neumayer 1982 - 1992“, by Torsten Schmidt and Gerd König-Langlo.
- Heft Nr. 147/1994** – „Krustenstrukturen und Verlauf des Kontinentalrandes im Weddell-Meer / Antarktis“, von Christian Hübscher.
- * **Heft Nr. 148/1994** – „The expeditions NORILSK/TAYMYR 1993 and BUNGER OASIS 1993/94 of the AWI Research Unit Potsdam“, edited by Martin Melles.
- ** **Heft Nr. 149/1994** – „Die Expedition ARCTIC '93. Der Fahrtabschnitt ARK-IX/4 mit FS ‚Polarstern‘ 1993“, herausgegeben von Dieter K. Fütterer.
- Heft Nr. 150/1994** – „Der Energiebedarf der Pygoscelis-Pinguine: eine Synopse“, von Boris M. Culik.
- Heft Nr. 151/1994** – „Russian-German Cooperation: The Transdrift I Expedition to the Laptev Sea“, edited by Heidemarie Kassens and Valeriy Y. Karpiy.
- Heft Nr. 152/1994** – „Die Expedition ANTARKTIS-X mit FS ‚Polarstern‘ 1992. Bericht von den Fahrtabschnitten / ANT-X / 1a und 2“, herausgegeben von Heinz Miller.
- Heft Nr. 153/1994** – „Aminosäuren und Huminstoffe im Stickstoffkreislauf polarer Meere“, von Ulrike Hubberten.
- Heft Nr. 154/1994** – „Regional and seasonal variability in the vertical distribution of mesozooplankton in the Greenland Sea“, by Claudio Richter.

- Heft Nr. 155/1995** – „Benthos in polaren Gewässern“, herausgegeben von Christian Wiencke und Wolf Arntz.
- Heft Nr. 156/1995** – “An adjoint model for the determination of the mean oceanic circulation, air-sea fluxes and mixing coefficients”, by Reiner Schlitzer.
- Heft Nr. 157/1995** – „Biochemische Untersuchungen zum Lipidstoffwechsel antarktischer Copepoden“, von Kirsten Fahl.
- ** Heft Nr. 158/1995** – „Die Deutsche Polarforschung seit der Jahrhundertwende und der Einfluß Erich von Drygalskis“, von Cornelia Lüdecke.
- * Heft Nr. 159/1995** – “The distribution of $\delta^{18}\text{O}$ in the Arctic Ocean: Implications for the freshwater balance of the halocline and the sources of deep and bottom waters”, by Dorothea Bauch.
- * Heft Nr. 160/1995** – „Rekonstruktion der spätquartären Tiefenwasserzirkulation und Produktivität im östlichen Südatlantik anhand von benthischen Foraminiferenvergesellschaftungen“, von Gerhard Schmiedl.
- Heft Nr. 161/1995** – „Der Einfluß von Salinität und Lichtintensität auf die Osmolytkonzentrationen, die Zellvolumina und die Wachstumsraten der antarktischen Eisdiatomeen *Chaetoceros sp.* und *Navicula sp.* unter besonderer Berücksichtigung der Aminosäure Prolin“, von Jürgen Nothnagel.
- Heft Nr. 162/1995** – „Meereistransportiertes lithogenes Feinmaterial in spätquartären Tiefseesedimenten des zentralen östlichen Arktischen Ozeans und der Framstraße“, von Thomas Letzig.
- Heft Nr. 163/1995** – „Die Expedition ANTARKTIS-XI/2 mit FS ‚Polarstern‘ 1993/94“, herausgegeben von Rainer Gersonde.
- Heft Nr. 164/1995** – „Regionale und altersabhängige Variation gesteinsmagnetischer Parameter in marinen Sedimenten der Arktis“, von Thomas Frederichs.
- Heft Nr. 165/1995** – „Vorkommen, Verteilung und Umsatz biogener organischer Spurenstoffe: Sterole in antarktischen Gewässern“, von Georg Hanke.
- Heft Nr. 166/1995** – „Vergleichende Untersuchungen eines optimierten dynamisch-thermodynamischen Meereismodells mit Beobachtungen im Weddellmeer“, von Holger Fischer.
- * Heft Nr. 167/1995** – „Rekonstruktionen von Paläo-Umweltparametern anhand von stabilen Isotopen und Faunen-Vergesellschaftungen planktischer Foraminiferen im Südatlantik“, von Hans-Stefan Niebler
- Heft Nr. 168/1995** – „Die Expedition ANTARKTIS XII mit FS ‚Polarstern‘ 1993/94. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT XII/1 und 2“, herausgegeben von Gerhard Kattner und Dieter Karl Fütterer
- Heft Nr. 169/1995** – „Medizinische Untersuchung zur Circadianrhythmik und zum Verhalten bei Überwinternern auf einer antarktischen Forschungsstation“, von Hans Wortmann
- Heft-Nr. 170/1995** – DFG-Kolloquium: Terrestrische Geowissenschaften -- Geologie und Geophysik der Antarktis.
- Heft Nr. 171/1995** – „Strukturentwicklung und Petrogenese des metamorphen Grundgebirges der nördlichen Heimfrontjella (westliches Dronning Maud Land/Antarktika)“, von Wilfried Bauer.
- Heft Nr. 172/1995** – „Die Struktur der Erdkruste im Bereich des Scoresby Sund, Ostgrönland: Ergebnisse refraktionsseismischer und gravimetrischer Untersuchungen“, von Holger Mandler.
- Heft Nr. 173/1995** – „Paläozoische Akkretion am paläopazifischen Kontinentalrand der Antarktis in Nordvictoria Land – P-T-D-Geschichte und Deformationsmechanismen im Bowers Terrane“, von Stefan Matzer.
- Heft Nr. 174/1995** – “The Expedition ARKTIS-X/2 of RV ‚Polarstern‘ in 1994“, edited by Hans-W. Hubberten
- Heft Nr. 175/1995** – “Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR 1994“, edited by Christine Siegert and Gmitry Bolshiyarov.
- * Heft Nr. 176/1995** – “Russian-German Cooperation: Laptev Sea System“, edited by Heidemarie Kassens, Dieter Piepenburg, Jörn Thiede, Leonid Timokhov, Hans-Wolfgang Hubberten and Sergey M. Priamikov.
- Heft Nr. 177/1995** – „Organischer Kohlenstoff in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans: Terrigener Eintrag und marine Produktivität“, von Carsten J. Schubert
- Heft Nr. 178/1995** – “Cruise ANTARKTIS XII/4 of RV ‚Polarstern‘ in 1995: CTD-Report“, by Jüri Sildam.
- Heft Nr. 179/1995** – „Benthische Foraminiferenfaunen als Wassermassen-, Produktions- und Eisdriftanzeiger im Arktischen Ozean“, von Jutta Wollenburg.
- Heft Nr. 180/1995** – „Biogenopal und biogenes Barium als Indikatoren für spätquartäre Produktivitätsänderungen am antarktischen Kontinentalhang, atlantischer Sektor“, von Wolfgang J. Bonn.
- Heft Nr. 181/1995** – „Die Expedition ARKTIS X/1 des Forschungsschiffes ‚Polarstern‘ 1994“, herausgegeben von Eberhard Fahrbach.
- Heft Nr. 182/1995** – “Laptev Sea System: Expeditions in 1994“, edited by Heidemarie Kassens.
- Heft Nr. 183/1996** – „Interpretation digitaler Parasound Echolotaufzeichnungen im östlichen Arktischen Ozean auf der Grundlage physikalischer Sedimenteigenschaften“, von Uwe Bergmann.
- Heft Nr. 184/1996** – “Distribution and dynamics of inorganic nitrogen compounds in the troposphere of continental, coastal, marine and Arctic areas“, by María Dolores Andrés Hernández.
- Heft Nr. 185/1996** – „Verbreitung und Lebensweise der Aphroditen und Polynoiden (Polychaeta) im östlichen Weddellmeer und im Lazarevmeer (Antarktis)“, von Michael Stiller.
- Heft Nr. 186/1996** – “Reconstruction of Late Quaternary environmental conditions applying the natural radionuclides ^{230}Th , ^{10}Be , ^{231}Pa and ^{238}U : A study of deep-sea sediments from the eastern sector of the Antarctic Circumpolar Current System“, by Martin Frank.
- Heft Nr. 187/1996** – “The Meteorological Data of the Neumayer Station (Antarctica) for 1992, 1993 and 1994“, by Gert König-Langlo and Andreas Herber.
- Heft Nr. 188/1996** – „Die Expedition ANTARKTIS-XI/3 mit FS ‚Polarstern‘ 1994“, herausgegeben von Heinz Miller und Hannes Grobe.
- Heft Nr. 189/1996** – „Die Expedition ARKTIS-VII/3 mit FS ‚Polarstern‘ 1990“, herausgegeben von Heinz Miller und Hannes Grobe

