

**Analyse der optischen Eigenschaften des arktischen
Aerosols**

Analysis of optical properties of Arctic aerosol

Dagmar Nagel

**Ber. Polarforsch. 321 (1999)
ISSN 0176 - 5027**

Dagmar Nagel
Luisenstr. 15
15230 Frankfurt(Oder)

Die vorliegende Arbeit wurde am 29.03.1999 von der Fakultät für Physik und Geowissenschaften der Universität Leipzig als Dissertation zur Erlangung des akademischen Grades "doctor rerum naturalium" anerkannt.

Inhalt

Zusammenfassung	III
Summary	IV
Definitionen und verwendete Symbole	VI
1 Einleitung	I
2 Bisherige Kenntnisse über das arktische Aerosol	3
2.1 Historie	3
2.2 Troposphärisches Aerosol	4
2.2.1 Arktisches Aerosol im Sommer	8
2.2.2 Arktisches Aerosol im Frühjahr	12
2.2.3 Das „Arctic Haze“-Modell von <i>Shaw et al.</i> (1993)	18
2.3 Stratosphärisches Aerosol	21
3 Offene Fragen und Zielstellung	24
4 Experimente	25
4.1 Instrumentierung	26
4.1.1 Bodenmessungen	26
4.1.2 Flugzeuggestützte Messungen	27
4.1.2.1 Photometer	27
4.1.2.2 Flugzeuge	28
4.2 Meßverfahren	30
4.3 Meßgenauigkeit und Fehlerbetrachtung	32
4.4 Berechnung optischer Parameter	34
4.4.1 Columnare optische Dicke des Aerosols und Extinktion	34
4.4.2 Ångström-Exponent	36
4.4.3 Berechnung weiterer klimarelevanter Aerosolparameter	37
5 Ergebnisse	40
5.1 Die spektrale optische Dicke des arktischen Aerosols	40
5.1.1 Bodenmessungen	40
5.1.2 Profilmessungen	43
5.1.3 Stratosphärisches Aerosol	49
5.1.4 Schlußfolgerungen	52

5.2	Vertikale Verteilung des arktischen Aerosols	53
5.2.1	Vertikale Verteilung des Extinktionskoeffizienten im Sommer	54
5.2.2	Vertikale Verteilung des Extinktionskoeffizienten im Frühjahr	55
5.2.3	Extinktion in der Stratosphäre	57
5.2.4	Schlußfolgerungen	58
5.3	Horizontale Verteilung des arktischen Aerosols	58
5.4	Quellgebiete anhand von Trajektorienrechnungen	60
5.5	Bestimmung weiterer optischer Parameter	62
5.5.1	Bodenmessungen	62
5.5.2	Profilmessungen	67
5.5.2.1	Aerosolgrößenverteilung im Sommer	67
5.5.2.2	Aerosolgrößenverteilung im Frühjahr	69
5.5.3	Stratosphärisches Aerosol	74
5.5.4	Schlußfolgerungen	78
6	Schlußfolgerungen und Ausblick	80
7	Literaturverzeichnis	84
	Danksagung	91

Zusammenfassung

Die Bestimmung des Strahlungsforcing durch das troposphärische Aerosol in der Arktis ist gegenwärtig eine der Hauptaufgaben bei der Modellierung klimarelevanter Vorgänge in den nördlichen Breiten. Solche Phänomene wie „Arctic Haze“ und „Diamond Dust“ beeinflussen durch ihre physikalisch-chemische Struktur und ihre räumliche Verteilung direkt und indirekt verschiedene Prozesse in der Atmosphäre, insbesondere die Strahlungsbilanz des Systems Erde/ Atmosphäre.

Basierend auf bodengebundenen und flugzeuggetragenen Messungen mit Photometern im Spektralbereich von $0,35 \mu\text{m}$ bis $1,2 \mu\text{m}$ beschäftigt sich die vorliegende Arbeit mit der experimentellen Bestimmung wesentlicher klimarelevanter optischer Parameter des arktischen Aerosols in ihrer horizontalen, vertikalen und temporalen Variabilität.

Anhand der Bodenmessungen der spektralen optischen Dicke des Aerosols und Messungen der Strahldichteverteilung im Almucantar (Sonnenhorizontal) konnten folgende Parameter für die Aerosole der gesamten Luftsäule bestimmt werden, die für den atlantischen Sektor der Arktis typisch sind:

- die spektrale optische Dicke in ihrer jahreszeitlichen Variabilität
- die Aerosol-Größenverteilung im Frühjahr und Sommer
- Phasenfunktion und Asymmetrieparameter im Frühjahr und Sommer
- Realteil des Brechungsindex im Frühjahr und Sommer

Die flugzeuggetragenen Messungen der spektralen optischen Dicke des Aerosols in verschiedenen Teilen der Arktis ermöglichen nicht nur eine Abschätzung der horizontalen Ausdehnung der Aerosole, sondern auch eine Charakterisierung ihrer optischen Eigenschaften in vertikaler Auflösung. Auf der Basis von Messungen oberhalb der Tropopause konnten auch die Eigenschaften des stratosphärischen Aerosols unter dem Einfluß vulkanischer Aerosole des Mt. Pinatubo bestimmt werden. In Abhängigkeit vom spektralen Extinktionskoeffizienten ließen sich sowohl für Schichten mit Background-Aerosol als auch für Schichten mit erhöhter Aerosolkonzentration oder Haze drei Typen unterscheiden. Für diese und das stratosphärische Aerosol wurden folgende optische Parameter bestimmt:

- die spektrale optische Dicke in vertikaler Auflösung und in einzelnen Schichten im Frühjahr und Sommer
- der spektrale Extinktionskoeffizient in vertikaler Auflösung und in einzelnen Schichten im Frühjahr und Sommer
- die Aerosol-Größenverteilung in den Schichten im Frühjahr und Sommer
- Realteil des Brechungsindex für Aerosole in einzelnen Schichten im Frühjahr und Sommer
- die typische vertikale Verteilung in Abhängigkeit von der Temperaturschichtung in der Troposphäre

Gegenwärtig ist es mit der hier vorgestellten Meßmethode noch nicht möglich, alle für eine reale Modellierung des arktischen Aerosols notwendigen optischen Parameter vertikal aufgelöst zu bestimmen. Die Untersuchungen zeigen jedoch, daß für eine reale Bewertung der Klimawirksamkeit des arktischen Aerosols auch der Asymmetrieparameter und die Einfachstreueralbedo in ihrer vertikalen und temporalen Variabilität bekannt sein müssen.

Summary

At present the determination of radiative forcing by tropospheric aerosol in the Arctic is one of the main goals in the modelling of climate relevant processes in the northern high latitudes. Such phenomena like "Arctic haze" and "Diamond dust" influence several processes in the atmosphere, especially the radiation balance of the system earth/ atmosphere, directly and indirectly by their physical and chemical structure.

The content of the present work is the experimental determination of main climate relevant optical parameters of Arctic aerosol and their horizontal, vertical and temporal variability based on ground-based and airborne measurements with photometers in the spectral region from 0.35 μm to 1.2 μm . Following aerosol parameters for the entire atmospheric column (typical for the Atlantic sector of the Arctic) were derived from ground-based measurements of the spectral optical depth of aerosol and measurements of the radiation intensity distribution in the almucantar plane of the sun:

- the spectral optical depth and its seasonal variability
- the aerosol size distribution in spring and summer
- the phase function and asymmetry parameter in spring and summer
- the real part of refractive index in spring and summer

The horizontal extension of aerosol was assessed and its optical properties in vertical distribution have been characterised by airborne measurements of spectral optical depth of aerosol in several parts of the Arctic. The properties of stratospheric aerosol influenced by volcanic aerosols of Mt. Pinatubo were determined based on measurements above the tropopause. Three layer types could be distinguished in layers with background aerosol as well as in haze layers in dependence on the spectral extinction coefficient. The following optical properties were determined for these types and stratospheric aerosol:

- the spectral optical depth and its vertical distribution in separate layers in spring and summer
- the spectral extinction coefficient and its vertical distribution in separate layers in spring and summer
- the aerosol size distribution in layers in spring and summer
- the real part of refractive index of aerosol in separate layers in spring and summer

- the typical vertical distribution of aerosol depending on the temperature profile of the troposphere

At the moment it's not possible to determine all necessary optical parameters and their vertical distribution for a real modelling of Arctic aerosol with the here presented method. The investigations show, that the asymmetry parameter and the single scattering albedo and their vertical distribution are of main interest for a real valuation of the climate impact of Arctic aerosol .

Definitionen und verwendete Symbole

α	- Wellenlängenexponent nach Ångström, Ångström-Parameter
β	- Trübungskoeffizient nach Ångström, dieser entspricht der optischen Dicke des Aerosols bei der Wellenlänge von $\lambda = 1,0 \mu\text{m}$
δ_{Ae}	- Optische Dicke des Aerosols, Maß für die Trübung der Atmosphäre durch Aerosole
$\Delta\delta_{\text{Ae}}$	- Absoluter Fehler der optischen Dicke des Aerosols
$\delta_{\text{Ae},1}$	- Columnare optische Dicke des Aerosols am Unterrand der Schicht
$\delta_{\text{Ae},2}$	- Columnare optische Dicke des Aerosols am Oberrand der Schicht
$\delta_{\text{H}_2\text{O}}$	- Optische Dicke von Wasserdampf
δ_{NO_2}	- Optische Dicke von Stickstoffdioxid
δ_{O_3}	- Optische Dicke von Ozon
δ_{O_2}	- Optische Dicke von Sauerstoff
δ_{Ray}	- Optische Dicke durch Rayleigh-Streuung der Luftmoleküle
δ_{T}	- Optische Dicke der gesamten Luftsäule
λ	- Wellenlänge [μm]
ν	- Junge-Größen-Parameter
θ	- Streuwinkel [grad]
σ	- Streuung als Ausdruck für die "Breite" des Modes einer Lognormal-Verteilung
σ_{ab}	- Absorptionskoeffizient [km^{-1}]
σ_{ex}	- Extinktionskoeffizient [km^{-1}]
$\Delta\sigma_{\text{ex}}$	- Absoluter Fehler des Extinktionskoeffizienten [km^{-1}]
σ_{sc}	- Streukoeffizient [km^{-1}]
ω_0	- Einfachstreueralbedo, Anteil der Streuung an der Extinktion
$(1-\omega_0)$	- Absorptivität, Anteil der Absorption an der Extinktion
$\Omega(\lambda)$	- Raumwinkel [sr]

Definitionen und verwendete Symbole (Fortsetzung)

b	- komplexer Brechungsindex $b=b_r-b_i \cdot i$
b_r	- Realteil des komplexen Brechungsindex
b_i	- Imaginärteil des komplexen Brechungsindex
g	- Asymmetrieparameter, beschreibt das Streuverhalten der Teilchen (reine Vorwärtsstreuung: $g = 1$, reine Rückwärtsstreuung: $g = -1$, isotrope Streuung: $g = 0$)
h_0	- Sonnenhöhenwinkel, berechnet aus Zeit und geografischer Position nach <i>Sonntag</i> (1989)
h_{sch}	- Schichtdicke [km]
Δh_{sch}	- Absoluter Fehler in der Schichtdicke [km]
m	- Luftmasse, das ist die optische Weglänge des Sonnenlichtes durch die Atmosphäre normiert auf senkrechte Durchstrahlung
M	- Massenmischungsverhältnis der Aerosole in 1 m^3 Luft
N_0	- normierte Konstante als Funktion der Teilchenanzahl im Mode einer Lognormal-Verteilung
$N(r)$	- Anzahl der Aerosol-Teilchen mit Radius r
$dN(r)/d \log r$	- Größenverteilung
P	- Luftdruck
P_0	- Normal-Luftdruck = 1013,25 hPa
$P(\theta)$	- Phasenfunktion
$Q_{ex}(\lambda, b, r)$	- Extinktionswirkfaktor
r	- Teilchenradius
r_{eff}	- effektiver Teilchenradius, Maß für das Verhältnis von Volumen zur Oberfläche aller Teilchen
r_m	- mittlerer Mode-Radius der Lognormal-Verteilung
U_{almu}	- Meßspannung als Funktion des Streuwinkels aus der Messung im Almucantar der Sonne [V]
U_m	- Meßspannung [V]
U_0	- Extraterrestrisches Signal, bestimmt durch die Langley-Methode im Hochgebirge [V]
z	- Weglänge [km]
z_1	- Flughöhe an der Untergrenze der Schicht [km]
z_2	- Flughöhe an der Obergrenze der Schicht [km]

1 Einleitung

Aerosol ist ein Spurenstoff der Atmosphäre, der für das Klimageschehen unserer Erde von großer Bedeutung ist. In Abhängigkeit von ihrer physikalisch-chemischen Struktur und ihrer räumlichen Verteilung beeinflussen Aerosole direkt und indirekt verschiedene Prozesse in der Atmosphäre, wie Strahlungsflüsse, die Wolkenbildung oder den Verlauf chemischer Reaktionen.

Jaenicke (1988) charakterisierte den Begriff Aerosol ganz allgemein: „Als Aerosole bezeichnet man disperse Systeme mit Luft als Trägergas und festen oder flüssigen streuenden Phasen oder Mischungen aus beiden. Aerosole sind in der Atmosphäre allgegenwärtig. Sie werden entweder durch den Übergang aus der Gasphase zu festen Partikeln oder durch den Zerfall von Flüssigkeiten und festem Material gebildet.“

Das Erscheinungsbild des atmosphärischen Aerosols ist sehr vielfältig. Es reicht von Partikeln natürlichen Ursprungs, wie den Aitken-Kernen, die aus der Gasphase entstehen, oder Wüstensand und Pflanzenpollen mit einer Teilchengröße $> 1 \mu\text{m}$ im Radius, bis hin zu anthropogen erzeugten Partikeln, wie Ruß. Nach *Liljequist und Cehak* (1984) werden die Teilchen nach ihrer Größe eingeteilt:

1. Nucleation-Mode oder Aitken-Kerne mit Radien $r < 0,1 \mu\text{m}$
(auch „ultrafine particle“)
2. Accumulation-Mode oder große Kerne mit Radien $0,1 \mu\text{m} \leq r \leq 1 \mu\text{m}$
(auch „sub-micrometer fraction“)
3. Coarse-Mode oder Riesenkerne mit Radien $r > 1 \mu\text{m}$
(auch „super-micron fraction“)

Aerosole können in flüssiger Form als Tröpfchen, als feste Partikel oder aus Konglomeraten von beidem bestehen. Auch Eispartikel, die wiederum mit diesen Partikeln Verbindungen eingehen können, gehören dazu.

Ebenso vielfältig wie ihr Erscheinungsbild ist auch die Wirkung der Aerosole in unserer Atmosphäre und damit ihr Einfluß auf unser tägliches Leben. Von besonderer Bedeutung ist der Einfluß der Partikel auf das Strahlungsbudget unseres Planeten. Entsprechend ihrer physikalischen Eigenschaften und ihrer chemischen Zusammensetzung wirken sie direkt auf Erwärmung oder Abkühlung, auf Gewinn oder Verlust an Sonnenenergie. Aerosolteilchen können hygroskopisch sein und durch die Aufnahme von Wassermolekülen aus der Atmosphäre quellen oder auch Tröpfchen von Lösungen bilden. Dadurch ändern sich ihre physikalischen Eigenschaften (z.B. der komplexe Brechungsindex, oder ihr Streuverhalten) und damit ihre direkte Wirkung auf das Strahlungsbudget. Darüber hinaus fungieren Aerosolteilchen auch als Kondensationskerne für die Wolkenbildung und wirken damit indirekt auf die Strahlungsbilanz des Systems Atmosphäre/Erdoberfläche.

Global gesehen wirkt das atmosphärische Aerosol eher abkühlend auf das System Erde/Atmosphäre und damit dem Treibhauseffekt durch die verstärkte CO_2 -Emission entgegen (*Grassl*, 1973; *Ackerman et al.*, 1976; *Joseph*, 1984; *Blachet*, 1994; *Ramaswamy et al.*, 1994). Britische Wissenschaftler zeigten

dies eindrucksvoll anhand von Modellrechnungen (*Dickson, 1995*), wobei sie neben den Treibhausgasen auch natürliche und anthropogene Sulfate berücksichtigten. Aber bei einer hohen Bodenalbedo, wie sie in polaren Breiten in der meisten Zeit des Jahres anzutreffen ist, kann sich eine erhöhte Aerosolkonzentration bei entsprechender chemischer Zusammensetzung (mit hohem Rußanteil) auch erwärmend auswirken (*Blanchet, 1994*), was z.B. zu einer Verstärkung des Treibhauseffektes führen würde. Die Arktis spielt für das Wettergeschehen der Nordhemisphäre eine bedeutende Rolle. Veränderungen im Strahlungsbudget in dieser Region haben auch unmittelbar Auswirkungen auf die mittleren Breiten und damit auf unser Wetter.

Die Bestimmung des Strahlungsforcing durch das troposphärische Aerosol in der Arktis ist gegenwärtig eine der Hauptaufgaben bei der Modellierung klimarelevanter Vorgänge in den nördlichen Breiten. Die sehr idealisierten Parameter zur Beschreibung des atmosphärischen Aerosols liefern bei den bisherigen Modellstudien (*Blanchet und List, 1987; Emery et al., 1992*) zum Strahlungsforcing des arktischen Aerosols oft widersprüchliche Ergebnisse und zeigen teilweise große Abweichungen zu real beobachteten Meßgrößen, wie z.B. der Oberflächentemperatur (*Leiterer, 1991*). Für eine möglichst genaue Beschreibung der chemischen und physikalischen Eigenschaften des Aerosols in einem Modell sind Angaben über

- die chemische Zusammensetzung als Mischungsverhältnis oder den komplexen Brechungsindex
- die optische Dicke des Aerosols
- die Größenverteilung der Aerosolpartikel
- den Asymmetrieparameter zur Beschreibung des Streuverhaltens der Teilchen
- die Einfachstreueralbedo zur Beschreibung des Anteils an Absorption und Streuung

notwendig und zwar in spektraler, vertikaler, horizontaler und zeitlicher Auflösung, sowie als Funktion der relativen Feuchte. Verglichen mit Eurasien oder Amerika gibt es bisher jedoch nur relativ wenige gesicherte Informationen über Aerosole in der Arktis und ihren Einfluß auf den Strahlungshaushalt in den hohen Breiten. *d'Almeida et al.* stellten 1991 ein globales Aerosolmodell vor. Das arktische Aerosol ist darin mit seiner chemischen Zusammensetzung und seinen optischen Eigenschaften, die auf der Basis von Berechnungen mit Hilfe der Mie-Theorie ermittelt worden sind, beschrieben. Als vertikale Verteilung wurde ein mittleres exponentielles Profil und horizontal eine Gleichverteilung über die gesamte Arktis angenommen. Auch neuere Arbeiten von *Koepke et al.* (1997) zeigen keine wesentliche Verbesserung in der Beschreibung des arktischen Aerosols.

Ziel dieser Arbeit ist es, auf der Grundlage von Photometermessungen aus dem Zeitraum 1993 bis 1996 wesentliche optische Eigenschaften des arktischen Aerosols, insbesondere in der Troposphäre sowie ihre vertikale und horizontale Verteilung zu bestimmen. Diese können dann in parametrisierter Form in Abhängigkeit von Jahreszeit, Wetterlage und geografischer Region Eingang in regionale oder auch globale Klimamodelle finden.

2 Bisherige Kenntnisse über das arktische Aerosol

2.1 Historie

Denkt man an die Arktis, verbindet man damit die Vorstellung von einer sehr klaren, vom Menschen weitgehend unbeeinflussten Atmosphäre mit Sichtweiten von mehreren 100 Kilometern. Bereits seit Beginn der dreißiger Jahre wurden in der russischen Arktis (Dikson Island/Kara-See seit 1938, Franz-Joseph-Land/Barents See seit 1933) Strahlungsmessungen zur Bestimmung der Trübung der Atmosphäre, in erster Linie hervorgerufen durch den Wasserdampfgehalt und die Aerosole, durchgeführt. Die von *Leiterer* (1991) und auch von *Radionov et al.* (1995) veröffentlichte Meßreihe von 1933 bis 1992 zeigt ein deutliches Anwachsen der Lufttrübung erst seit Mitte der 50-er Jahre, einhergehend mit der rasanten industriellen Entwicklung nach dem zweiten Weltkrieg. Dabei ist die Zunahme der Trübung im Frühjahr deutlich größer als im Sommer. Da im gleichen Zeitraum kein Anstieg des Wasserdampfgehaltes der Luft bekannt ist, liegt der Schluß nahe, daß diese signifikante Änderung auf eine erhöhte Aerosolkonzentration zurückzuführen ist. Etwa zur selben Zeit, nämlich ebenfalls in den 50-er Jahren wurde dieses Phänomen ungewöhnlich hoher Aerosolkonzentration auch im amerikanischen Teil der Arktis festgestellt. Amerikanische Militärflieger, die damals regelmäßige Wettererkundungsflüge im amerikanischen Sektor der Arktis bis zum Pol durchführten (Ptarmigan-Flüge), berichteten über Dunstschichten unbekannter Herkunft mit großen Ausmaßen und einer stellenweise beträchtlichen Verminderung der Sichtweite. *M. Mitchell Jr.* (1957), ein junger Luftwaffenoffizier, war der erste, der für diese Erscheinung den Namen „Arctic Haze“ prägte. 1967 wurden die Ptarmigan-Flüge eingestellt und das bis dahin ungeklärte Phänomen geriet in Vergessenheit. In den 70-er und 80-er Jahren rückte die Problematik wieder in das Interesse insbesondere der amerikanischen Forscher (*Raatz*, 1984; *Shaw*, 1975). Seit 1983 wurden von amerikanischer Seite im Rahmen der vier AGASP-Experimente (Arctic Gas and Aerosol Sampling Program: *Schnell*, 1984; *Schnell und Raatz*, 1984) 1983, 1986, 1989 und 1992 umfangreiche Arbeiten durchgeführt, deren hauptsächliches Ziel es war, genauere Informationen über die chemische Zusammensetzung des „Arctic Haze“, seine physikalischen Eigenschaften und seine Entstehung zu gewinnen. Aber auch dänische, kanadische, norwegische und deutsche Wissenschaftler beteiligten sich mit Flugzeug- und Bodenmeßkampagnen in zunehmendem Maße an der Erforschung des arktischen Aerosols (z.B. *Flyger et al.*, 1976; *Leaitch et al.*, 1984; *Wendling et al.*, 1985). Nur wenige Stationen, wie seit 1971 das G.M.C.C. (Geophysical Monitoring for Climatic Change) Observatorium in Barrow, Alaska, seit 1986 das Canadian Baseline Atmospheric Monitoring Observatorium in Alert, Kanada (Ellesmere Island) oder seit 1991 die Koldewey-Station des Alfred-Wegener-Instituts für Polar- und Meeresforschung in Ny-Ålesund, Spitzbergen führen regelmäßige Messungen der optischen und chemischen Eigenschaften des Aerosols durch. Aber wie bereits *Flyger et al.* 1976 feststellten, geben die Bodenmessungen nicht die wahren Verhältnisse in der gesamten Troposphäre wieder. Entweder sind sie auf die Bedingungen in

unmittelbarer Bodennähe beschränkt oder sie liefern eine Aussage über die columnaren Verhältnisse in der gesamten Atmosphäre ohne vertikale Auflösung. So ergänzen Fallstudien mit Flugzeugen seit AGASP I (1983) und in geringerem Umfang auch LIDAR-Messungen (z.B. *Leaitch et al.*, 1989, *Khattatov et al.*, 1997a, 1997b) unser Bild vom arktischen Aerosol mit Aussagen zur vertikalen Verteilung der Partikel.

Nach der Änderung der politischen Verhältnisse in Rußland 1989/90 beteiligten sich auch mehr und mehr russische Wissenschaftler an der Erforschung (*Radionov et al.*, 1995) des arktischen Aerosols, begrenzt Rußland doch etwa ein Drittel der Arktis. Erkenntnisse aus dem russischen Sektor der Nordpolargebiet waren bis dahin eher selten publiziert oder der allgemeinen Öffentlichkeit kaum zugänglich. In der Zeit von 1993 bis 1995 gab es erstmals ein gemeinsames Deutsch-Russisches Projekt zur Erforschung des „Arctic Haze“. Im Rahmen des vom BMFT (Bundesministerium für Forschung und Technologie) geförderten Projektes wurden insgesamt vier Flugzeugexpeditionen (zwei Sommermeßkampagnen, zwei Frühjahrmeßkampagnen) im russischen, amerikanischen, kanadischen und im atlantischen Sektor der Arktis durchgeführt. Erste Ergebnisse wurden in einer speziellen Ausgabe von *Atmospheric Research* (Special issue: Arctic haze, 44, 1997) veröffentlicht. Alle Messungen der spektralen optischen Dicke des Aerosols mit speziell für den Flugzeugeinsatz entwickelten Photometern (*Leiterer et al.*, 1996), die vom Deutschen Wetterdienst, Meteorologisches Observatorium Lindenberg durchgeführt wurden, standen auch für die Erstellung dieser Arbeit zur Verfügung.

2.2 Troposphärisches Aerosol

Tabelle 1: Hauptsächliche Bestandteile des arktischen Aerosols und ihr prozentuales Mischungsverhältnis nach *d'Almeida et al.*, 1991.

Komponente	Volumenanteil in %	
	Frühjahr (März)	Sommer (Juli)
Seesalze	17,7	73,6
anthropogene Kohlenstoffverbindungen (insbesondere Ruß)	48,1	0,0
natürliche und anthropogene Sulfate	34,1	18,9
Mineralien	0,09	7,5
biologische Partikel		

Die meisten Aerosole sind aufgrund ihrer Größe und „Lebensdauer“ (nach *Shaw et al.*, 1993 sind Verweilzeiten der Teilchen in der arktischen Atmosphäre von mehreren Wochen möglich) in der Troposphäre, insbesondere in der

Grenzschicht konzentriert (*d'Almeida et al.*, 1991: 0 km - 3,5 km; *Leiterer et al.*, 1992: 0 km - 1,5 km; *Orvig*, 1970: ≈ 2 km). Die Untersuchung des troposphärischen Aerosols ist daher von besonderer Bedeutung.

Die chemische Zusammensetzung des arktischen Aerosols wurde von *d'Almeida et al.* (1991) in ihrem globalen Aerosolmodell beschrieben und soll hier nicht weiter untersucht werden. Danach setzt sich das arktische Aerosol hauptsächlich aus den in Tabelle 1 genannten Komponenten zusammen. Um die Unterschiede zwischen Frühjahr und Sommer zu verdeutlichen, wurde je ein typischer Monat ausgewählt. Dies wird durch eine Reihe anderer Autoren bestätigt, wie z.B. durch *Flyger et al.* (1976), *Toon und Pollack* (1976), *Covert und Heintzenberg* (1993) und *Heintzenberg und Leck* (1994). Der globale Aerosoldatensatz (GADS) von *Koepke et al.* (1997) beschreibt dagegen das arktische Aerosol als Gemisch von drei hauptsächlich Komponenten: 1.) wasserlösliche Partikel resultierend aus der Gas-Partikel-Umwandlung, industriellen und natürlichen Prozessen und der direkten Emission von der Oberfläche und biologischen Quellen, 2.) Ruß und 3.) Seesalt. Von anderen Wissenschaftlern (z.B. *Jaeschke et al.*, 1997) werden aber auch stickstoffhaltige Komponenten wie Ammoniumsulfat oder NO_x als wichtige Bestandteile beschrieben.

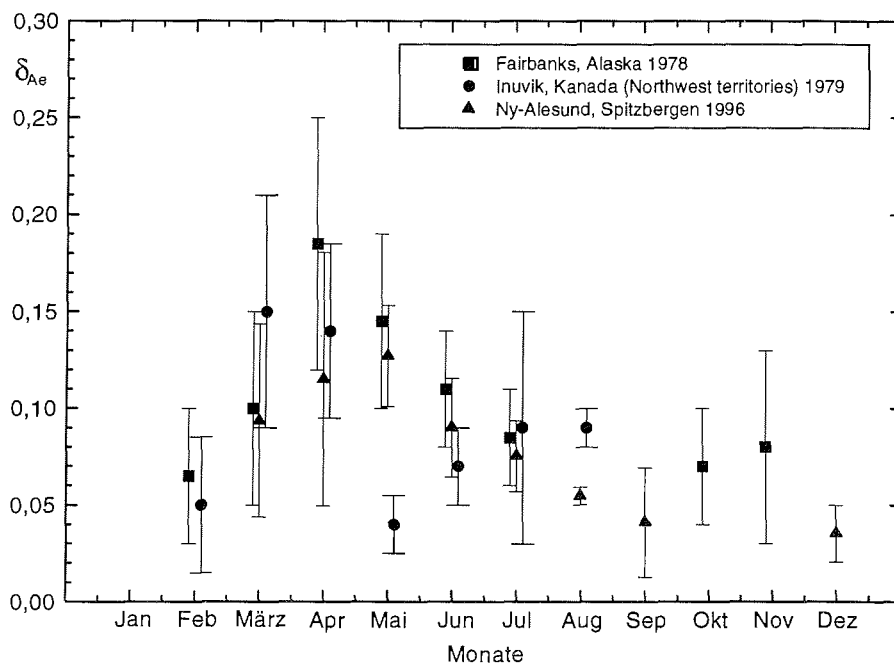


Abbildung 1: Typischer Jahresgang (Monatsmittel und Streuung) der columnaren optischen Dicke des Aerosols bei $0,50 \mu\text{m}$ in Inuvik (*Freund*, 1983), Fairbanks (*Shaw*, 1982) und in Ny-Ålesund.

Die Aerosolkonzentration in der Arktis unterliegt einer starken jahreszeitlichen Schwankung mit einem Minimum im Sommer/ Herbst und einem Maximum im

späten Winter und Frühjahr, namentlich in der Zeit von März bis Mai (Abb. 1). Dies resultiert einerseits aus der mit dem Wechsel von Polartag und –nacht stark schwankenden Strahlungsbilanz in der Arktis selbst und andererseits aus den jahreszeitlich bedingten Änderungen im Transport von Luftmassen aus den Quellgebieten anthropogener Aerosole in den mittleren Breiten in die Arktis. Beide Mechanismen sind sehr vielfältig und bis heute noch nicht völlig geklärt. Sie sollen hier auch nur in soweit erläutert werden, wie es für das Verständnis und die Interpretation der Ergebnisse dieser Arbeit von Bedeutung ist.

Raatz (1991) erklärt den ersten „lokalen“ Einflußfaktor so, daß im Winter und zeitigen Frühjahr durch das Fehlen der Sonneneinstrahlung die Strahlungsbilanz in der Arktis negativ ist. Damit verbunden ist eine starke Abkühlung der Oberfläche in weiten Teilen der Arktis. Dies führt zur Ausbildung einer sehr stabilen Luftschichtung mit einer stark ausgeprägten Inversion, die die freie Troposphäre von der arktischen Grundschicht (*Schneider-Carius*, 1953) abtrennt. Aerosole und Gase, die aus dem Süden in die Arktis transportiert werden, können sich relativ lange in der Troposphäre halten, da die Mechanismen zum Aerosolabbau, wie Durchmischung der Luft und Niederschläge, weitgehend fehlen. Mit dem Ende der Polarnacht werden unter dem Einfluß der zunehmenden Sonneneinstrahlung photochemische Prozesse und eine Gas-Partikel-Umwandlung möglich (siehe 2.2.2). Dadurch erhöht sich gerade in dieser Zeit nochmals die Aerosolkonzentration. Im Mai, wenn durch die ständige Sonneneinstrahlung die Strahlungsbilanz positiv und dadurch die Schichtung in der Atmosphäre labiler geworden ist, kommt es zu einem mehr oder weniger abrupten Abbau der Aerosolkonzentration.

Neben diesem lokalen Wechsel in der Strahlungsbilanz der Arktis ist der starke Unterschied im Strahlungsbudget zwischen Äquator (starke Erwärmung) und den Polregionen (starke Auskühlung) und die daraus resultierenden langen Wellen in der Atmosphäre (Rosby-Wellen) der grundlegende Antriebsmechanismus für Transportprozesse aus den mittleren und sogar subtropischen Breiten in die Arktis. Auch die Lage der Polarfront beeinflusst diesen Prozeß nachhaltig. In den Zeiten, wenn die Amplitude der langen Wellen relativ klein ist und zonale Strömungen in der Atmosphäre der mittleren Breiten vorherrschen, ist die Polarluft weitgehend isoliert von den Luftmassen weiter südlich. Wächst die Amplitude der langen Wellen an, kommt es vornehmlich zu einer meridionalen Strömung und damit zu einem Luftaustausch zwischen nördlichen und südlichen Breiten. Dabei spielen u.a. die nach Osten wandernden Tiefdruckgebiete eine bedeutende Rolle. Werden sie unter bestimmten Wetterlagen (z.B. stabiler Hochdruck über Mittel- und Osteuropa im Winter) nach Norden abgedrängt, führen sie nicht nur die wärmere Luft der mittleren Breiten, sondern auch große Mengen an anthropogenen Aerosolen mit sich. Derartige Wetterlagen (sogenannte „blocking“-Situationen) unterliegen zeitlichen und lokalen Schwankungen. Allgemein treten sie häufiger im Winter/Frühjahr als im Sommer/Herbst auf (*Raatz*, 1991). So kommt es gerade in dieser Jahreszeit zur Ausbildung charakteristischer Transportwege (siehe Abb. 2), entlang derer die Luftmassen aus den Quellregionen in Europa, Sibirien und Nordamerika in die Arktis gelangen (*Raatz und Shaw*, 1984; *Harris*, 1994; *Vinogradova und Egorov*, 1996). Dabei sind die konkreten meteorologischen Bedingungen (Temperatur, Druck und Feuchtegehalt der Luft) in den Quellregionen bestimmend für die Transporthöhe und die Auswaschung von

Aerosolen durch Niederschlag während des Transports. Ein Luftpaket aus mittleren Breiten, daß nördlich der Polarfront seinen Weg nach Norden in eine kältere Region beginnt, wird je nach Feuchtegehalt angehoben. Da die Temperaturdifferenz zwischen Quell- und Zielgebiet jedoch nicht sehr hoch ist, wird diese Anhebung nicht sehr stark sein.

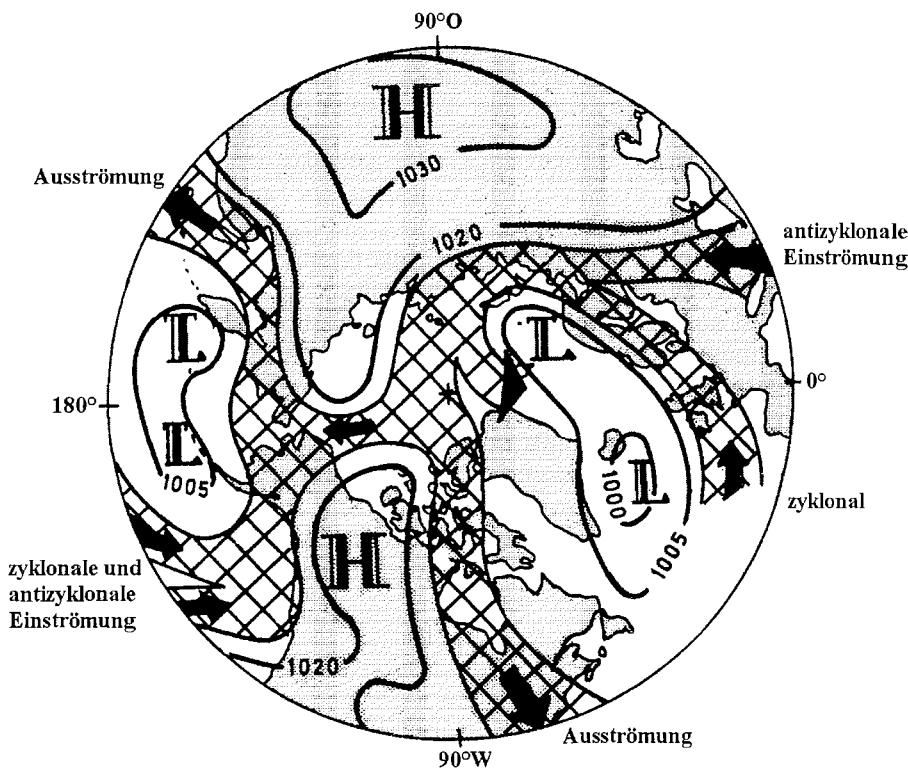


Abbildung 2: Schematische Darstellung der mittleren Verteilung des Bodendrucks (mb) im Winter mit den hauptsächlichsten Strömungsgebieten in und aus der Arktis (nach Raatz, 1991).

Anders verhält es sich mit Luftmassen, die von mittleren Breiten südlich der Polarfront nach Norden transportiert werden. Sie erfahren in der Polarfront, einer Zone mit einem sehr starken horizontalen Temperaturgradienten zwischen Polarluft und Tropikluft, eine starke Anhebung. Im Ergebnis des weiteren Transportes nach Norden wird sich die Höhe der Luftmasse dann nur noch wenig ändern. Ist die Anhebung der Luftmassen mit der Ausbildung von Niederschlägen verbunden, kommt es zur Auswaschung der mitgeführten Aerosole. Insgesamt werden dieses Luftpaket und damit die Aerosole und Gase in einer größeren Höhe in die Arktis gelangen als das im ersten Fall genannte Luftpaket. So kann es in der Arktis in unterschiedlichen Höhen zur Anreicherung von Aerosolen unterschiedlicher Konzentration kommen. Die Lage und Entstehungsmechanismen von Bodeninversionen, angehobenen Inversionen oder von Bereichen mit Isothermie in der arktischen Troposphäre selbst

bestimmen ebenfalls die vertikale Struktur des Aerosols. Die Erfassung und Systematisierung der vertikalen Struktur des troposphärischen Aerosols in der Arktis und seiner optischen und chemischen Eigenschaften ist äußerst schwierig. Selbst Messungen nach dem herkömmlichen LIDAR (Light detection and ranging)-Meßverfahren (Klett, 1981; Jäger und Hofmann, 1991) sind in hohen nördlichen Breiten eher selten und so wie viele Flugzeugmessungen meist auf eine Wellenlänge beschränkt. Sie beinhalten aufgrund der notwendigen Annahmen für das sogenannte LIDAR-Verhältnis, das Verhältnis von Extinktionskoeffizient zu Rückstreuoeffizient, große Unsicherheiten. In der Arktis werden LIDAR-Meßsysteme vorrangig zur Beobachtung stratosphärischer Aerosole vulkanischen Ursprungs bzw. von PSCs (Polar Stratospheric Clouds) benutzt (z.B. Beyerle *et al.*, 1995). Neuere LIDAR-Meßverfahren, wie Raman LIDAR, dessen Erweiterung auf mehrere Wellenlängen (Ansmann *et al.*, 1997; Müller *et al.*, 1998) oder Messungen bei mehreren Zenitwinkeln (Gutkowitz-Krusin, 1993) haben bisher kaum Eingang in die Bestimmung der Eigenschaften troposphärischer Aerosole in der Arktis gefunden.