- Heft Nr. 190/1996** – "Cruise report of the Joint Chilean-German-Italian Magellan 'Victor Hensen' Campaign in 1994", edited by Wolf Arntz and Matthias Gorny.
- Heft Nr. 191/1996** – „Leitfähigkeits- und Dichtemessung an Eisbohrkernen“, von Frank Wilhelms.
- Heft Nr. 192/1996** – „Photosynthese-Charakteristika und Lebensstrategie antarktischer Makroalgen“, von Gabriele Weykam.
- Heft Nr. 193/1996** – „Heterogene Reaktionen von N₂O₅ und Hbr und ihr Einfluß auf den Ozonabbau in der polaren Stratosphäre“, von Sabine Seisel.
- Heft Nr. 194/1996** – „Ökologie und Populationsdynamik antarktischer Ophiuroiden (Echinodermata)“, von Corinna Dahm.
- Heft Nr. 195/1996** – „Die planktische Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg) im Weddellmeer, Antarktis“, von Doris Berberich.
- Heft Nr. 196/1996** – „Untersuchungen zum Beitrag chemischer und dynamischer Prozesse zur Variabilität des stratosphärischen Ozons über der Arktis“, von Birgit Heese
- Heft Nr. 197/1996** – "The Expedition ARKTIS-XI/2 of 'Polarstern' in 1995", edited by Gunther Krause.
- Heft Nr. 198/1996** – „Geodynamik des Westantarktischen Riftsystems basierend auf Apatit-Spaltspuranalysen“, von Frank Lisker.
- Heft Nr. 199/1996** – "The 1993 Northeast Water Expedition. Data Report on CTD Measurements of RV 'Polarstern' Cruises ARKTIS IX/2 and 3", by Gerion Budéus and Wolfgang Schneider.
- Heft Nr. 200/1996** – "Stability of the Thermohaline Circulation in analytical and numerical models", by Gerrit Lohmann.
- Heft Nr. 201/1996** – „Trophische Beziehungen zwischen Makroalgen und Herbivoren in der Potter Cove (King George-Insel, Antarktis)“, von Katrin Iken.
- Heft Nr. 202/1996** – „Zur Verbreitung und Respiration ökologisch wichtiger Bodentiere in den Gewässern um Svalbard (Arktis)“, von Michael K. Schmid.
- **Heft Nr. 203/1996** – „Dynamik, Rauigkeit und Alter des Meereises in der Arktis – Numerische Untersuchungen mit einem großskaligen Modell“, von Markus Harder.
- Heft Nr. 204/1996** – „Zur Parametrisierung der stabilen atmosphärischen Grenzschicht über einem antarktischen Schelfeis“, von Dörthe Handorf.
- Heft Nr. 205/1996** – "Textures and fabrics in the GRIP ice core, in relation to climate history and ice deformation", by Thorsteinn Thorsteinsson.
- Heft Nr. 206/1996** – „Der Ozean als Teil des gekoppelten Klimasystems: Versuch der Rekonstruktion der glazialen Zirkulation mit verschiedenen komplexen Atmosphärenkomponenten“, von Kerstin Fieg.
- Heft Nr. 207/1996** – „Lebensstrategien dominanter antarktischer Oithonidae (Cyclopoida, Copepoda) und Oncaeidae (Poecilostomatoida, Copepoda) im Bellingshausenmeer“, von Cornelia Metz.
- Heft Nr. 208/1996** – „Atmosphäreneinfluß bei der Fernerkundung von Meereis mit passiven Mikrowellenradiometern“, von Christoph Oelke.
- Heft Nr. 209/1996** – „Klassifikation von Radarsatellitendaten zur Meereiserkennung mit Hilfe von LIne-Scanner-Messungen“, von Axel Bochert.
- Heft Nr. 210/1996** – „Die mit ausgewählten Schwämmen (Hexactinellida und Demospongiae) aus dem Weddellmeer, Antarktis, vergesellschaftete Fauna“, von Kathrin Kunzmann.
- Heft Nr. 211/1996** – "Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR 1995 and the Expedition KOLYMA 1995", by Dima Yu. Bolshiyarov and Hans-W. Hubberten.
- Heft Nr. 212/1996** – "Surface-sediment composition and sedimentary processes in the central Arctic Ocean and along the Eurasian Continental Margin", by Ruediger Stein, Gennadij I. Ivanov, Michael A. Levitan, and Kirsten Fahl.
- Heft Nr. 213/1996** – „Gonadenentwicklung und Eiproduktion dreier *Calanus*-Arten (Copepoda): Freilandbeobachtungen, Histologie und Experimente“, von Barbara Niehoff
- Heft Nr. 214/1996** – „Numerische Modellierung der Übergangszone zwischen Eisschild und Eisschelf“, von Christoph Mayer.
- Heft Nr. 215/1996** – „Arbeiten der AWI-Forschungsstelle Potsdam in Antarktika, 1994/95“, herausgegeben von Ulrich Wand.
- Heft Nr. 216/1996** – „Rekonstruktion quartärer Klimaänderungen im atlantischen Sektor des Südpolarmeeres anhand von Radiolarien“, von Uta Brathauer.
- Heft Nr. 217/1996** – „Adaptive Semi-Lagrange-Finite-Elemente-Methode zur Lösung der Flachwassergleichungen: Implementierung und Parallelisierung“, von Jörn Behrens.
- Heft Nr. 218/1997** – "Radiation and Eddy Flux Experiment 1995 (REFLEX III)", by Jörg Hartmann, Axel Bochert, Dietmar Freese, Christoph Kottmeier, Dagmar Nagel and Andreas Reuter.
- Heft Nr. 219/1997** – „Die Expedition ANTARKTIS-XII mit FS 'Polarstern' 1995. Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-XII/3, herausgegeben von Wilfried Jokat und Hans Oerter.
- Heft Nr. 220/1997** – „Ein Beitrag zum Schwerfeld im Bereich des Weddellmeeres, Antarktis. Nutzung von Altimetermessungen des GEOSAT und ERS-1“, von Tilo Schöne.
- Heft Nr. 221/1997** – „Die Expeditionen ANTARKTIS-XIII/1-2 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1995/96“, herausgegeben von Ulrich Bathmann, Mike Lukas und Victor Smetacek.
- Heft Nr. 222/1997** – "Tectonic Structures and Glaciomarine Sedimentation in the South-Eastern Weddell Sea from Seismic Reflection Data", by László Oszkó.