Charakteristisch ist auch die horizontale Inhomogenität der Aerosolschichten in der Arktis. Ihre räumliche Ausdehnung kann von wenigen 100 km bis über 1000 km betragen (Raatz, 1984; Heintzenberg, 1989). Darüber hinaus ist es möglich, daß durch großräumige Absinkbewegungen in Hochdruckgebieten und durch sogenannte Tropopausenfaltungen stratosphärische Luft in die obere Troposphäre gelangt. Eventuell vorhandene vulkanische Aerosole lassen sich dann in der freien Troposphäre nachweisen.

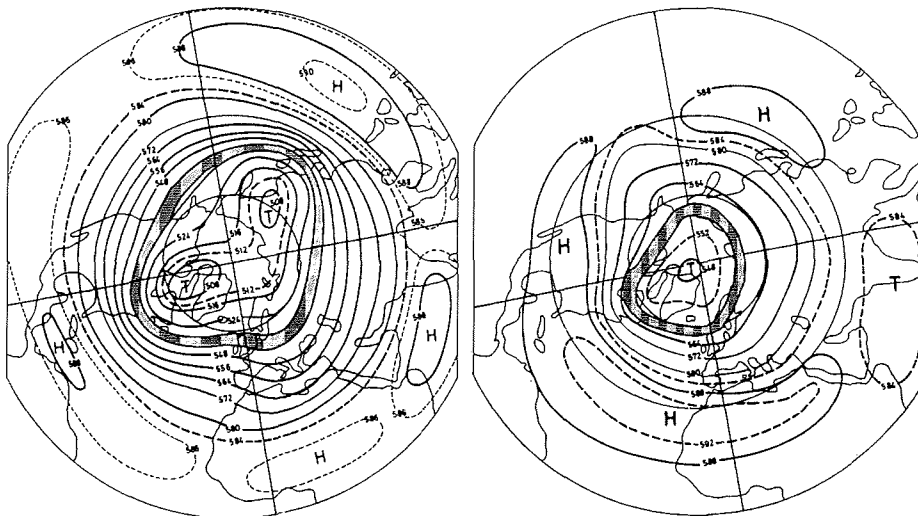
Im folgenden soll versucht werden, bisher bekannte allgemeingültige bzw. im Einzelfall beobachtete physikalische Aerosoleigenschaften zusammenzufassen.

2.2.1 Arktisches Aerosol im Sommer

Im Sommer ist die arktische Atmosphäre durch die Lage der Polarfront bei etwa 60°N bis 70°N weitgehend von den Quellregionen anthropogener Aerosole abgeschirmt (Abb. 3b). Kommt es zur Advektion warmer feuchter Luft in die Polregion, so führt dies zum Aufgleiten der warmen Luftmassen auf die kältere Luft über der Eiskappe. Die beiden unterschiedlichen Luftmassen bilden in geringer Höhe (200 m bis 300 m) eine Bodeninversion. Die Konzentration und die physikalisch-chemischen Eigenschaften von Aerosolen (sofern vorhanden) oberhalb und unterhalb der Inversion können demnach sehr stark voneinander differieren.

Wenn, wie oben beschrieben, Luftmassen von Gebieten südlich der Polarfront nach Norden transportiert werden, erfahren sie eine starke Anhebung. Dies ist in erster Linie zutreffend für Luftmassen mit starker Aerosolkonzentration aus den mittleren Breiten oder auch für Luftmassen aus südlicheren Regionen, die z.B. Wüstenstaub mit sich führen. Die daraus resultierenden Haze-Schichten im Sommer (Flyger *et al.*, 1976; Hegg *et al.*, 1996; Ottar *et al.*, 1986) sind also meistens in größeren Höhen im Zusammenhang mit angehobenen Inversionen nachweisbar, so daß Bodenmessungen mit Teilchenzählern u.ä. in situ-Meßverfahren nicht die wahren Verhältnisse in der Troposphäre widerspiegeln. Neben anthropogenen Aerosolen bildet vor allem der eisenhaltige Wüstenstaub (von der Erdkruste durch Winderosion freigesetzte Minerale) die bräunlich bis

orange erscheinenden Haze-Schichten (z.B. *Flyger et al.*, 1976). Von einzelnen Haze-Ereignissen abgesehen ist die arktische Troposphäre in den Sommermonaten Juni bis August jedoch weitgehend frei von Aerosolen.



a) Januar

b) Juli

Abbildung 3: Mittlere absolute Topographie der 500-hPa-Fläche (in gpdam) und Lage der Polarfront.

Tabelle 2.1 stellt eine Auswahl von Arbeiten aus den letzten zwanzig Jahren zusammen, in denen über einzelne optische Parameter des arktischen Aerosols im Sommer berichtet wird. Vorherrschend sind Meßergebnisse aus dem amerikanischen und kanadischen Sektor der Arktis, wie auch aus Grönland und dem Raum Spitzbergen. Die columnare optische Dicke des Aerosols δ_{Ae} (Troposphäre und Stratosphäre) ist im Sommer sehr gering (z.B. *Shaw*, 1975; *Leiterer*, 1991; *Hegg*, 1996; *Radionov*, 1995). Häufig findet man Angaben nur zu einer Wellenlänge im sichtbaren Bereich. Für $0,55 \mu\text{m}$ liegt der mittlere Wert für die gesamte Luftsäule bei $\delta_{Ae}(0,55 \mu\text{m}) = 0,04$. Die wenigen vorhandenen Aerosolpartikel sind im wesentlichen in der Grenzschicht und in der unteren Troposphäre zu finden. Ihre Konzentration nimmt in etwa exponentiell mit der Höhe ab (*Shaw*, 1975). Auch die Streukoeffizienten (die meisten Angaben findet man auch in diesem Fall nur zu einer Wellenlänge im sichtbaren Bereich des Spektrums), die mit Nephelometern unterschiedlicher Bauart gewonnen wurden, sind im Sommer mit Werten von $\sigma_{sc}(0,55 \mu\text{m}) = 0,0028 \text{ km}^{-1}$ bis $0,013 \text{ km}^{-1}$ klein, z.B. *Bodhaine et al.* (1981), *Heintzenberg* (1984) und *Brock et al.* (1989). Die Bestimmung des Absorptionskoeffizienten ist eher selten. Für die Auswertung lagen nur die Arbeiten von *Heintzenberg* (1984) und *Blanchet* (1989) mit Werten für $\sigma_{ab}(0,55 \mu\text{m})$ zwischen 10^{-5} km^{-1} und $3 \cdot 10^{-4} \text{ km}^{-1}$ vor. Diese Werte sind bis zu zwei Größenordnungen kleiner als die gleichzeitig ermittelten Streukoeffizienten.

Tabelle 2.1(a): Auswahl von Veröffentlichungen mit Meßergebnissen zum arktischen Aerosol im Sommer.

Quelle	Messung Ort
Shaw, G.E. (1975)	Alaska
Bodhaine et al. (1981)	Alaska
Freund, J. (1983)	kanadische Arktis
Heintzenberg, J. (1984) Spitzbergen	Grönland/ Franz-Joseph-Land/ Spitzbergen
Ottar et al. (1986)	Spitzbergen
Blanchet (1989)	Literaturlauswertung
Brock et al. (1989)	Grönland/ Alaska
Herber, A. (1992)	Spitzbergen
Radionov et al. (1995)	russische Arktis
Hegg et al. (1996)	Alaska
Herber et al. (1996)	Spitzbergen

Die aus der Literatur bestimmten Größenbereiche und Mittel für die einzelnen optischen Größen des Aerosols wurden in Tabelle 2.2 zusammengefaßt. Auch in den Sommermonaten wurden bereits mehrfach Ereignisse erhöhter Aerosolkonzentration (Haze-Ereignisse) beobachtet (*Shaw, 1975; Brock et al., 1989*). Gelegentlich findet man gerade im Zusammenhang mit erhöhten Aerosolkonzentrationen im Sommer auch Untersuchungen zu weiteren optischen Parametern dieser Teilchen und möglichen Auswirkungen auf die Strahlungsbilanz in der Arktis. *Covert und Heinzenberg (1993)*, aber auch *Flyger et al. (1976)* und *Brock et al. (1989)* berichten über Teilchen im Nucleation-Mode und Accumulation-Mode, und zwar in Luftschichten mit geringer Aerosolkonzentration als auch in Haze-Schichten. *Brock et al. (1989)* konnten im Sommer 1985 in Haze-freier Luft und bei geringer Haze-Belastung in verschiedenen Teilen der westlichen Arktis auch Teilchen im Coarse-Mode nachweisen. In jedem Fall sind die Teilchen mit Radien kleiner $0,1 \mu\text{m}$ (Nucleation-Mode) in der Anzahl dominierend. Ihre optische Wirksamkeit auf das Sonnenlicht kann jedoch von den relativ wenigen, aber viel größeren Teilchen überdeckt werden.

Tabelle 2.1(b):

Messung Zeit	Bemerkung
7/72	columnare Bodenmessung/ Flugzeugmessungen
77-78	Bodenmessung
78-80	columnare Bodenmessung
80 82	Bodenmessung
83	Flugzeugmessungen
	Vergleich Messungen/ Modellrechnungen
8/85	Flugzeugmessungen
8/91	columnare Bodenmessung
33-92	columnare Bodenmessung
6/95	columnare Bodenmessung/ Flugzeugmessungen
91-96	columnare Bodenmessungen

Angaben über die für das Strahlungsforcing bedeutsamen optischen Parameter, wie Einfachstreualbedo und Asymmetrieparameter für Aerosole im Sommer sind selten zu finden. Stellvertretend sei hier die Arbeit von *Hegg et al.* (1996) genannt. Sie bestimmten bei Bodenalbedowerten zwischen 0,13 und 0,73 einen mittleren Wert für die Einfachstreualbedo $\omega_0(0,55 \mu\text{m}) = 0,92 \pm 0,04$ und liegen damit im oberen Bereich der von *d'Almeida et al.* (1991) in ihrem globalen Aerosolmodell für arktisches Aerosol (mit relativer Feuchte bis 90%) definierten Werte für $\omega_0(0,55 \mu\text{m})$ von 0,844 bis 0,926. Betrachtet man die von *Blanchet* (1989) zusammengestellten Streu- und Absorptionskoeffizienten, so ergeben sich Einfachstreualbedowerte im Sommer zwischen 0,91 und 0,97. Diese recht hohen Einfachstreualbedowerte (direkter Einfluß) führten *Hegg et al.* (1996) und andere Autoren unter Berücksichtigung der chemischen Zusammensetzung des Aerosols und des Einflusses der hohen Teilchenkonzentration im Nucleation-Mode auf Wolkenbildung und Wolkenalbedo (indirekter Einfluß) zu der Schlußfolgerung, daß Aerosole in der Arktis im Sommer insgesamt abkühlend auf die Atmosphäre wirken.

Tabelle 2.2: Mittelwerte und Größenintervalle für optische Parameter des arktischen Aerosols im Sommer (Angaben für Wellenlängen von 0,44 μm , 0,5 μm und 0,55 μm).

optischer Parameter	Mittel / Wertebereich	Anzahl der berücksichtigten Veröffentlichungen
columnare optische Dicke des Aerosols (Troposphäre u. Stratosphäre):		
	0,04 \pm 0,02 (Background)	6
	0,157 \pm 0,065 (Haze)	6
optische Dicke des Aerosols in Luftschichten (Mächtigkeit 0,5 km - 3 km), gemessen bis zu einer Höhe von 5 km:		
	0,003 - 0,22	2
Streukoeffizient am Boden [km^{-1}]:		
	0,00035 - 0,0049	2
Streukoeffizient in Luftschichten (Mächtigkeit 0,5 km – 3 km), gemessen bis zu einer Höhe von 5 km [km^{-1}]:		
	0,01 - 0,024	2
Absorptionskoeffizient [km^{-1}]:		
	10^{-5} - $3 \cdot 10^{-4}$	2
Einfachstreueralbedo:		
	0,88 - 0,98	2
Mittlere Radien in einzelnen Größenbereichen [μm]:		
Nucleation-Mode	$\leq 0,1$	1
Accumulation-Mode	0,2 - 1	2
Coarse-Mode	2,75	1

2.2.2 Arktisches Aerosol im Frühjahr

Im Winter und Frühjahr befindet sich die Polarfront bei etwa 40°N bis 50°N (Abb. 3a). Quellregionen anthropogener Aerosole in den mittleren Breiten befinden sich zu großen Teilen wie die Arktis selbst unter dem Einfluß der Polarluft. Unter sogenannten „blocking“-Situationen, wenn sich mächtige

Hochdruckgebiete über Asien bis nach Europa und über Nordamerika ausbreiten, werden die westwärts ziehenden Zyklogen nach Norden abgedrängt und machen einen Transport von anthropogenen Aerosolen und Gasen (z.B. Industrieabgase, Verbrennungsprodukte) in die Polarregion möglich. Besonders während der Wintermonate ohne Sonnenlicht, kommt es durch die negative Strahlungsbilanz zu einer starken Abkühlung der nach Norden transportierten Luft und damit zur Ausbildung einer starken Bodeninversion (bis 2 km Höhe), die die Verhältnisse in der Atmosphäre stabilisiert und den turbulenten Austausch zwischen den einzelnen Luftschichten und damit eine vertikale Verteilung der herantransportierten Aerosole einschränkt (Orvig, 1970; Raatz, 1991; Shaw, 1995). Obwohl sich diese Inversion innerhalb ein und der selben Luftmasse ausbildet, kann die Aerosolkonzentration ober- und unterhalb sehr unterschiedlich sein. Einerseits kann es durch gravitationsbedingten Ausfall der Teilchen in der Grenzschicht zu einer Verarmung an Aerosolen kommen, während sich die Teilchenkonzentration oberhalb der Inversion nicht wesentlich ändert. Andererseits verhindert die stabile Schichtung eine vertikale Durchmischung in der unteren Troposphäre, so daß hohe Teilchenkonzentrationen auf die Grenzschicht beschränkt sein können. Auch im Winter/ Frühjahr kann es zur Ausbildung abgehobener Inversionen kommen, z.B. durch die Zerstörung der stabilen thermischen Verhältnisse in der Grenzschicht durch die anwachsende atmosphärische Gegenstrahlung durch Wolken oder durch großräumige Absinkbewegungen in Hochdruckgebieten. Aerosole können an solchen Inversionen ähnlich verteilt sein, wie an der Bodeninversion. Haze kann also sowohl in der Grenzschicht als auch in mehreren Schichten oberhalb dieser vorkommen, und zwar als scharf abgegrenzte Schichten, die je nach Kohlenstoffgehalt als graubraune bis schwarze Bänder sichtbar sind. So ergab die Auswertung der Ptarmigan-Flüge durch Raatz (1984) Höhen von maximal 700 hPa bis 500 hPa (ca. 3 km bis 5 km). Skuratov (1997) und Leiterer *et al.* (1997) zeigen Schichten erhöhter Aerosolkonzentration bis in den Bereich der Tropopause.

Im späten Winter verhindert im zentralarktischen Becken die dicke, weitgehend geschlossene Eisdecke eine Zufuhr von Feuchte und Wärme aus dem Ozean. Dadurch ist die Luft über der Eiskappe sehr trocken und kalt. In weiten Gebieten der Arktis ist die Niederschlagstätigkeit stark reduziert und es fehlen weitgehend die Mechanismen, die in mittleren Breiten zu einem Auswaschen der Aerosole und Gase führen. Verweilzeiten einzelner Komponenten von mehreren Wochen (Shaw *et al.*, 1993: bis 30 Tage) sind theoretisch möglich. Nach Sonnenaufgang kann es dann zur photolytischen Bildung von Nucleationskernen aus der Gasphase kommen und zu einem weiteren Wachstum der Teilchen durch Koagulation (Zusammenschluß von Molekülen durch die brownsche Molekularbewegung zu größeren Teilchen). Damit entstehen in der Arktis, die ja selbst weitgehend frei von anthropogenen Quellen ist, Aerosolkonzentrationen wie sie für Industrieregionen in Europa oder Mittelamerika typisch sind. Es entsteht der sogenannte „Arctic Haze“, der hauptsächlich aus bereits gealterten anthropogenen Aerosolen besteht (z.B. Leiterer und Graeser, 1990; Heintzenberg *et al.*, 1981; Covert und Heintzenberg, 1993).

Tabelle 3.1(a): Auswahl von Veröffentlichungen mit Meßergebnissen zum arktischen Aerosol im Frühjahr.

Quelle	Messung Ort
Shaw, G.E. (1975)	Alaska
Bodhaine et al. (1981)	Alaska
Freund, J. (1983)	kanadische Arktis
Clarke et al. (1984)	Alaska
Schnell u. Raatz (1984)	Alaska
Wendling et al. (1985)	Spitzbergen
Ottar et al. (1986)	Spitzbergen
Blanchet, J.-P. (1989)	Literaturlauswertung
Dutton et al. (1989)	Kanadische Arktis und Alaska
Leiterer u. Graeser (1990)	russische Arktis
Leiterer et al. (1991)	russische Arktis
Herber, A. (1992)	Spitzbergen
Pilewski u. Valero (1993)	Spitzbergen
Radionov et al. (1995)	russische Arktis
Herber et al. (1996)	Spitzbergen
Khattatov et al. (1997a+b)	russische/ kanadische Arktis
Skuratov, S. (1997)	russische/ kanadische Arktis

Ein weiteres Phänomen im arktischen Winter und Frühjahr ist bekannt unter dem Namen „Diamond Dust“ oder auch „Polarschnee“. Dabei handelt es sich um kleine Eiskristalle ($r_{\text{eff}} = 10 \mu\text{m} - 100 \mu\text{m}$), die von einem sonst klaren, unbewölkten Himmel als glitzernder Niederschlag langsam zur Oberfläche sinken (Ohtake et al., 1982; Leaitch et al., 1984). Eigentlich gleichen die Bildungsmechanismen für „Diamond Dust“ denen für Wasserwolken oder Nebel.

Tabelle 3.1(b):

Messung Zeit	Bemerkung
4/72	columnare Bodenmessung/ Flugzeugmessungen
77-78	Bodenmessung
78-80	columnare Bodenmessung
82	Flugzeugmessungen
83	Flugzeugmessungen
83	Flugzeugmessungen
84	Flugzeugmessungen
	Vergleich Messungen/ Modellrechnungen
4/86	columnare Bodenmessung/ Flugzeugmessungen
3/89	columnare Bodenmessung
3/90	columnare Bodenmessung/ Flugzeugmessungen
3/91	columnare Bodenmessung
3/89	Flugzeugmessungen
79-92	columnare Bodenmessung
91-96	columnare Bodenmessung
94	Flugzeugmessungen
94	Flugzeugmessungen

Der wesentliche Unterschied ist der Temperaturbereich. Am häufigsten kann es in der Arktis zur Bildung von „Diamond Dust“ kommen, wenn Temperaturen unter -22 °C vorhanden sind und der Feuchtegehalt der Luft den Sättigungsgrad über Eis überschreitet. Die kleinen Eiskristalle wurden jedoch auch schon bei höheren Temperaturen, z.B. bei -15 °C beobachtet (*Curry et al.*, 1990). Der bedeutendste Bildungsmechanismus ist die Advektion warmer

feuchter Luft aus niederen Breiten über die kalte Schnee- und Eisoberfläche (Curry *et al.*, 1990), wie er bei oben beschriebenen meridionalen Luftaustausch gelegentlich vorkommen kann. Der Transport aerosolhaltiger Luftmassen in die Arktis ist oft mit der Entstehung von „Diamond Dust“ verbunden. Dabei fungieren die kleinsten Aerosolteilchen (Nucleation-Mode) als Sublimationskerne. Die Eispartikel beeinflussen nicht nur vornehmlich durch ihre intensive Lichtstreuung und -reflexion die Strahlungsbilanz, sondern könnten auch bedeutsam für die Eisoberflächenakkumulation und die Luftchemie der Arktis sein (Curry *et al.*, 1990). Bisher gibt es jedoch nur wenige Untersuchungen zu diesem Phänomen.

Wie bereits von anderen Autoren festgestellt wurde, ist Haze in der gesamten Arktis verbreitet (z.B. Raatz, 1984; Shaw, 1995; Skuratov, 1997; Dreiling und Friederich, 1997). In seiner horizontalen Ausbreitung ist er sehr inhomogen und wird oft als „patchy“ (deutsch: ungleichmäßig) beschrieben (Raatz, 1984; Schnell und Raatz, 1984; Khattatov *et al.*, 1997b). Während Raatz (1984) bei der Auswertung der Ptarmigan-Flüge Haze-Schichten mit einer Ausdehnung von 800 km bis 1300 km fand, beobachteten Dreiling und Friederich (1997) Haze in einer Ausdehnung von nur einigen 10 km. Sie konnten auch Schichtdicken von mehreren 10 m bis 100 m nachweisen. So variabel das Erscheinungsbild des Haze ist, so vielfältig sind auch die Untersuchungsmethoden und seine bisher dokumentierten optischen Eigenschaften. Tabelle 3.1 gibt in Auszügen einen kurzen Überblick über Arbeiten zum „Arctic Haze“ aus den letzten 20 Jahren. Besonders zahlreich sind bisher die Messungen im amerikanischen und kanadischen Sektor der Arktis (z.B. Clarke, 1984; Wendling *et al.*, 1985; Dutton *et al.*, 1989). Am häufigsten findet man Aussagen zur vertikalen Verteilung des Streukoeffizienten, der bei einer mittleren Wellenlänge λ von 0,5 μm bzw. 0,55 μm zwischen $\sigma_{\text{sc}}(\lambda) = 0,0019 \text{ km}^{-1}$ und $\sigma_{\text{sc}}(\lambda) = 0,082 \text{ km}^{-1}$ variiert. Werte für den Extinktionskoeffizienten in Haze-Schichten liegen für den gleichen Wellenlängenbereich im Mittel bei $\sigma_{\text{ex}}(\lambda) = 0,11 \text{ km}^{-1}$ und zeigen eine hohe Variationsbreite. Die vornehmlich aus columnaren Bodenmessungen stammenden Angaben zur optischen Dicke der gesamten atmosphärischen Säule ergeben für das Frühjahr im Mittel einen Wert von $\delta_{\text{Ae}}(\text{VIS}) = 0,27$. Die neusten Arbeiten, z.B. von Khattatov *et al.* (1997a und 1997b), Skuratov (1997) und Leiterer *et al.* (1997) findet man in der im Mai 1997 erschienenen Sonderausgabe von „Atmospheric Research“. Über diese und die von Nagel *et al.* (1998) veröffentlichten Ergebnisse wird im Rahmen dieser Arbeit noch gesondert berichtet. Tabelle 3.2 gibt eine Zusammenfassung der aus den o.g. Arbeiten ermittelten optischen Parameter des arktischen Aerosols im Frühjahr.

In der Literatur findet man auch Messungen der Größenverteilung der Aerosole in Haze-Schichten mit den unterschiedlichsten Meßmethoden. Dabei sind in situ-Messungen mit Teilchenzählern, insbesondere im Nucleation-Mode, besonders häufig, aber auch problematisch. Durch den cutoff-Effekt der verwendeten Inlets (d.h. durch die Größe des Inlets am Meßgerät gelangen alle Teilchen, die größer als der Inletquerschnitt sind, nicht in die Meßkammer) kann es dazu kommen, daß die ermittelten Größenverteilungen nur einen Teil aller vorhandenen Teilchen erfassen. Darüber hinaus kamen Dreiling und Friederich (1997) zu dem Schluß, daß die Teilchen dieser Größenklasse gerade bei „Arctic Haze“ in ihrer Anzahl nicht vorherrschend sind. Auch Leitch *et al.* (1984) stellten fest, daß die von ihnen beobachteten Eiskristalle von

wesentlich größerer Bedeutung für die Lichtstreuung und damit für das Strahlungsforcing des Haze sind als die kleinen Teilchen im Nucleation-Mode.

Tabelle 3.2: Mittelwerte und Größenintervalle für optische Parameter des Aerosols im Frühjahr.

optischer Parameter	Mittel/ Wertebereich	Anzahl der berücksichtig- ten Veröffentlichungen
columnare optische Dicke des Aerosols (Troposphäre und Stratosphäre):		
	0,08 ± 0,03 (Background)	8
	0,27 ± 0,18 (Haze)	8
optische Dicke des Aerosols in Luftschichten (Mächtigkeit 0,5 km – 3 km), gemessen bis zu einer Höhe von 5 km:		
	0,012 – 0,7	4
Streukoeffizient am Boden [km ⁻¹]:		
	0,01 – 0,036	3
Streukoeffizient in Luftschichten (Mächtigkeit 0,5 km – 3 km), gemessen bis zu einer Höhe von 5 km [km ⁻¹]:		
	0,0019 – 0,082	5
Absorptionskoeffizient [km ⁻¹]:		
	0,0019 - 0,0068	2
Einfachstrealbedo:		
	0,77 - 0,93	3
Mittlere Radien in einzelnen Größenbereichen [µm]:		
Nucleation-Mode	≤ 0,1	3
Accumulation-Mode	0,1 - 1,5	6
Coarse-Mode	-	-

Heintzenberg (1981) fand bei Bodenmessungen in Ny-Ålesund, Spitzbergen 1979, daß sich „Arctic Haze“ im wesentlichen aus Teilchen im Accumulation-Mode zusammensetzt. Seine Beobachtungen wurden später vielfach bestätigt (z.B. Schnell und Raatz, 1984; Ottar et al., 1986; Covert und Heintzenberg, 1993). Wie Dreiling und Friederich (1997) in der russischen Arktis, so fanden auch Covert und Heintzenberg (1993) im atlantischen Sektor (Raum Spitzber-

gen) eine Verarmung an kleinen Teilchen ($r < 0,1 \mu\text{m}$) in der Grenzschicht. Dies wird darauf zurück geführt, daß sich diese Teilchen bereits durch den Alterungsprozeß des Aerosols zu größeren Partikeln formiert haben, eben den Teilchen im Accumulation-Mode und ein „Nachwachsen“ aus der Gasphase oft durch die in der Arktis vorherrschende trockene, kalte Luft im späten Winter und Frühjahr weitgehend verhindert wird. Flugzeugmessungen von *Leiterer et al.* (1991) zeigen, daß es in bodennahen Haze-Schichten auch zu Verarmungen an großen Teilchen (Coarse-Mode) kommen kann, z.B. durch den gravitationsbedingten Ausfall dieser Aerosole. Dies hebt die Bedeutung der Teilchen im Accumulation-Mode für die Größenverteilung im Haze ebenfalls hervor. Wie oben gezeigt wurde, verhindert die stabile Luftschichtung mit der typischerweise stark ausgeprägten Bodeninversion in beiden Fällen ein Durchmischen mit anderen Luftmassen, so daß sich in Grenzschicht und freier Troposphäre unterschiedliche Aerosolmischungsverhältnisse entwickeln können. Später wurde von *Pilewski und Valero* (1993) Haze anhand von Flugzeugmessungen der optischen Dicke als bimodal mit mittleren Radien bei $0,1 \mu\text{m}$ und $0,8 \mu\text{m}$ charakterisiert, wobei jedoch wie auch bei den bereits genannten Autoren die Teilchen im Accumulation-Mode dominierend bleiben.

Veröffentlichungen zu den für die Bestimmung des Strahlungsforcing wichtigen optischen Parametern, wie der Asymmetrieparameter und die Einfachstreueralbedo sind relativ selten. *Clarke et al.* (1984) bestimmten für Haze-Schichten eine Einfachstreueralbedo von $\omega_0 = 0,86$, kennzeichnend für die starke Absorption durch Ruß. Ein Wert, den auch *Blanchet* (1989) als Mittel für die Einfachstreueralbedo nannte. *Wendling et al.* (1985) berechneten dagegen aus ihren flugzeuggestützten Messungen der optischen Dicke mit einem Aerosolmodell, in dem Ruß und Sulfate intern (d.h. die chemischen Substanzen bilden gemeinsame Partikel) bzw. extern (d.h. jedes Partikel besteht nur aus einem Stoff) gemischt wurden, wesentlich höhere Einfachstreueralbedo-Werte von $\omega_0 = 0,924$ (intern gemischtes Aerosol) bzw. $\omega_0 = 0,973$ (extern gemischtes Aerosol). Damit liegen sie näher an den von *d'Almeida et al.* (1991) in ihrem Modell definierten Werten von $\omega_0 = 0,974 - 0,997$. Auch im GADS von *Koepke et al.* (1997) findet man für wasserlösliche Partikel und Seesalz Werte von $\omega_0 > 0,98$. Es ist jedoch denkbar, daß diese Modelle einen größeren Fehler beinhalten als die aus direkten Messungen des Streu- und des Absorptionskoeffizienten bestimmten Werte von *Clarke et al.* (1984).

2.2.3 Das „Arctic Haze“-Modell von *Shaw et al.* (1993)

Shaw et al. stellten 1993 gestützt auf langjährige eigene Messungen ein realistischeres Aerosolmodell für den „Arctic Haze“ vor. Es beinhaltet wie schon bei *Whitby* (1978) Aerosole im Nucleation-Mode, Accumulation-Mode und Coarse-Mode (siehe Tabelle 4). Obwohl die Teilchen im Nucleation-Mode in der Anzahl überwiegen, zeigt die geringe Massenkonzentration M , daß diese Teilchen nur eine geringe optische Wirksamkeit haben. Ausgehend von der Annahme, daß alle Teilchen Kugeln sind und der komplexe Brechungsindex für die einzelnen Aerosolkomponenten bekannt ist, wurden unter Nutzung der Mie-Theorie die anderen optischen Parameter berechnet wie die Phasenfunktion, die Einfachstreueralbedo und der Asymmetrieparameter. Diese Berechnungen wurden sowohl für die einzelnen Moden, als auch für die Gesamtheit aller Teil-

chen entsprechend dem in Tabelle 4 genannten Massenmischungsverhältnis vorgenommen. Es zeigt sich, daß vor allem die Teilchen im Accumulation-Mode für die optischen Parameter des Modell-„Arctic Haze“ im sichtbaren (VIS) und nahen Infrarot (NIR) - Wellenlängenbereich ausschlaggebend sind. Im wesentlichen gleicht der für die Gesamtmischung berechnete Extinktionskoeffizient in diesem Spektralbereich dem Extinktionskoeffizienten, der nur durch die Teilchen im Accumulation-Mode bestimmt ist. Mit Werten zwischen $\sigma_{\text{ex}}(0,3 \mu\text{m}) = 0,1 \text{ km}^{-1}$ und $\sigma_{\text{ex}}(0,3 \mu\text{m}) = 0,008 \text{ km}^{-1}$ ist er durchaus mit anderen hier bereits genannten Größen vergleichbar. Die großen Teilchen im Coarse-Mode liefern für Wellenlängen zwischen $0,3 \mu\text{m}$ und etwa $2 \mu\text{m}$ nur einen neutralen Beitrag zur Extinktion, was sich mit Ergebnissen aus Messungen deckt. Die Extinktion durch die kleinen Teilchen im Nucleation-Mode im sichtbaren Wellenlängenbereich ist ca. drei Größenordnungen geringer und damit vernachlässigbar klein.

Tabelle 4: Aerosolmodell für „Arctic Haze“ nach *Shaw et al.* (1993).

Mode	Moden der Lognormal-Verteilung				Chem. Komponenten
	r_m [μm]	σ	N [cm^{-3}]	M [μgm^{-3}]	
Nucleation	0,02	1,8	400,0	0,05	Schwefelsäure
Accumulation	0,15	1,4	340,0	5,0	Ammoniumsulfat Kohlenstoff (extern gem.)
Coarse	2,5	2,0	0,41	5,0	Aluminiumsilikat

Die von *Shaw et al.* (1993) berechneten Werte für die Absorptivität ($1 - \omega_0$), d.h. den Anteil der Absorption durch Aerosolteilchen an der Extinktion, zeigen deutlich, daß auch hier der Accumulation-Mode für die Gesamttextinktion dominierend ist. Da die Absorption durch Teilchen im Accumulation-Mode im gesamten hier betrachteten Wellenlängenbereich weniger als 30 % der Gesamttextinktion ausmacht und der Anteil der Absorption durch Teilchen im Coarse-Mode sogar abnimmt, macht sich die recht hohe Absorption durch die kleinen Teilchen im Nucleation-Mode kaum bemerkbar. Entscheidend ändert sich dieses Verhältnis erst ab Wellenlängen größer $4 \mu\text{m}$. Im Gegensatz dazu vertrat *Blanchet* (1989) die Ansicht, daß Aerosole mit hohem Rußanteil im sichtbaren Wellenlängenbereich ebenfalls stark absorbierend wirken (Einfachstreueralbedo für reinen Ruß $\leq 0,2$), während Aerosole mit hohem Sulfatanteil im gleichen Wellenlängenbereich das Licht mehr streuen (Einfachstreueralbedo für reines $\text{SO}_4^{2-} \approx 1,0$). Aus den bei *Shaw et al.* (1993) veröffentlichten Diagrammen lassen sich für das im Modell verwendete Aerosolgemisch Werte für die Einfachstreueralbedo von 0,75 bis 0,94 (bei $0,55 \mu\text{m}$: $\omega_0 \approx 0,91$) ablesen, was z.B. zu den Messungen von *Clarke et al.* (1984) paßt und auf einen hohen Sulfatanteil hinweist.

Der mit dem Modell bestimmte wellenlängenabhängige Asymmetrieparameter $g(\lambda)$ zeigt, daß die kleinen Teilchen im Nucleation-Mode vorwiegend dispers streuen, d.h. in alle Richtungen gleichmäßig ($g < 0,3$ im gesamten Spektralbereich). Die großen Teilchen im Coarse-Mode streuen dagegen im VIS und NIR vorwiegend in Vorwärtsrichtung, was der recht große Asymmetrieparameter von $g(\lambda) > 0,7$ belegt. Der Gesamt-Asymmetrieparameter, der im betrachteten Spektralbereich wesentlich durch das Verhalten der Teilchen im Accumulation-Mode gekennzeichnet ist, fällt von Werten $g(0,3 \mu\text{m}) > 0,7$ bis zu $g(1,1 \mu\text{m}) \approx 0,45$ ab. Im VIS-Bereich überwiegt also im „Arctic Haze“-Fall bei kleinen Wellenlängen die Vorwärtsstreuung und bei größeren Wellenlängen sind auch die Seitwärts- und Rückwärtsstreuung von Bedeutung. Erst bei Wellenlängen größer $1,1 \mu\text{m}$ (insbesondere im Infrarot-Bereich) wird das Streuverhalten durch die Teilchen im Coarse-Mode bestimmt und damit durch starke Vorwärtsstreuung.

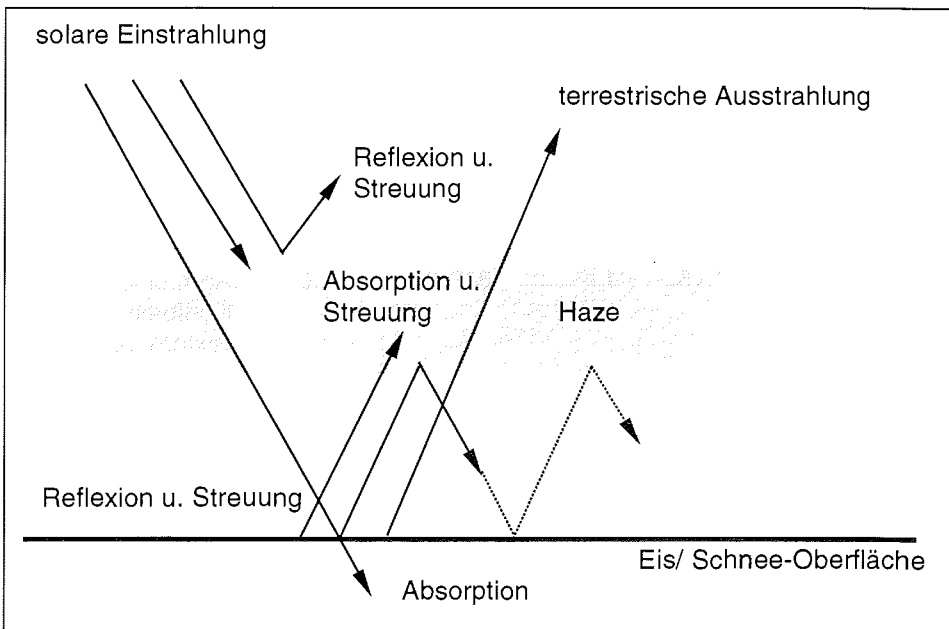


Abbildung 4: Schematische Darstellung der Wirkungsweise einer Haze-Schicht auf die Strahlungsflüsse in der Arktis.

Dies ist von besonderer Bedeutung bei der Einschätzung des Einflusses von „Arctic Haze“ auf den Strahlungshaushalt in der Arktis. *Shaw et al.* (1993) konnten unter Verwendung ihres Aerosolmodells nachweisen, daß Haze-Schichten bei hoher Bodenbedo, wie sie in polaren Breiten 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 in der Schicht der von der Oberfläche reflektierten solaren Strahlung sowie der langwelligen Ausstrahlung. Die Minderung des Nettoflusses unterhalb der Schicht ist bedingt

durch die Streuung, Reflexion und Absorption der einfallenden Sonnenstrahlung. Bei niedrigem Sonnenstand im Frühjahr wird dieser Effekt noch durch verstärkte Mehrfachreflexion zwischen Haze-Schicht und Schnee- oder Eisoberfläche verstärkt (siehe Abb. 4). Letzteres entfällt natürlich, wenn die Haze-Schicht auf der Oberfläche aufliegt. Wie *Blanchet* (1989) und andere feststellten, kommt es in Abhängigkeit von der chemischen Zusammensetzung des „Arctic Haze“ (Rußanteil) innerhalb der Schicht zu einer mehr oder weniger starken Erwärmung durch Absorption. Insgesamt, so resümierten *Shaw et al.* (1993), führen die Aerosolschichten in der Arktis zu einer leichten Abkühlung der Oberfläche, während es zu einer doch beachtlichen Erwärmung in der Schicht selbst kommt. Daraus resultiert eine Verstärkung des Inversionseffektes und eine weitere Stabilisierung der Luftschichtung.