- Heft Nr. 223/1997** – „Bestimmung der Meereisdicke mit seismischen und elektromagnetisch-induktiven Verfahren“, von Christian Haas.
- Heft Nr. 224/1997** – „Troposphärische Ozonvariationen in Polarregionen“, von Silke Wessel.
- Heft Nr. 225/1997** – „Biologische und ökologische Untersuchungen zur kryopelagischen Amphipodenfauna des arktischen Meereises“, von Michael Poltermann.
- Heft Nr. 226/1997** – “Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XI/1 of RV ‘Polarstern’ in 1995“, edited by Eike Rachor.
- Heft Nr. 227/1997** – „Der Einfluß kompatibler Substanzen und Kryoprotektoren auf die Enzyme Malatdehydrogenase (MDH) und Glucose-6-phosphat-Dehydrogenase (G6P-DH) aus *Acrosiphonia arcta* (Chlorophyta) der Arktis“, von Katharina Kück.
- Heft Nr. 228/1997** – „Die Verbreitung epibenthischer Mollusken im chilenischen Beagle-Kanal“, von Katrin Linse.
- Heft Nr. 229/1997** – „Das Mesozooplankton im Laptevmeer und östlichen Nansen-Becken - Verteilung und Gemeinschaftsstrukturen im Spätsommer“, von Hinrich Hanssen.
- Heft Nr. 230/1997** – „Modell eines adaptierbaren, rechnergestützten, wissenschaftlichen Arbeitsplatzes am Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung“, von Lutz-Peter Kurdelski
- Heft Nr. 231/1997** – „Zur Ökologie arktischer und antarktischer Fische: Aktivität, Sinnesleistungen und Verhalten“, von Christopher Zimmermann
- Heft Nr. 232/1997** – „Persistente chlororganische Verbindungen in hochantarktischen Fischen“, von Stephan Zimmermann
- Heft Nr. 233/1997** – „Zur Ökologie des Dimethylsulfoniumpropionat (DMSP)-Gehaltes temperierter und polarer Phytoplanktongemeinschaften im Vergleich mit Laborkulturen der Coccolithophoride *Emiliania huxleyi* und der antarktischen Diatomee *Nitzschia lecontei*“, von Doris Meyerdiereks.
- Heft Nr. 234/1997** – „Die Expedition ARCTIC '96 des FS ‚Polarstern‘ (ARK XIII) mit der Arctic Climate System Study (ACSYS)“, von Ernst Augstein und den Fahrtteilnehmern.
- Heft Nr. 235/1997** – „Polonium-210 und Blei-219 im Südpolarmeer: Natürliche Tracer für biologische und hydrographische Prozesse im Oberflächenwasser des Antarktischen Zirkumpolarstroms und des Weddellmeeres“, von Jana Friedrich
- Heft Nr. 236/1997** – “Determination of atmospheric trace gas amounts and corresponding natural isotopic ratios by means of ground-based FTIR spectroscopy in the high Arctic“, by Arndt Meier.
- Heft Nr. 237/1997** – “Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR/SEVERNAYA ZEMLYA 1996“, edited by Martin Melles, Birgit Hagedorn and Dmitri Yu. Bolshiyarov
- Heft Nr. 238/1997** – “Life strategy and ecophysiology of Antarctic macroalgae“, by Iván M. Gómez.
- Heft Nr. 239/1997** – „Die Expedition ANTARKTIS XIII/4-5 des Forschungsschiffes ‚Polarstern‘ 1996“, herausgegeben von Eberhard Fahrbach und Dieter Gerdes.
- Heft Nr. 240/1997** – „Untersuchungen zur Chrom-Speziation in Meerwasser, Meereis und Schnee aus ausgewählten Gebieten der Arktis“, von Heide Giese.
- Heft Nr. 241/1997** – “Late Quaternary glacial history and paleoceanographic reconstructions along the East Greenland continental margin: Evidence from high-resolution records of stable isotopes and ice-rafted debris“, by Seung-Il Nam.
- Heft Nr. 242/1997** – “Thermal, hydrological and geochemical dynamics of the active layer at a continuous permafrost site, Taymyr Peninsula, Siberia“, by Julia Boike.
- Heft Nr. 243/1997** – „Zur Paläoozeanographie hoher Breiten: Stellvertreterdaten aus Foraminiferen“, von Andreas Mackensen.
- Heft Nr. 244/1997** – “The Geophysical Observatory at Neumayer Station, Antarctica, Geomagnetic and seismological observations in 1995 and 1996“, by Alfons Eckstaller, Thomas Schmidt, Viola Graw, Christian Müller and Johannes Rogenhagen.
- Heft Nr. 245/1997** – „Temperaturbedarf und Biogeographie mariner Makroalgen - Anpassung mariner Makroalgen an tiefe Temperaturen“, von Bettina Bischoff-Bäsmann.
- Heft Nr. 246/1997** – „Ökologische Untersuchungen zur Fauna des arktischen Meereises“, von Christine Friedrich.
- Heft Nr. 247/1997** – „Entstehung und Modifizierung von marinen gelösten organischen Substanzen“, von Berit Kirchoff.
- Heft Nr. 248/1997** – “Laptev Sea System: Expeditions in 1995“, edited by Heidemarie Kassens.
- Heft Nr. 249/1997** – “The Expedition ANTARKTIS XIII/3 (EASIZ I) of RV ‘Polarstern’ to the eastern Weddell Sea in 1996“, edited by Wolf Arntz and Julian Gutt.
- Heft Nr. 250/1997** – „Vergleichende Untersuchungen zur Ökologie und Biodiversität des Mega-Epibenthos der Arktis und Antarktis“, von Adreas Starmans.
- Heft Nr. 251/1997** – „Zeitliche und räumliche Verteilung von Mineralvergesellschaftungen in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans und ihre Nützlichkeit als Klimaindikatoren während der Glazial/Interglazial-Wechsel“, von Christoph Vogt.
- Heft Nr. 252/1997** – „Solitäre Ascidien in der Potter Cove (King George Island, Antarktis). Ihre ökologische Bedeutung und Populationsdynamik“, von Stephan Kühne.
- Heft Nr. 253/1997** – “Distribution and role of microprotozoa in the Southern Ocean“, by Christine Klaas.
- Heft Nr. 254/1997** – „Die spätquartäre Klima- und Umweltgeschichte der Bungeer-Oase, Ostantarktis“, von Thomas Kulbe

- Heft Nr. 255/1997** – "Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XIII/2 of RV 'Polarstern' in 1997", edited by Ruediger Stein and Kirsten Fahl.
- Heft Nr. 256/1998** – „Das Radionuklid Tritium im Ozean: Meßverfahren und Verteilung von Tritium im Südatlantik und im Weddellmeer“, von Jürgen Sültenfuß.
- Heft Nr. 257/1998** – „Untersuchungen der Saisonalität von atmosphärischem Dimethylsulfid in der Arktis und Antarktis“, von Christoph Kleefeld.
- Heft Nr. 258/1998** – „Bellingshausen- und Amundsenmeer: Entwicklung eines Sedimentationsmodells“, von Frank-Oliver Nitsche.
- Heft Nr. 259/1998** – "The Expedition ANTARKTIS-XIV/4 of RV 'Polarstern' in 1997", by Dieter K. Fütterer.
- * **Heft Nr. 260/1998** – „Die Diatomeen der Laptevsee (Arktischer Ozean): Taxonomie und biogeographische Verbreitung“, von Holger Cremer
- Heft Nr. 261/1998** – „Die Krustenstruktur und Sedimentdecke des Eurasischen Beckens, Arktischer Ozean: Resultate aus seismischen und gravimetrischen Untersuchungen“, von Estella Weigelt.
- Heft Nr. 262/1998** – "The Expedition ARKTIS-XIII/3 of RV 'Polarstern' in 1997", by Gunther Krause.
- Heft Nr. 263/1998** – „Thermo-tektonische Entwicklung von Oates Land und der Shackleton Range (Antarktis) basierend auf Spaltspuranalysen“, von Thorsten Schäfer.
- Heft Nr. 264/1998** – „Messungen der stratosphärischen Spurengase ClO, HCl, O₃, N₂O, H₂O und OH mittels flugzeuggetragener Submillimeterwellen-Radiometrie“, von Joachim Urban.
- Heft Nr. 265/1998** – „Untersuchungen zu Massenhaushalt und Dynamik des Ronne Ice Shelves, Antarktis“, von Astrid Lambrecht.
- Heft Nr. 266/1998** – "Scientific Cruise Report of the Kara Sea Expedition of RV 'Akademic Boris Petrov' in 1997", edited by Jens Matthiessen and Oleg Stepanets.
- Heft Nr. 267/1998** – „Die Expedition ANTARKTIS-XIV mit FS 'Polarstern' 1997. Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-XIV/3“, herausgegeben von Wilfried Jokat und Hans Oerter.
- Heft Nr. 268/1998** – „Numerische Modellierung der Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Meereis in der arktischen Eisrandzone“, von Gerit Birnbaum.
- Heft Nr. 269/1998** – "Katabatic wind and Boundary Layer Front Experiment around Greenland (KABEG '97)", by Günther Heinemann.
- Heft Nr. 270/1998** – "Architecture and evolution of the continental crust of East Greenland from integrated geophysical studies", by Vera Schindwein.
- Heft Nr. 271/1998** – "Winter Expedition to the Southwestern Kara Sea - Investigations on Formation and Transport of Turbid Sea-Ice", by Dirk Dethleff, Per Loewe, Dominik Weiel, Hartmut Nies, Gesa Kuhlmann, Christian Bahe and Gennady Tarasov.
- Heft Nr. 272/1998** – „FTIR-Emissionsspektroskopische Untersuchungen der arktischen Atmosphäre“, von Edo Becker.
- Heft Nr. 273/1998** – „Sedimentation und Tektonik im Gebiet des Agulhas Rückens und des Agulhas Plateaus („SETA-RAP“)“, von Gabriele Uenzelmann-Neben.
- Heft Nr. 274/1998** – "The Expedition ANTARKTIS XIV/2", by Gerhard Kattner.
- Heft Nr. 275/1998** – „Die Auswirkung der 'NorthEastWater'-Polynya auf die Sedimentation von NO-Grönland und Untersuchungen zur Paläo-Ozeanographie seit dem Mittelweichsel“, von Hanne Notholt.
- Heft Nr. 276/1998** – „Interpretation und Analyse von Potentialfelddaten im Weddellmeer, Antarktis: der Zerfall des Superkontinents Gondwana“, von Michael Studinger.
- Heft Nr. 277/1998** – „Koordiniertes Programm Antarktisforschung“. Berichtskolloquium im Rahmen des Koordinierten Programms „Antarktisforschung mit vergleichenden Untersuchungen in arktischen Eisgebieten“, herausgegeben von Hubert Miller.
- Heft Nr. 278/1998** – „Messung stratosphärischer Spurengase über Ny-Ålesund, Spitzbergen, mit Hilfe eines bodengebundenen Mikrowellen-Radiometers“, von Uwe Raffalski.
- Heft Nr. 279/1998** – "Arctic Paleo-River Discharge (APARD). A New Research Programme of the Arctic Ocean Science Board (AOSB)", edited by Ruediger Stein.
- Heft Nr. 280/1998** – „Fernerkundungs- und GIS-Studien in Nordostgrönland“ von Friedrich Jung-Rothenhäusler.
- Heft Nr. 281/1998** – „Rekonstruktion der Oberflächenwassermassen der östlichen Laptevsee im Holozän anhand von aquatischen Palynomorphen“, von Martina Kunz-Pirring.
- Heft Nr. 282/1998** – "Scavenging of ²³¹Pa and ²³⁰Th in the South Atlantic: Implications for the use of the ²³¹Pa/²³⁰Th ratio as a paleoproductivity proxy", by Hans-Jürgen Walter.
- Heft Nr. 283/1998** – „Sedimente im arktischen Meereis - Eintrag, Charakterisierung und Quantifizierung“, von Frank Lindemann.
- Heft Nr. 284/1998** – „Langzeitanalyse der antarktischen Meereisbedeckung aus passiven Mikrowellendaten“, von Christian H. Thomas.
- Heft Nr. 285/1998** – „Mechanismen und Grenzen der Temperaturanpassung beim Pierwurm *Arenicola marina* (L.)“, von Angela Sommer.
- Heft Nr. 286/1998** – „Energieumsätze benthischer Filtrierer der Potter Cove (King George Island, Antarktis)“, von Jens Kowalke.
- Heft Nr. 287/1998** – "Scientific Cooperation in the Russian Arctic: Research from the Barents Sea up to the Laptev Sea", edited by Eike Rachor.