Valero et al. (1984) kamen anhand von Messungen der Strahlungsflüsse im Frühjahr 1983 über dem zentralarktischen Becken zu dem gleichen Schluß, daß bei Haze und einer hohen Bodenalbedo (Schnee und Eis) die Oberfläche leicht gekühlt wird und die Haze-belastete Atmosphäre erwärmt wird. Die von ihnen bestimmten Erwärmungsraten von mehr als 1 K/Tag stimmen sehr gut mit den Modellrechnungen von *Shaw et al.* (1993) überein, liegen aber deutlich über den mit 0,1 K/Tag bis 0,3 K/Tag angegebenen Werten von *Blanchet* (1989). Neben den optischen Eigenschaften des Haze selbst, resultierend aus seiner chemischen Zusammensetzung, ist die Oberflächenalbedo von großer Bedeutung für die Gesamtwirkung auf das System Erde-Atmosphäre. Aerosole, die vorwiegend streuend wirken, rufen über einer Oberfläche mit geringer Albedo (Wasser) eine Vergrößerung der planetaren Albedo hervor und wirken somit abkühlend. Stark absorbierende Aerosole über einer Oberfläche mit hoher Albedo (Eis, Schnee) verringern dagegen die planetare Albedo und führen zu einer Erwärmung (*Blanchet*, 1989). Zu ähnlichen Ergebnissen gelangten auch *Jaenicke* (1984) und *Wendling et al.* (1985).

2.3 Stratosphärisches Aerosol

Das stratosphärische Aerosol ist trotz seiner im Vergleich zur Troposphäre geringen Konzentration von großer Bedeutung für die luftchemischen Prozesse in diesen Höhen und den Strahlungshaushalt des Systems Erde-Atmosphäre. Die Stratosphäre enthält submikroskopisch kleine Partikel, aus der Gasphase gebildete Schwefelsäuretröpfchen und andere schwefelhaltige Partikel, bis in eine Höhe von etwa 30 km, wobei die größte Konzentration bei einer Höhe von ca. 20 km zu finden ist. Die stratosphärischen Aerosole bilden die Grundlage für die Entstehung von PSCs (Polar Stratospheric Clouds), die in beiden Polarregionen zu finden sind und wesentlich zur Erhöhung der optischen Dicke der Atmosphäre beitragen (*McCormick und Trepte*, 1987). Darüber hinaus können an der Oberfläche von PSC-Teilchen chemische Prozesse ablaufen, die z.B. zum Ozonabbau führen können. Durch Vulkanausbrüche, die riesige Mengen von Aschepartikeln und schwefelhaltigen Gasen bis in große Höhen schleudern, sind stratosphärische Aerosole für unser Klima relevant. Dieses „vulkanische Forcing“ ist charakterisiert durch eine troposphärische Abkühlung, hervorgerufen durch die Erhöhung der planetaren Albedo und eine stratosphärische Erwärmung. Dies wird in erster Linie durch die Absorption der infraroten Strahlung durch die Aerosole selbst bewirkt (z.B. *Stone et al.*, 1993; *Russel et al.*,

1993). Nachdem die Aerosolkonzentration nach einem Vulkanausbruch ihr Maximum erreicht hat, nimmt die Trübung der Stratosphäre normalerweise exponentiell mit der Zeit wieder ab (*Hofmann und Rosen, 1987; Stone et al., 1993*). Vulkanische Aerosole können darüber hinaus wesentlich zum Ozonabbau in der Stratosphäre beitragen (*Ansmann et al., 1996*). In den letzten 100 Jahren gab es zahlreiche Vulkanausbrüche in beiden Hemisphären, wie z.B. den Krakatoa (6°S) 1884, den Mt. Agung (8,5°S) 1963, den El Chichon (17,4°N) 1982 und den Mt. Pinatubo (15°N) 1991. Letzterer schleuderte ungefähr 20 Millionen Tonnen Schwefeldioxid in die Atmosphäre, etwa die zwei- bis dreifache Menge wie der El Chichon 1982. Die Eruption des Mt. Pinatubo 1991 stellt somit das bisher gewaltigste derartige Ereignis in unserem Jahrhundert dar (*Bluth et al., 1992*). Die vulkanische Aerosolwolke des Mt. Pinatubo breitete sich rasch über beide Hemisphären aus. Bereits im Juli 1991 war sie in mittleren Breiten in Höhen zwischen 14 km und 19 km nachweisbar (*Ivanov et al., 1997*) und erreichte im Frühjahr 1992 (nach dem Zusammenbruch des polaren Wirbels) auch die Nordpolregion (*Herber et al., 1996*). Das vulkanische Aerosol des Mt. Pinatubo beeinflusste somit wesentlich die optischen Verhältnisse während der Messungen, die dieser Arbeit zugrunde liegen.

Herber et al. (1996) berichten über einen Anstieg der gesamt optischen Dicke nach dem Ausbruch des Pinatubo in beiden Polregionen auf das Sechsfache des Background-Wertes. Das ist mehr, als *McCormick und Trepte (1987)* nach dem Ausbruch des El Chichon (Anstieg auf das Vier- bis Fünffache des Background-Wertes) beobachten konnten. Am Beginn ihrer Entstehung und weltweiten Ausbreitung war die vulkanische Aerosolwolke des Mt. Pinatubo (wie auch bei anderen Vulkanen) in ihrer Zusammensetzung durch eine große Menge kleiner Partikel mit Radien $\leq 0,1 \mu\text{m}$ (Nucleation-Mode) bestimmt. Später bildeten sich daraus Teilchen im Accumulation-Mode (z.B. *Stone et al., 1993*) und Coarse-Mode mit mittleren Radien größer $1 \mu\text{m}$. Die flugzeuggestützten Messungen von *Pueschel et al. (1994)* können dafür als repräsentativ angesehen werden. Tabelle 5 gibt eine Zusammenfassung der von ihnen in der Stratosphäre anhand von Impaktor- und Photometermessungen bestimmten Größenverteilungen.

Tabelle 5: Moden der Lognormal-Verteilung für das vulkanische Aerosol des Mt. Pinatubo 1991/ 1992 in der arktischen Stratosphäre nach *Pueschel et al. 1994*.

r_m [μm]	σ	N [cm^{-3}]
$0,10 \pm 0,04$	$1,6 \pm 0,3$	$1,8 \pm 5,5$
$0,22 \pm 0,08$	$1,6 \pm 0,2$	$4,5 \pm 2,8$
$0,74 \pm 0,19$	$1,3 \pm 0,3$	$0,9 \pm 1,3$

Wie schon bei anderen Vulkanausbrüchen beobachtet (z.B. *Hofmann et al., 1987*), kam es in der Folgezeit zu einer mehr oder weniger exponentiellen Abnahme der vulkanischen Aerosolbelastung der Stratosphäre in erster Linie durch gravitationsbedingte Sedimentation. Die von einigen Autoren veröffent-

lichten Zeitkonstanten liegen im Bereich von 10,7 Monaten (*Beyerle et al.*, 1995), 13,7 Monaten (*Stone et al.*, 1993) für die Arktis und zwischen 14,1 und 15,4 Monaten in Mitteleuropa (*Ansmann et al.*, 1998). Tatsächlich zeigen auch die 1996 von *Herber et al.* veröffentlichten Bodenmessungen der gesamt optischen Dicke des Aerosols in Spitzbergen, daß selbst Ende 1994 noch nicht wieder die Ausgangswerte von 1991 erreicht waren.

3 Offene Fragen und Zielstellung

Bei sorgfältiger Betrachtung der hier zusammengetragenen Erkenntnisse über das arktische Aerosol wird deutlich, daß zur Zeit eine Modellierung und Integration in Berechnungen zum Strahlungsforcing nur mit experimentell unzureichend gesicherten Annahmen möglich ist. Auch Informationen über die horizontale und vertikale Variabilität der wesentlichen optischen Parameter des arktischen Aerosols sind bisher unzureichend. Daraus resultieren einige Probleme, deren Lösung für eine umfassende und den realen Verhältnissen angepaßte Parametrisierung des arktischen Aerosols unabdingbar ist:

1. Die spektralen Informationen über optische Eigenschaften des arktischen Aerosols sind bisher auf eine oder wenige Wellenlängen (meist im VIS) beschränkt.
2. Es gibt keine Systematisierung zur vertikalen Verteilung des arktischen Aerosols und der vertikalen Änderung optischer Parameter.
3. Da experimentelle Ergebnisse immer auf wenige Messungen in einem eng begrenzten Sektor der Arktis beschränkt sind, gibt es keine Aussagen zur horizontalen Verteilung insbesondere erhöhter Aerosolkonzentrationen in der gesamten Arktis.
4. Es gibt bisher nur sehr selten experimentell gewonnene Daten für die Bestimmung von Asymmetrieparameter und Einfachstreuabedo.
5. Die bisher vorgestellten Modelle des arktischen Aerosols bedürfen einer sorgfältigen Validierung, zeigen bisherige Modellstudien zum Strahlungsforcing des arktischen Aerosols doch oft widersprüchliche Ergebnisse und zum Teil große Abweichungen zu real beobachteten Meßgrößen.

Im folgenden soll versucht werden, einen Teil der hier genannten Probleme zu lösen. Ziel dieser Arbeit ist es, typische Spektren der optischen Dicke des Aerosols und des Extinktionskoeffizienten für einen Wellenlängenbereich vom sichtbaren Licht (VIS) bis zum nahen Infrarot (NIR) und zwar sowohl für die gesamte Säule der Atmosphäre als auch in vertikaler Auflösung für verschiedene Jahreszeiten abzuleiten. Soweit möglich sollen die für das Strahlungsforcing des Aerosols bedeutsamen optischen Parameter Aerosolgrößenverteilung, Brechungsindex und Asymmetrieparameter bestimmt werden.

Anhand von Vertikalprofilen des spektralen Extinktionskoeffizienten soll die Verteilung des Aerosols in der arktischen Troposphäre jahreszeitlich abhängig charakterisiert werden. Daraus soll die typische vertikale Änderung wesentlicher optischer Parameter, wie der Aerosolgrößenverteilung oder des Realteils des Brechungsindex, abgeleitet werden.

Desweiteren soll der Einfluß vulkanischer Aerosole auf die optischen Eigenschaften des stratosphärischen Aerosols in der Arktis untersucht werden.

Auf der Basis von Messungen in verschiedenen Teilen der Arktis soll eine Abschätzung der horizontalen Verteilung des arktischen Aerosols getroffen werden.

4 Experimente

Diese Arbeit basiert auf bodengebundenen und flugzeuggestützten Messungen der Transmission der Atmosphäre mit Photometern. Sie bieten den Vorteil, daß Aerosolparameter wie die spektrale optische Dicke und der Extinktionskoeffizient direkt aus diesen Messungen abgeleitet werden können. Die siebenjährige Bodenmeßreihe der Koldewey-Station des Alfred-Wegener-Institutes für Polar- und Meeresforschung (79°N, 12°O) stellt eine der nördlichsten kontinuierlichen Meßreihen der spektralen optischen Dicke seit 1991 dar.

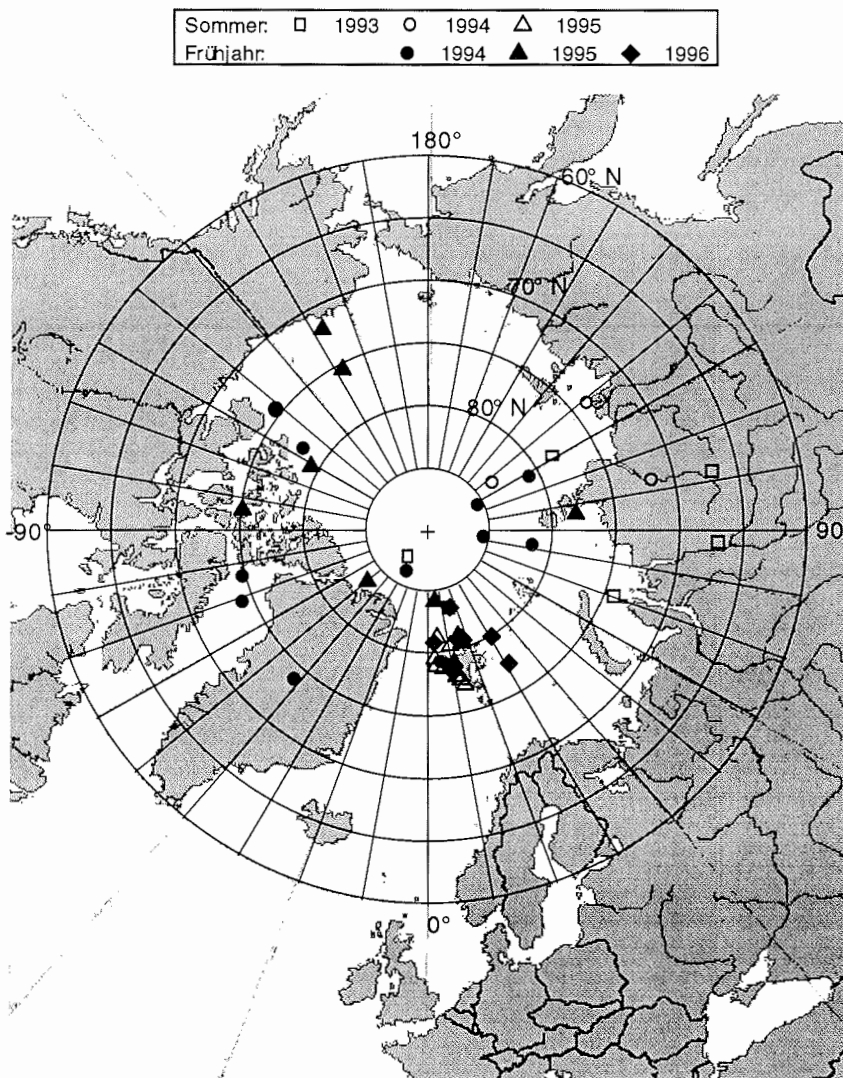


Abbildung 5: Meßorte für flugzeuggestützte Messungen vom Sommer 1993 bis Frühjahr 1996.

Im Zeitraum von 1993 bis 1996 wurden während des Frühjahrs (März bis Mai) und während der Sommermonate Juni und Juli insgesamt sechs Meßkampagnen mit Flugzeugen in weiten Teilen der Arktis durchgeführt, in deren Ergebnis ein Datensatz mit mehr als 6000 Spektren der optischen Dicke des Aerosols entstand (siehe Abb. 5). Tabelle 6 gibt einen kurzen Überblick über die einzelnen Meßkampagnen.

Tabelle 6: Zeiträume und verwendete Spektrometer während der Flugzeugmeßkampagnen 1993 bis 1996.

Zeitraum	Flugzeug	Spektrometer
10.06. – 18.06.1993	IL-18 „Cyclone“	BAS-M-F-11
25.03. – 12.04.1994	IL-18 „Cyclone“	BAS-M-F-11
24.06. – 30.06.1994	IL-18 „Cyclone“	BAS-M-F-11
24.03. – 08.04.1995	IL-18 „Cyclone“	BAS-M-F-11 BAS-M-F-13
17.06. – 23.07.1995	DO-228 „Polar4“	BAS-M-F-13
16.04. – 11.05.1996	DO-228 „Polar4“	BAS-M-F-13

4.1 Instrumentierung

4.1.1 Bodenmessungen

Für die Bodenmessungen der spektralen optischen Dicke des Aerosols an der Koldewey-Station wurden Photometer des Typs BAS (*Leiterer und Weller, 1988*) benutzt. Von 1991 bis 1994 standen Messungen in 8 Kanälen im Spektralbereich von 0,38 μm bis 1,05 μm zur Verfügung. Seit 1995 wird mit einem halbautomatischen Photometer mit 14 Kanälen im Spektralbereich von 0,36 μm bis 1,05 μm gemessen (SP2H von der Fa. Dr. Schulz&Pa. GmbH, eine Weiterentwicklung des Typs BAS). Die mit diesem Gerät ermittelten Messungen der Himmelshelligkeiten im Almucantar (im Sonnenhorizontal) standen ebenfalls zur Verfügung. Aus den Bodenmessungen lassen sich folgende optische Parameter bestimmen:

1. die columnare optische Dicke des Aerosols in der gesamten Luftsäule spektral aufgelöst im VIS bis hin zum NIR
2. die Größenverteilung der Aerosolteilchen in der gesamten Luftsäule in einem Größenbereich mit Radien von etwa 0,08 μm bis 5 μm

3. die Phasenfunktion und damit der Asymmetrieparameter der Aerosole in der gesamten Luftsäule
4. der Realteil des Brechungsindex für das Aerosolgemisch in der gesamten Luftsäule.

4.1.2 Flugzeuggestützte Messungen

4.1.2.1 Photometer

Alle flugzeuggestützte Messungen wurden mit modifizierten Sonnenphotometern vom Typ BAS-M-F (Boden-Atmosphären-Spektrometer-Mikroprozessorgesteuerte Flugvariante) durchgeführt (Leiterer *et al.*, 1996). Mit den BAS-Photometern (Leiterer und Weller, 1988) vom Meteorologischen Observatorium Lindenberg können sowohl die Strahlungsflüsse der gesamten Himmelshemisphäre als auch Bestrahlungsstärken von punktförmigen Quellen, wie der Sonne, gemessen werden. Tabelle 7 enthält detaillierte Angaben zu den verwendeten Photometern. Das Bild der Sonne wird nach dem Strahlendurchgang durch das Linsensystem des Objektivs und die auf einem Rad befestigten Filter auf dem Detektor abgebildet. Dazu dient eine Silizium-Photodiode mit einem Durchmesser von etwa 4 mm. Sie befindet sich im Strahlengang direkt hinter einer 1,5 mm-Blende, die in der Brennebene des optischen Systems angeordnet ist. Messungen können mit einer Geschwindigkeit von etwa 15 Kanälen pro Sekunde erfolgen, so daß eine zweifache Meßwerterfassung in je 72 Kanälen etwa 25 s in Anspruch nimmt. Anfangs- und Endzeit der Messung werden mit erfaßt und dienen bei der Auswertung zur Berechnung einer mittleren Sonnenhöhe bzw. einer mittleren Luftmasse für den gesamten Meßzyklus.

Tabelle 7: Parameter der verwendeten Photometer vom Typ BAS-M-F.

Meßgerät	BAS-M-F-11	BAS-M-F-13
Anzahl der Kanäle	38	72
Filtertyp	Verlaufsinterferenzfilter	
Spektralbereich	0,35 – 1,2 µm	
Halbwertsbreite der Filter	0,008 – 0,015 µm	
Brennweite des Objektivs	80 mm	
Öffnungswinkel des Objektivs	1°	
Dynamikumfang	10 ⁷	
Auflösung pro Verstärkerstufe	10 ⁴	

4.1.2.2 Flugzeuge

Für die Flugzeugmessungen stand in der Zeit von Sommer 1993 bis Frühjahr 1995 das russische Forschungsflugzeug „Cyclone“ vom Typ IL-18 des Zentralen Aerologischen Observatoriums Moskau und in der Zeit von Sommer 1995 bis Frühjahr 1996 das Forschungsflugzeug des Alfred-Wegener-Institutes „POLAR 4“ vom Typ DO-228 zur Verfügung. Beide Flugzeuge waren mit Meßeinrichtungen für meteorologische Parameter wie Temperatur, Luftdruck und relative Feuchte sowie zeitweilig mit thermodynamischen und Strahlungsmeßgeräten ausgestattet. Eine ausführliche Beschreibung der Instrumentierung der russischen IL-18 findet man bei *Franke et al.* (1997) und für die DO-228 im *User Handbook* (1996).

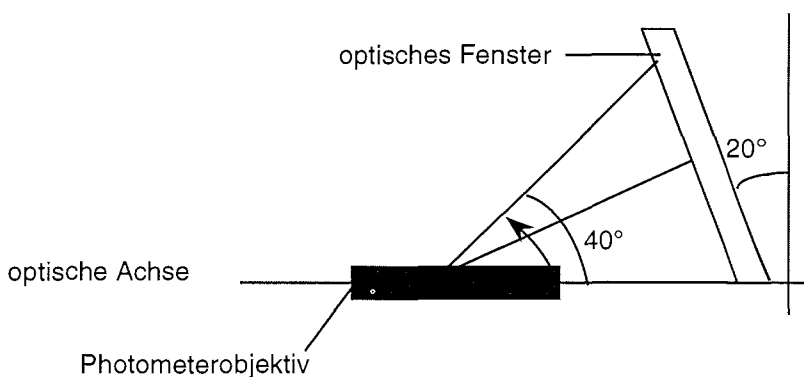


Abbildung 6: Schematische Darstellung zum Einbau des Photometers und des optischen Fensters in der IL-18 „Cyclone“.

Für die Bestimmung von Vertikalprofilen der spektralen Extinktion des Aerosols wurde das Spektrometer im Flugzeug hinter einem Quarzfenster mit bekannter Transmission installiert. Die exakte Position zur Sonne wurde durch ein aktives Solartrackersystem realisiert (*Leiterer et al.*, 1996), das in der Lage ist, die Flugzeugbewegungen mit einer Genauigkeit von $0,1^\circ$ relativ zum direkten Sonnenstrahl auszugleichen.

In der russischen IL-18 wurden zwei optische Quarzglasfenster (Backbord- und Steuerbordseite) mit einer Neigung von 20° relativ zur senkrechten optischen Achse des Photometers installiert. Bei einem Transmissionswinkel durch die Scheibe von $\pm 20^\circ$ gestattet diese Anordnung Messungen bei Sonnenhöhenwinkeln bis 40° (siehe Abb. 6).

In der DO-228 wurde ein optisches Fenster auf der Steuerbordseite senkrecht zur optischen Achse des Photometers eingebaut. Auf Grund der Position im Flugzeug mußte, um eine Abschattung durch den Propeller zu vermeiden, ständig mit einem Winkel von $10^\circ \pm 2^\circ$ relativ zur Fensterfläche gemessen werden (Abb. 7a). Unter Berücksichtigung der Transmissionseigenschaften des Fensters waren somit Messungen bis zu einem maximalen Sonnenhöhenwinkel von 20° möglich (Abb. 7b).

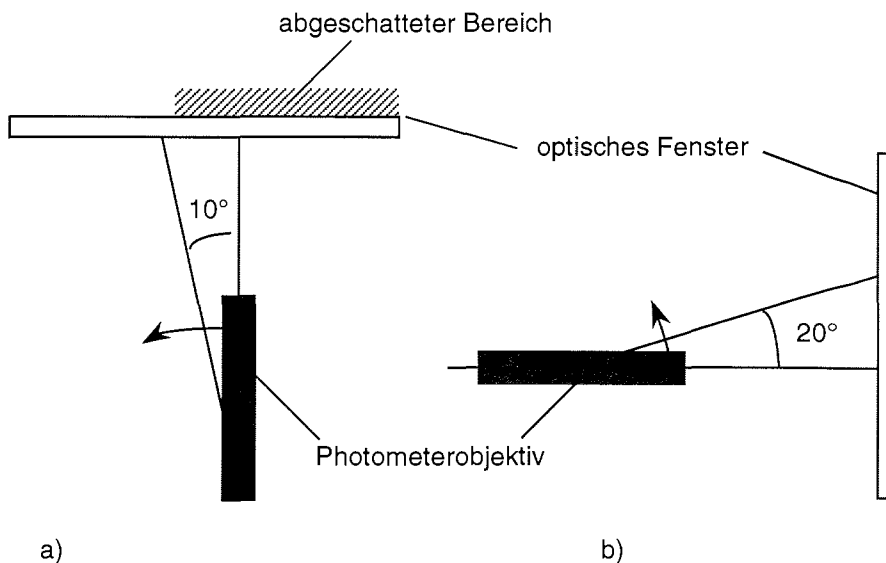


Abbildung 7: Schematische Darstellung zum Einbau des Photometers und des optischen Fensters in der DO-228 „POLAR4“ a) Draufsicht, b) Seitenansicht.

Die Transmissionsfaktoren der Quarzfenster, d.h. das Verhältnis der Lichtintensität gemessen mit Fenster im Strahlengang zur Lichtintensität ohne Fenster variieren mit der Wellenlänge und dem Winkel der Scheibe zum Lichtstrahl zwischen 0,91 und 0,94 (SICO Jena GmbH Quarzschmelze, 1997). Sie wurden vor bzw. unmittelbar nach den einzelnen Meßkampagnen im Labor bestimmt und in die Eichwerte für Winkelbereiche, innerhalb derer sich die Transmission nicht mehr als um 0,5 % ändert, eingearbeitet. Abbildung 8 zeigt als Beispiel die wellenlängenabhängigen Transmissionsfaktoren für das in der DO-228 verwendete Fenster für Winkelbereiche bis 22,5°. Die für weitere Betrachtungen verwendeten Kanäle sind besonders gekennzeichnet. Das Transmissionsverhalten der in der IL-18 verwendeten Fenster ist ähnlich.

Während der letzten beiden Meßkampagnen im Sommer 1995 und Frühjahr 1996 wurden außerdem die abwärts und aufwärts gerichteten Nettostrahlungsflüsse mit Eppley Pyranometern (kurzwellige Strahlung) und Eppley Pyrgeometern (langwellige Strahlung) gemessen. Die Strahlungssensoren wurden thermisch isoliert so auf und unter dem Flugzeug montiert, daß Abschattungen und Beeinflussungen durch Aufbauten und Antennen vermieden wurden.

Aus den flugzeuggestützten Messungen lassen sich folgende optische Parameter bestimmen:

1. die spektrale optische Dicke des Aerosols in einzelnen Luftschichten einschließlich der Stratosphäre und damit ein Vertikalprofil der optischen Dicke im VIS bis zum NIR
2. die vertikale Verteilung des spektralen Extinktionskoeffizienten

3. die Größenverteilung der Aerosolteilchen in einzelnen Luftschichten einschließlich der Stratosphäre in einem Größenbereich mit Radien von etwa $0,08 \mu\text{m}$ bis $2 \mu\text{m}$
4. eine Abschätzung für den Realteil des Brechungsindex für die Aerosolkomponenten einer Schicht.

Darüber hinaus bieten flugzeuggetragene Photometermessungen die Möglichkeit, die räumliche Variabilität der optischen Eigenschaften des Aerosols der Arktis zu erfassen. Sie sind nicht wie Bodenmessungen an einen Standort gebunden und daher für weite Teile der Arktis repräsentativ.

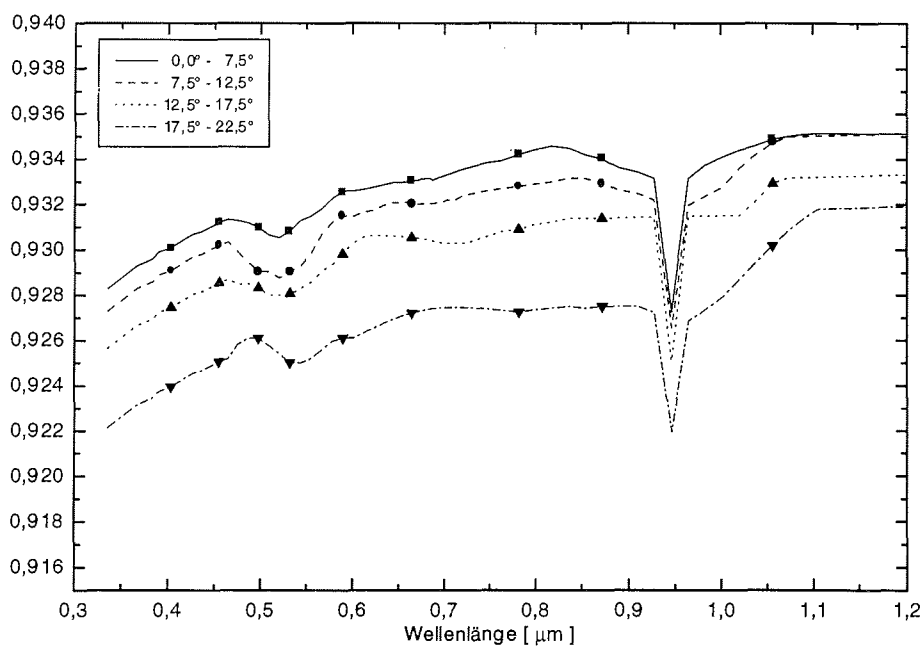


Abbildung 8: Typische Transmissionsfaktoren für die verwendeten Quarzfenster.

4.2 Meßverfahren

Üblicherweise werden Photometer benutzt, um die Transmission der gesamten Atmosphäre vom Boden aus zu messen. Daraus erhält man eine Information über die optische Dicke in der gesamten Luftsäule. Um das Streuverhalten der Aerosole zu erfassen und weitere optische Parameter, wie z.B. die Phasenfunktion und den daraus resultierenden Asymmetrieparameter abzuleiten, sind Messungen der Himmelshelligkeiten im Sonnenhorizontal (Almucantar) bis zu einem Azimutwinkel von 180° nötig. Diese sogenannten Almu-Messungen wurden mit Photometern an der Koldewey-Station durchgeführt, wobei 23° Azimutwinkel im Bereich von 0° bis 180° mit einer Justierhilfe manuell

eingestellt wurden. Die Nachführung im Almucantar der Sonne wurde durch eine elektrische parallaktische Montierung realisiert. Derartige Messungen in vertikaler Auflösung gibt es aufgrund der Schwierigkeiten in der Justierung vom Flugzeug aus bisher noch nicht.

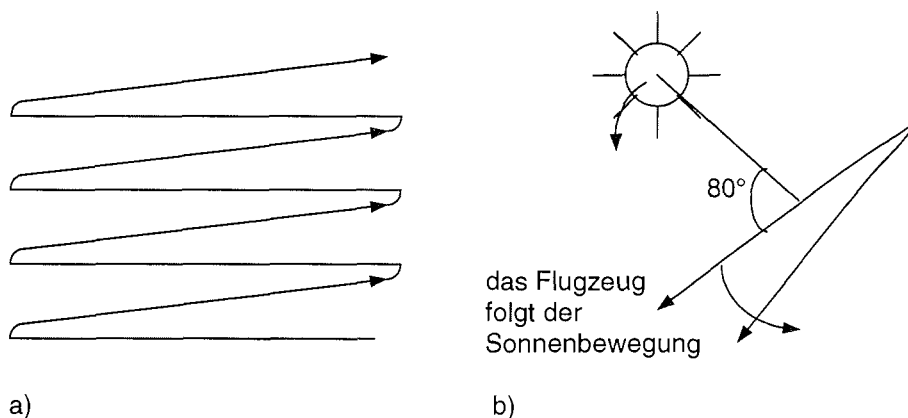


Abbildung 9: Schematische Darstellung des Flugmusters mit a) Seitenansicht des Profils und b) Draufsicht.

Die flugzeuggestützten Photometermessungen der direkten Sonnenstrahlung wurden in unterschiedlichen Höhen durchgeführt (Abb. 9). Dabei wurde in der Regel beim tiefsten Flugniveau begonnen (bedingt durch die Möglichkeiten des Flugzeugs oder oberhalb der Wolkenobergrenze). Es folgten horizontale Flugabschnitte mit mindestens sechs Meßzyklen in unterschiedlichen Höhen in einem regional begrenzten Raum bis zur maximalen Gipfelhöhe, die für die IL-18 bei ca. 30.000 ft oder 9,1 km und für die DO-228 bei ca. 24.000 ft oder 7,3 km liegt. Damit waren die Messungen unabhängig von den Windverhältnissen im Meßgebiet und den Flugzeugabgasen. Da die Tropopause in polaren Breiten relativ niedrig anzutreffen ist (Liljequist und Cehak, 1984), war es in 13 Fällen der insgesamt 17 Flüge in Höhen zwischen 7 km und 9 km Höhe möglich, die spektrale optische Dicke des stratosphärischen Aerosols zu bestimmen.

Die Messungen mit der IL-18 erfolgten in sogenannten „Meßboxen“, beginnend mit einem Abstieg bis zum geringsten Flugniveau und anschließendem Aufstieg in der oben beschriebenen Weise. Die Meßzeiten in einem horizontalen Flugabschnitt waren bestimmt durch weitere am Flug teilnehmende chemische Experimente (siehe Jaeschke et al., 1997) und betragen bis zu 20 Minuten. Daraus resultiert die recht große Ausdehnung des Meßgebietes für die bis zum Frühjahr 1995 gewonnenen Profile von bis zu 100 km und mehr. Während der langen horizontalen Flugabschnitte konnten dafür sehr viele Spektren der optischen Dicke des Aerosols (gelegentlich bis zu 60) gemessen und damit die statistische Sicherheit erhöht werden.

Die Flüge mit der wesentlich kleineren DO-228 ermöglichten die Bestimmung der Vertikalprofile in einem eng begrenzten Gebiet. Da am Beginn jedes horizontalen Flugabschnitts die gleiche geographische Position angefliegen wurde,

hatten die „Meßboxen“ eine Ausdehnung von etwa 5 km x 5 km. Der zeitliche Abstand zwischen dem Beginn der Messungen in jedem Flugniveau betrug etwa 10 Minuten, wobei jedoch aufgrund der begrenzten Flugzeit nur sechs Messungen mit je 72 Kanälen pro Niveau durchgeführt wurden.

Mit der hier beschriebenen Prozedur erhält man zunächst eine spektrale Information über die Aerosol-optische Dicke in der gesamten Luftsäule oberhalb des jeweiligen Flugniveaus. Durch die Betrachtung der Differenzen zwischen den Niveaus ist es möglich, die o.g. weiteren optischen Parameter des arktischen Aerosols zu bestimmen (siehe auch *Nagel et al.*, 1998).

4.3 Meßgenauigkeit und Fehlerbetrachtung

Alle verwendeten Spektrometer unterlagen einer ständigen Kontrolle. Sie wurden regelmäßig unter Hochgebirgsbedingungen (Zugspitze, 2970 m) nach der Langley-Methode geeicht. Darüber hinaus wurde die Stabilität der Geräte vom Meteorologischen Observatorium Lindenberg, insbesondere die Stabilität der Filter mindestens zweimal jährlich mit einem Strahldichte/Strahlstärke-Normal überprüft (*Leiterer und Weller*, 1993). Unter Berücksichtigung der Kalibrierung und der Bestimmung der Transmission der optischen Fenster mit den gleichen Spektrometern, wird eingeschätzt, daß der absolute Fehler in der Bestimmung der spektralen optischen Dicke des Aerosols nicht größer als $\pm 0,005$ ist.

Ausdruck für diese hohe Qualität der Messungen ist auch die Stabilität der insgesamt 17 Messungen der sehr geringen spektralen optischen Dicke in der Nähe der Tropopause. Abb. 10 zeigt, daß für das BAS-M-F-13 die mittlere Streuung im gesamten Spektralbereich bei durchschnittlich 19 Meßzyklen pro Messung nicht größer als 0,0012 ist. Für das BAS-M-F-11 liegt die mittlere Streuung der Messungen in Tropopausennähe bei 0,005. Die mit diesen Messungen ermittelten mittleren Spektren der optische Dicke des stratosphärischen Aerosols stimmen darüber hinaus sehr gut mit den Spektren vom SAGE II-Photometer an Bord des ERB-Satelliten überein (*Nagel et al.*, 1998).

Für die Beurteilung der Genauigkeit der berechneten Extinktionswerte in den Vertikalprofilen ist darüber hinaus eine Aussage über den Absolutfehler in der Bestimmung der Höhendifferenzen bzw. der Schichtdicken notwendig. Während der Flüge mit der russischen IL-18 wurde die Flughöhe mit Hilfe eines GPS bestimmt. Laut *NATO* (1993) kann der Fehler in den Höhenangaben des GPS zwischen 34 m und 159 m liegen. Da die Bestimmung des Luftdrucks an Bord der IL-18 mit wesentlich geringerem Fehler möglich war (*Franke et al.*, 1997), wurden die aus den GPS-Angaben berechneten Schichtdicken mit den Luftdruckdifferenzen zwischen Ober- und Unterkante der jeweiligen Schicht verglichen. Daraus folgt, daß der tatsächliche absolute Fehler in der Schichtdicke für die Messungen bis zum Frühjahr 1995 im Mittel bei etwa 50 m liegt. Die Bestimmung der Flughöhe und damit der Schichtdicken an Bord der DO-288 konnte wesentlich genauer erfolgen, da hier eine Korrektur der GPS-Höhenangaben mit einem Radio-Altimeter möglich war. Der Absolutfehler der Höhenangabe ist für Messungen seit dem Sommer 1995 etwa 2 m.

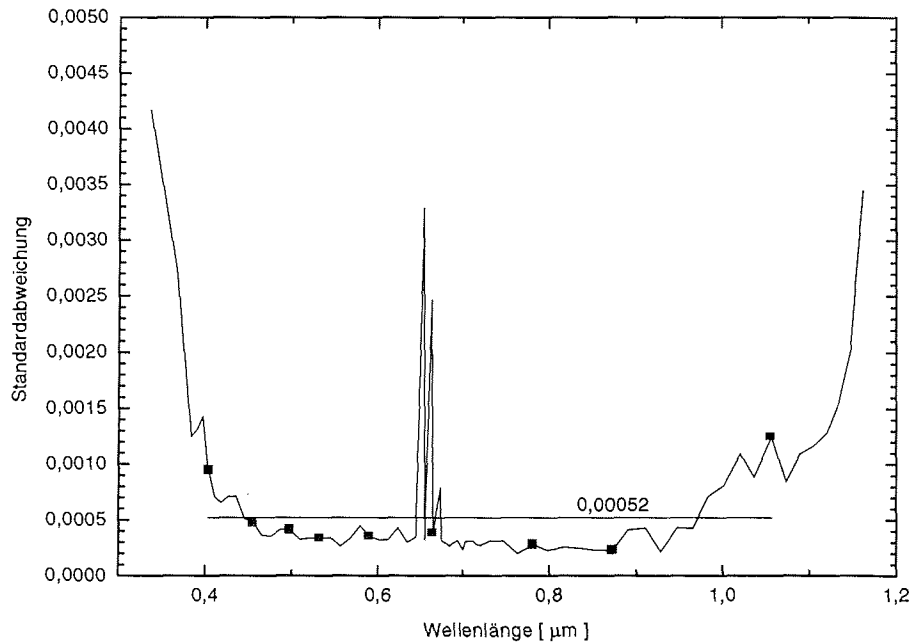


Abbildung 10: Standardabweichung bei der Bestimmung der optischen Dicke in Tropopausennähe bei durchschnittlich 19 Spektren pro Messung mit BAS-M-F-13 (■ - Meßkanäle, die für die weitere Auswertung benutzt wurden).

Allgemein (z.B. *Shaw*, 1975; *van de Hulst*, 1981; *d'Almeida et al.*, 1991) ergibt sich die Extinktion δ_{ex} aus der Änderung der Lichtintensität durch Trübung in einem Medium, bedingt durch die optische Dicke dieses Mediums $d\delta_{Ae}$ entlang einer Wegstrecke dz . Ihre Einheit ist „pro Längeneinheit“. Für alle weiteren Berechnungen wurde die Einheit km^{-1} gewählt.

$$\sigma_{ex} = \frac{d\delta_{Ae}}{dz} \quad (4.3-1)$$

Zur Bestimmung der Extinktion aus diskreten Messungen der optischen Dicke in zwei unterschiedlichen Höhen h_1 und h_2 ergibt sich unter Berücksichtigung der Absolutfehler daraus folgende Gleichung.

$$\sigma_{ex} + |\Delta\sigma_{ex}| = \frac{\delta_{Ae,1} + |\Delta\delta_{Ae}| - \delta_{Ae,2} + |\Delta\delta_{Ae}|}{h_{sch} + |\Delta h_{sch}|} \quad (4.3-2)$$

Der relative Fehler der Extinktion in dieser Schicht ist dann eine Funktion der optischen Dicke in der Schicht und der Schichtdicke mit

$$\frac{|\Delta\sigma_{ex}|}{\sigma_{ex}} \leq \frac{2 \cdot h_{sch} \cdot |\Delta\delta_{Ae}| + (\delta_{Ae,1} - \delta_{Ae,2}) \cdot |\Delta h_{sch}|}{(\delta_{Ae,1} - \delta_{Ae,2}) (h_{sch} + |\Delta h_{sch}|)} \quad (4.3-3)$$

In den meisten Fällen wurden mit beiden Flugzeugen Schichtdicken von etwa 500 m gewählt. Im Mittel variieren die spektralen optischen Dicken des Aerosols in diesen Schichten zwischen $0,034 \pm 0,096$ und $0,053 \pm 0,078$. Der mittlere relative Fehler in der Extinktion ergibt sich daraus mit Werten zwischen 20 % und 40 %. Bei beiden Flugzeugen können Fehler von mehr als 100 % auftreten (Abb. 11). Für die Bestimmung weiterer optischer Parameter aus der spektralen optischen Dicke in den einzelnen Schichten wurden die Schichtdicken so gewählt, daß auch der Fehler in der Extinktion den hier berechneten mittleren Bereich nicht wesentlich überschreitet.

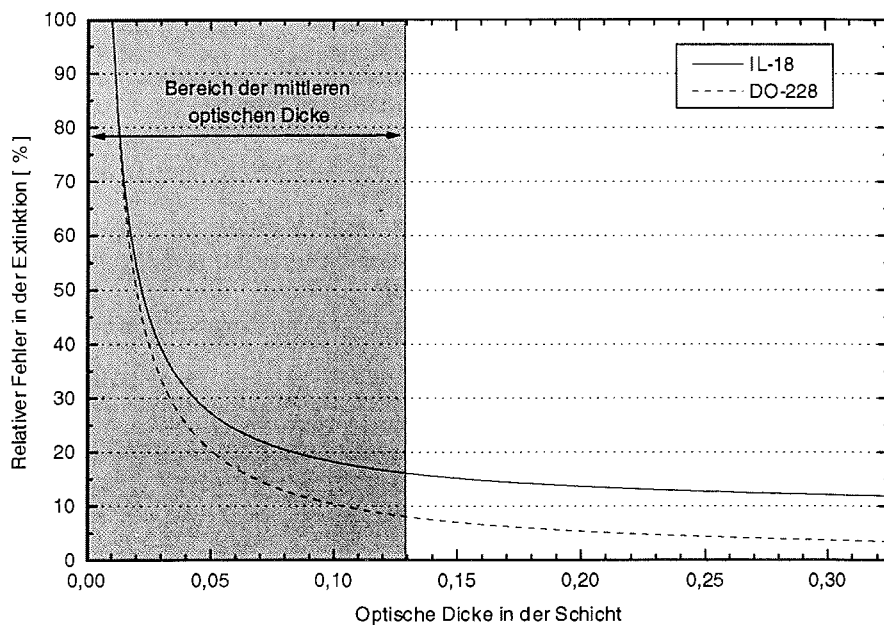


Abbildung 11: Relativer Fehler in der Extinktion bei einer Schichtdicke von 500 m für beide Flugzeugtypen.

4.4 Berechnung optischer Parameter

4.4.1 Columnare optische Dicke des Aerosols und Extinktion

Der erste Schritt in der Bestimmung optischer Parameter des arktischen Aerosols ist die Berechnung der columnaren optischen Dicke aus den oben beschriebenen Photometermessungen für die gesamte Luftsäule vom Spek-

trometer bis zum Rand der Atmosphäre. Basis für diese Berechnung ist das Bouger-Lambertsche Gesetz:

$$U_m = U_0 \cdot e^{-\delta_T(\lambda) \cdot m} \quad (4.4.1-1)$$

Nach *Kasten und Young* (1989) wird die Luftmasse als Funktion der Sonnenhöhe h_0 , die mit hoher Präzision aus der Zeit und geographischen Position bestimmt wird (*Sonntag*, 1989), wie folgt berechnet:

$$m = \frac{1}{\sin(h_0) + a(h_0 + b)^{-c}} \quad (4.4.1-2)$$

mit: $a = 0,50572$
 $b = 6,07995^\circ$
 $c = 1,6364$

Da in dem verwendeten Spektralbereich neben den Aerosolen auch einige gasförmige Absorber einen Beitrag zur optischen Dicke leisten, muß ihr Anteil von der gesamt-optischen Dicke subtrahiert werden, um die optische Dicke des Aerosols zu erhalten.

$$\delta_{Ae}(\lambda) = \delta_T(\lambda) - \delta_{Ray}(\lambda) - \delta_{O_3}(\lambda) - \delta_{O_2}(\lambda) - \delta_{H_2O}(\lambda) - \delta_{NO_2}(\lambda) \quad (4.4.1-3)$$

Die durch die Rayleigh-Streuung der Luftmoleküle hervorgerufene optische Dicke wurde mit der folgenden Fitfunktion berechnet:

$$\delta_{Ray}(\lambda) = \frac{P}{P_0} \cdot 0,00879 \cdot \lambda^{-4,09} \quad (4.4.1-4)$$

Diese recht einfache Funktion weicht (insbesondere im kurzwelligen Bereich) von der von der WMO empfohlenen Fit-Funktion geringfügig ab. Untersuchungen auf der Basis von Messungen in Tropopausennähe zeigen jedoch, daß die Differenz in der spektralen Dicke des Aerosols zwischen den beiden Berechnungsverfahren im Mittel nur 0,0004 beträgt. In dem hier betrachteten Wellenlängenbereich übersteigt die Differenz in der optischen Dicke den Absolutwert von 0,004 nicht. Damit ist der Fehler durch die Verwendung von Gleichung 4.4.1-4 kleiner als der Absolutfehler des Meßgerätes und somit vernachlässigbar.

Für weitere Berechnungen wurden acht bzw. seit dem Frühjahr 1995 neun Meßwellenlängen ausgewählt, die mit der Ausnahme von Ozon keine Extinktion durch gasförmige Absorber aufweisen. Die optische Dicke des Ozons wurde für Wellenlängen im Bereich der Chappius-Bande ($0,44 \mu\text{m} - 0,75 \mu\text{m}$) bis Ende 1994 auf der Basis von Totalozonmessungen mit dem TOMS-Spektrometer

(auf NIMBUS7) bestimmt. Seit 1995 konnten entsprechende Werte von Sondenaufstiegen mit ECC-Sonden (Electrochemical Concentration Cells) an der Koldewey-Station des AWI in Ny-Ålesund, Spitzbergen genutzt werden. Stünden keine Messungen des Totalozons zur Verfügung wurde die Ozonkonzentration aus den spektralen Photometermessungen mit Hilfe einer graphischen Methode von *Leiterer und Schulz* (1987) abgeschätzt. Die Genauigkeit dieser Schätzung ist besser als ± 30 matm cm (1 matm cm = 1 D.U.) im Bereich für Werte zwischen 250 matm cm und 450 matm cm und damit ohne großen Einfluß auf die Genauigkeit der berechneten optischen Dicke des Aerosols. Der maximale Fehler in der Bestimmung der optischen Dicke des Aerosols durch eine fehlerhafte Abschätzung der Ozon-optischen Dicke ist kleiner als der Absolutfehler durch die Meßgenauigkeit der Photometer. Der spektrale Extinktionskoeffizient ergibt sich wie bereits unter 4.3 beschrieben aus der Änderung der Lichtintensität bedingt durch die spektrale optische Dicke des Aerosols $d\delta_{Ae}(\lambda)$ entlang einer Wegstrecke dz

$$\sigma_{ex}(\lambda, Z) = \frac{d\delta_{Ae}(\lambda)}{dz} \quad (4.4.1-5)$$

oder für diskrete Meßwerte

$$\sigma_{ex}(\lambda, Z) = \frac{\delta_{Ae,1}(\lambda) - \delta_{Ae,2}(\lambda)}{z_2 - z_1} \quad (4.4.1-6)$$

Für die Bestimmung des Extinktionskoeffizienten in der Stratosphäre wurde eine Schichtdicke von 14 km oberhalb der Tropopause angenommen.

4.4.2 Ångström-Exponent

Eine weitere wichtige und oft benutzte Größe zur Charakterisierung der Aerosoleigenschaften ist der Ångström-Exponent. *Ångström* (1929, 1961) erkannte frühzeitig, daß es einen Zusammenhang zwischen der Größenverteilung des Aerosols und der Wellenlängenabhängigkeit der Extinktion des Aerosols gibt. Da die optische Dicke sich direkt aus dem Extinktionskoeffizienten ableiten läßt, ergibt sich mit der von Ångström formulierten Gleichung eine Parametrisierung für die Wellenlängenabhängigkeit der optischen Dicke des Aerosols δ_{Ae} :

$$\delta_{Ae} = \beta \cdot \lambda^{-\alpha} \quad (4.4.2-1)$$

Obwohl reale Spektren der optischen Dicke des Aerosols nur selten exakt der Ångström-Parametrisierung entsprechen, ist der Ångström-Parameter dennoch eine Größe, die zur groben Beschreibung des spektralen Verlaufs der Aerosol-optischen Dicke durchaus geeignet ist. Zugehörige Aerosolgrößenverteilungen

entsprechen dann mehr oder weniger einer Exponential-Verteilung (siehe unten). Aus der Größe des Ångström-Parameters und dem generellen Verlauf der Wellenlängenabhängigkeit der optischen Dicke des Aerosols lassen sich Rückschlüsse auf die Größenverteilung der Teilchen ziehen (*King et al.*, 1978). Der Ångström-Parameter α steht in einen direkten Zusammenhang zu dem sogenannten Junge-Größen-Parameter ν . Dabei handelt es sich um den Anstieg einer logarithmisch dargestellten Exponential- (oder Junge-)Verteilung $dN(r)/d\log r$ als Funktion von $\log r$ (*van de Hulst*, 1981; *Junge*, 1963).

$$\frac{dN(r)}{d \log r} = e^{-\nu \cdot d \log r} \quad \text{mit } \nu = 2 + \alpha \quad (4.4.2-2)$$

Abweichungen zu dieser Größenverteilung und dem Spektrum der optischen Dicke nach Ångström sind jedoch durchaus als normal anzusehen.

4.4.3 Berechnung weiterer klimarelevanter Aerosolparameter

Prinzipiell stehen spektrale optische Dicke und damit auch der Extinktionskoeffizient und Aerosol-Größenverteilung in einem direkten funktionalen Zusammenhang, der sich durch eine Integralgleichung beschreiben läßt (z.B. *d'Almeida et al.*, 1991; *van de Hulst*, 1981). Unter der Annahme, daß es sich bei den Teilchen um Kugeln handelt (Mie-Theorie ist anwendbar) und die Größenverteilung einer Lognormal-Verteilung entspricht, lautet sie wie folgt:

$$\delta_{Ae}(\lambda) = \int_{r_u}^{r_o} \pi \cdot r^2 \cdot Q_{ex}(\lambda, b, r) \cdot \frac{dN(r)}{d \log r} d \log r \quad (4.4.3-1)$$

Werden andere Streutheorien verwendet, ist Q_{ex} durch den jeweiligen Streuwirkfaktor und r durch den Radius-äquivalenten Größenparameter zu ersetzen. Zur Auflösung dieser Integralgleichung nach der Aerosolgrößenverteilung $dN(r)/d\log r$ wurden zahlreiche Invertieralgorithmen entwickelt (z.B. *Twomey*, 1977; *King et al.*, 1978; *Nakajima et al.*, 1983;). So erhält man eine Lösung, die jedoch nicht eineindeutig sein muß. D.h. es lassen sich mehrere Größenverteilungen bestimmen, die die gleiche spektrale optische Dicke ergeben. Für die Verbesserung der Sicherheit in der Bestimmung der Größenverteilungen in den Aerosolschichten zwischen den einzelnen Flughöhen wurde der hier verwendete Invertieralgorithmus (*von Hoyningen-Huene*, 1991; *von Hoyningen-Huene und Wendisch*, 1994) für jedes Spektrum der optischen Dicke 10 mal wiederholt und anschließend die Ergebnisse gemittelt.

Der Extinktionswirkfaktor Q_{ex} ist eine direkte Funktion des sogenannten Größenparameters $a = 2\pi r/\lambda$ und des komplexen Brechungsindex. Abb. 12 zeigt, wie sich Q_{ex} in Abhängigkeit von der Wellenlänge und dem Radius ändert. Betrachtet man den relativ beschränkten Spektralbereich der verwendeten Photometer (VIS und NIR), wird deutlich, daß mit diesen Meßgeräten

vorrangig die optische Wirksamkeit von Teilchen mit einem Radius zwischen 0,1 μm und 2 μm erfaßt wird.

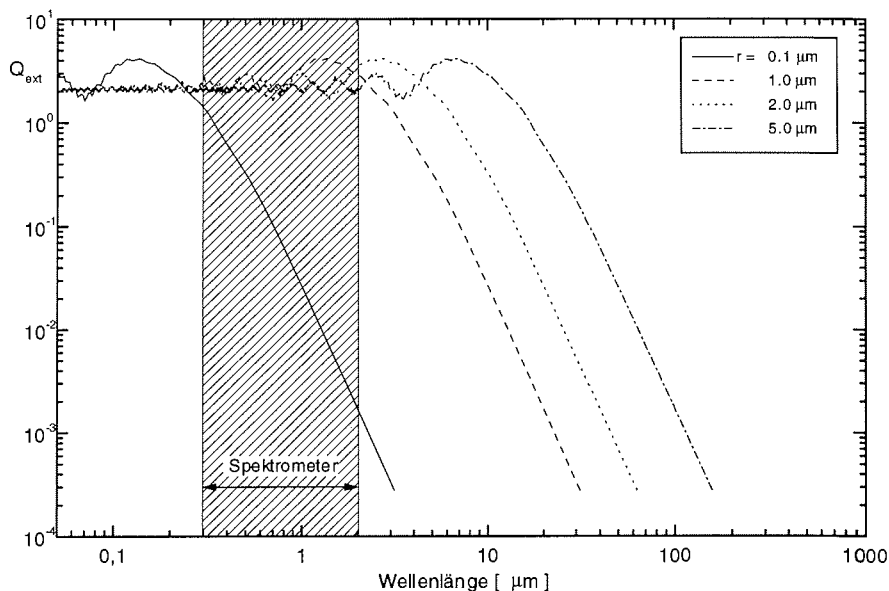


Abbildung 12: Extinktionswirkfaktor als Funktion der Wellenlänge für unterschiedliche Radien ($b = 1,425 - i \cdot 0,0$; $d \log r = 0,1$).

Größere Teilchen liefern maximal einen neutralen Beitrag zur Extinktion. Kleinere Teilchen machen sich kaum bemerkbar, fällt doch die Kurve für $Q_{\text{ext}}(r \leq 0,1 \mu\text{m})$ in dem in Abb. 12 gekennzeichneten Spektralbereich der Spektrometer um mehrere Größenordnungen ab. Um eine gesicherte Aussage über die Größenverteilung in einem weiteren Radienbereich machen zu können, sind zusätzliche Informationen notwendig. Diese erhält man durch Messung der Strahldichteverteilung $L(\lambda, \theta)$ (Himmelslichtverteilung) im Almu-antar bis zu einem Azimutwinkel von 180° .

$$L(\lambda, \theta) = \frac{1}{m \cdot \Omega(\lambda)} \cdot \frac{U_{\text{almu}}(\lambda, \theta)}{U_0(\lambda) \cdot e^{-\delta_T(\lambda) \cdot m}} \quad (4.4.3-2)$$

Darüber hinaus müssen bei der Berechnung die Rayleigh-Streuung der Luftmoleküle und die Einfach- und Mehrfachstreuung der Aerosol-Teilchen berücksichtigt werden. Es ergibt sich die modifizierte Strahldichteverteilung $L'(\lambda, \theta)$. Sie gehört wie die spektrale optische Dicke des Aerosols zu den Eingabegrößen für das Programmsystems CIRATRA (Wendisch und von Hoyningen-Huene, 1994; von Hoyningen-Huene und Posse, 1997), das zur Bestimmung der Aerosolgrößenverteilung verwendet wurde. Es gestattet

darüber hinaus die Berechnung der normierten Himmelshelligkeitsfunktion $L_N(\lambda, \theta)$,

$$L_N(\lambda, \theta) = \frac{L'(\lambda, \theta)}{\int_0^\pi L'(\lambda, \theta) \sin(\theta) d\theta} \quad (4.4.3-3)$$

der Phasenfunktion $P(\theta)$ und des Asymmetrieparameters g

$$g = \frac{\int_0^\pi P(\theta) \cdot \cos(\theta) d\theta}{\int_0^\pi P(\theta) d\theta} \quad (4.4.3-4)$$

sowie eine Schätzung des Realteils des komplexen Brechungsindex im Bereich zwischen 1,31 und 1,7. Als Entscheidungskriterium für den wahrscheinlichen Brechungsindex dient die mittlere quadratische Abweichung / RMSD (Root Mean Square Deviation) zwischen gemessener und aus der Größenverteilung berechneter Strahldichteverteilung.

5 Ergebnisse

5.1 Die spektrale optische Dicke des arktischen Aerosols

5.1.1 Bodenmessungen

Die langjährige Aerosolmeßreihe der Koldewey-Station in Ny-Ålesund, Spitzbergen zeigt deutlich die Charakteristika des arktischen Aerosols für die gesamte Luftsäule. Die Aerosolkonzentration und damit die gesamt-optische Dicke des Aerosols unterliegt einer starken jahreszeitlichen Schwankung mit einem Maximum im Frühjahr und einem Minimum im Sommer. Abbildung 13 zeigt mittlere Spektren der optischen Dicke des Aerosols mit Standardabweichung für beide Jahreszeiten. Die Mittel wurden aus den Monaten März, April, Mai (Frühjahr) und Juni, Juli, August (Sommer) der Jahre 1991 und 1995 bis 1997 errechnet.

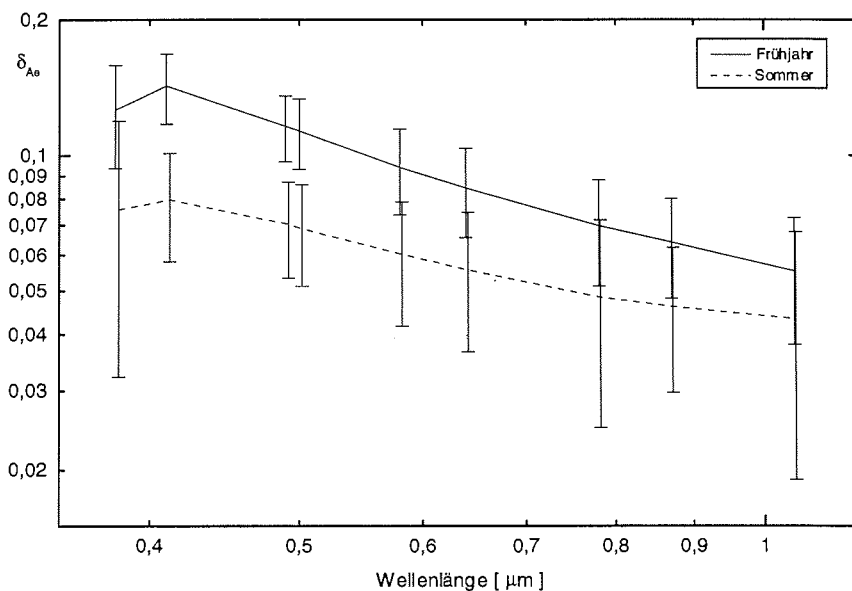


Abbildung 13: Mittlere spektrale optische Dicke des Aerosols in Ny-Ålesund, Spitzbergen (1991, 1995 – 1997).

Bei einer mittleren Wellenlänge von 0,5 μm ergibt sich im Frühjahr eine mittlere optische Dicke von $0,119 \pm 0,02$ und im Sommer bei $0,073 \pm 0,018$. Das Frühjahresmittel fällt deutlich kleiner aus, als die für diese Jahreszeit aus der Literatur bekannten typischen optischen Dicken des arktischen Aerosols. Auch die Streubreite der Messungen, die sich ja nicht wesentlich vom Sommerwert

unterscheidet, ist wesentlich geringer als bei anderen Stationen in der Arktis (vergleiche Abb. 1).

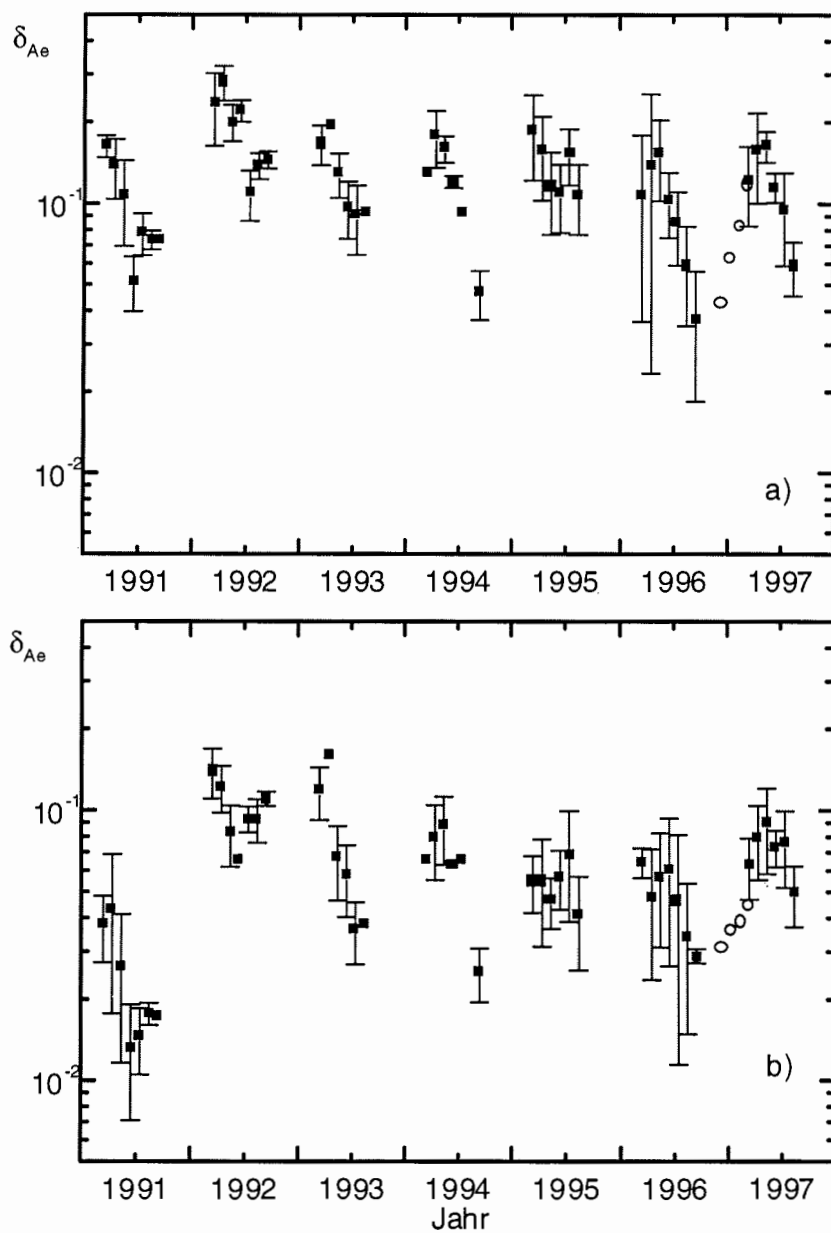


Abbildung 14: Monatsmittel und Standardabweichung der columnaren optischen Dicke des Aerosols in Ny-Ålesund, Spitzbergen 1991 bis 1997 für (a) 0,41 μm und (b) 1,045 μm (O - Sternphotometerdaten während der Polarnacht).

Die im atlantischen Sektor der Arktis gelegene Koldewey-Station unterliegt offensichtlich nicht so häufig Haze-Situationen wie andere Meßgebiete. Die aus der Westwindzone auch im Frühjahr herantransportierten Zyklonen erzeugen eine gewisse Instabilität in der Luftschichtung und damit eine stärkere Durchmischung der unteren Schichten der Troposphäre in diesem Gebiet (Orvig, 1970). Haze-Abbau durch Niederschläge und gravitationsbedingten Ausfall ist die Folge. Trotzdem zeigen auch die Messungen an der Koldewey-Station, daß im Frühjahr Aerosolkonzentrationen wie in industriellen Gebieten Mitteleuropas möglich sind (vergl. Leiterer und Graeser, 1990), ein Fakt, der bei klimatologischen Untersuchungen unbedingt zu beachten ist. Der Sommermittelwert liegt im Mittel der bekannten Werte von anderen Autoren und kann als repräsentativ für die Arktis im Sommer angesehen werden.

Bei der Berechnung der jahreszeitlichen Mittel wurden die Meßdaten von 1992 bis 1994 nicht benutzt, um den Einfluß der zu dieser Zeit in der Stratosphäre befindlichen Mt. Pinatubo-Aerosole auszuschließen. Der sprunghafte Anstieg der gesamt-optischen Dicke im Frühjahr 1992 konnte auch an der Koldewey-Station nachgewiesen werden. Abb. 14 zeigt dies deutlich für zwei ausgewählte Wellenlängen ebenso wie den oben beschriebenen Jahresgang anhand der Daten aus dem gesamten Zeitraum.

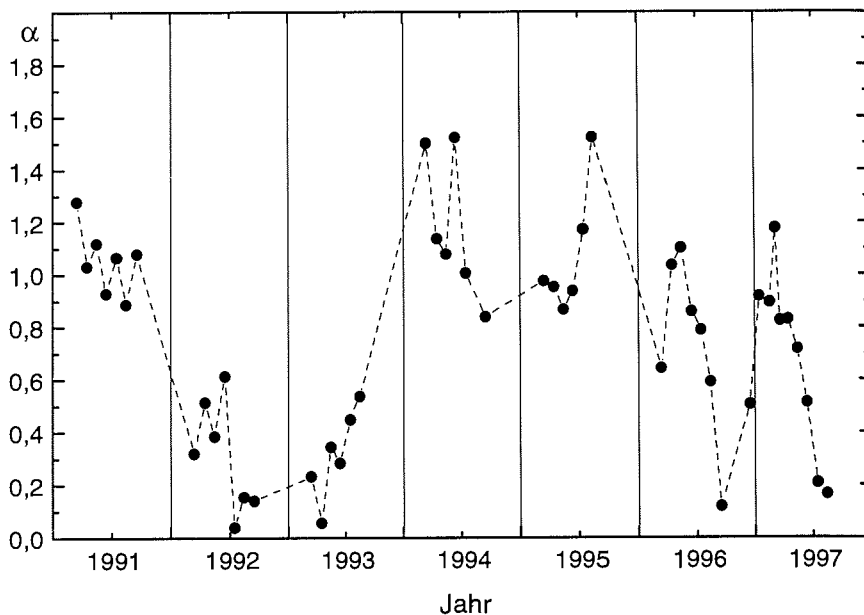


Abbildung 15: Mittlerer Ångström-Parameter aus Bodenmessungen in Ny-Ålesund, Spitzbergen von 1991 bis 1997.

Als weitere wichtige Größe zur Beschreibung der optischen Eigenschaften des Aerosols wurde der Ångström-Parameter aus den Bodenmessungen in Ny-Ålesund abgeleitet. Für den von vulkanischem Aerosol unbeeinflussten Zeitraum 1991 und 1995 bis 1997 wurde für das Frühjahr ein mittlerer Ångström-

Parameter von $0,957 \pm 0,17$ und für die Sommermonate von $0,803 \pm 0,39$ bestimmt. Abbildung 15 zeigt die Änderung des Ångström-Parameters für den gesamten Zeitraum von 1991 bis 1997. Betrachtet man nur die von vulkanischen Einflüssen freien Zeiträume können die Werte im Jahresverlauf mehr (1996, 1997) oder weniger (1991) um den Wert 1 schwanken mit geringeren Werten im Sommer und höheren Werten im Frühjahr. D.h. im Frühjahr sind die Spektren der optischen Dicke steiler. Es überwiegt in Ny-Ålesund der Anteil der kleinen Teilchen (Radien $\approx 0,1 \mu\text{m}$). Im Sommer sind die Spektren flacher. Es tragen also auch größere Teilchen (Radien $> 1 \mu\text{m}$) zur optischen Wirksamkeit des Aerosols bei.

Die von *Bodhaine* (1981) vorgestellte Reihe von Ångström-Parametern aus Messungen in den Jahren 1977 bis einschließlich 1979 zeigt eher eine entgegengesetzte Charakteristik mit maximalen Ångström-Parametern im Juli und einem anschließenden Abfall bis September/ Oktober. Aus Abb. 15 geht aber auch deutlich die Wirkung der vulkanischen Aerosole hervor (1992, 1993). Die Spektren der optischen Dicke werden ganzjährig extrem flach mit Wellenlängenexponenten zwischen 0 und 0,6. Das weist darauf hin, daß in dieser Zeit die größeren vulkanischen Teilchen (Radien $> 1 \mu\text{m}$) in der gesamt optischen Wirkung des Aerosols dominierten. Die Ursache für die extrem niedrigen Ångström-Parameter im Spätsommer/ Herbst 1996 und 1997 konnte nicht geklärt werden und ist möglicherweise auf lokale Einflüsse zurückzuführen.

5.1.2 Profilmessungen

Als Ergebnis der unter 3.2 beschriebenen Meßprozedur erhält man direkt columnare Spektren der Aerosol-optischen Dicke für die gesamte Luftsäule oberhalb des jeweiligen Flugniveaus. Abbildung 16 zeigt ein typisches Beispiel mit Messungen vom 18.04.1996. Mit zunehmender Höhe nimmt die columnare optische Dicke des Aerosols im gesamten Spektralbereich von $0,35 \mu\text{m}$ bis $1,2 \mu\text{m}$ um mehr als eine Größenordnung ab und die Spektren werden immer „flacher“, d.h. der Ångström-Parameter wird immer kleiner. Aus den Differenzen in der optischen Dicke zwischen den einzelnen Flughöhen resultieren dann die Spektren der optischen Dicke des Aerosols in einzelnen Schichten (siehe Abb. 17) wie auch das Vertikalprofil des spektralen Extinktionskoeffizienten (vergleiche Abb. 18).

Bei der Betrachtung der vertikalen Änderung der optischen Dicke des Aerosols muß man zunächst zwischen unbelasteten Luftschichten (Background-Aerosol) und Schichten mit erhöhter Aerosolkonzentration oder Haze ausgehen. Für die Klassifizierung der in den 51 Vertikalprofilen von 1993 bis 1996 gemessenen Spektren der optischen Dicke wurde eine Schichteinteilung in Abhängigkeit von der Änderung der Extinktion vorgenommen. Ist der Extinktionskoeffizient bei einer mittleren Wellenlänge ($0,589 \mu\text{m}$) in einer Schicht im Mittel größer als $0,025 \text{ km}^{-1}$, so wird der gesamte Höhenbereich als Haze-Schicht zusammengefaßt, auch wenn das Profil des Extinktionskoeffizienten auf Basis der Messungen eine feinere Einteilung aufweist. Ein Bereich mit Extinktionskoeffizienten zwischen $0,01 \text{ km}^{-1}$ und $0,025 \text{ km}^{-1}$ wird als Schicht mit erhöhter Aerosolkonzentration definiert.

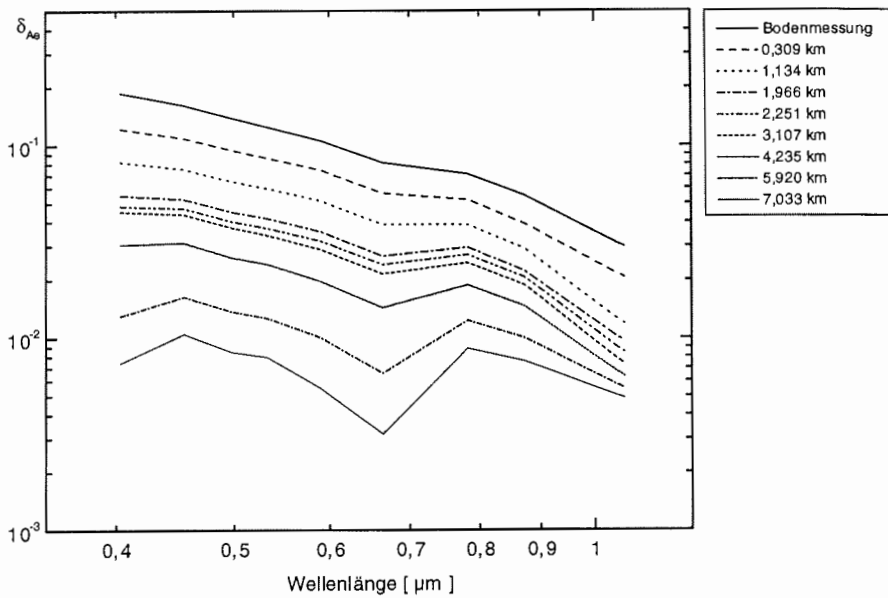


Abbildung 16: Spektren der columnaren optischen Dicke des Aerosols in ausgewählten Flughöhen am 18.04.1996, Raum Spitzbergen.

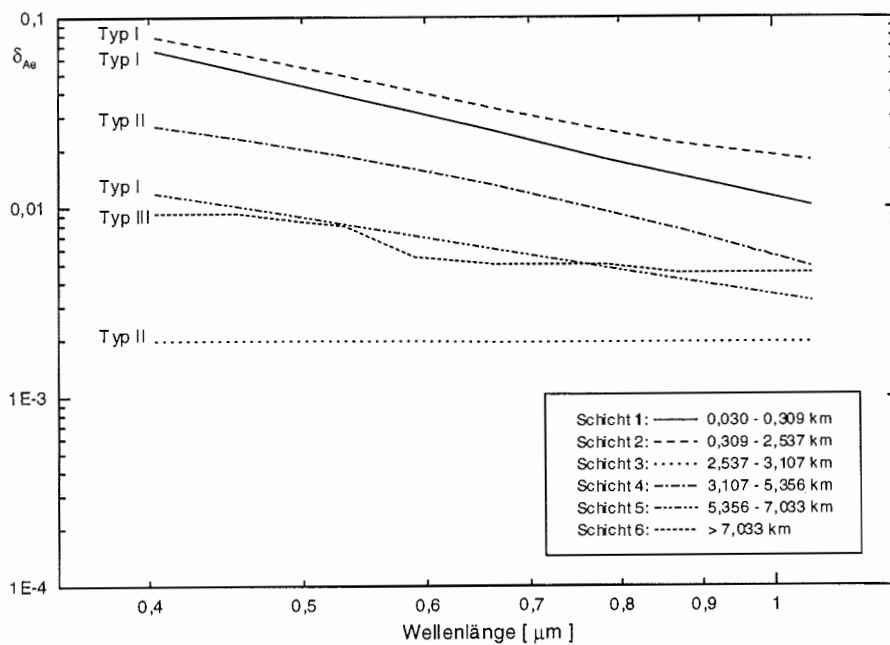


Abbildung 17: Spektrale optische Dicke des Aerosols in einzelnen Schichten vom 18.04.1996, Raum Spitzbergen.

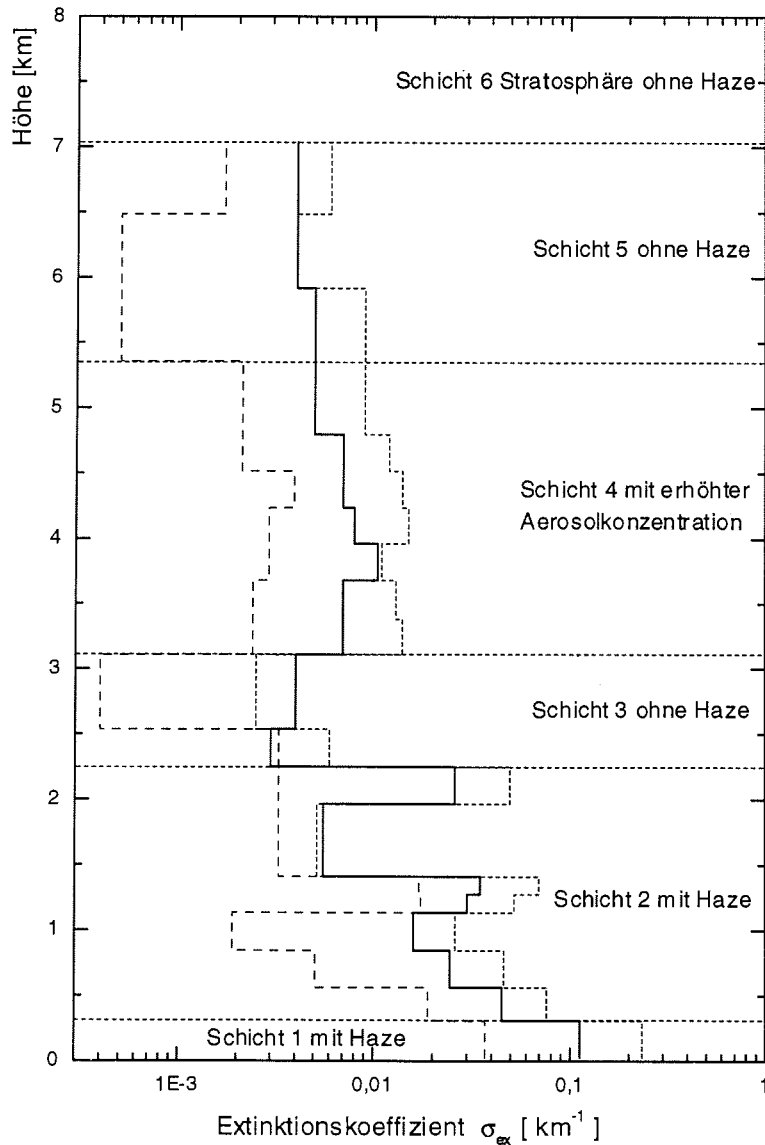


Abbildung 18: Beispiel für eine Schichteinteilung anhand des Extinktionskoeffizienten bei (—) 0,589 μm am 18.04.1996, weitere spektrale Extinktionskoeffizienten bei (•••••) 0,403 μm und (- - -) 1,057 μm wurden dargestellt.