- Heft Nr. 288/1998** – „Alfred Wegener. Kommentiertes Verzeichnis der schriftlichen Dokumente seines Lebens und Wirkens“, von Ulrich Wutzke.
- Heft Nr. 289/1998** – “Retrieval of Atmospheric Water Vapor Content in Polar Regions Using Spaceborne Microwave Radiometry”, by Jungang Miao.
- Heft Nr. 290/1998** – „Strukturelle Entwicklung und Petrogenese des nördlichen Kristallingürtels der Shackleton Range, Antarktis: Proterozoische und Ross-orogene Krustendynamik am Rand des Ostantarktischen Kratons“, von Axel Brommer.
- Heft Nr. 291/1998** – „Dynamik des arktischen Meereises - Validierung verschiedener Rheologieansätze für die Anwendung in Klimamodellen“, von Martin Kreyscher.
- Heft Nr. 292/1998** – „Anthropogene organische Spurenstoffe im Arktischen Ozean, Untersuchungen chlorierter Biphenyle und Pestizide in der Laptevsee, technische und methodische Entwicklungen zur Probenahme in der Arktis und zur Spurenstoffanalyse“, von Sven Utschakowski.
- Heft Nr. 293/1998** – „Rekonstruktion der spätquartären Klima- und Umweltgeschichte der Schirmacher Oase und des Wohlthat Massivs (Ostantarktika)“, von Markus Julius Schwab.
- Heft Nr. 294/1998** – „Besiedlungsmuster der benthischen Makrofauna auf dem ostgrönländischen Kontinentalhang“, von Klaus Schnack.
- Heft Nr. 295/1998** – „Gehäuseuntersuchungen an planktischen Foraminiferen hoher Breiten: Hinweise auf Umweltveränderungen während der letzten 140.000 Jahre“, von Harald Hommers.
- Heft Nr. 296/1998** – “Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XIII/1 of RV 'Polarstern' in 1997”, edited by Michael Spindler, Wilhelm Hagen and Dorothea Stübing.
- Heft Nr. 297/1998** – „Radiometrische Messungen im arktischen Ozean - Vergleich von Theorie und Experiment“, von Klaus-Peter Johnsen.
- Heft Nr. 298/1998** – “Patterns and Controls of CO₂ Fluxes in Wet Tundra Types of the Taimyr Peninsula, Siberia - the Contribution of Soils and Mosses”, by Martin Sommerkorn.
- Heft Nr. 299/1998** – “The Potter Cove coastal ecosystem, Antarctica. Synopsis of research performed within the frame of the Argentinean-German Cooperation at the Dallmann Laboratory and Jubany Station (King George Island, Antarctica, 1991 - 1997)”, by Christian Wiencke, Gustavo Ferreyra, Wolf Arntz & Carlos Rinaldi.
- Heft Nr. 300/1999** – “The Kara Sea Expedition of RV 'Akademik Boris Petrov' 1997: First Results of a Joint Russian-German Pilot Study”, edited by Jens Matthiessen, Oleg V. Stepanets, Ruediger Stein, Dieter K. Fütterer, and Eric M. Galimov.
- Heft Nr. 301/1999** – “The Expedition ANTARKTIS XV/3 (EASIZ II)”, edited by Wolf E. Arntz and Julian Gutt.
- Heft Nr. 302/1999** – „Sterole im herbstlichen Weddellmeer (Antarktis): Großräumige Verteilung, Vorkommen und Umsatz“, von Anneke Mühlebach.
- Heft Nr. 303/1999** – „Polare stratosphärische Wolken: Lidar-Beobachtungen, Charakterisierung von Entstehung und Entwicklung“, von Jens Biele.
- Heft Nr. 304/1999** – „Spätquartäre Paläoumweltbedingungen am nördlichen Kontinentalrand der Barents- und Kara-See. Eine Multi-Parameter-Analyse“, von Jochen Knies.
- Heft Nr. 305/1999** – “Arctic Radiation and Turbulence Interaction Study (ARTIST)“, by Jörg Hartmann, Frank Albers, Stefania Argentini, Axel Bochert, Ubaldo Bonafé, Wolfgang Cohrs, Alessandro Conidi, Dietmar Freese, Teodoro Georgiadis, Alessandro Ippoliti, Lars Kaleschke, Christof Lüpkes, Uwe Maixner, Giangiuseppe Mastrantonio, Fabrizio Ravegnani, Andreas Reuter, Giuliano Trivellone and Angelo Viola.
- Heft Nr. 306/1999** – “German-Russian Cooperation: Biogeographic and biostratigraphic investigations on selected sediment cores from the Eurasian continental margin and marginal seas to analyze the Late Quaternary climatic variability”, edited by Robert R. Spielhagen, Max S. Barash, Gennady I. Ivanov, and Jörn Thiede.
- Heft Nr. 307/1999** – „Struktur und Kohlenstoffbedarf des Makrobenthos am Kontinentalhang Ostgrönlands“, von Dan Seiler.
- Heft Nr. 308/1999** – “ARCTIC '98: The Expedition ARK-XIV/1a of RV 'Polarstern' in 1998”, edited by Wilfried Jokat.
- Heft Nr. 309/1999** – „Variabilität der arktischen Ozonschicht: Analyse und Interpretation bodengebundener Millimeterwellenmessungen“, von Björn-Martin Sinnhuber.
- Heft Nr. 310/1999** – „Rekonstruktion von Meereisdrift und terrigenem Sedimenteintrag im Spätquartär: Schwermineralassoziationen in Sedimenten des Laptev-See-Kontinentalrandes und des zentralen Arktischen Ozeans“, von Marion Behrends.
- Heft Nr. 311/1999** – „Parameterisierung atmosphärischer Grenzschichtprozesse in einem regionalen Klimamodell der Arktis“, von Christoph Abegg.
- Heft Nr. 312/1999** – „Solare und terrestrische Strahlungswechselwirkung zwischen arktischen Eisflächen und Wolken“, von Dietmar Freese.
- Heft Nr. 313/1999** – “Snow accumulation on Ekströmsen, Antarctica”, by Elisabeth Schlosser, Hans Oerter and Wolfgang Graf.
- Heft Nr. 314/1999** – „Die Expedition ANTARKTIS XV/4 des Forschungsschiffes ‚Polarstern‘ 1998“, herausgegeben von Eberhard Fahrbach.
- Heft Nr. 315/1999** – “Expeditions in Siberia in 1998”, edited by Volker Rachold.
- Heft Nr. 316/1999** – „Die postglaziale Sedimentationsgeschichte der Laptevsee: schwermineralogische und sedimentpetrographische Untersuchungen“, von Bernhard Peregovich.
- Heft-Nr. 317/1999** – „Adaption an niedrige Temperaturen: Lipide in Eisdiatomeen“, von Heidi Lehmal.
- Heft-Nr. 318/1999** – „Effiziente parallele Lösungsverfahren für elliptische partielle Differentialgleichungen in der numerischen Ozeanmodellierung“, von Natalja Rakowsky.