Abb. 18 zeigt ein Beispiel für die Definition der Schichten. Nur im Falle einer signifikanten Änderung des Extinktionskoeffizienten innerhalb dieser Höhenbereiche, wie z.B. eine sprunghafte Verdopplung oder Verminderung der Extinktion auch bei anderen Wellenlängen (siehe Abb. 18: Übergang von Schicht 1 zu

Schicht 2, Oberkante der Schicht 4), wurde eine separate Schicht definiert. Alle anderen Höhenbereiche wurden als unbelastet eingestuft (Background-Aerosol), wobei hier ebenfalls in Abhängigkeit von signifikanten Änderungen im Extinktionskoeffizienten ggf. mehrere Schichten definiert wurden. Abbildung 17 zeigt die für den 18.04.1996 resultierenden Spektren der Aerosol-optischen Dicke für die sechs Schichten. Insgesamt ergeben sich aus dieser Einteilung der 51 Profile 182 Schichten mit optischen Dicken, die im Frühjahr bei Werten zwischen $\delta_{Ae}(0,5 \mu m) = 0,002$ und $\delta_{Ae}(0,5 \mu m) = 0,6$ und im Sommer zwischen $\delta_{Ae}(0,5 \mu m) = 0,0027$ und $\delta_{Ae}(0,5 \mu m) = 0,17$ liegen. Sie sind damit vergleichbar mit den aus der Literatur bekannten Angaben (vgl. 2.2). Dem Gedanken von Ångström (1961) oder auch King *et al.* (1978) folgend, daß der spektrale Verlauf der optischen Dicke des Aerosols und die Größenverteilung der Teilchen in unmittelbarem Zusammenhang stehen, wurden die Spektren der Aerosol-optischen Dicke für beide Jahreszeiten und sowohl für Background-Aerosol als auch für Luft mit erhöhter Aerosolkonzentration oder Haze nach drei Typen klassifiziert:

- Typ I:
- Das Spektrum der optischen Dicke des Aerosols entspricht in etwa dem Ångström-Ansatz oder ist bei logarithmischer Darstellung leicht positiv gekrümmt, d.h. der Abfall des Spektrums der optischen Dicke wird bei größeren Wellenlängen kleiner bzw. die optische Dicke steigt im NIR leicht an.
 - Der Ångström-Parameter repräsentiert sehr gut den spektralen Verlauf ($R^2 \geq 0,9$).
 - Die Aerosolgrößenverteilung entspricht annähernd einer Potenzfunktion (Junge-Verteilung).
 - Das Teilchenspektrum ist ausgewogen. Die optische Wirkung der zahlenmäßig überwiegenden kleinen Teilchen im Nucleation-Mode wird durch die Wirkung größerer Teilchen im Accumulation- und Coarse-Mode beeinflusst.
- Typ II:
- Das Spektrum der optischen Dicke des Aerosols ist mit der Wellenlänge ansteigend oder bei logarithmischer Darstellung negativ gekrümmt, d.h. der Abfall im Spektrum der optischen Dicke wird zum NIR hin größer.
 - Der Ångström-Parameter gibt den spektralen Verlauf nur sehr schlecht wieder ($R^2 \leq 0,8$).
 - Die Aerosolgrößenverteilung ist monomodal oder zeigt nur wenige eindeutig von einander abgegrenzte Moden.
 - Das Teilchenspektrum zeigt ein Maximum an Teilchen im Accumulation-Mode und gelegentlich weitere Maxima mit Teilchen im Coarse-Mode. Der Anteil an Teilchen im Nucleation-Mode ist vergleichsweise gering (Typ IIa) oder diese Teilchen fehlen völlig (Typ IIb).

- Typ III:
- Dieser Typ stellt ein Gemisch aus den Typen I und II dar. Die optische Dicke des Aerosols nimmt mit der Wellenlänge ab oder kann im NIR wieder ansteigen. Ein Wechsel im Abfall des Spektrums zu größeren Werten im NIR ist wie beim Typ II ebenfalls möglich.
 - Der Ångström-Parameter repräsentiert mehr oder weniger den spektralen Verlauf der optischen Dicke des Aerosols.
 - Die Aerosolgrößenverteilung folgt für kleinere Radien der Junge-Verteilung und zeigt deutlich mindestens einen weiteren Mode.
 - Das Teilchenspektrum ist durch zahlenmäßig viele Teilchen im Nucleation-Mode und mindestens ein weiteres Maximum an Teilchen im Accumulation-Mode und/oder Coarse-Mode gekennzeichnet.

Abbildung 17 enthält Beispiele, die den Spektralverlauf der optischen Dicke für alle drei Typen charakterisieren. Aus den insgesamt 122 Schichten im Frühjahr zeigt sich, daß in unbelasteter Luft (59 Schichten) alle Typen etwa gleich häufig vorkommen (Tabelle 8). In Luftschichten mit erhöhter Aerosolkonzentration (27) oder in Haze-Schichten (36) überwiegt dagegen eindeutig der Typ I (Tabelle 8).

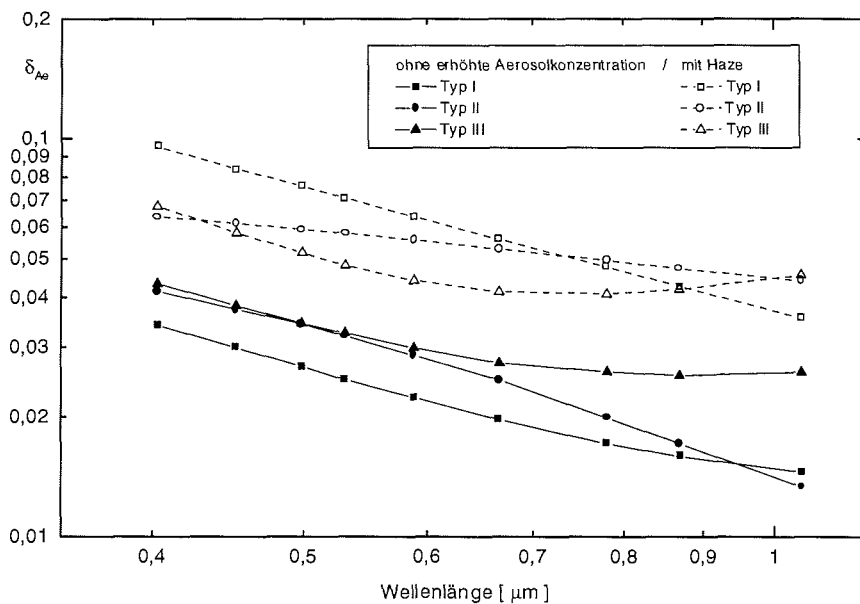


Abbildung 19: Mittlere Spektren der optischen Dicke in unbelasteten Luftschichten und Luftschichten mit erhöhter Aerosolkonzentration oder Haze im Frühjahr 1994 bis 1996.

Für den Typ I ergibt sich bei einem $R^2 > 0,9$ aus der Regression mit dem Ångström-Ansatz (Gleichung 4.4.2-1) ein mittlerer Ångström-Parameter von

1,797 ± 0,16. Abbildung 19 zeigt die mittleren Spektren der optischen Dicke des Aerosols für jeden der drei Typen. Auffällig ist die etwa doppelt so große spektrale optische Dicke des Aerosols in Haze-Schichten gegenüber Schichten mit Background-Aerosol. Während der spektrale Verlauf für die Typen I und III ähnlich ist, unterscheiden sich die mittleren Spektren des Typs II für Background-Aerosol und Haze-Schichten deutlich von einander. Beide zeigen zwar die „negative Krümmung“, in unbelasteter Luft nimmt jedoch die optische Dicke mit steigender Wellenlänge deutlich ab, in Haze-Schichten ist die optische Dicke dagegen nahezu unabhängig von der Wellenlänge. Das Spektrum ist sehr „flach“. Dies deutet darauf hin, daß in beiden Fällen Teilchen unterschiedlicher Größe dominieren (siehe Kapitel 5.5.2.2). Im Frühjahr sind Schichten des Typs I vorrangig in der Grenzschicht zu finden, während Schichten des Typs II und III häufiger in der freien Troposphäre vorkommen. Welche Transportprozesse hier möglicherweise eine Rolle spielen wird gesondert im Kapitel 5.4 erläutert.

Tabelle 8: Prozentualer Anteil der Schichten entsprechend der Typ-Einteilung.

Jahreszeit	mit / ohne Haze	Typ I	Typ II	Typ III
Frühjahr	ohne	36 %	30 %	34 %
Frühjahr	mit	53 %	32 %	15 %
Sommer	ohne	43 %	25,5 %	31,5 %

Im Sommer sind Luftschichten mit erhöhter Aerosolkonzentration oder Haze nur sehr selten anzutreffen. Von den wenigen Schichten, die für die Auswertung zur Verfügung standen (15 von insgesamt 60), lassen sich kaum Aussagen über typische Verhältnisse in Haze-Ereignissen im arktischen Sommer machen. Spektren mit dem Typ I ließen sich in Haze-belasteten Schichten nicht eindeutig identifizieren. Bei den restlichen Fällen sind Typ II und Typ III gleichermaßen vertreten.

Bei den Spektren des Background-Aerosols zeigte sich, daß der Typ I vorherrschend ist, gefolgt vom Typ III und Typ II (Tabelle 8). Schichten des Typs I und III sind charakteristisch für das Background-Aerosol in der freien Troposphäre. Die Grenzschicht im Sommer ist dagegen vorrangig durch Aerosole des Typs II gekennzeichnet. Dies verwundert nicht, wenn man in Betracht zieht, daß im Sommer auch in der Arktis maritime Aerosole mit Teilchen im Accumulation- und Coarse-Mode, die mehr bei mittleren Wellenlängen und im NIR optisch wirksam sind, in der Grenzschicht zu finden sind. In der freien Troposphäre dagegen sind Teilchen im Nucleation-Mode dominierend, die vorrangig bei kürzeren Wellenlängen optisch aktiv sind.

Der aus der Regression mit Gleichung 4.4.2-1 resultierende mittlere Ångström-Parameter ($R^2 > 0,9$) ergibt sich für den Typ I im Background-Aerosol im Sommer mit $0,95 \pm 0,51$. Die Spektren können also einen recht unterschiedlichen

Anstieg haben. Eine eindeutige Zuordnung zu den Typen I oder III ist oft schwierig. Abbildung 20 zeigt den mittleren spektralen Verlauf der optischen Dicke des Background-Aerosols im arktischen Sommer ebenso wie die aus den wenigen Messungen gemittelten Spektren der Typen II und III für Schichten mit erhöhter Aerosolkonzentration oder Haze. Letztere können wegen der geringen Datenmenge jedoch nicht als allgemeingültig bezeichnet werden.

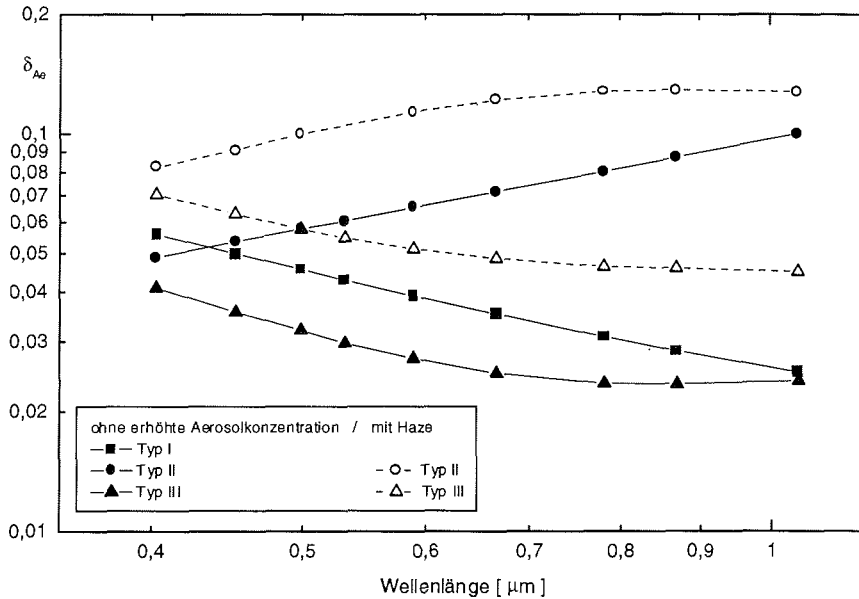


Abbildung 20: Mittlere Spektren der optischen Dicke in unbelasteten Luftschichten und Luftschichten mit erhöhter Aerosolkonzentration oder Haze im Sommer 1993 bis 1995.

5.1.3 Stratosphärisches Aerosol

Die optische Dicke des stratosphärischen Aerosols war im Meßzeitraum von 1993 bis 1996 stark durch das vulkanische Aerosol des Mt. Pinatubo beeinflusst. Die im Frühjahr 1996 oberhalb der Tropopause gemessenen spektralen optischen Dicken sind jedoch als Background-Wert repräsentativ. Bei einer mittleren Wellenlänge wurde $\delta_{Ag}(0,5 \mu\text{m}) = 0,0088 \pm 0,0014$ bestimmt. Dieser Wert ist wesentlich geringer als der von *Herber et al.* (1996) angegebene Background-Wert.

Die mit dem Photometer in Tropopausennähe gemessenen Spektren stimmen darüber hinaus sehr gut mit den vom SAGE II-Photometer an Bord des ERBE-Satelliten (*McCormick et al.*, 1979) gemessenen Spektren überein. In Abb. 21 wird einerseits die ständige Abnahme der spektralen optischen Dicke des Aerosols in der Stratosphäre durch den gravitationsbedingten Ausfall der Pinatubo-Aerosole deutlich. Andererseits zeigt sich bis auf die Messungen von 1993 die gute Übereinstimmung der Ergebnisse beider Meßverfahren. Die kleinen Differenzen im kurzwelligen Bereich resultieren aus der Verwendung unterschiedli-

cher Berechnungen der Rayleigh-Streuung durch Luftmoleküle (L.W. Thomason, persönliche Mitteilung). Die größeren Unterschiede 1993 resultieren aus der Verfahrensweise bei der Bestimmung der Spektren aus den SAGE II-Daten, die bei hohen optischen Dicken zu einer Unterbewertung der optischen Dicke des stratosphärischen Aerosols führt (Nagel et al., 1998).

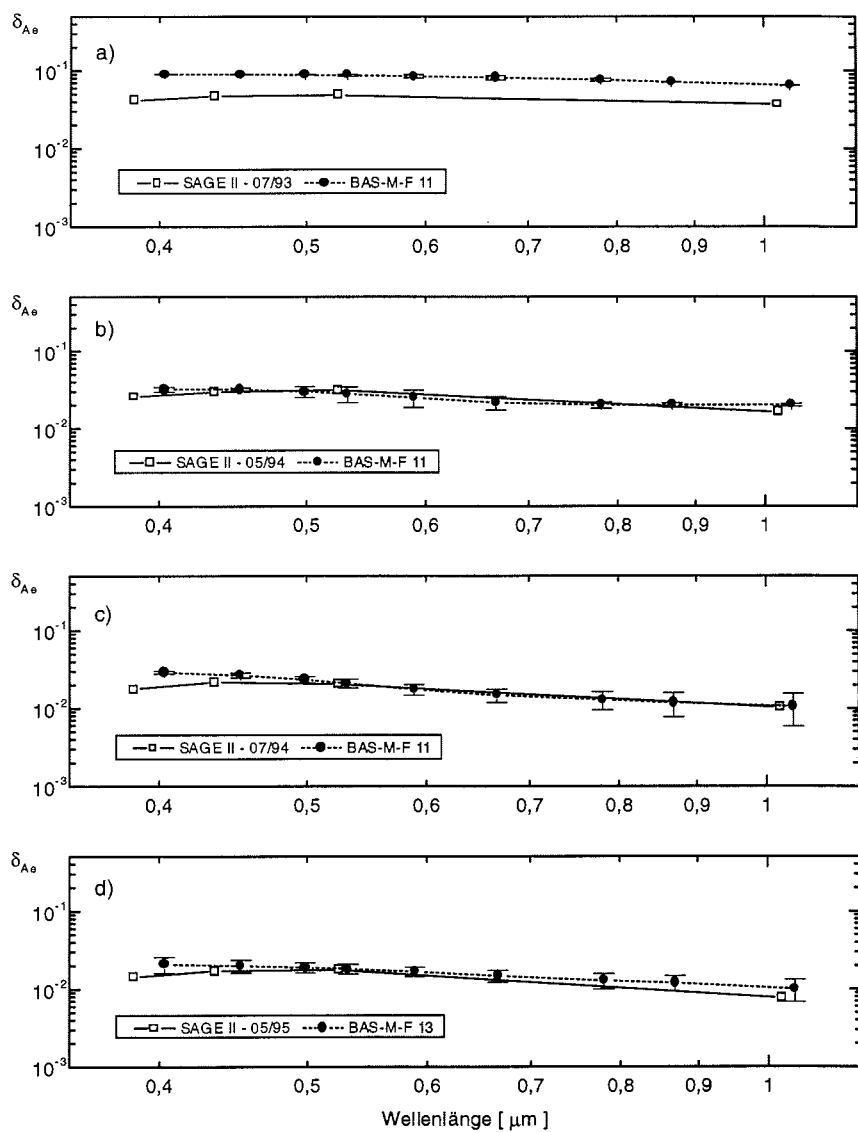


Abbildung 21: Spektren der stratosphärischen Aerosol-optischen Dicke, gemessen mit Satellit (für Breitengrade 70°N – 80°N) und mit BAS-M-F (für Breitengrade > 70°N) in unterschiedlichen Jah-reszeiten: (a) Sommer 1993; (b) Frühjahr 1994; (c) Sommer 1994; (d) Frühjahr 1995.

Durch die fortwährende Änderung der Zusammensetzung des stratosphärischen Aerosols (vergl. *Ansmann et al.*, 1997) im Meßzeitraum von 1993 bis 1996 ist eine Typ-Klassifizierung wie im Abschnitt 5.1.2 nicht möglich. Insgesamt läßt sich jedoch feststellen, daß die Spektren der stratosphärischen optischen Dicke des Aerosols sehr „flach“ sind. Bedingt durch das vulkanische Aerosol lag der Ångström-Exponent 1993 bei 0,3 und stieg dann im Laufe der Jahre an. Im Mittel lag der Wert 1995/96 bei 0,7 bis 1,0. Diese Änderung wurde bereits bei den Bodenmessungen in Ny-Ålesund deutlich (Kapitel 5.1.1) und ist ein Hinweis auf Änderungen in der Größenverteilung des vulkanischen Aerosols in diesem Zeitraum.

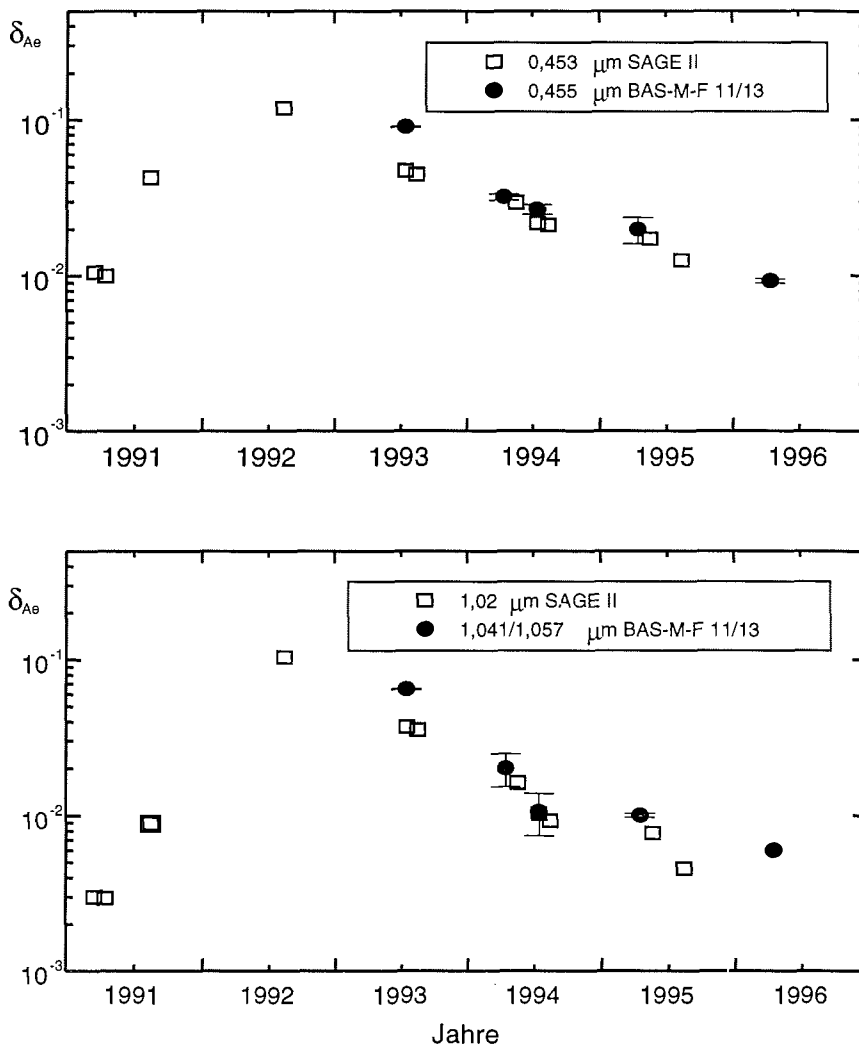


Abbildung 22: Stratosphärische Aerosol-optische Dicke, gemessen mit Satellit (Monatsmittel für Breitengrade $70^\circ\text{N} - 80^\circ\text{N}$) und mit BAS-M-F (jahreszeitliche Mittel für Breitengrade $> 70^\circ\text{N}$), für zwei ausgewählte Wellenlängen.

Der Einfluß der Pinatubo-Aerosole läßt sich auch sehr gut in Abb. 22 feststellen, insbesondere der nahezu exponentielle Rückgang in der Konzentration. Nachdem die vulkanische Aschewolke die arktische Stratosphäre erreicht hatte, kam es in der Folgezeit zu einer langsamen Abnahme, bis 1995 etwa wieder die Werte von 1991 vor der Eruption des Mt. Pinatubo erreicht wurden. Unter der Annahme, daß der Abbau der vulkanischen Aerosole aus der Stratosphäre einer Exponentialfunktion der Form

$$\delta_{Ae}(\lambda, t) = \delta_{peak}(\lambda) \cdot e^{-\frac{t}{T}} \quad (5.1.3-1)$$

folgt und das Maximum der Aerosolkonzentration im März 1992 in der Arktis nachweisbar war (*Beyerle et al.*, 1995; *Herber et al.*, 1996), wurde die Zeitkonstante des Ausfalls der Vulkanaerosole bestimmt. Als Maximalwerte der gesamt-optischen Dicke wurden $\delta_{peak}(0,453 \mu\text{m}) = 0,19$ und $\delta_{peak}(1,041 \mu\text{m}) = 0,17$ angenommen. Die Zeitkonstante $T(0,453 \mu\text{m})$ wurde mit 15,3 Monaten und $T(1,041 \mu\text{m})$ mit 13,5 Monaten bestimmt. D.h. größere Teilchen, die im NIR optisch wirksam sind, werden schneller aus der Stratosphäre abgebaut als kleinere Teilchen, die im VIS optisch wirksam sind. Diese Werte sind mit Ergebnissen von *Stone et al.* (1993), *Beyerle et al.* (1995) und *Ansmann et al.* (1998) vergleichbar. Sie zeigen aber auch, daß der Abbau des vulkanischen Aerosols nach dem Ausbruch des Mt. Pinatubo in der arktischen Stratosphäre langsamer von statten geht als bei früheren Vulkanausbrüchen (z.B. *Hofmann und Rosen*, 1987).

5.1.4 Schlußfolgerungen

1. Die columnare spektrale optische Dicke des arktischen Aerosols unterliegt jahreszeitlichen Schwankungen mit einem Maximum im Frühjahr und einem Minimum im Sommer/ Herbst. Im Frühjahr gibt es regional große Unterschiede, wodurch die Werte aus dem atlantischen Sektor (Koldewey-Station) nicht repräsentativ für die gesamte Arktis sind. Im Sommer sind neben der allgemein niedrigen Aerosolkonzentration einzelne Haze-Ereignisse möglich.

Integrale optische Dicke im Frühjahr:

- | | |
|---------------------|---|
| allgemein | - $\delta_{Ae}(0,5 \mu\text{m}) = 0,08 \pm 0,03$ (Background) |
| | - $\delta_{Ae}(0,5 \mu\text{m}) = 0,27 \pm 0,18$ (im Haze) |
| atlantischer Sektor | - $\delta_{Ae}(0,5 \mu\text{m}) = 0,12 \pm 0,02$ |

Derart hohe Aerosolkonzentrationen sind mit denen in Industriegebieten mittlerer Breiten vergleichbar und damit durch ihr Strahlungsforcing für klimatologische Untersuchungen relevant.

Integrale optische Dicke im Sommer:

- | | |
|---------------------|---|
| allgemein | - $\delta_{Ae}(0,5 \mu\text{m}) = 0,04 \pm 0,02$ (background) |
| | - $\delta_{Ae}(0,5 \mu\text{m}) = 0,16 \pm 0,07$ (im Haze) |
| atlantischer Sektor | - $\delta_{Ae}(0,5 \mu\text{m}) = 0,073 \pm 0,018$ |

2. Der Ångström-Parameter α und damit der spektrale Verlauf der columnaren optischen Dicke ist regional sehr unterschiedlich und kann daher nicht zur allgemeinen Charakterisierung des arktischen Aerosols herangezogen werden. Vulkanisches Aerosol in der Stratosphäre führt zu einer starken „Abflachung“ der Spektren für die gesamte Luftsäule mit Werten $\alpha \leq 0,6$.
3. In der arktischen Troposphäre können im Frühjahr in Luftschichten (0,5 km bis 3 km Dicke) optische Dicken von bis zu $\delta_{Ae}(0,5 \mu\text{m}) = 0,6$ auftreten, im Sommer liegen die maximalen Werte bei $\delta_{Ae}(0,5 \mu\text{m}) = 0,17$. Der Background-Wert ist unabhängig von der Jahreszeit mit Werten um $\delta_{Ae}(0,5 \mu\text{m}) = 0,0025$ sehr gering.
4. Das arktische Aerosol in diesen Luftschichten läßt sich in Abhängigkeit vom Spektralverlauf der optischen Dicke (und der damit in Verbindung stehenden Aerosolgrößenverteilung) nach drei Typen klassifizieren.
 - Typ I - Spektralverlauf entspricht annähernd Ångström-Ansatz oder steigt für größere Wellenlängen leicht an.
 - Typ II - Spektralverlauf steigt mit der Wellenlänge oder das Spektrum fällt bei größeren Wellenlängen noch steiler ab als bei kleinen Wellenlängen.
 - Typ III - Spektralverlauf entspricht für kleine Wellenlängen dem Typ I und bei größeren Wellenlängen dem Typ II.
5. In Schichten mit erhöhter Aerosolkonzentration oder Haze entspricht der spektrale Verlauf der optische Dicke im Frühjahr in den meisten Fällen dem Typ I (Ångström-Ansatz) mit einem Wellenlängenparameter von $\alpha = 1,8 \pm 0,16$. In unbelasteten Luftschichten sind im Frühjahr alle Typen etwa gleich häufig.
6. Die Luftschichten im Sommer sind im Normalfall unbelastet, wobei auch hier der Typ I mit einem Wellenlängenparameter von $\alpha \approx 1,0$ überwiegt. In der Grenzschicht sind Aerosole des Typs II am häufigsten vertreten. Einzelne Haze-Ereignisse sind auch in dieser Jahreszeit möglich.
7. Das vulkanische Aerosol des Mt. Pinatubo trug in der Zeit von 1992 bis 1995 wesentlich zur Erhöhung der spektralen optischen Dicke der Stratosphäre bei. Es bewirkte eine Verminderung des Ångström-Parameters von normalerweise $\alpha = 0,7 - 1,0$ auf Werte um $\alpha \approx 0,3$.
8. Größere vulkanische Aerosolteilchen, die im NIR optisch aktiv sind, werden schneller ($T(1,041 \mu\text{m}) = 13,5$ Monate) als kleinere Teilchen, die im VIS optisch aktiv sind, ($T(0,453 \mu\text{m}) = 15,3$ Monate) aus der Stratosphäre abgebaut. $T(\lambda)$ ist die oben ermittelte Zeitkonstante aus Gleichung 5.1.1-1.

5.2 Vertikale Verteilung des arktischen Aerosols

Die vertikale Verteilung des Aerosols läßt sich gut durch die Verteilung des Extinktionskoeffizienten beschreiben. Der Extinktionskoeffizient ergibt sich nach Gleichung 4.4.1-5 aus der Änderung der spektralen optischen Dicke mit der Höhe. Flugzeuggetragene Photometermessungen bieten die Möglichkeit, das Vertikalprofil des spektralen Extinktionskoeffizienten direkt zu bestimmen, ohne

an einen festen Ort gebunden zu sein. Die Differenzen aus den optischen Dicken in übereinanderliegenden Flugniveaus bezogen auf den Höhenunterschied dieser Niveaus ergeben den Extinktionskoeffizienten in jeder Höhenstufe. Aus den so berechneten 51 Extinktionsprofilen von 1993 bis 1996 zeigen sich deutliche Unterschiede in der vertikalen Aerosolverteilung im arktischen Frühjahr und im arktischen Sommer.

5.2.1 Vertikale Verteilung des Extinktionskoeffizienten im Sommer

Normalerweise sind Aerosole im Sommer in nur geringer Anzahl in der Grenzschicht vorhanden. Dabei nimmt ihre Konzentration annähernd exponentiell mit der Höhe ab. Der spektrale Extinktionskoeffizient im gesamten sichtbaren Bereich liegt etwa bei $0,008 \text{ km}^{-1}$ und wird erst bei Wellenlängen größer als $1,0 \mu\text{m}$ noch kleiner und erreicht einen mittleren Wert von $\sigma_{\text{ex}}(1,041/1,057 \mu\text{m}) \approx 0,0066 \text{ km}^{-1}$. Abbildung 23 zeigt drei typische Profile des Extinktionskoeffizienten aus allen drei Sommermeßkampagnen. Die Höhe der Grenzschicht (Schneider-Carius, 1953) und der Tropopause wurden ebenfalls dargestellt.

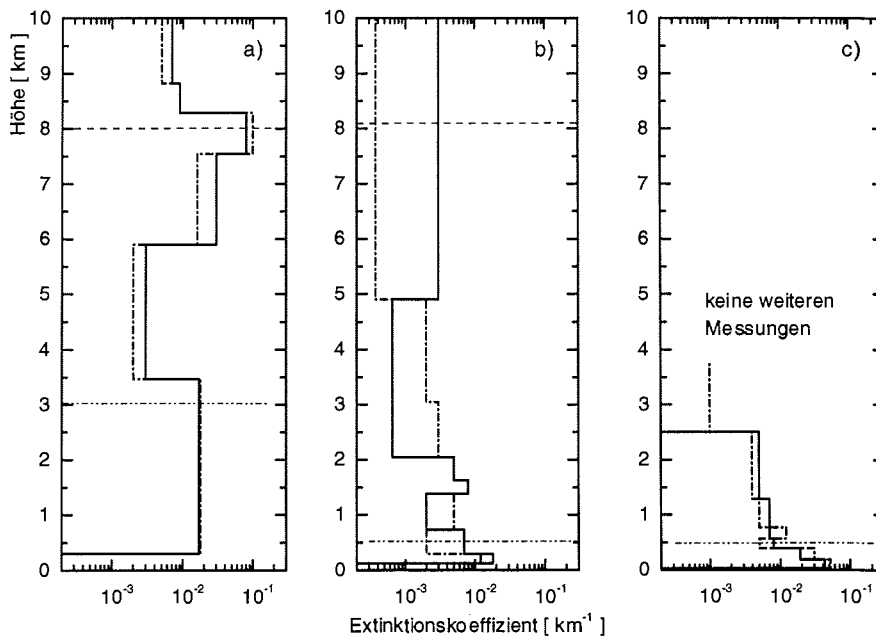


Abbildung 23: Vertikalprofil des Extinktionskoeffizienten für (—) $0,403 \mu\text{m}$ und (-•-•-) $1,041/1,057 \mu\text{m}$ am (a) 11.06.1993, Raum Spitzbergen, (b) 28.06.1994, Laptev See und (c) 25.06.1995, Raum Spitzbergen mit (-•-•-) Grenzschichthöhe und (----) Höhe der Tropopause.

5.2.2 Vertikale Verteilung des Extinktionskoeffizienten im Frühjahr

Im Frühjahr ist die vertikale Verteilung des Aerosols wesentlich durch erhöhte Konzentrationen oder Haze gekennzeichnet. Das Vertikalprofil des Extinktionskoeffizienten weist eine starke Strukturierung bis in die freie Troposphäre auf (siehe auch *Leiterer et al.*, 1997; *Nagel et al.*, 1998). Insgesamt wurden Schichten mit erhöhter Konzentration oder Haze mit Dicken von etwa 150 m bis über 3 km gemessen.

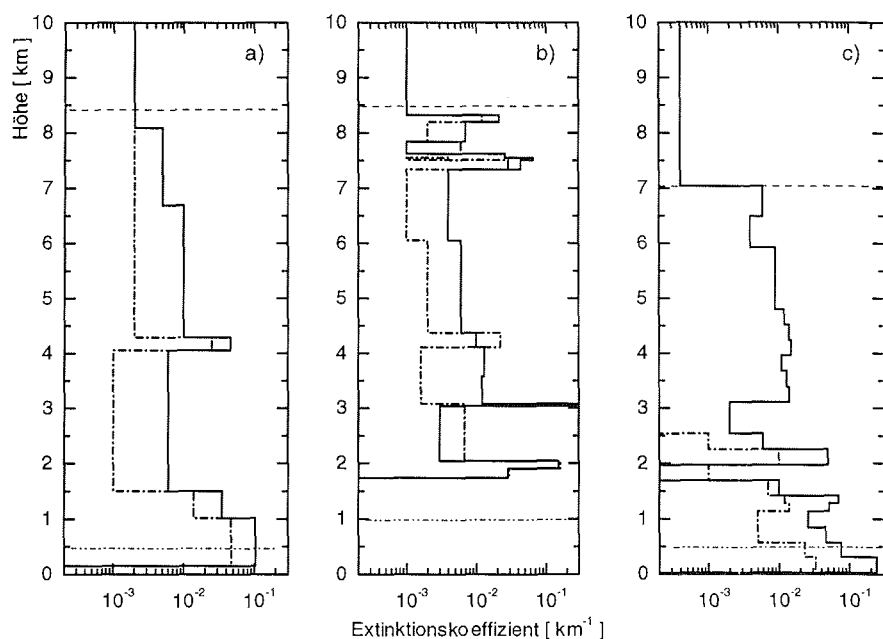


Abbildung 24: Vertikalprofil des Extinktionskoeffizienten für (—) 0,403 μm und (-●-●-) 1,041/1,057 μm am (a) 07.04.1994, Franz-Joseph-Land, (b) 04.04.1995, Canada Basin und (c) 18.04.1996, Raum Spitzbergen mit (-●-●-) Grenzschichthöhe und (----) Höhe der Tropopause.

Die vertikale Lage der Haze-Schichten im Frühjahr ist sehr eng mit der Temperaturschichtung der Troposphäre verbunden. So konnten 80% aller Fälle eindeutig einer Temperaturinversion oder Bereichen mit annähernder Isothermie zugeordnet werden. Mehr als die Hälfte dieser Schichten (52%) konnte in der Grenzschicht nachgewiesen werden oder waren direkt an die Bodeninversion gebunden. Nur 28% lagen unmittelbar über oder unter einer angehobenen Inversion. In den Extinktionskoeffizienten sind Extremwerte bis nahe $1,0 \text{ km}^{-1}$ möglich. Der mittlere Background-Wert ist ähnlich wie im Sommer und liegt für eine mittlere Wellenlänge bei $\sigma_{\text{ex}}(0,5 \mu\text{m}) = 0,007 \text{ km}^{-1}$. In Haze-Schichten sind für den gleichen Wellenlängenbereich Werte von $\sigma_{\text{ex}}(0,5 \mu\text{m}) = 0,04 \text{ km}^{-1}$ bis $\sigma_{\text{ex}}(0,5 \mu\text{m}) = 0,11 \text{ km}^{-1}$ typisch und somit z.B. mit Ergebnissen von *Leiterer et al.* (1991) oder auch *Skuratov* (1997) vergleichbar. Abbildung 24 zeigt drei typische Vertikalprofile des Extinktionskoeffizienten aus den Jahren 1994 bis 1996. Die in Tropopausennähe gemessenen erhöhten Aerosol-Konzentrationen in

Abbildung 24b sind wahrscheinlich wie in Abbildung 23a auf Luftverkehr in diesen Höhen zurückzuführen.

Im Vergleich mit Laser-Partikelcounter-Messungen vom Typ TSI LPC 3753 (Dreiling und Friederich, 1997), die Teilchen mit Radien zwischen $0,15 \mu\text{m}$ und $1,5 \mu\text{m}$ erfassen, konnte für ein Drittel der zeitgleichen Messungen in den Jahren 1994 und 1995 eine sehr gute Übereinstimmung erzielt werden. Abbildung 25 zeigt ein Vertikalprofil von 1994, wo Haze auf die Grenzschicht beschränkt war.

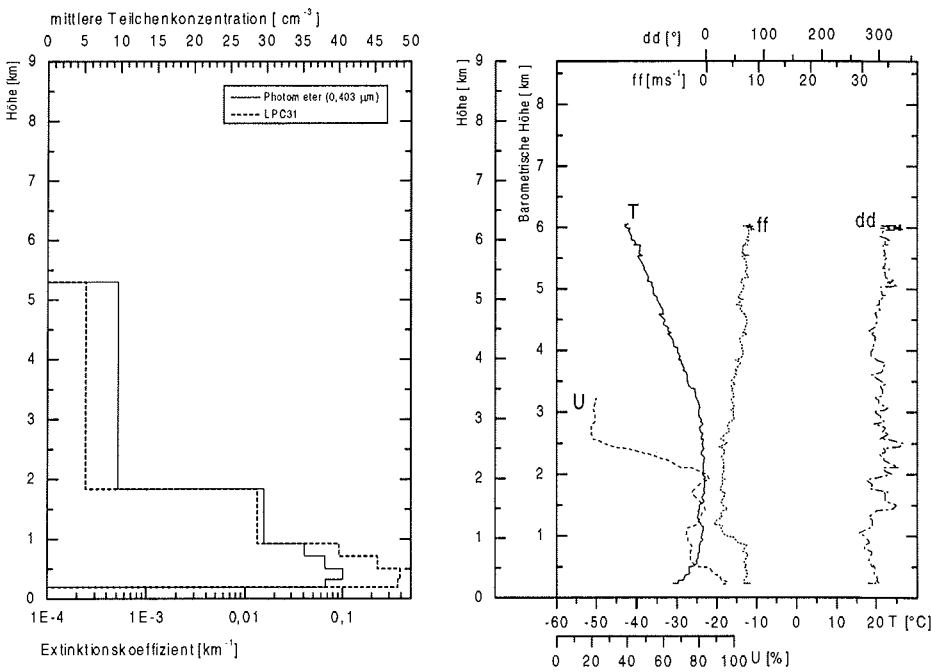


Abbildung 25: Extinktionskoeffizient und Partikelcounter-Messung mit LPC31, sowie Vertikalprofile von Temperatur (T), relativer Feuchte (U), Windrichtung (dd) und Windgeschwindigkeit (ff) am 11.04.1994, Canada Basin.

Der Extinktionskoeffizient hat einen Maximalwert von $0,16 \text{ km}^{-1}$ und geht oberhalb von 2 km auf einen Wert von $0,0005 \text{ km}^{-1}$ zurück. Ein ähnlicher Sprung ist in der mit dem Partikelcounter bestimmten Teilchenkonzentration nachweisbar. Die für die einzelnen Schichten gemittelten Werte fallen in der gleichen Höhe von maximal 48 Teilchen/cm^3 auf 5 Teilchen/cm^3 . Innerhalb der Grenzschicht, die in diesem Fall durch eine hohe relative Luftfeuchte von etwa 80 % gekennzeichnet war (unterhalb der Bodeninversion bis 100 %), ändern sich Teilchenkonzentration und Extinktion gleichermaßen. Abbildung 26 zeigt dagegen ein Vertikalprofil aus dem Frühjahr 1995 mit Haze-Schichten bis in 4 km Höhe. Die unterste Schicht mit Extinktionskoeffizienten bis zu $0,3 \text{ km}^{-1}$ liegt innerhalb der Grenzschicht, wo die relative Feuchte annähernd 100 % erreicht. Die beiden Haze-Schichten in der freien Troposphäre sind oberhalb von angehobenen Inversionen in 1,8 km und 3,1 km Höhe zu finden. In diesem Bereich übersteigt

die relative Luftfeuchte kaum 50 %. Das mit dem Partikelcounter bestimmte Vertikalprofil zeigt ebenfalls alle drei Schichten, wobei Bereiche mit maximaler Teilchenkonzentration auch Bereichen mit maximaler Extinktion entsprechen.

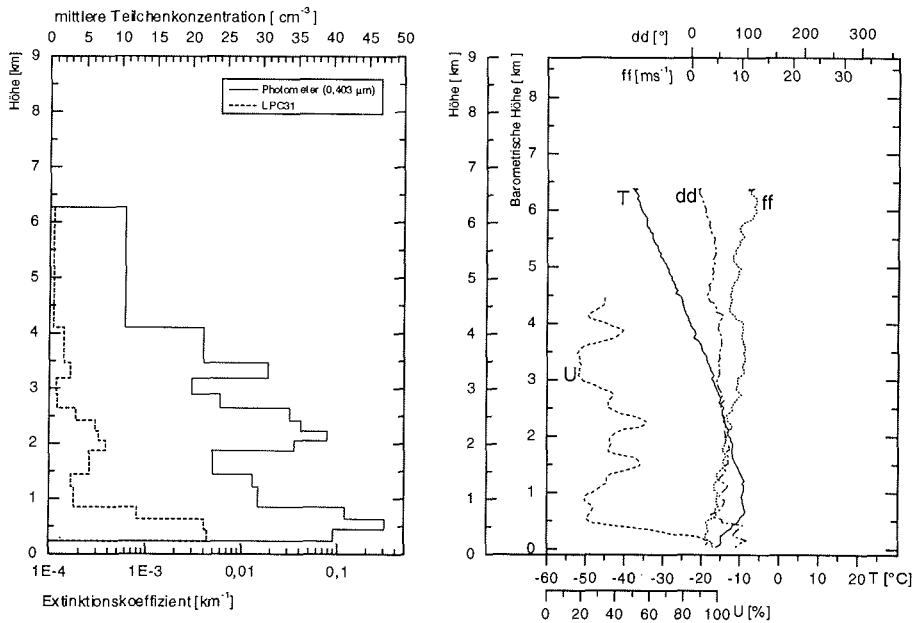


Abbildung 26: Extinktionskoeffizient und Partikelcounter-Messung mit LPC31, sowie Vertikalprofile von Temperatur (T), relativer Feuchte (U), Windrichtung (dd) und Windgeschwindigkeit (ff) am 06.04.1995, Alert.

5.2.3 Extinktion in der Stratosphäre

Vergleicht man die Profile aus den Sommer- und Frühjahresmonaten (Abb. 23 und Abb. 24), zeigt sich eine stetige Abnahme der Extinktion in der Stratosphäre. Diese Tatsache resultiert aus der Abnahme der im Meßzeitraum vorhandenen vulkanischen Aerosole des Mt. Piatubo in der Stratosphäre vorrangig durch gravitationsbedingten Ausfall. Unter der Annahme, daß die meisten Aerosole in den ersten 14 Kilometern oberhalb der Tropopause zu finden sind, kam es zu einer Verringerung des Extinktionskoeffizienten um den Faktor 10 für eine mittlere Wellenlänge von 0,5 μm von durchschnittlich 0,006 km⁻¹ im Sommer 1993 auf etwa 0,0006 km⁻¹ im Frühjahr 1996. Der letztere Wert kann als typisch für die ungestörte Stratosphäre angesehen werden.

5.2.4 Schlußfolgerungen

1. Der spektrale Extinktionskoeffizient des arktischen Aerosols in Haze-Schichten ist im Mittel 10 mal so hoch wie der Background-Wert.

Er liegt für eine mittlere Wellenlänge von 0,5 μm bei:

	Frühjahr	Sommer
Background-Wert:	0,007 km^{-1}	0,008 km^{-1}
Im Haze:	0,04 – 0,11 km^{-1}	0,03 – 0,12 km^{-1}

2. Aerosole sind im Sommer bei geringer Konzentration im wesentlichen auf die Grenzschicht beschränkt. Einzelne Haze-Ereignisse sind möglich. Die Haze-Schichten mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von etwa 1 km sind dann meistens in größeren Höhen (oberhalb 1,5 km) zu finden.
3. Das arktische Aerosol im Frühjahr ist stark strukturiert. Schichten mit erhöhter Konzentration oder Haze können bis zur Tropopause auftreten, sind aber in den meisten Fällen in der Grenzschicht konzentriert. Die vertikale Lage der Schichten ist an die Temperaturschichtung gebunden. Die Mächtigkeit der Schichten kann zwischen 150 m und etwa 3 km schwanken.
4. Der spektrale Extinktionskoeffizient des stratosphärischen Aerosols ist sehr gering. Er liegt bei einer mittleren Wellenlänge von 0,5 μm bei 0,0006 km^{-1} (unter der Annahme, daß die Aerosole in den untersten 14 km der Stratosphäre konzentriert sind). Durch den Eintrag des vulkanischen Aerosols vom Mt. Pinatubo stieg die Extinktion des stratosphärischen Aerosols auf mehr als das Zehnfache.

5.3 Horizontale Verteilung des arktischen Aerosols

Obwohl der vorhandene Datensatz recht umfangreich ist, enthält er doch nicht aus allen Teilen der Arktis Messungen in beiden hier betrachteten Jahreszeiten. Dennoch wurde versucht, unter zur Hilfenahme von Angaben aus der Literatur (z.B. Brock *et al.*, 1989; Dutton *et al.*, 1989; Leiterer und Graeser, 1990; Leiterer *et al.*, 1991; Shaw, 1975) ein Bild von der horizontalen Verteilung des arktischen Aerosols, insbesondere im Fall erhöhter Konzentrationen oder Haze zu zeichnen (vergl. auch Leiterer *et al.*, 1997).

Abbildung 27 zeigt die Regionen erhöhter Aerosolkonzentration ($\sigma_{\text{ex}} = 0,015 \text{ km}^{-1} - 0,25 \text{ km}^{-1}$) und von Haze unterschiedlicher Konzentration ($\sigma_{\text{ex}} = 0,025 \text{ km}^{-1} - 0,1 \text{ km}^{-1}$ bzw. $\sigma_{\text{ex}} > 0,1 \text{ km}^{-1}$). Generell läßt sich feststellen, daß Aerosole in der gesamten Arktis vorhanden sind. Im atlantischen Sektor liegt die Südgrenze des Haze im Sommer wie im Frühjahr bei etwa 78°N bis 80°N. „Starker Haze“ mit Extinktionskoeffizienten größer als 0,1 km^{-1} ist nur im Frühjahr nördlich von 80°N nachweisbar. Im russischen Sektor fehlen Messungen aus dem „Fernen Osten“, so daß Abb. 27 möglicherweise für diesen Bereich besonders für die Sommermonate nicht korrekt ist. Es kann jedoch eingeschätzt werden, daß Haze im russischen Sektor der Arktis im

Frühjahr etwa nördlich von 75°N vorkommt. Im Sommer liegt das Gebiet, in dem man erhöhte Aerosolkonzentrationen antreffen kann, nördlich von 78°N.

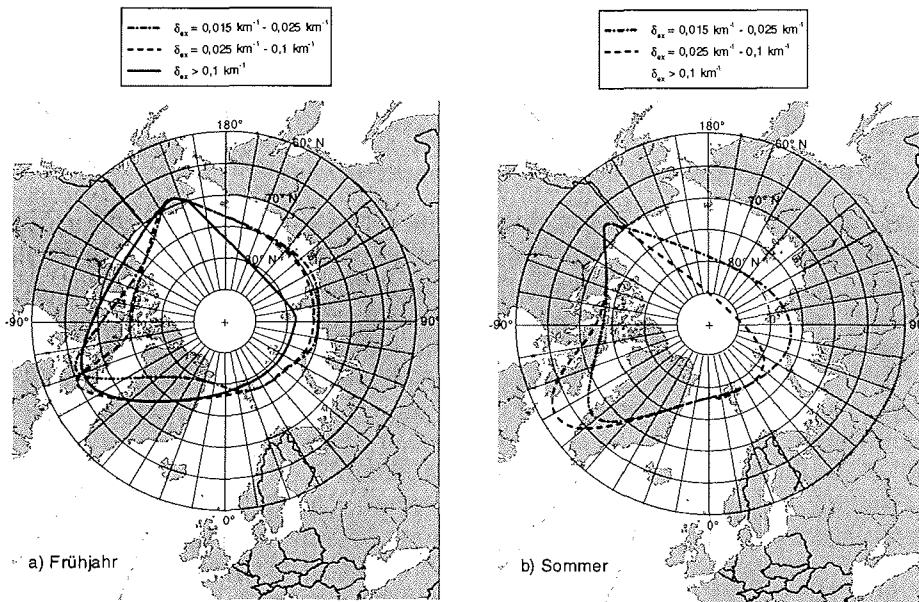


Abbildung 27: Horizontale Verteilung des „Arctic Haze“ unterschiedlicher Konzentration im Frühjahr und Sommer.

Haze wurde bisher im Sommer in diesem Gebiet nicht gemessen. Im amerikanischen Sektor ist die Südgrenze des Haze und von Bereichen mit erhöhter Aerosolkonzentration viel weiter südlich anzutreffen. Besonders in der Baffin Bay wurden sowohl im Frühjahr als auch im Sommer schon bei 63°N bis 65°N Extinktionswerte gemessen, wie sie für Haze typisch sind. Beobachtungen aus Nordkanada und Alaska zeigen, daß dort nördlich von etwa 68°N Haze beobachtet werden kann.

Tabelle 9: Zusammenfassung der horizontalen Verteilung des arktischen Aerosols (siehe auch *Leiterer et al., 1997*).

Sektor in der Arktis	Südgrenze des Haze im	
	Frühjahr	Sommer
Atlantischer Sektor	78°N – 80°N	78°N – 80°N
Russischer Sektor	75°N	78°N
Amerikanischer Sektor	63°N – 68°N	63°N – 68°N

Eine Ursache dafür könnte darin zu finden sein, daß der „Hohe Norden“ Amerikas und Kanadas durch die Bergketten Alaskas und in Nordostsibirien weitgehend vom Einfluß westwärts wandernder Zyklonen abgeschirmt ist. Somit kommt es nicht wie im atlantischen Sektor zu Störungen der stabilen Luftschichtung im Frühjahr. Haze, der aus Nordamerika, aber auch aus Europa und Sibirien hierher gelangte, kann sich weit ausdehnen und über lange Zeit in der Troposphäre halten (siehe Kapitel 2.2.2).

5.4 Quellgebiete anhand von Trajektorienrechnungen

Ausgehend von der Tatsache, daß die Arktis selbst im wesentlichen frei ist von Verursachern für den oft im Frühjahr beobachteten Haze, ergibt sich die Frage nach den Quellregionen. Um diese Frage zu beantworten, wurden für die meisten der 51 Profilmessungen 5-Tage-Rückwärtstrajektorien mit dem globalen Wettervorhersage-Modell des Deutschen Wetterdienstes berechnet. Dabei kam es nicht darauf an, die allgemeine Luftmassenbewegung für Standarddruckflächen zu verfolgen. Viel interessanter war es, die Berechnungen für konkrete Druckflächen, die z.B. durch eine erhöhte Aerosolkonzentration charakterisiert sind, durchzuführen. So ergibt sich folgendes Bild:

Im Frühjahr reichen in den meisten Fällen (mehr als 53 %) 5 Tage nicht aus, um die Haze-belasteten Luftmassen bis zu ihren Quellgebieten zurückzuverfolgen. Die Trajektorien zeigen, daß sich die Luft deren Aerosolspektrum vorrangig dem Typ I in der Grenzschicht zugeordnet werden kann, in den 5 Tagen vor der Messung direkt im zentralarktischen Becken, anderen Teilen des arktischen Ozeans oder in den Küstenregionen Nordsibiriens, Nordkanadas und Alaskas zu finden ist (Abb. 28a/ 06.04.1994, 910 hPa). Bei diesem Aerosoltyp handelt es sich also um gealtertes Aerosol, daß wie unter 2.2.2 beschrieben aus Quellregionen innerhalb der Polarfront in die Arktis transportiert worden ist. Durch die Stabilisierung der Luftschichtung kann es längere Zeit mit den Luftmassen in der Arktis zirkulieren (nach *Shaw et al.*, 1993 bis zu 30 Tagen), bevor es gravitationsbedingt oder durch zyklonale Störungen hervorgerufene Niederschläge ausfällt.

Luftmassen mit Aerosolspektren der Typen II und III lassen sich dagegen häufig innerhalb von 5 Tagen bis in die Quellregionen zurückverfolgen. In den meisten Fällen handelt es sich dabei um Aerosolschichten in der freien Troposphäre. Es kann angenommen werden, daß diese Aerosol-belasteten Luftmassen bei ihrem meridionalen Transport in die Arktis eine mehr oder weniger starke Anhebung erfahren haben, z.B. beim Aufgleiten der warmen Luft aus mittleren Breiten auf die kalte Luftmasse in der Arktis oder bei Quellgebieten südlich der Polarfront durch die Anhebung in der Polarfront selbst (siehe Kapitel 2.2.2). Zu den Quellen zählen bei den hier betrachteten Fällen die Industrieregionen in Nord- und Zentralsibirien, im Ural und im europäischen Teil Rußlands ebenso wie in Nord- und Mitteleuropa (Abb. 28a/ 06.04.1994, 753 hPa/ 24.03.1995, 798 hPa/ 04.04.1995, 694 hPa). Ein Teil der Haze-belasteten Luftmassen im Raum Spitzbergen mit Aerosolspektren der Typen II und III ließen sich nur bis Grönland zurückverfolgen (Abb. 28a/ 26.04.1996, 958 hPa/ 11.05.1996, 908 hPa). Da Grönland selbst nicht zu den Quellregionen anthropogener Aerosole zählt, muß davon ausgegangen werden, daß die Verursacher der erhöhten Aerosolkonzentration in noch weiter entfernten Regionen

zu suchen sind, die Luftmassen aber noch nicht so lange in der Arktis zirkulieren wie in dem o.g. Fall (Typ I).

Im Sommer läßt sich aufgrund der nur wenigen beobachteten Haze-Ereignisse keine solche Zuordnung treffen. Generell kann aber festgestellt werden, daß im Sommer im Raum Spitzbergen die Luftmassen vorrangig aus Nordeuropa, aus Nordkanada über den Atlantik südlich von Grönland oder an der Nordküste Grönlands entlang herantransportiert werden (Abb. 28b/ 25.06.1995, 886 hPa/ 04.07.1995, 898 hPa und 781 hPa).

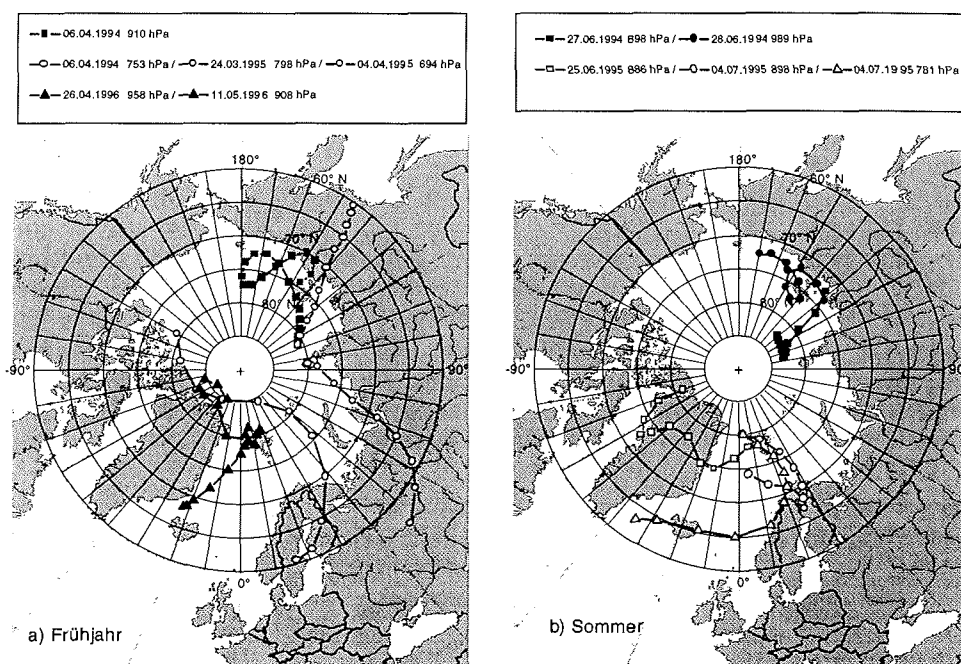


Abbildung 28: Beispiele typischer Luftmassentransporte anhand von 5-Tage-Rückwärtstrajektorien, berechnet mit dem globalen Wettervorhersagemodell des DWD.

Die Trajektorien vom 4. Juli 1995 in Abbildung 28b zeigen, daß auch im Sommer ein Transport von aerosolreicher Luft aus Nordeuropa, d.h. aus Gebieten südlich der Polarfront möglich ist. An diesem Tag waren die bräunlichen Haze-Schichten oberhalb der Grenzschicht mit bloßem Auge gut sichtbar. Der Extinktionskoeffizient bei einer mittleren Wellenlänge ergab einen Wert von $\sigma_{\text{ex}}(0,5 \mu\text{m}) = 0,186 \text{ km}^{-1}$. Luftmassen in der Laptev See stammen aus dem zentralarktischen Becken oder aus dem nördlichen Sibirien und Jakutien (Abb. 28b/ 27.06.1994, 898 hPa/ 28.06.1994, 989 hPa). In der Kara See sind dagegen Luftmassen aus den benachbarten Teilen des Arktischen Ozeans sowie aus Zentral- und Nordeuropa im Sommer anzutreffen. Leider gibt es in dem hier verwendeten Datensatz keine Sommermessungen im amerikanischen Sektor der Arktis, so daß an dieser Stelle auf die Untersuchungen von Harris (1994) verwiesen werden muß. Danach sind in Barrow, Alaska sowohl im

Frühjahr als auch im Sommer häufig Luftmassen aus Nordsibirien, insbesondere aus dem Raum Norilsk und aus Europa Träger erhöhter Aerosolkonzentrationen. Ein weiterer wesentlicher Raum der Luftmassenzufuhr für Nordalaska ist im Sommer der Nordpazifik.

5.5 Bestimmung weiterer optischer Parameter

5.5.1 Bodenmessungen

Wie unter 4.4.3 erläutert bieten Bodenmessungen der spektralen optischen Dicke und der Strahllichtverteilung im Almu (Sonnenhorizontal) die Möglichkeit, die Größenverteilung des Aerosols in der gesamten Luftsäule und weitere klimarelevante Aerosolparameter mit dem Programmsystem CIRATRA zu bestimmen.

Das Programmsystem CIRATRA bietet die Möglichkeit, das Streuverhalten kugelförmiger Teilchen nach Mie-Theorie und das Streuverhalten nicht-kugelförmiger Teilchen mit Hilfe einer Parametrisierung nach *Pollack und Cuzzi* (1980) zu bestimmen. Berechnungen zu nichtkugelförmigen Teilchen wurden ebenfalls durchgeführt und in das Gesamtergebnis integriert. Dies ist besonders für solche Fälle von Bedeutung, wenn Seesalze oder Minerale das Streuverhalten der Aerosole in der gesamten Luftsäule bestimmen (*Posse, 1997; von Hoyningen-Huene und Posse, 1997, Wenzel et al., 1996*). Dann unterscheiden sich Phasenfunktion und Asymmetrieparameter deutlich von den nach Mie-Theorie berechneten Größen.

Der Realteil des Brechungsindex wurde zwischen 1,31 und 1,7 variiert. Für die Auswertung hier standen 31 sogenannte Almu-Messungen aus dem Frühjahr und leider nur 5 Messungen aus den Sommermonaten 1995 bis 1997 an der Koldewey-Station in Ny-Ålesund, Spitzbergen zur Verfügung. Sie geben einen guten Überblick über die Verhältnisse in der gesamten Luftsäule, die für das Frühjahr im atlantischen Sektor der Arktis typisch sind. Die Ergebnisse der Sommermessungen sind zwar nicht allgemeingültig, zeigen aber deutlich die Unterschiede in den optischen Aerosolparametern in beiden Jahreszeiten. Dabei ist in jedem Fall zu bedenken, daß es sich bei den berechneten Parametern um Eigenschaften von Aerosolen in einer realen feuchten Atmosphäre handelt, die sich naturgemäß von Angaben zu reinen trockenen Aerosolen unterscheiden. Die Abhängigkeit der optischen Eigenschaften des Aerosols von der relativen Feuchte soll hier jedoch nicht weiter untersucht werden.

Abbildung 29 zeigt die Unterschiede in der Aerosol-Größenverteilung und -Volumenverteilung zwischen den Jahreszeiten (Mittel und Standardabweichung). Im Frühjahr gleicht die Größenverteilung annähernd einer Junge-Verteilung (Abb. 29a). Erst in der Volumenverteilung (Abb. 29c) tritt neben den Teilchen mit Radien kleiner als $0,1 \mu\text{m}$ (Nucleation-Mode) ein zweiter Mode mit Teilchenradien zwischen $0,5 \mu\text{m}$ und $1,0 \mu\text{m}$ (Accumulation-Mode) hervor. Größere Teilchen fehlen fast völlig. Dieses Ergebnis ist mit der von *d'Almeida et al.* (1991) in ihrem Aerosolmodell für das arktische Aerosol im Februar definierten Größenverteilung vergleichbar.

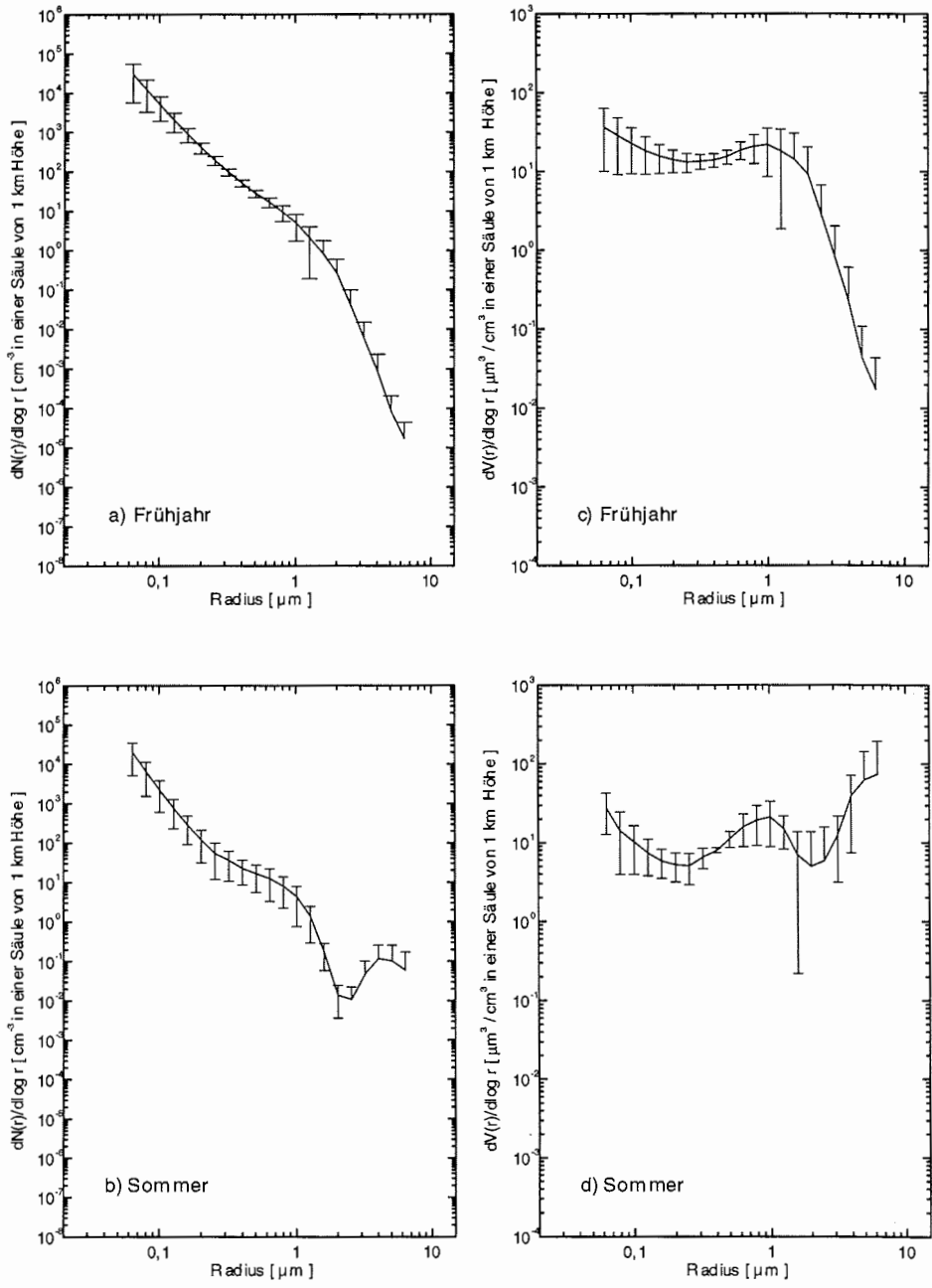


Abbildung 29: Mittlere Aerosol-Größenverteilung (a, b) und -Volumenverteilung (c, d) für die gesamte Luftsäule in Ny-Ålesund, Spitzbergen von 1995 bis 1997.

Im Sommer zeigt sich dagegen sowohl in der Größenverteilung (Abb. 29b) als auch in der Volumenverteilung (Abb. 29d) ein weiterer Mode mit Teilchenradien um 5 µm (Coarse-Mode). Die Teilchenanzahl ist, wie nicht anders zu erwarten, geringer als im Frühjahr. Dieses Ergebnis verwundert nicht, vergleicht man dazu die mittleren Spektren der Aerosol-optischen Dicke aus beiden Jahreszeiten in Abbildung 13. Die optische Dicke im Frühjahr ist größer und das Spektrum ist steiler (größerer Ångström-Parameter) als im Sommer. Im Sommer wirkt sich also das Vorhandensein der größeren Teilchen mit Radien um 5 µm ebenfalls im Spektrum der optischen Dicke aus, es wird „flacher“.

Tabelle 10: Moden der Lognormal-Verteilung für die mittlere Größenverteilung des Aerosols in der gesamten Luftsäule in Ny-Ålesund, Spitzbergen 1995 – 1997.

Zeitraum	r_m [µm]	σ	N_0 für $dN(r)/d\log r$
Frühjahr	0,04	1,79	8316
	0,19	1,81	93
	0,52	1,58	11
Sommer	0,05	1,55	4808
	0,175	1,96	59,7
	0,5 – 0,8	1,96	19
	4,6	1,4	0,0333

Ersetzt man die Größenverteilung durch eine Summe von n Lognormal-Verteilungen nach

$$\frac{dN(r)}{d \log r} = \sum_{i=1}^n \frac{N_{0,i}}{\sqrt{2\pi} \cdot r \cdot \ln \sigma_i} \cdot \exp \left[-\frac{1}{2} \left(\frac{\ln r - \ln r_{m,i}}{\ln \sigma_i} \right)^2 \right] \quad (5.5.1-1),$$

so ergeben sich die in Tabelle 10 zusammengefaßten Moden für beide Jahreszeiten. Die drei Moden im Frühjahr stimmen gut mit der von *d'Almeida et al.* (1991) für Winterverhältnisse definierten Zusammensetzung des arktischen Aerosols überein. Dazu gehören Ruß mit Teilchenradien kleiner 0,01 µm, maritimes Aerosol mit Teilchenradien um 0,2 µm und Minerale mit Teilchenradien von 0,5 µm.

Auch mit dem GADS von *Koepke et al.* (1997) ergibt sich eine gute Übereinstimmung, wenn man den von ihnen definierten Einfluß der Feuchte auf die Größe der Partikel berücksichtigt. Sie nennen als Hauptbestandteile des arktischen Aerosols Ruß mit einem mittleren Modenradius von 0,012 µm, wasserlösliche Aerosole mit einem Modenradius von 0,021 µm bis 0,053 µm und Seesalze als Gemisch von Teilchen im Accumulation-Mode (Modenradius $r_m = 0,21$ µm bis $r_m = 1,0$ µm) und im Coarse-Mode (Modenradius $r_m = 1,75$ µm bis $r_m = 8,59$ µm).

Aus den ermittelten Größenverteilungen lassen sich wie unter 4.4.3 beschriebenen Strahldichteverteilungen entsprechend dem Streuverhalten der als kugelförmig (Mie-Theorie) oder nicht-kugelförmig (Pollack und Cuzzi, 1980) angenommenen Teilchen berechnen. Durch den Vergleich mit den gemessenen Strahldichteverteilungen im Almuqantar der Sonne kann dann der Realteil des Brechungsindex abgeschätzt werden. Bei den Berechnungen konnte nur in fünf Fällen (von insgesamt 36) durch die Berücksichtigung nichtkugelförmiger Teilchen eine bessere Übereinstimmung zwischen gemessenen und gerechneten Strahldichteverteilungen erzielt werden. Nichtkugelförmige Aerosole können im Raum Spitzbergen also vorkommen, sind aber für die optische Wirksamkeit der Aerosole in der gesamten Luftsäule nicht bestimmend. Insgesamt zeigt sich, daß im Frühjahr ein breites Spektrum von Aerosolkomponenten vorhanden ist. Der Realteil des Brechungsindex kann Werte zwischen 1,31 und größer 1,7 annehmen. Am häufigsten wurden jedoch Werte zwischen 1,525 und 1,7 sowie der Wert 1,4 bestimmt, was auf Rußverbindungen, Ammoniumsulfat und Meersalze hinweist. Eine eindeutige Zuordnung für die Aerosole in der gesamten Luftsäule scheint im Frühjahr schwierig. Wie schon bei den Moden der Lognormal-Verteilung ergibt sich auch bei der Bestimmung der Brechungsindizes eine gute Übereinstimmung mit dem Modell von *d'Almeida et al.* (1991) und dem GADS von *Koepke et al.* (1997). Bei den wenigen Messungen im Sommer ergab sich ein Realteil des Brechungsindex zwischen 1,5 und 1,7. Berücksichtigt man die recht großen Teilchen im Coarse-Mode aus der Aerosol-Größenverteilung, so weist dieses Ergebnis auf Minerale hin, die jedoch aus den lokalen Verhältnissen der Meßstation resultieren können und somit nicht allgemeingültig für den atlantischen Sektor der Arktis sind.

Tabelle 11: Schätzung des Brechungsindex aus Bodenmessungen in Ny-Ålesund, Spitzbergen 1995 bis 1997.

Jahreszeit	Wahrscheinlicher Realteil des Brechungsindex	
Frühjahr	$b_r = 1,31 - 1,7$	
meist	$b_r = 1,525 - 1,7$	(Rußverbindungen/ Ammoniumsulfat)
und	$b_r = 1,4$	(Seesalz)
Sommer	$b_r = 1,5 - 1,7$	

Ein weiterer wesentlicher optischer Parameter, der aus den Bodenmessungen gewonnen werden kann, ist die Phasenfunktion $P(\theta)$ (Gleichung 4.4.3-3) und mit ihr der Asymmetrieparameter g (Gleichung 4.4.3-4). Beide dienen der Charakterisierung des Streuverhaltens der Aerosolteilchen und zeigen das Verhältnis von Vorwärts- zu Rückwärts- und Seitwärtsstreuung. Für die Koldewey-Station in Ny-Ålesund ergibt sich für das Frühjahr ein typischer

Asymmetrieparameter von $g(0,86 \mu\text{m}) = 0,81 \pm 0,07$. Da nur sehr wenige Messungen aus den Sommermonaten 1995 bis 1997 zur Verfügung stehen, kann kein Mittel für den Asymmetrieparameter angegeben werden. Es wurden im Einzelnen Werte für $g(0,86 \mu\text{m})$ zwischen 0,62 (unter Berücksichtigung nichtkugelförmiger Teilchen) und 0,77 bis 0,93 (kugelförmige Teilchen) bestimmt. Hier zeigt sich, daß nichtkugelförmige Teilchen (27.06.1995) eine größere Seitwärtsstreuung verursachen als kugelförmige Teilchen (von *Hoyningen-Huene und Posse, 1997*).

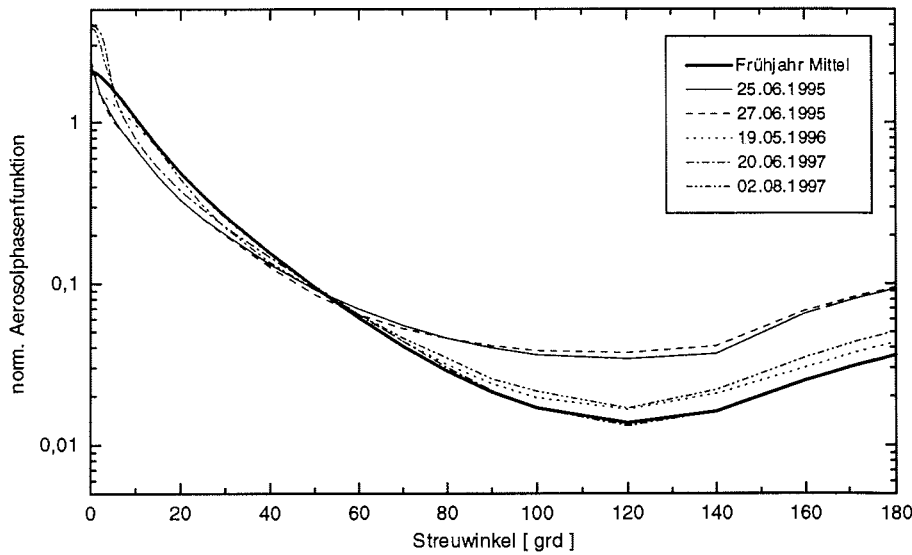


Abbildung 30: Normierte Aerosolphasenfunktion für die gesamte Luftsäule in Ny-Ålesund, Spitzbergen 1995 bis 1997.

Dies geht auch aus der Darstellung der Phasenfunktion in Abb. 30 hervor. Die Sommermessungen zeigen fast alle eine höhere Seitwärtsstreuung als das Frühjahrsmittel. Der größere Vorwärtsspeak an den zwei Tagen 1997 ist wahrscheinlich auf das Vorhandensein größerer Teilchen zurückzuführen.

Tabelle 12: Vergleich des Asymmetrieparameters aus Bodenmessungen in Ny-Ålesund, Spitzbergen 1995 bis 1997 und dem Aerosolmodell von *d'Almeida et al. (1991)* in feuchter Atmosphäre.

	Zeitraum	Wellenlänge	Asymmetrieparameter
Messung	März – Mai	0,86 μm	0,81 \pm 0,07
Modell	Januar	0,5 μm	0,723 – 0,811
Messung	Juni – August	0,86 μm	0,62 – 0,93
Modell	Juli	0,5 μm	0,696 – 0,748

Insgesamt sind diese Ergebnisse jedoch mit den Modellwerten von *d'Almeida et al.* (1991) für die feuchte Atmosphäre vergleichbar. Tabelle 12 gibt dazu einen Überblick. Im GADS von *Koepke et al.* (1997) wird der Asymmetrieparameter für die einzelnen Aerosolkomponenten unabhängig von der Jahreszeit angegeben. Für die Hauptbestandteile des arktischen Aerosols ergeben sich für eine mittlere Wellenlänge von 0,5 μm Werte von 0,35 für Ruß bis 0,82 für Seesalze im Coarse-Mode.