- Heft-Nr. 319/1999** – "The Ecology of Arctic Deep-Sea Copepods (Euchaetidae and Aetideidae). Aspects of their Distribution, Trophodynamics and Effect on the Carbon Flux", by Holger Auel.
- Heft-Nr. 320/1999** – "Modellstudien zur arktischen stratosphärischen Chemie im Vergleich mit Meßdaten", von Veronika Eyring.
- Heft-Nr. 321/1999** – "Analyse der optischen Eigenschaften des arktischen Aerosols", von Dagmar Nagel.
- Heft-Nr. 322/1999** – "Messungen des arktischen stratosphärischen Ozons: Vergleich der Ozonmessungen in Ny-Ålesund, Spitzbergen, 1997 und 1998", von Jens Langer.
- Heft-Nr. 323/1999** – "Untersuchung struktureller Elemente des südöstlichen Weddellmeeres / Antarktis auf der Basis mariner Potentialfelddaten", von Uwe F. Meyer.
- Heft-Nr. 324/1999** – "Geochemische Verwitterungstrends eines basaltischen Ausgangsgesteins nach dem spätpleistozänen Gletscherrückzug auf der Taimyrhalbinsel (Zentralsibirien) - Rekonstruktion an einer sedimentären Abfolge des Lama Sees", von Stefanie K. Harwart.
- Heft-Nr. 325/1999** – "Untersuchungen zur Hydrologie des arktischen Meereises - Konsequenzen für den kleinskaligen Stofftransport", von Johannes Freitag.
- Heft-Nr. 326/1999** – "Die Expedition ANTARKTIS XIV/2 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1998", herausgegeben von Eberhard Fahrbach.
- Heft-Nr. 327/1999** – "Gemeinschaftsanalytische Untersuchungen der Harpacticoidenfauna der Magellanregion, sowie erste similaritätsanalytische Vergleiche mit Assoziationen aus der Antarktis", von Kai Horst George.
- Heft-Nr. 328/1999** – "Rekonstruktion der Paläo-Umweltbedingungen am Laptev-See-Kontinentalrand während der beiden letzten Glazial/Interglazial-Zyklen anhand sedimentologischer und mineralogischer Untersuchungen", von Claudia Müller.
- Heft-Nr. 329/1999** – "Räumliche und zeitliche Variationen atmosphärischer Spurengase aus bodengebundenen Messungen mit Hilfe eines Michelson interferometers", von Justus Notholt.
- Heft-Nr. 330/1999** – "The 1998 Danish-German Excursion to Disko Island, West Greenland", edited by Angelika Brandt, Helge A. Thomsen, Henning Heide-Jørgensen, Reinhard M. Kristensen and Hilke Ruhberg.
- Heft-Nr. 331/1999** – "Poseidon" Cruise No. 243 (Reykjavik - Greenland - Reykjavik, 24 August - 11 September 1998): Climate change and the Viking-age fjord environment of the Eastern Settlement, sw Greenland", by Gerd Hoffmann, Antoon Kuijpers, and Jörn Thiede.
- Heft-Nr. 332/1999** – "Modeling of marine biogeochemical cycles with an emphasis on vertical particle fluxes", by Regina Usbeck.
- Heft-Nr. 333/1999** – "Die Tanaidaceenfauna des Beagle-Kanals und ihre Beziehungen zur Fauna des antarktischen Festlandssockels", von Anja Schmidt.
- Heft-Nr. 334/1999** – "D-Aminosäuren als Tracer für biogeochemische Prozesse im Fluß-Schelf-Ozean-System der Arktis", von Hans Peter Fitznar.
- Heft-Nr. 335/1999** – "Ökophysiologische Ursachen der limitierten Verbreitung reptanter decapoder Krebse in der Antarktis", von Markus Frederich.
- Heft-Nr. 336/1999** – "Ergebnisse der Untersuchung des grönländischen Inlandeises mit dem elektromagnetischen Reflexionsverfahren in der Umgebung von NGRIP", von Fidan Göktaş.
- Heft-Nr. 337/1999** – "Paleozoic and mesozoic tectono-thermal history of central Dronning Maud Land, East Antarctica, - evidence from fission-track thermochronology", by Stefanie Meier.
- Heft-Nr. 338/1999** – "Probleme hoher Stoffwechselraten bei Cephalopoden aus verschiedenen geographischen Breiten", von Susanne Zielinski.
- Heft-Nr. 339/1999** – "The Expedition ARKTIS XV/1", edited by Gunther Krause.
- Heft-Nr. 340/1999** – "Microbial Properties and Habitats of Permafrost Soils on Taimyr Peninsula, Central Siberia", by Nicolé Schmidt.
- Heft-Nr. 341/1999** – "Photoacclimation of phytoplankton in different biogeochemical provinces of the Southern Ocean and its significance for estimating primary production", by Astrid Bracher.
- Heft-Nr. 342/1999** – "Modern and Late Quaternary Depositional Environment of the St. Anna Trough Area, Northern Kara Sea", edited by Ruediger Stein, Kirsten Fahl, Gennadij I. Ivanov, Michael A. Levitan, and Gennady Tarasov.
- Heft-Nr. 343/1999** – "ESF-IMPACT Workshop/Oceanic impacts: mechanisms and environmental perturbations, 15-17 April 1999 in Bremerhaven", edited by Rainer Gersonde and Alexander Deutsch.
- Heft-Nr. 344/1999** – "Die Klimageschichte der hohen nördlichen Breiten seit dem mittleren Miozän: Hinweise aus sedimentologischen-tonmineralogischen Analysen (ODP Leg 151, zentrale Framstraße)", von Amelie Winkler.
- Heft-Nr. 345/1999** – "Kurzfristige Klimaschwankungen im Scotiameer und Ergebnisse zur Kalbungsgeschichte der Antarktis während der letzten 200 000 Jahre", von Annette Hofmann.
- Heft-Nr. 346/2000** – "Glazialmarine Sedimentationsentwicklung am westantarktischen Kontinentalrand im Amundsen- und Bellingshausenmeer - Hinweise auf Paläoumweltveränderungen während der quartären Klimazyklen", von Claus-Dieter Hillenbrand.
- Heft-Nr. 347/2000** – "Zur Ökologie des Phytoplanktons im arktischen Laptevmeer - ein jahreszeitlicher Vergleich", von Kirsten Tuschling.
- Heft-Nr. 348/2000** – "Untersuchungen zum Fettstoffwechsel des Südlichen See-Elefanten (*Mirounga leonina* L.) in der Antarktis", von Sven Ramdohr.
- Heft-Nr. 349/2000** – "Licht- und Temperatureinfluß auf den enzymatischen Oxidationsschutz der antarktischen Eisdiatomee *Entomoneis kufferathii* Mangin", von Raimund Schriek.