5.5.2 Profilmessungen

Für die Bestimmung typischer Aerosol-Größenverteilungen in einzelnen Schichten wurden die Spektren der optische Dicke der nach 5.1.2 bestimmten Luftschichten herangezogen. Die Invertierung von Gleichung 4.4.3-1 für Brechungsindizes mit einem Realteil zwischen 1,33 und 1,55 wurde für jedes Spektrum 10 mal mit der zufallsgesteuerten Invertierungsprozedur aus dem o.g. Programmsystem CIRATRA wiederholt. Anschließend wurde gemittelt. Da keine weiteren optischen Informationen wie bei den Bodenmessungen an der Koldewey-Station zur Verfügung stehen, sind die Ergebnisse der Inversion keine eindeutigen Lösungen. Durch die Mittelwertbildung aus den 10 Einzelrechnungen und die Masse der zur Verfügung stehenden Daten (182 Spektren der optischen Dicke) wird jedoch eine gewisse Sicherheit erreicht, die prinzipielle Aussagen zu den typischen Verhältnissen in der arktischen Troposphäre im Frühjahr und im Sommer gestattet. Auch an dieser Stelle soll noch einmal darauf hingewiesen werden, daß die berechneten Parameter für die feuchte reale Atmosphäre gelten.

5.5.2.1 Aerosolgrößenverteilung im Sommer

Im Sommer lassen sich die nach 5.1.2 definierten Schichten auch nach der Aerosolgrößenverteilung in drei Typen einteilen. Abbildung 31 zeigt die mittleren Größenverteilungen und Volumenverteilungen mit Standardabweichung. Dabei ließen sich anhand der wenigen Haze-Schichten im Sommer keine deutlichen Unterschiede zu unbelasteten Luftschichten in der Größen- und Volumenverteilung nachweisen.

Für das Backgroundaerosol sind in der Größenverteilung der Typ I (Abb. 31a) und Typ III (Abb. 31c) sehr ähnlich. Sie sind durch einen hohen Anteil an kleinen Teilchen ($r < 0,1 \mu\text{m}$) und im wesentlichen zwei weitere Moden gekennzeichnet (siehe Tabelle 13). Allerdings kann man nur in der Volumenverteilung in Schichten des Typs III (Abb. 31f) diese drei Moden deutlich unterscheiden. Die Schichten des Typs I und III sind im Sommer vorrangig in der freien Troposphäre anzutreffen. Der Typ II zeichnet sich dagegen durch eine Verarmung an kleinen Teilchen ($r < 0,1 \mu\text{m}$) aus. Sowohl in der Größenverteilung (Abb. 31b) als auch in der Volumenverteilung (Abb. 31e) treten deutlich zwei bestimmende Moden mit mittleren Radien zwischen 0,3 μm und 0,6 μm und um 4,0 μm hervor. Die Grenzschicht im arktischen Sommer enthält hauptsächlich Teilchen mit Größenverteilungen dieses Typs. Tabelle 13 gibt eine Zusammenstellung der nach Gleichung 5.5.1-1 bestimmten Moden der Lognormal-Verteilungen für alle Typen.

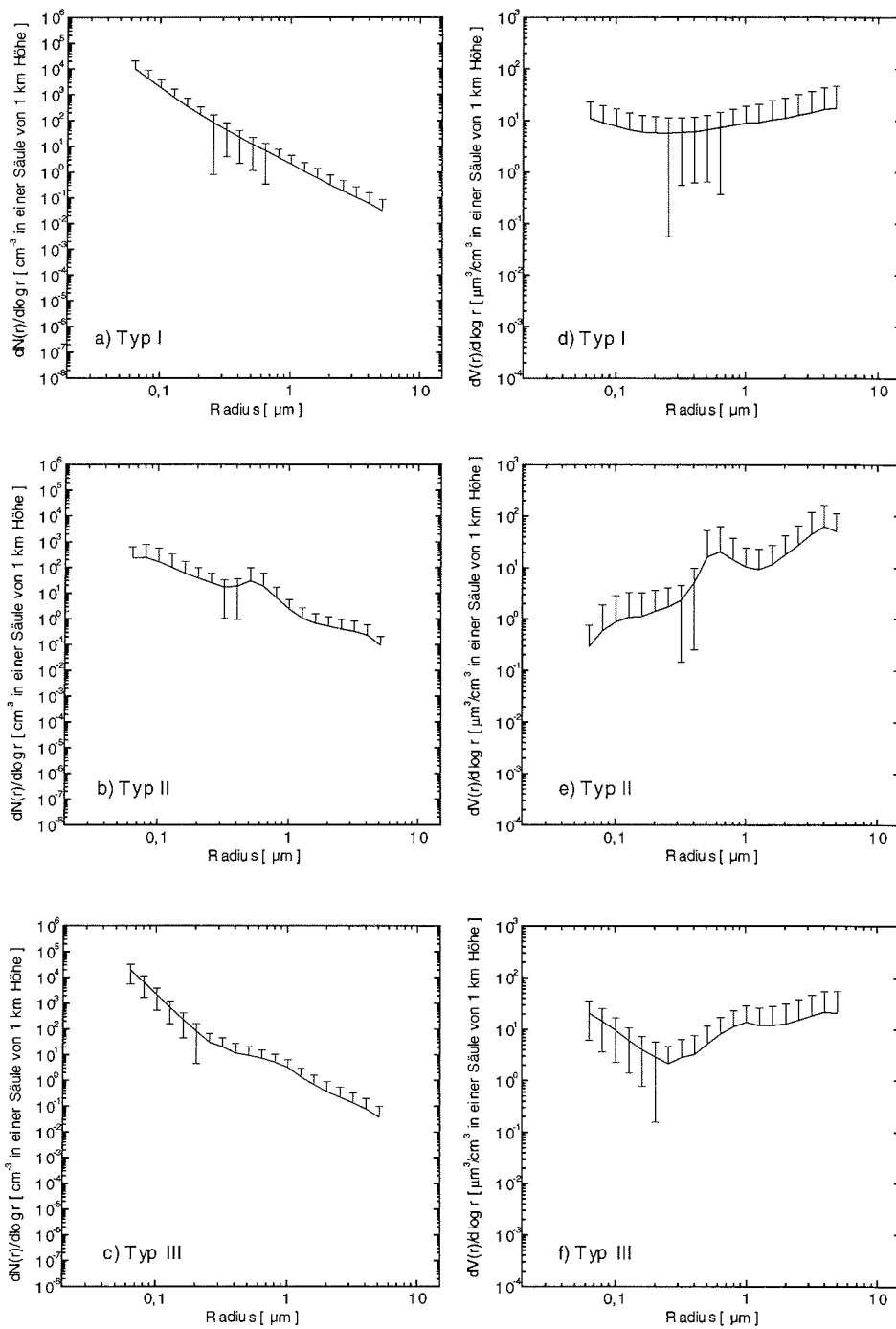


Abbildung 31: Mittlere Aerosol-Größenverteilung (a, b, c) und -Volumenverteilung (d, e, f) im Sommer in Schichten mit Background-Aerosol in der arktischen Troposphäre.

Um auch aus den vertikal aufgelösten Messungen der spektralen optischen Dicke eine Information über den wahrscheinlichen Brechungsindex der Aerosolteilchen zu erhalten, wurde die Differenz zwischen dem gemessenen und dem aus der Größenverteilung berechneten Spektrum der Aerosol-optischen Dicke für jeden der 9 Brechungsindizes mit Realteilen zwischen 1,33 und 1,55 berechnet.

Tabelle 13: Moden der Lognormal-Verteilungen in Schichten der Typen I/ III und II und wahrscheinlicher Brechungsindex im arktischen Sommer.

Typ	r_m [μm]	σ	N_0 für $dN(r)/d\log r$
I + III	0,052	1,4	3422,6
	0,567	1,46	7,7
	2,966	1,33	0,075
II	0,12	1,7	102,0
	0,5	1,58	29,53
	4,0	1,34	0,023
Wahrscheinlicher Realteil des Brechungsindex			
br = 1,4 (Seesalz) 1,45 (Sulfate)			

In etwa 50 % aller Fälle ergab sich ein eindeutiges Minimum in der prozentualen Abweichung zwischen gemessenem und berechnetem Spektrum bei einem Brechungsindex. Danach sind in den Sommermonaten vorrangig Aerosole mit einem Brechungsindex von 1,4 bis 1,45 in der arktischen Troposphäre vorhanden (Tabelle 13). Dies deutet auf Seesalze und Sulfate hin, die auch von *d'Almeida et al.* (1991) in ihrem Aerosolmodell für den arktischen Sommer als wesentliche Bestandteile charakterisiert worden sind.

5.5.2.2 Aerosolgrößenverteilung im Frühjahr

Entsprechend der Schichteinteilung nach 5.1.2 lassen sich im Frühjahr typische Aerosol-Größenverteilungen in Haze-Schichten und in Schichten mit geringer Aerosolkonzentration (Background) ableiten. Wie in Abb. 32 und 33 dargestellt, sind auch im Frühjahr in den Größen- und Volumenverteilungen prinzipiell drei Typen nachweisbar. Background-Aerosol des Typs I und III (Abb. 32) ist dem im Sommer sehr ähnlich, auch wenn die Moden der Lognormal-Verteilungen (Gleichung 5.5.1-1) für beide Typen leicht gegeneinander verschoben sind. Beide Typen zeichnen sich durch einen hohen Anteil an kleineren Teilchen (Radien $< 0,1 \mu\text{m}$) aus. Dazu treten noch mindestens zwei weitere Moden mit mittleren Radien um $1,0 \mu\text{m}$ und zwischen $3,0 \mu\text{m}$ und $4,0 \mu\text{m}$ in Erscheinung (siehe Tabelle 14). Die Aerosol-Größenverteilung und Volumenverteilung des Background-Aerosols des Typs II_a ist dem Typ I sehr ähnlich.

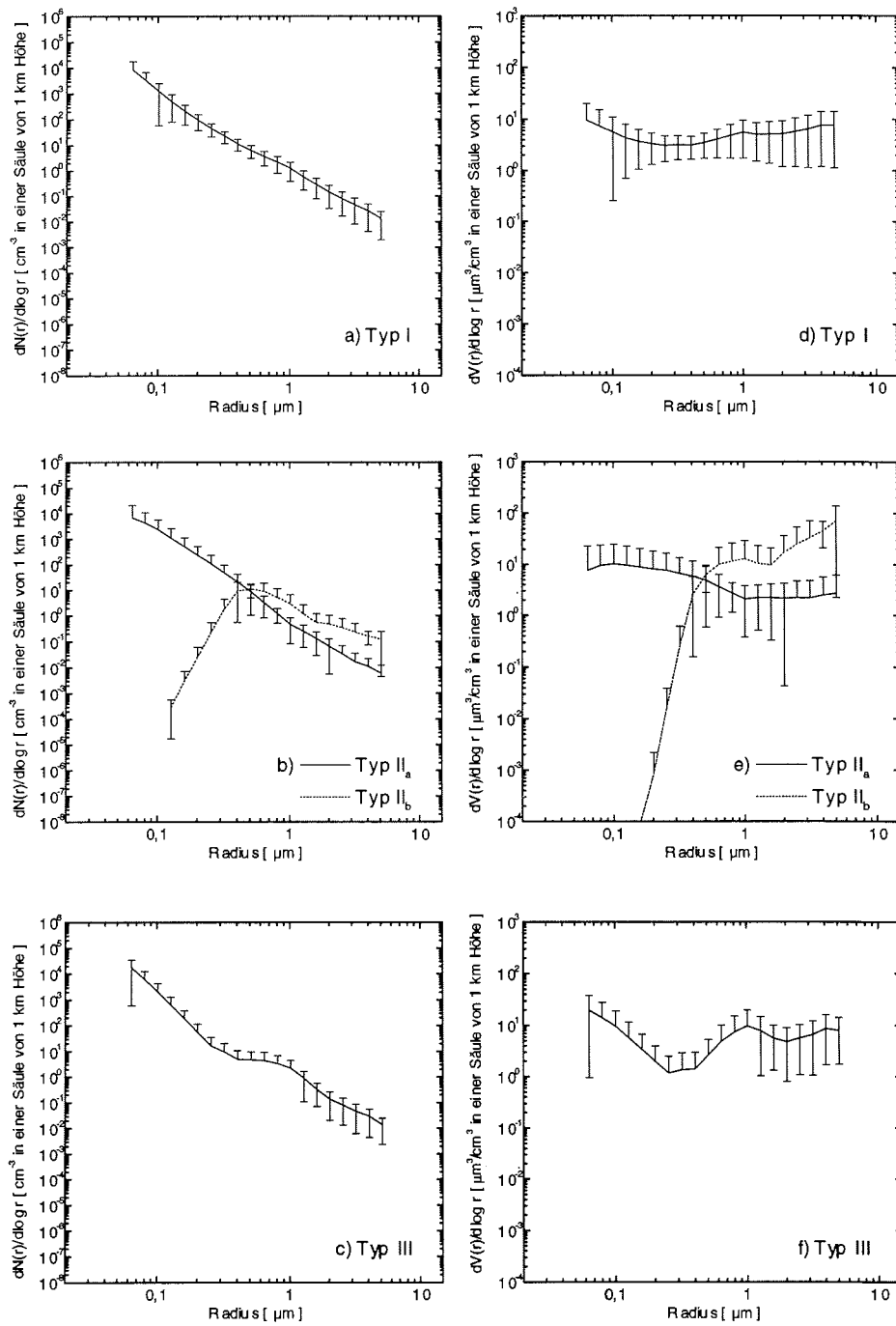


Abbildung 32: Mittlere Aerosol-Größenverteilung (a, b, c) und -Volumenverteilung (d, e, f) im Frühjahr für Schichten mit Background-Aerosol in der arktischen Troposphäre.

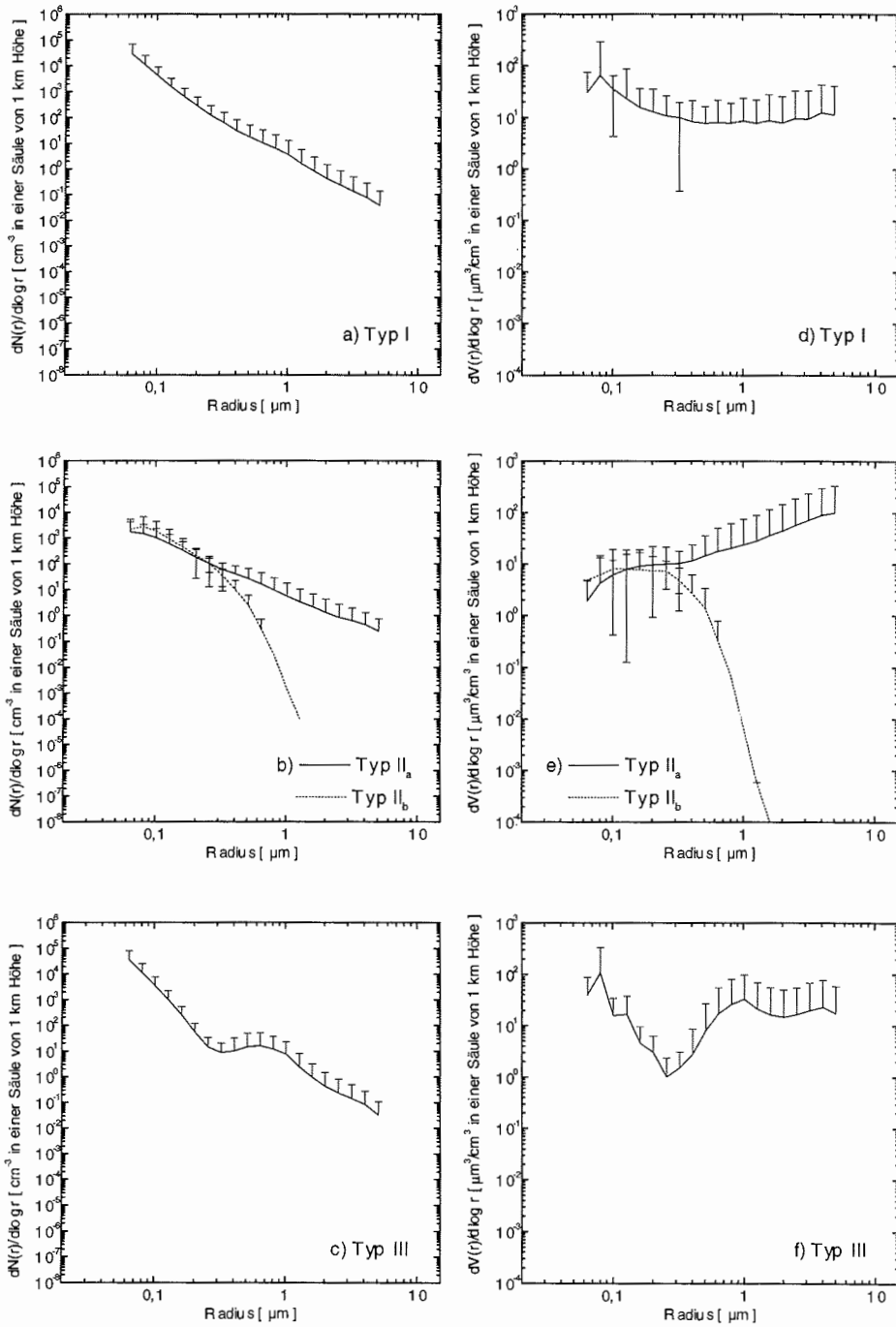


Abbildung 33: Mittlere Aerosol-Größenverteilung (a, b, c) und -Volumenverteilung (d, e, f) im Frühjahr in Schichten mit erhöhter Aerosolkonzentration oder Haze.

Tabelle 14(a): Moden der Lognormal-Verteilungen in Schichten der Typen I, II und III und wahrscheinlicher Brechungsindex im arktischen Frühjahr.

Background-Aerosol:			
Wahrscheinlicher Brechungsindex			
$1,35 \leq b_r \leq 1,475$ (Sulfate) $b_r \geq 1,55$ (Minerale)			
Typ	r_m [μm]	σ	N_0 für $dN(r)/d\log r$
I	0,04	1,67	5154,6
	1,17	1,61	0,866
	3,16	1,36	0,00917
IIa	0,13	1,68	33,02
	3,07	1,43	0,00485
IIb	0,8	1,3	2,235
	2,0	1,53	0,3112
III	0,05	1,47	6940,1
	0,83	1,33	0,721
	3,25	1,26	0,0056

Aerosole in diesen Schichten unterscheiden sich hauptsächlich durch das Spektrum der optischen Dicke vom Typ I. Hauptmode bilden beim Typ II_a Teilchen mit einem mittleren Radius von $r_m = 0,13 \mu\text{m}$. Da in Schichten der freien Troposphäre sowohl 1994 als auch 1995 Größenverteilungen nachweisbar waren, in denen Teilchen im Nucleation-Mode (Radien $< 0,1 \mu\text{m}$) völlig fehlten, wurde dieser Typ, in Abb. 32b und 32e mit II_b bezeichnet, zusätzlich dargestellt. Bei der Abschätzung des Brechungsindex (Realteil) aus den Differenzen zwischen gemessenen und berechneten Spektren der Aerosol-optischen Dicke zeigte sich für den Typ II, daß am häufigsten Brechungsindizes mit Werten $b_r \geq 1,55$ vorkommen, was auf Minerale hinweisen könnte, und Werte von $1,35 \leq b_r \leq 1,475$, die für Sulfate typisch sind.

In Schichten mit erhöhter Aerosolkonzentration oder Haze, die bis in Tropopausenhöhe vorkommen können, sehen die Größen- und Volumenverteilungen der Schichttypen I und III ähnlich wie in Schichten mit Background-Aerosol aus. Die Teilchenanzahl ist erwartungsgemäß (z.T. wesentlich) höher als beim Background-Aerosol. Abb. 33 zeigt auch, daß im Haze-Fall wesentlich mehr Moden das Aussehen der Größen- und Volumenverteilung und damit die optische Wirksamkeit der Aerosolteilchen bestimmen. In Schichten der Typen I und III dominieren in der Anzahl wiederum die Teilchen im Nucleation-Mode mit Radien kleiner $0,1 \mu\text{m}$ (Abb. 33a und 33c).

Tabelle 14(b):

Erhöhte Aerosolkonzentration oder Haze:			
Wahrscheinlicher Brechungsindex			
$b_r = 1,425$ (Schwefelsäure, Sulfate) $b_r = 1,4$ (Seesalz) $b_r = 1,525$ (Ammoniumsulfat)			
Typ	r_m [μm]	σ	N_0 für $dN(r)/d\log r$
I	0,043	1,65	12775,2
	0,13	1,86	139,68
	1,74	1,47	0,0726
	2,55	1,48	0,1214
	3,27	1,26	0,0266
IIa	0,1	1,86	213,36
	> 3,0		
IIb	0,16	1,36	34,394
III	0,049	1,44	10785,6
	0,125	1,36	87,99
	0,8	1,25	2,7818
	3,24	1,28	0,0408

Im Accumulation-Mode gibt es mindestens zwei Hauptmoden mit Teilchenradien zwischen 0,1 μm und 0,8 μm . Darüber hinaus treten auch Teilchen im Coarse-Mode mit Radien größer als 3,0 μm in Erscheinung. Schichten des Typs I findet man vor allem in der Grenzschicht und der unteren Troposphäre. Schichten des Typs III sind dagegen oberhalb der Grenzschicht bis 5 km Höhe häufiger vertreten. Größenverteilungen des Typs II in Haze-Schichten unterscheiden sich dagegen deutlich von denen des Background-Aerosols (Abb. 33b und 33e). Auch wenn die Aerosol-Größenverteilung dem Typ I sehr ähnlich ist, unterscheiden sich die Typen in den Spektren der optischen Dicke. Darüber hinaus wird in der Volumenverteilung deutlich, daß neben dem Mode mit einem mittleren Radius von $r_m = 0,1 \mu\text{m}$ vor allem Teilchen im Coarse-Mode mit Radien größer als 3 μm optisch wirksam (Typ II_a) sind. Sie sind vorrangig dafür verantwortlich, daß das mittlere Spektrum der optischen Dicke dieses Typs im Gegensatz zu Spektren des Typs I einen kleinen Ångström-Exponenten aufweist, d.h. es ist sehr „flach“ (Abb. 19). Auch in Haze-Schichten konnten oberhalb der Grenzschicht rein monomodale Größenverteilungen bestimmt werden, die in Abb. 33b und 33e als Typ II_b gekennzeichnet sind. Der mittlere Modenradius liegt hier bei $r_m = 0,16 \mu\text{m}$ (siehe auch Tabelle 14). Die Schichten des Typs

II bilden den Hauptanteil der Schichten oberhalb der Grenzschicht in Höhen bis zu 5 km.

Insgesamt kann eingeschätzt werden, daß die für Schichten mit erhöhter Aerosolkonzentration oder Haze bestimmten Moden der Lognormal-Verteilung mit Teilchen im Nucleation-Mode, Accumulation-Mode und Coarse-Mode recht gut mit dem Haze-Modell von *Shaw et al.* (1993) übereinstimmen. Berücksichtigt man, daß Aerosole in der realen Atmosphäre in ihrer Größe und damit in ihren optischen Eigenschaften von der relativen Feuchte beeinflusst sind, kann man die mittleren Modenradien direkt mit denen in Tabelle 4 vergleichen. Diese gute Übereinstimmung zeigt sich auch bei der Betrachtung der geschätzten Brechungsindizes. Die Abschätzung des Realteils des Brechungsindex ergab für Schichten mit erhöhter Aerosolkonzentration oder Haze, daß vorrangig Teilchen mit einem Brechungsindex von $b_r = 1,425$ vorkommen, was auf Schwefelsäure und Sulfate hinweist. Daneben sind Teilchen mit einem Realteil des Brechungsindex von 1,4 (Meersalz) und 1,525 (Ammoniumsulfat) besonders häufig.

5.5.3 Stratosphärisches Aerosol

Die Aerosol-Größenverteilung in der Stratosphäre im Zeitraum von 1993 bis 1996 ist gekennzeichnet durch die vulkanischen Aerosole des Mt. Pinatubo. In Abb. 34 fällt zunächst die ständige anzahlmäßige und volumenmäßige Abnahme der Teilchen aller Größenbereiche zwischen $0,05 \mu\text{m}$ und $5 \mu\text{m}$ auf. Die Darstellungen für 1994 enthalten keine Standardabweichung, da jeweils nur zwei Messungen oberhalb der Tropopause zur Verfügung standen.

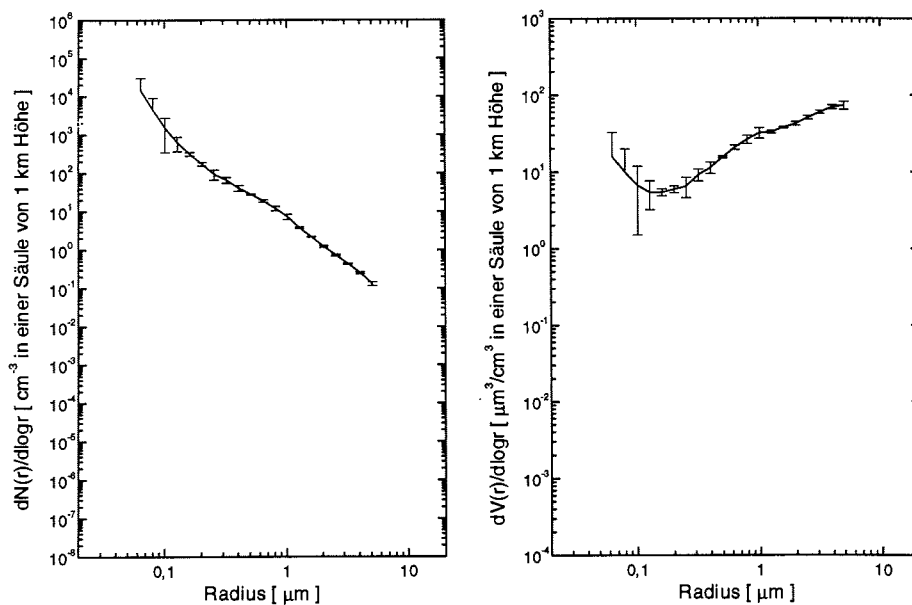


Abbildung 34(a): Mittlere Aerosol-Größenverteilung und -Volumenverteilung in der Stratosphäre im Sommer 1993.

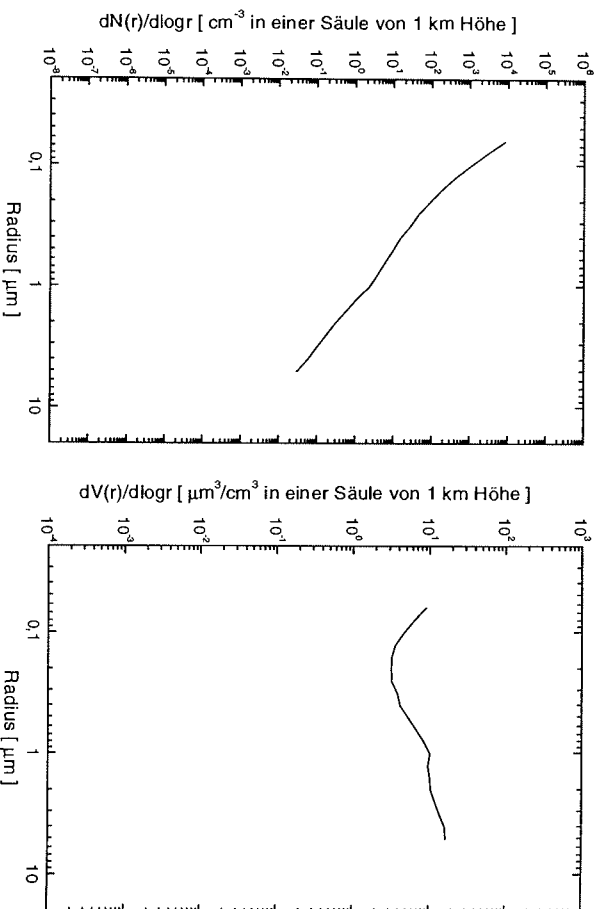


Abbildung 34(b): Mittlere Aerosol-Größenverteilung und –Volumenverteilung in der Stratosphäre im Frühjahr 1994.

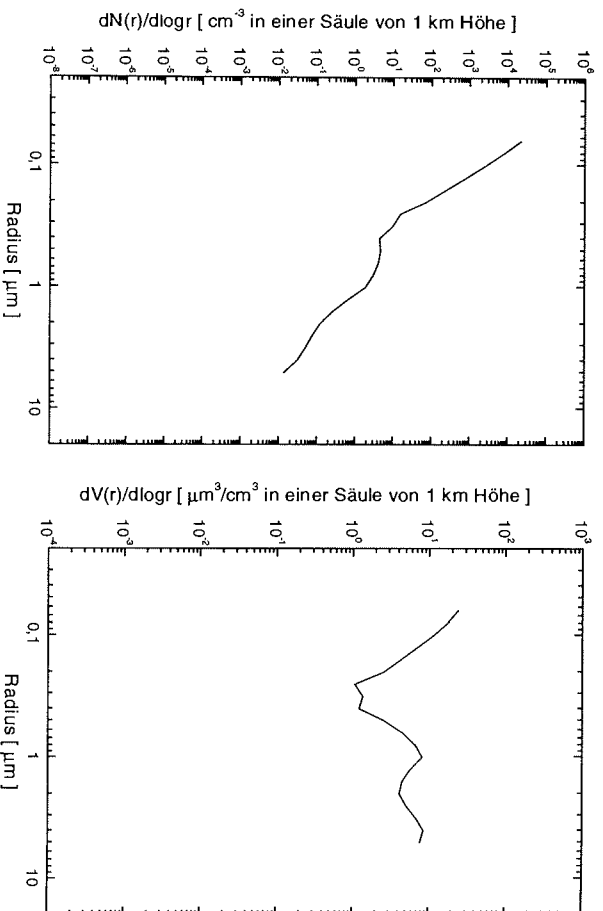


Abbildung 34(c): Mittlere Aerosol-Größenverteilung und –Volumenverteilung in der Stratosphäre im Sommer 1994.

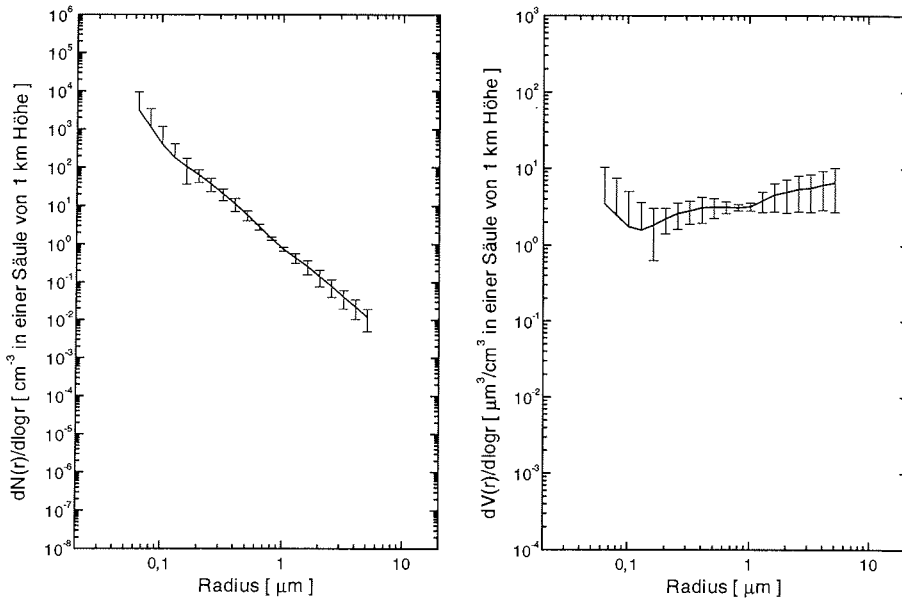


Abbildung 34(d): Mittlere Aerosol-Größenverteilung und –Volumenverteilung in der Stratosphäre im Frühjahr 1995.

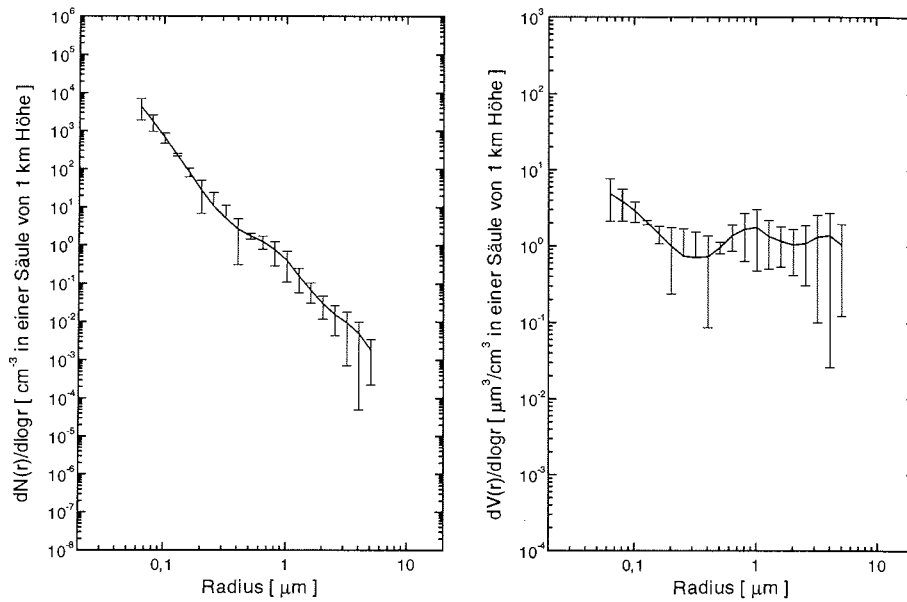


Abbildung 34(e): Mittlere Aerosol-Größenverteilung und –Volumenverteilung in der Stratosphäre im Frühjahr 1996.

Die Veränderungen von Jahr zu Jahr durch Sedimentation, aber auch durch Austauschprozesse zwischen Stratosphäre und Troposphäre in Verbindung mit Tropopausenfaltungen und großräumigen Absinkbewegungen in Hochdruckgebieten sind in der Volumenverteilung besonders gut sichtbar. Da die in Abb. 21 gezeigten mittleren Spektren der Aerosol-optischen Dicke 1993 und 1994 sehr „flach“ sind, ergibt sich folgerichtig, daß die größeren Teilchen mit Radien größer als 2 µm neben den kleineren Teilchen mit Radien kleiner 0,1 µm durch ihr Volumen in dieser Zeit dominieren. In den Folgejahren werden die Volumenverteilungen „flacher“, d.h. die wenigen größeren Teilchen treten gegenüber den vielen kleineren Teilchen nicht mehr so deutlich hervor.

Tabelle 15: Moden der Lognormal-Verteilungen und wahrscheinlicher Brechungsindex für die Stratosphäre von 1993 bis 1996.

Jahr	r_m [µm]	σ	N_0 für $dN(r)/d\log r$
Sommer 1993	0,049	1,72	4159,8
	0,11	1,85	192,45
	1,31	1,87	0,817
	2,03	1,69	0,229
Frühjahr 1994	0,008	2,02	148,65
	0,12	1,78	66,016
	1,64	1,47	0,0966
	3,29	1,39	0,0172
Sommer 1994	0,045	1,51	8800,6
	0,17	1,28	17,26
	0,5	1,56	2,378
	3,0	1,31	0,012
Frühjahr 1995	0,04	1,56	4766,1
	0,82	1,69	0,3656
	3,23	1,3	0,0048
Frühjahr 1996	0,05	1,47	2233,5
	0,57	1,46	0,6
	1,38	1,45	0,0227
	2,89	1,3	0,00625
Wahrscheinlicher Brechungsindex			
1,425 ≤ br ≤ 1,475 (Schwefelsäure, Sulfate)			

Dies zeigt einerseits, daß die Aerosolzusammensetzung in der Stratosphäre seit den Messungen von *Pueschel et al.* (1994) in den Jahren 1991 und 1992 ständigen Veränderungen unterlag. Andererseits kann man aus dem Vergleich

der hier ermittelten Ergebnisse aus Messungen zwischen 7,0 km und 8,8 km Höhe mit Messungen von *Pueschel et al.* (1994) in Höhen zwischen 9,5 km und 12,6 km Höhe schlußfolgern, daß es gerade unmittelbar oberhalb der Tropopause zu einer Anreicherung mit vulkanischen Teilchen aus dem Coarse-Mode mit mittleren Radien zwischen 2 µm und 4 µm kam. Ein Fakt der u.a. auch zu den unter 5.1.3 genannten Differenzen zwischen flugzeuggetragenen Photometermessungen und Satellitenmessungen 1993 führte (*Nagel et al.*, 1998).

Tabelle 15 gibt einen Überblick über die Änderung der aus den Größenverteilungen berechneten Moden der Lognormal-Verteilungen. Aus der Bestimmung des wahrscheinlichen Realteils des Brechungsindex ergaben sich (wie nicht anders zu erwarten) Werte zwischen 1,425 und 1,475, die typisch für Schwefelsäure und Sulfate sind.

5.5.4 Schlußfolgerungen

1. Die Aerosol-Größenverteilung für die gesamte Luftsäule in Ny-Ålesund, Spitzbergen ist im Frühjahr durch Teilchen im Nucleation-Mode und im Accumulation-Mode charakterisiert. Im Sommer kommen Teilchen im Coarse-Mode dazu, was jedoch durch lokale Einflüsse bedingt sein kann.
2. Der Asymmetrieparameter für eine Wellenlänge von 0,86 µm liegt im Frühjahr bei 0,81. Es überwiegt die Vorwärtsstreuung. Im Sommer sind auch geringere Werte möglich, was auf Teilchen mit einer erhöhten Seitwärts- und Rückwärtsstreuung hinweist.
3. In vertikaler Auflösung lassen sich im Sommer Schichten geringer Aerosolkonzentration mit zwei unterschiedlichen Größenverteilungen in der arktischen Troposphäre feststellen. Zum einen sind Schichten mit Teilchen aus allen drei Größenbereichen (Nucleation-, Accumulation- und Coarse-Mode) vorrangig in der freien Troposphäre zu finden. In der Grenzschicht herrschen dagegen Schichten vor, die eine Verarmung an Teilchen im Nucleation-Mode aufweisen.
4. Als wahrscheinliche Realteile des Brechungsindex für das Background-Aerosol in den Sommermonaten wurden Werte zwischen 1,4 und 1,45 ermittelt, was auf Seesalze und Sulfate als Hauptbestandteile hinweist.
5. Das Background-Aerosol im Frühjahr hat eine ähnliche Größenverteilung wie entsprechende Luftschichten im Sommer. Es lassen sich im wesentlichen Typen mit zwei (Accumulation- und Coarse-Mode) oder drei Hauptmoden (zusätzlich Nucleation-Mode) unterscheiden. Die als wahrscheinlich bestimmten Brechungsindizes deuten auf Mineralien und Sulfate als Hauptbestandteile dieser Schichten hin.
6. Im Frühjahr findet man Schichten mit erhöhter Aerosolkonzentration oder Haze, die durch vier oder mehr Hauptmoden gekennzeichnet sind, vor allem in der Grenzschicht, aber auch bis in 5 km Höhe. In den unteren Teilen der freien Troposphäre gibt es außerdem Haze-Schichten mit monomodaler (Accumulation-Mode) und bimodaler Größenverteilung (Accumulation- und Coarse-Mode).