- Heft-Nr. 350/2000** – “Die Expedition ARKTIS XV/3 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1999”, herausgegeben von Ursula Schauer.
- Heft-Nr. 351/2000** – “Dissolution kinetics of biogenic silica in marine environments”, by Dirk Rickert.
- Heft-Nr. 352/2000** – “Geometrie und Kinematik des tertiären Deckenbaus im West Spitzbergen Falten- und Überschiebungsgürtel, Brøggerhalvøya, Svalbard”, von Kerstin Saalman.
- Heft-Nr. 353/2000** – “Zur Ökologie der Benthos-Foraminiferen der Potter Cove (King George Island, Antarktis)”, von Michaela Mayer.
- Heft-Nr. 354/2000** – “Expeditions in Siberia in 1999”, edited by Volker Rachold.
- Heft-Nr. 355/2000** – “Temperaturrekonstruktion im Tropischen Atlantik für das Letzte Glaziale Maximum: CLIMAP neu betrachtet”, von Carsten Porthun.
- Heft-Nr. 356/2000** – “Niederfrequente Variabilität großräumiger atmosphärischer Zirkulationsstrukturen in spektralen Modellen niedrigerer Ordnung”, von Antje Weisheimer.
- Heft-Nr. 357/2000** – “Late Quaternary paleoclimatic reconstructions along the Eurasian continental margin”, by Hans Peter Kleiber.
- Heft-Nr. 358/2000** – “Holocene environmental history of East Greenland - evidence from lake sediments”, by Bernd Wagner.
- Heft-Nr. 359/2000** – “Scientific Cooperation in the Russian Arctic: Ecology of the White Sea with Emphasis on its Deep Basin”, edited by Eike Rachor.
- Heft-Nr. 360/2000** – “Scientific Cruise Report of the Joint Russian-German Kara-Sea Expedition of RV 'Akademik Boris Petrov' in 1999”, edited by Ruediger Stein and Oleg Stepanets.
- Heft-Nr. 361/2000** – “Planktic foraminifer ecology and stable isotope geochemistry in the Arctic Ocean: implications from water column and sediment surface studies for quantitative reconstructions of oceanic parameters.”, by Renate Volkmann.
- Heft-Nr. 362/2000** – “Eisbohrkernuntersuchungen zur räumlichen und zeitlichen Variabilität von Temperatur und Niederschlagsrate im Spätholozän in Nordgrönland”, von Matthias Schwager.
- Heft-Nr. 363/2000** – “Benthische Peracarida (Crustacea, Malacostraca) des arktischen Mellemfjordes, West-Grönland”, von Anne-Nina Lörz.
- Heft-Nr. 364/2000** – “Die Expeditionen ANTARKTIS XVI/3-4 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1999”, herausgegeben von Ulrich Bathmann, Victor Smetacek und Manfred Reinke.
- Heft-Nr. 365/2000** – “Organic carbon in Late Quaternary sediments: Responses to paleoenvironmental changes in the Laptev and Kara seas (Arctic Ocean)”, by Bettina Boucsein.
- Heft-Nr. 366/2000** – “Flugzeuggestützte Topographie- und Schweremessung: Meßsystem und Anwendung auf die Region Framstraße, Spitzbergen und Nordostgrönland”, von Tobias Boebel.
- Heft-Nr. 367/2000** – “Messung dielektrischer Eigenschaften polarer Eiskerne”, von Frank Wilhelms.
- Heft-Nr. 368/2000** – “The Expedition ARKTIS-XV/2 of RV 'Polarstern' in 1999”, edited by Wilfried Jokat.
- Heft-Nr. 369/2000** – “Interpretation seismischer und gravimetrischer Daten des Weddellmeeres, Antarktis”, von Johannes Rogenhagen.
- Heft-Nr. 370/2000** – “Struktureigenschaften und Nahrungsbedarf der Zoobenthosgemeinschaften im Bereich des Lomonossowrückens im Arktischen Ozean”, von Hendrik Deubel.
- Heft-Nr. 371/2000** – “Die Rolle der Schneebedeckung für die Kryptogamen-Vegetation in der maritimen Antarktis (Potter-Halbinsel, King George Island)”, von Jana Barbro Winkler.
- Heft-Nr. 372/2000** – “Biodiversity of the Weddell Sea: macrozoobenthic species (demersal fish included) sampled during the expedition ANT XIII/3 (EASIZ I) with RV 'Polarstern'”, edited by Julian Gutt, Boris I. Sirenko, Wolf E. Arntz, Igor S. Smirnov, and Claude De Broyer.
- Heft-Nr. 373/2000** – “Benthische Foraminiferen im Boreas-Becken, Grönlandsee: Verbreitung und paläo-ozeanographische Rekonstruktionen für die letzten 450.000 Jahre”, von Sabine Magnus.
- Heft-Nr. 374/2000** – “Scherwellendoppelbrechungsanalyse von Registrierungen der Stationen des seismologischen Netzwerkes an der Neumayer Station, Antarktis: Seismische Anisotropie und die tektonische Entwicklung des Kontinentalrandes Queen Maud Lands”, von Christian Müller.
- Heft-Nr. 375/2000** – „Effects of enhanced UV-radiation on photosynthesis of Arctic/cold-temperate macroalgae“, by Kai Bischof.
- Heft-Nr. 376/2000** – “Saisonalität und kurzperiodische Variabilität des Seesalz-Aerosols und des bodennahen Ozons in der Antarktis (Neumayer-Station) unter Berücksichtigung der Meereisbedeckung“, von Jörg Hofmann.

**Ab dem Heft-Nr. 377 erscheint die Reihe unter dem Namen:
„Berichte zur Polar- und Meeresforschung“**

- Heft-Nr. 377/2000** – “Rekrutierungsmuster ausgewählter Wattfauna nach unterschiedlich strengen Wintern“ von Matthias Strasser.
- Heft-Nr. 378/2001** – “Der Transport von Wärme, Wasser und Salz in den Arktischen Ozean“, von Boris Cisewski.
- Heft-Nr. 379/2001** – “Analyse hydrographischer Schnitte mit Satellitenaltimetrie“, von Martin Losch.
- Heft-Nr. 380/2001** – “Die Expeditionen ANTARKTIS XVI/1-2 des Forschungsschiffes POLARSTERN 1998/1999“, herausgegeben von Eberhard Fahrbach und Saad El Naggar.
- Heft-Nr. 381/2001** – “UV-Schutz- und Reparaturmechanismen bei antarktischen Diatomeen und *Phaeocystis antarctica*“, von Lieselotte Riegger.

Heft-Nr. 382/2001 – "Age determination in polar Crustacea using the autofluorescent pigment lipofuscin",
by Bodil Bluhm.

Heft-Nr. 383/2001 – "Zeitliche und räumliche Verteilung, Habitatspräferenzen und Populationsdynamik
benthischer Copepoda Harpacticoida in der Potter Cove (King George Island, Antarktis)", von Gritta Veit-Köhler.

Heft-Nr. 384/2001 – "Beiträge aus geophysikalischen Messungen in Dronning Maud Land, Antarktis, zur Auffindung
eines optimalen Bohrpunktes für eine Eiskerntiefbohrung", von Daniel Steinhage.

Heft-Nr. 385/2001 – "Actinium-227 als Tracer für Advektion und Mischung in der Tiefsee", von Walter Geibert.

Heft-Nr. 386/2001 – "Messung von optischen Eigenschaften troposphärischer Aerosole in der Arktis",
von Rolf Schumacher.

* vergriffen / out of print.

** nur noch beim Autor / only from the author.