7. Die Abschätzung des Realteils des Brechungsindex ergab, daß in Schichten mit erhöhter Aerosolkonzentration oder Haze im Frühjahr Schwefelsäure, Sulfate, aber auch Meersalze und Ammoniumsulfat wesentliche Bestandteile sind.
8. Die Größenverteilung der vulkanischen Aerosole des Mt. Pinatubo in der Stratosphäre unterlag seit 1993 einer ständigen Veränderung, wobei eine Verteilung mit drei Hauptmoden in allen drei Größenbereichen typisch war. Die flugzeuggetragenen Photometermessungen zeigen, daß sich ein wesentlicher Teil der „größeren“ vulkanischen Aerosole (Coarse-Mode) unmittelbar oberhalb der Tropopause ansammelt und daher von Messungen in größeren Höhen (z.B. mit SAGE II) nicht erfaßt wird.

6 Schlußfolgerungen und Ausblick

In der vorliegenden Arbeit wurden auf der Basis von bodengebundenen und flugzeuggetragenen Messungen mit Photometern im Spektralbereich von 0,35 μm bis 1,2 μm wesentliche klimarelevante Parameter zur Beschreibung der optischen Eigenschaften des arktischen Aerosols ermittelt, wenn auch nicht alle im Kapitel 3 genannten Probleme gelöst werden konnten.

Die Bodenmessungen der spektralen optischen Dicke und der Strahldichteverteilung im Almuqantar der Sonne liefern Informationen über klimarelevante Parameter des Aerosols in der gesamten Luftsäule:

1. **Spektrale optische Dicke des Aerosols** – Sie zeigt die für die gesamte Arktis typische jahreszeitliche Varianz mit einem Maximum im Frühjahr und einem Minimum im Sommer. Der aus den Spektren abgeleitete Ångström-Parameter gibt signifikante Änderungen der Aerosolkonzentration und –zusammensetzung, wie z.B. nach dem Vulkanausbruch des Mt. Pinatubo, gut wieder.
2. **Aerosol-Größen- und Volumenverteilung** - Die aus der columnaren Information abgeleitete Größenverteilung des Aerosols ist im Frühjahr bimodal mit Teilchen im Nucleation-Mode und im Accumulation-Mode. Im Sommer kommen Teilchen im Coarse-Mode dazu, so daß das gesamte (hier betrachtete) Größenspektrum nachweisbar ist.
3. **Asymmetrieparameter und Phasenfunktion** – Beide zeigen für die in der gesamten Luftsäule vorhandenen Aerosole, daß im Frühjahr die Vorwärtsstreuung dominiert. Im Sommer können Teilchen, die eine höhere Seitwärts- und Rückwärtsstreuung haben, vorkommen.
4. **Brechungsindex** - Eine Abschätzung des Realteils des Brechungsindex für die vorhandenen Aerosole ist insbesondere im Frühjahr für einzelne Komponenten schwierig. Es läßt sich jedoch einschätzen, daß Ruß und Seesalze in Ny-Ålesund in dieser Jahreszeit häufig vorkommen. In den Sommermonaten sind mineralische Stoffe wahrscheinlicher, was jedoch auf lokale Einflüsse zurückgeführt wird.

Die Meßergebnisse an der Koldewey-Station in Ny-Ålesund, Spitzbergen sind repräsentativ für den atlantischen Sektor der Arktis.

Die flugzeuggestützten Messungen der spektralen optischen Dicke aus mehreren Teilen der Arktis liefern ein weitaus detaillierteres Bild vom arktischen Aerosol. Die vertikalen Profile des Extinktionskoeffizienten zeigen, daß die vertikale Struktur des arktischen Aerosols eng mit der Temperaturschichtung in der Troposphäre verbunden ist. Aus der spektralen optischen Dicke in einzelnen Schichten und den daraus berechneten Aerosol-Größenverteilungen lassen sich im Frühjahr und im Sommer drei Typen des Aerosols mit charakteristischen Eigenschaften ableiten.

Für den arktischen **Sommer** gilt:

1. **Spektrale optische Dicke des Aerosols und spektraler Extinktionskoeffizient** - Das sommerliche Background-Aerosol ist durch eine geringe spektrale optische Dicke und kleine Extinktionskoeffizienten

charakterisiert. Es entspricht hauptsächlich dem Typ I. D.h. das Spektrum der optischen Dicke entspricht annähernd einer Fit-Funktion nach Ångström mit einem Wellenlängenparameter von etwa 1,0.

2. **Aerosol-Größen- und Volumenverteilung** - Die Größenverteilung im Typ I zeigt, daß Teilchen aus allen drei Größenbereichen (Nucleation-, Accumulation- und Coarse-Mode) vorhanden sind. Schichten des Typs II zeichnen sich durch eine Verarmung an kleinen Teilchen (Nucleation-Mode) aus.
3. **Vertikale Verteilung** - Die Schichten des Typs I und III findet man in der Grenzschicht und in der freien Troposphäre. Schichten des Typs II sind meist auf die Grenzschicht beschränkt. Schichten erhöhter Konzentration sind oft an angehobene Temperaturinversionen gebunden.
4. **Brechungsindex** - Aus der Abschätzung des Realteils des Brechungsindex läßt sich schlußfolgern, daß das Background-Aerosol im Sommer hauptsächlich aus Seesalzen und Sulfaten besteht.

Da nur sehr wenige Fälle von erhöhter Aerosolkonzentration oder Haze im Sommer gemessen wurden, können keine allgemeingültigen Aussagen zu diesen Ereignissen getroffen werden.

Für das arktische **Frühjahr** gilt:

1. **Spektrale optische Dicke des Aerosols und spektraler Extinktionskoeffizient** - Die Schichten mit erhöhter Aerosolkonzentration oder Haze zeigen eine starke Strukturierung bis in Tropopausenhöhe und zeichnen sich durch eine hohe spektrale optische Dicke und hohe Extinktionswerte aus, die im Mittel 10 mal so hoch sind wie der Background-Wert. Dadurch kann die Sichtweite in diesen Schichten stark herabgesetzt sein. Die Spektren der optischen Dicke in Haze-Schichten entsprechen meistens dem Typ I mit einem Wellenlängenparameter von etwa 1,8.
2. **Aerosol-Größen- und Volumenverteilung** - Die Aerosol-Größenverteilung in Schichten des Typs I zeigt eine Vielzahl von Moden aus allen drei Größenbereichen. In Höhenbereichen zwischen 2 km und 5 km können jedoch auch Schichten des Typs II mit monomodaler Größenverteilung mit Teilchen im Accumulation-Mode oder bimodaler Verteilung mit Teilchen im Accumulation- und im Coarse-Mode vorkommen.
3. **Vertikale Verteilung** - Haze-Schichten sind entweder in der Grenzschicht unterhalb der ersten Inversion zu finden oder oft direkt ober- oder unterhalb einer angehobenen Inversion. Diese Schichten können eine Dicke von bis zu 3 km erreichen und eine horizontale Ausdehnung von mehreren 100 km.
4. **Brechungsindex** - Die Abschätzung des Realteils des Brechungsindex ergab, daß sich Haze-Schichten im Frühjahr vorrangig aus Schwefelsäure, Sulfaten, Meersalzen und Ammoniumsulfat zusammensetzen.
5. **Background-Aerosol** - Schichten mit geringer Aerosolkonzentration im Frühjahr gehören ähnlich wie im Sommer vorrangig zu den Typen I und III mit geringer spektraler optischer Dicke und einem mehr oder weniger ausgewogenen Größenspektrum aus allen drei Größenbereichen. Der

wahrscheinliche Brechungsindex deutet auf Mineralien und Sulfate als Hauptbestandteile der Aerosole in solchen Schichten hin.

Der gesamte Meßzeitraum von 1993 bis 1997 war gekennzeichnet durch den Einfluß der vulkanischen Aerosole des Mt. Pinatubo in der Stratosphäre. Anhand der Bodenmessungen und der flugzeuggetragenen Messungen oberhalb der Tropopause konnten folgende Eigenschaften abgeleitet werden:

1. **Spektrale optische Dicke** - Die spektrale optische Dicke des stratosphärischen Aerosols ist im Vergleich zur Troposphäre sehr gering. Durch den Eintrag des vulkanischen Aerosols vom Mt. Pinatubo wurde sie auf mehr als das Zehnfache erhöht.
2. **Aerosol-Größen- und Volumenverteilung** - In der Zeit von 1993 bis 1996 unterlag die Größenverteilung des stratosphärischen Aerosols starken Veränderungen. Bedingt durch die vulkanischen Aerosole ergab sich im gesamten Zeitraum eine Verteilung mit drei Hauptmoden (Nucleation-, Accumulation- und Coarse-Mode). Aus dem Vergleich mit anderen flugzeuggetragenen Messungen und Satellitenmessungen kann geschlossen werden, daß sich gerade die größeren dieser Teilchen direkt oberhalb der Tropopause ansammeln, bevor sie dann weiter absinken.
3. **Brechungsindex** – Aus der Abschätzung des Realteils des Brechungsindex ergeben sich Schwefelsäure und Sulfate als Hauptbestandteile des stratosphärischen Aerosols in der Zeit von 1993 bis 1996.
4. Die für eine exponentiell verlaufende Abnahme der vulkanischen Aerosole aus der Stratosphäre bestimmten Zeitkonstanten sind wellenlängenabhängig und damit abhängig von der Veränderung in der Größenverteilung der Aerosole in der Stratosphäre. Danach werden größere vulkanische Teilchen, die im NIR optisch aktiv sind, schneller aus der Stratosphäre abgebaut als kleinere Teilchen, die im VIS optisch aktiv sind.

Generell läßt sich über die horizontale Verteilung sagen, daß Aerosole in der gesamten Arktis vorhanden sind. Dabei ist die Südgrenze des Haze im Frühjahr im kanadischen und amerikanischen Sektor weitaus südlicher (63°N bis 68°N) anzutreffen als im russischen Sektor (75°N) oder im atlantischen Sektor (78°N bis 80°N). Im Sommer liegt diese Grenze für Haze mit größeren Extinktionswerten allgemein weiter nördlich. Allerdings fehlen Messungen aus dem östlichen Teil Sibiriens völlig, so daß hier keine umfassende Einschätzung möglich ist.

Insgesamt hat sich einerseits gezeigt, daß aus Bodenmessungen mit Photometern allein zwar eine ganze Reihe klimarelevanter optischer Parameter des arktischen Aerosols bestimmt werden kann. Für eine reale Abschätzung des Strahlungsantriebs durch die Aerosole in der Arktis sind jedoch Informationen über die vertikale Variabilität dieser Parameter unbedingt erforderlich. Andererseits liefern derzeit mögliche Vertikalmessungen mit Flugzeugen noch nicht alle Parameter höhenaufgelöst. Dies trifft insbesondere für solche Größen wie die Phasenfunktion und den daraus resultierenden Asymmetrieparameter zu. Ein weiteres wesentliches Problem, nämlich die Messung und Parametrisierung der

vertikalen Variation der Absorption durch das arktische Aerosol konnte bisher noch nicht ausreichend gelöst werden. Allgemeingültige Aussagen zur vertikalen und horizontalen Variation der Einfachstreueralbedo sind damit bisher nicht möglich. Für eine umfassende Parametrisierung der Aerosole in der Arktis sind also noch intensive Untersuchungen der Vertikalstruktur dieser wichtigen Eigenschaften in allen Teilen der Arktis (gerade auch im Ostteil Sibiriens) notwendig. Dazu können Messungen mit verbesserten LIDAR-Meßmethoden an unterschiedlichen Stationen im arktischen Raum beitragen. Um aber auch die Verhältnisse in der inneren Arktis zu erfassen, ist eine Weiterentwicklung der flugzeuggetragenen Photometermessungen zur Bestimmung der Strahldichteverteilung in der Sonnenaureole und im Almucantar (Sonnenhorizontal) notwendig. Erst dann wird eine reale Bewertung der Klimawirksamkeit des arktischen troposphärischen Aerosols anhand von Modelluntersuchungen auch im globalen Rahmen möglich sein.

7 Literaturverzeichnis

- Ackerman, T.P., K.N. Liou and C.B. Leovy**, Infrared radiative transfer in polluted atmospheres, *Jour. Appl. Meteor.*, 15, 28 - 35, 1976.
- Ångström, A.**, On the atmospheric transmission of sun radiation and on dust in the air, *Geogr. Ann.*, 11, 156 – 166, 1929.
- Ångström, A.**, Techniques of determining the turbidity of the atmosphere, *Tellus* 13, 214 – 223, 1961.
- Ansmann, A., F. Wagner, U. Wandinger, I. Mattis, U. Görndorf, H.-D. Dier und J. Reichardt**, Pinatubo aerosol and stratospheric ozone reduction: Observations over central Europe, *Jour. Geophys. Res.*, 101, 775 – 785, 1996.
- Ansmann, A., I. Mattis, U. Wandinger, F. Wagner, J. Reichardt und T. Deshler**, Evolution of the Pinatubo aerosol: Raman Lidar observations of particle optical depth, effective radius, mass, and surface area over central Europe at 53.4°N, *Jour. Atmos. Sci.*, 54, 2630 – 2641, 1997.
- Ansmann, A., I. Mattis, H. Jäger und U. Wandinger**, Stratospheric aerosol monitoring with Lidar: Conventional backscatter versus Raman Lidar observations of Pinatubo aerosol, *Contr. Atmos. Phys.*, 71, 213 – 222, 1998.
- Beyerle, G., A. Herber, R. Neuber, H. Gernandt**, Temporal development of Mt. Pinatubo aerosols as observed by Lidar and sun photometer at Ny-Ålesund, Spitsbergen, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 2497 - 2500, 1995.
- Blanchet, J.-P.**, Toward estimation of climatic effects due to arctic aerosols, *Atmospheric Environment*, 23, 11, 2609 – 2625, 1989.
- Blanchet, J.-P.**, Mechanisms of direct and indirect climate forcing by aerosols in the Arctic region, in *Aerosol forcing of climate*, Report on the Dahlem workshop on aerosol forcing of climate, herausg. von R.J. Charlson und J. Heintzenberg, J. Wiley & Sons, Chichester, 109 - 121, 1994.
- Blanchet, J.-P., R. List**, On radiative effects of anthropogenic aerosol components in Arctic haze and snow, *Tellus*, 39, 293 - 317, 1987.
- Bluth, G.J.S., S.D. Doiron, C.C. Schnetzler, A.J. Krueger und L.S. Walter**, Global tracking of the SO₂ clouds from the June, 1991 Mount Pinatubo eruptions, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 151 - 154, 1992.
- Bodhaine, B.A., J.M. Harris und G.A. Herbert**, Aerosol light scattering and condensation nuclei measurements at Barrow, Alaska, *Atmos. Environ.*, 15, 1375 - 1389, 1981.
- Brock, C.A., L.F. Radke, J.H. Lyons und P.V. Hobbs**, Arctic haze in summer over Greenland and the north american Arctic. I: Incidence and origins, *Jour. Atmos. Chem.*, 9, 129 - 148, 1989.
- Clarke, A.D., R.J. Charlson und L.F. Radke**, Airbone observations of Arctic aerosol, IV: Optical properties of Arctic haze, *Geophys. Res. Lett.*, 11, 405 - 408, 1984.

- Covert, D.S. and J. Heintzenberg**, Size distribution and chemical properties of aerosol at Ny-Ålesund, Svalbard, *Atmos. Env.*, 27A, 2989 - 2997, 1993.
- 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.
- d'Almeida, G.A., P. Koepke and E.P. Shettle**, Atmospheric aerosols - Global climatology and radiative characteristics, A. Deepak Publishing, Hampton, VA, USA, 1991.
- Dickson, D.**, Aerosol's role simulated in new global warming model, *NATURE*, 374, 487, 1995
- Dreiling, V. und B. Friederich**, Spatial distribution of the Arctic haze aerosol size distribution in western and eastern Arctic, *Atmos. Res.*, Special issue: Arctic haze, 44, 133 - 152, 1997.
- Dutton, E.G., J.J. DeLuisi und G. Herbert**, Shortwave aerosol optical depth of Arctic haze measured on board the NOAA WP-3D during AGASP-II, April 1986, *Jour. Atmos. Chem.*, 9, 71 - 79, 1989.
- Emery, C.A., R. Haberle, T.P. Ackermann**, A one-dimensional modeling study of carbonaceous haze effects on the springtime Arctic environment, *Jour. Geophys. Res.*, 97, 20599 - 20613, 1992.
- 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.
- Franke, H., R. Maser, N. Vinnichenko, V. Dreiling, R. Jaenicke, W. Kaeschke, U. Leiterer**, Adaption of microphysical and chemical instrumentation to the airborne measuring platform Ilyushin IL-18 'Cyclone' and flight regime planning during the Arctic haze investigation 1993 - 95, *Atmos. Res.*, Special issue: Arctic haze, 44, 3 - 16, 1997.
- Freund, J.**, Aerosol optical depth in the Canadian Arctic, *Atmosphere-ocean*, 21 (2), 158 - 167, 1983.
- Grassl, H.**, Aerosol influence on radiative cooling, *Tellus*, 25, 386 - 395, 1973.
- Gutkowicz-Krusin, D.**, Multiangle Lidar performance in the presence of horizontal inhomogeneities in atmospheric extinction and scattering, *Appl. Opt.*, 32, 3266 - 3272, 1993.
- Harris, J.M.**, Analysis of 10-day isentropic flow patterns for Barrow, Alaska: 1985 - 1992, *Jour. Geophys. Res.*, 99, 25.845 - 25.855, 1994.
- Hegg, D.A., P.V. Hobbs, S. Gassó, J.D. Nance und A.L. Rangno**, Aerosol measurements in the Arctic relevant to direct and indirect radiative forcing, *Jour. Geophys. Res.*, 101, 23.349 - 23.363, 1996.
- Heintzenberg, J.**, Baseline measurements of tropospheric optical aerosol properties in the northern and southern hemisphere, in *Aerosols and their climatic effects*, herausgegeben von H.E. Gerber und A. Deepak, Deepak publ., Hampton, VA, USA, 1984.

- Heintzenberg, J.**, Arctic haze: Air pollution in polar regions, *AMBIO*, 18, 50 -55, 1989.
- Heintzenberg, J., H.-C. Hansson und H. Lannefors**, The chemical composition of Arctic haze at Ny-Ålesund, Spitzbergen, *Tellus*, 33, 162 – 171, 1981.
- 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.
- Herber, A.**, Untersuchung der optischen Eigenschaften des Aerosols in den Polargebieten, Dissertation A, Universität Leipzig, Fakultät für Mathematik-Naturwissenschaften, 1992.
- Herber, A., L.W. Thomason, K. Dethloff, P. Viterbo, V.F. Radionov und U. Leiterer**, Volcanic perturbation of the atmosphere in both polar regions: 1991 - 1994, *Jour. Geophys. Res.*, 101, 3921 - 3928, 1996.
- Hofmann, D.J. und J.M. Rosen**, On the prolonged lifetime of the El Chichon sulphuric acid aerosol cloud, *Jour. Geophys. Res.*, 92, 9825 - 9830, 1987.
- Hofmann, D.J., J.M. Rosen, J.W. Harder und S.R. Rolf**, Observations of the decay of the El Chichon stratospheric aerosol cloud in Antarctica, *Geophys. Res. Lett.*, 14, 614 - 617, 1987.
- Ivanov, A.P., F.P. Osipenko, A.P. Chaikovskii, V.N. Shcherbakov und S.B. Tauroginskaya**, Dynamics of optical parameters of stratospheric aerosol layer following the eruption of Mt. Pinatubo from Lidar data, *Izvestiya, Atmos. Ocean. Phys.*, 33, 184 - 189, English translation, 1997.
- Jaenicke, R.**, Physical aspects of the atmospheric aerosol, in *Aerosols and their climatic effects*, herausgegeben von H.E. Gerber und A. Deepak, Deepak Publ., Hampton, VA, USA, 7 - 34, 1984.
- Jaenicke, R.**, Aerosol physics and chemistry, in *Meteorologie - Physikalische und chemische Eigenschaften der Luft*, Landolt-Börnstein, Neue Serie, Band 4b, herausgegeben von G. Fischer, 391 - 457, 1988.
- 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(1-2), 199 - 221, 1997.
- Jäger, H. und D.J. Hofmann**, Midlatitude Lidar backscatter to mass, area, and extinction conversion model based on in situ measurements from 1980 to 1987. *Appl. Opt.*, 30, 127 – 138, 1991.
- Joseph, J.H.**, Gaps in the knowledge of aerosols-Analyses and remedies, in *Aerosols and their climatic effects*, herausgegeben von H.E. Gerber und A. Deepak, Deepak Publ., Hampton, VA, USA, 1984.
- Junge, C.E.**, Air chemistry and radioactivity, Academic Press, 382 ff., 1963.
- Kasten, F. and A.T. Young**, Revised optical air mass tables and approximation formula, *Appl. Opt.*, 28, 4735 - 4738, 1989.

- Khattatov, V.U., A.E. Tyabatov und A.P. Alekseev**, An aircraft lidar method of studying aerosol in the free troposphere over Siberia, *Atmos. Res.*, Special issue: Arctic haze, 44, 99 - 111, 1997a.
- Khattatov, V.U., A.E. Tyabatov, A.P. Alekseyew, A.A. Postnov und E.A. Stulov**, Aircraft Lidar studies of the Arctic haze and their meteorological interpretation, *Atmos. Res.*, Special issue: Arctic haze, 44, 99 - 111, 1997b.
- King, M.D., D.M. Byrne, B.M. Herman und J.A. Reagan**, Aerosol size distributions obtained by inversion of spectral optical depth measurements, *Jour. Atmos. Sci.*, 35, 2153 - 2167, 1978.
- Klett, J.D.**, Stable analytical inversion solution for processing Lidar returns, *Appl. Opt.*, 20, 211 - 220, 1981.
- Koepke, P., M. Hess, I. Schult und E.P. Shettle**, Global aerosol data set, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Report Nr. 243, Hamburg, 1997.
- Leaitch, W.R., R.M. Hoff, S. Melnichuk und A. Hogan**, Some physical and chemical properties at the Arctic winter aerosol in northeastern Canada, *Jour. Clim. Appl. Meteor.*, 23, 916 - 928, 1984.
- Leaitch, W.R., R.M. Hoff und J. McPherson**, Airborne and Lidar measurements of aerosol and cloud particles in the troposphere over Alert, Canada in April, 1986. *Jour. Atmos. Chem.*, 9, 187 - 212, 1989.
- Leiterer, U.**, Klimaschwankungen und Aerosoltransport in der Antarktis und Arktis, *Z. Meteorol.*, 41, 5, 343 - 349, 1991.
- Leiterer, U. und K.-H. Schulz**, Experimental data on aerosol optical thickness in Antarctica in summer 1984/85, *Z. Meteorol.*, 37, 315 - 321, 1987.
- Leiterer, U. und M. Weller**, Sun photometer BAS/ ABAS for atmospheric research, Rep. WMO/ TD 222, 21 - 26, World Meteorol. Organ., Genf, 1988.
- Leiterer, U. und J. Graeser**, „Arctic haze“ - März 1989, *Zeitschr. Meteorol.*, 40, 1, 64 - 66, 1990.
- Leiterer, U., R. Stolte, J. Graeser und S. Skuratov**, „Arctic haze“ - Flugexperiment 1990, *Zeitschr. Meteorol.*, 41, 1, 91 - 97, 1991.
- Leiterer, U., M. Weller und A. Herber**, Global changes of aerosols - Ground-based monitoring of the optical thickness in polar regions and central Europe, *Ber. Bunsenges. Phys. Chem.*, 96, Nr. 3, 377 - 380, 1992.
- Leiterer, U. und M. Weller**, Verfahren zur Bestrahlungsstärke- und Strahldichtekalibrierung von Spektrometern und Sonnenphotometern des Typs BAS, *Meteorol. Z.*, 2, 108 - 115, 1993.
- Leiterer, U., D. Nagel, A. Wernert, R. Stolte, J. Urban**, Optische Feldmeßmethoden im Spektralbereich 295-1100 nm, unter besonderer Berücksichtigung der UV-B-Kante, Schlußbericht zum Forschungsvorhaben 07 KTF 79 7, Deutscher Wetterdienst, Meteorologisches Observatorium Lindenberg, Lindenberg, 1996.

- Leiterer, U., D. Nagel und R. Stolte**, Typical vertical profiles of aerosol spectral extinction coefficients derived from observations of direct solar radiation extinction during the aircraft experiments Arctic haze 94/95 and Merisec 93/94, *Atmos. Res.*, Special issue: Arctic haze, 44, 73 - 88, 1997.
- Liljequist, G.H. und K. Cehak**, *Allgemeine Meteorologie*, F. Vieweg & Sohn Verlags GmbH, Braunschweig/Wiesbaden, 1984.
- McCormick, M.P. und C.R. Trepte**, Polar stratospheric optical depth observed between 1978 and 1985, *Jour. Geophys. Res.*, 92, 4297 - 4306, 1987.
- McCormick, M.P., P. Hamill, T.J. Pepin, W.P. Chu, T.J. Swissler und L.R. McMaster**, Satellite studies of the stratospheric aerosol, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 60, 1038 - 1046, 1979.
- Mitchell, Jr., J.M.**, Visual range in the polar regions with particular reference to the Alaskan Arctic, *Jour. Atmos. Terr. Phys. (Spec. Suppl.)*, 195 - 211, 1957.
- Müller, D., U. Wandinger, D. Althausen, I. Mattis und A. Ansmann**, Retrieval of physical particle properties from Lidar observations of extinction and backscatter at multiple wavelengths, *Appl. Opt.*, 37, 1 - 4, 1998.
- Nagel, D., A. Herber, L.W. Thomason und U. Leiterer**, Vertical distribution of the spectral aerosol optical depth in the Arctic from 1993 to 1996, *Jour. Geophys. Res.*, 103, 1857 - 1870, 1998.
- Nakajima, T., M. Tanaka und T. Yamauchi**, Retrieval of the optical properties of aerosols from aureole and extinction data, *Appl. Opt.*, 22, 2951 - 2959, 1983.
- NATO**, Standardization agreement 4294, Mil. Agency Stand., Brussels, 1993.
- Ohtake, T., K. Jayaweera und K. Sakurai**, Observation of ice crystals formation in lower Arctic atmosphere, *Jour. Atmos. Sci.*, 39, 2898 - 2905, 1982.
- Orvig, S.**, *Climates of the polar regions*, in *World survey of climatology*, 14, Elsevier Publ., Amsterdam, Niederlande, 1970.
- Ottar, B., J.M. Pacyna und T.C. Berg**, Aircraft measurements of air pollution in the Norwegian Arctic, *Atmos. Environ.*, 20, 87 - 100, 1986.
- Pilewskie, P. und F.P.J. Valero**, Optical depth and haze particle sizes during AGASP III, *Atmos. Environ.*, 27A, 2895 - 2899, 1993.
- 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, *Jour. Atmos. Sci.*, 37, 868 - 881, 1980.
- Posse, P.**, *Bestimmung klimarelevanter Parameter des maritimen Aerosols unter besonderer Berücksichtigung der Nichtkugelform realer Aerosolteilchen*, Dissertation, Wissenschaftliche Mitteilungen aus dem Institut für Meteorologie der Universität Leipzig und dem Institut für Troposphärenforschung e.V. Leipzig, 8, 1997.
- Pueschel, R.F., P.B. Russell, D.A. Allen, G.V. Ferry und K.G. Snetsinger**, Physical and optical properties of the Pinatubo volcanic aerosol: Aircraft observations with impactors and Sun-tracking photometer, *Jour. Geophys. Res.*, 99, 12.915 - 12.922, 1994.

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 *Pollution of the Arctic atmosphere*, herausg. von W.T. Sturges, Elsevier Sci. Publ., New York, USA, 13 - 42, 1991.

Raatz, W.E. und G.E. Shaw, Long-range tropospheric transport of pollution aerosols into the Alaskan Arctic, *Jour. Clim. Appl. Meteor.*, 23, 1052 - 1064, 1984.

Radionov, V.F., M.S. Marshunova, Ye.N. Rusina, K.Ye. Lubo-Lesnichenko, Yu.Ye. Pimanova, Atmospheric aerosol turbidity over polar regions, *Jour. Atmos. Ocean. Phys.*, English transl., 30(6), 762 - 766, 1995.

Ramaswamy, V., R.J. Charlson, J.A. Coakley, J.L. Gras, Harshvadhan, G. Kukla, M.P. McCormick, D. Möller, E. Roeckner, L.L. Stowe und J. Taylor, Group report: What are the observed and anticipated meteorological and climatic responses to aerosol forcing, in *Aerosol forcing of climate, Report on the Dahlem workshop on aerosol forcing of climate*, herausg. von R.J. Charlson und J. Heintzenberg, J. Wiley & Sons, Chichester, 1994.

Russel, P.B. et al., Pinatubo and Pre-Pinatubo optical-depth spectra: Mauna Loa measurements, comparison, inferred particle size distributions, radiative effects, and relationship to Lidar data, *Jour. Geophys. Res.*, 98, 22.969 - 22.985, 1993.

Schneider-Carius, K., Die Grundsicht der Troposphäre, in *Probleme der kosmischen Physik*, Band XXVI, Akad. Verlagsgesellschaft Geest und Portig K.-G., Leipzig, 1953.

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.

SICO, Product catalogue, Jena GmbH Quarzschmelze, Jena-Burgau, Germany, 1997.

Shaw, G.E., The vertical distribution of atmospheric aerosols at Barrow, Alaska, *Tellus*, 27, 39 - 49, 1975.

Shaw, G.E., Atmospheric turbidity in the polar regions, *Jour. 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.

Skuratov, S., Vertical profiles of Arctic haze aerosol in spring 1994 obtained by using spectrophotometric measurements, *Atmos. Res.*, Special issue: Arctic haze, 44, 113 - 124, 1997.

Sonntag, D., Formeln verschiedenen Genauigkeitsgrades zur Berechnung der Sonnenkoordinaten, Akademie-Verlag, Berlin, 1989.

- Stone, R.S., J.R. Key und E.G. Dutton**, Properties and decay of stratospheric aerosols in the Arctic following the 1991 eruptions of Mount Pinatubo, *Geophys. Res. Lett.*, 20, 2359 - 2362, 1993.
- Toon, O.B. und J.B. Pollack**, A global average model of atmospheric aerosols for radiative transfer calculations, *Jour. Appl. Meteorol.*, 15, 225 – 246, 1976.
- Twomey, S.**, Introduction to the mathematics of inversion in remote sensing and indirect measurements, *Elsvier Sci. Publ.*, New York, USA, 1977.
- User Handbook** for the POLAR 2 and POLAR 4 research aircraft, herausgegeben von Ch. Kottmeier, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, 1996.
- 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, H.C.**, 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, *Izvestiya, Atmos. Ocean. Phys.*, English transl., 32(6), 731 - 737, 1996.
- von Hoyningen-Huene, W.**, Klassifikation atmosphärischer Aerosoltypen und ihrer spektralen Charakteristika, Abschlußbericht zum DFG-Thema Qu 28/23-1, Meteorologisches Institut, Universität München, 1991.
- von Hoyningen-Huene, W. und M. Wendisch**, Variability of aerosol optical parameters by advective processes, *Atmosph. Environ.*, 28, 923 – 935, 1994.
- von Hoyningen-Huene, W. und P. Posse**, Nonsphericity of aerosol particles and their contribution to radiative forcing, *Jour. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 57, 651 – 668, 1997.
- Wendisch, M. und W. von Hoyningen-Huene**, Possibility of refractive index determination of atmospheric aerosol particles by ground-based solar extinction and scattering measurements, *Atmos. Environ.*, 28, 785 – 792, 1994.
- Wendling, P., R. Wendling, W. Renger, D.S. Covert, J. Heintzenberg und P. Moeri**, Calculated radiative effects of Arctic haze during a pollution episode in spring 1983 based on ground-based and airborne measurements, *Atmos. Environm.*, 19, 2181 - 2194, 1985.
- Wenzel K., W. von Hoyningen-Huene und S. Schienbein**, Effects of nonsphericity on Saharan dust optical properties, *Jour. Aerosol Sci.*, 27, S565 – S566, 1996.
- Whitby, K.T.**, The physical characteristics of sulphur aerosols, *Atmos. Environ.*, 12, 135 - 159, 1978.

Danksagung

Hiermit danke ich dem Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung und seinen Mitarbeitern für die großzügige Unterstützung bei der Erstellung dieser Arbeit. Insbesondere danke ich Dr. A. Herber für die umfangreiche Betreuung und hilfreiche Kritik zu meiner wissenschaftlichen Arbeit.

Ebenso danke ich Dr. W. von Hoyningen-Huene für die Betreuung der Arbeit am Institut für Meteorologie der Universität Leipzig.

Ich danke dem Deutschen Wetterdienst für die Bereitstellung der Meßergebnisse aus dem vom BMFT geförderten Projekt „Arctic Haze/ Merisec“ und für die freundliche Unterstützung mit Gerätetechnik und bei der Berechnung von Rückwärtstrajektorien. Besonderer Dank gilt Dr. U. Leiterer vom Meteorologischen Observatorium Lindenberg, der mich immer wieder zu dieser Arbeit ermuntert und während der letzten drei Jahre durch zahllose Gespräche zu ihrem Abschluß beigetragen hat.

Nicht zuletzt möchte ich meiner Familie für die Hilfe und Toleranz danken, ohne die diese Arbeit nie entstanden wäre.

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 Grundschleppnetzfüge und Liste der Probenahme an Robben und Vögeln, von H. E. Drescher, G. Hubold, U. Piatkowski, J. Plötz und J. Voß
- * **Heft Nr. 13/1983** – „Die Antarktis-Expedition von MS ‚Polarbjörn‘ 1982/83“ (Sommerkampagne zur Atka-Bucht und zu den Kraul-Bergen), zusammengestellt von Heinz Kohnen
- * **Sonderheft Nr. 2/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition von FS ‚Polarstern‘ (Kapstadt, 20. Januar 1983 – Rio de Janeiro, 25. März 1983)“, Bericht des Fahrtleiters Prof. Dr. Gotthilf Hempel
- Sonderheft Nr. 3/1983** – „Sicherheit und Überleben bei Polarexpeditionen“
zusammengestellt von Heinz Kohnen
- * **Heft Nr. 14/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition (ANTARKTIS I) von FS ‚Polarstern‘ 1982/83“
herausgegeben von Gotthilf Hempel
- Sonderheft Nr. 4/1983** – „On the Biology of Krill *Euphausia superba*“ – Proceedings of the Seminar and Report of the Krill Ecology Group, Bremerhaven 12.–16. May 1983, edited by S. B. Schnack
- Heft Nr. 15/1983** – „German Antarctic Expedition 1980/81 with FRV ‚Walther Herwig‘ and RV ‚Meteor‘“ – First International BIOMASS Experiment (FIBEX) – Data of micronekton and zooplankton hauls
by Uwe Piatkowski and Norbert Klages
- Sonderheft Nr. 5/1984** – „The observatories of the Georg von Neumayer Station“, by Ernst Augstein
- Heft Nr. 16/1984** – „FIBEX cruise zooplankton data“
by U. Piatkowski, I. Hempel and S. Rakusa-Suszczewski
- Heft Nr. 17/1984** – „Fahrtbericht (cruise report) der ‚Polarstern‘-Reise ARKTIS I, 1983“
von E. Augstein, G. Hempel und J. Thiede
- Heft Nr. 18/1984** – „Die Expedition ANTARKTIS II mit FS ‚Polarstern‘ 1983/84“,
Bericht von den Fahrtabschnitten 1, 2 und 3, herausgegeben von D. Fütterer
- Heft Nr. 19/1984** – „Die Expedition ANTARKTIS II mit FS ‚Polarstern‘ 1983/84“,
Bericht vom Fahrtabschnitt 4, Punta Arenas–Kapstadt (Ant-II/4), herausgegeben von H. Kohnen
- Heft Nr. 20/1984** – „Die Expedition ARKTIS II des FS ‚Polarstern‘ 1984, mit Beiträgen des FS ‚Valdivia‘ und des Forschungsflugzeuges ‚Falcon 20‘ zum Marginal Ice Zone Experiment 1984 (MIZEX)“
von E. Augstein, G. Hempel, J. Schwarz, J. Thiede und W. Weigel
- Heft Nr. 21/1985** – „Euphausiid larvae in plankton samples from the vicinity of the Antarctic Peninsula, February 1982“ by Sigrüd 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 Stablien, 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** – „Spatpleistozäne 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 antarktischem Makroplankton“ von U. Piatkowski
- Heft Nr. 35/1987** – „Zur Verbreitung des Meso- und Makrozooplanktons in Oberflächenwasser der Weddell See (Antarktis)“ von E. Boysen-Ennen
- Heft Nr. 36/1987** – „Zur Nahrungs- und Bewegungsphysiologie von *Salpa thompsoni* und *Salpa fusiformis*“ von M. Reinke
- Heft Nr. 37/1987** – "The Eastern Weddell Sea Drifting Buoy Data Set of the Winter Weddell Sea Project (WWSP)" 1986 by Heinrich Hoerber und Marianne Gube-Lehnhardt
- Heft Nr. 38/1987** – "The Meteorological Data of the Georg von Neumayer Station for 1983 and 1984" by M. Gube-Lehnhardt
- Heft Nr. 39/1987** – „Die Winter-Expedition mit FS ‚Polarstern‘ in die Antarktis (ANT V/1–3)“ herausgegeben von Sigrud Schnack-Schiel
- Heft Nr. 40/1987** – "Weather and Synoptic Situation during Winter Weddell Sea Project 1986 (ANT V/2) July 16–September 10, 1986" by Werner Rabe
- Heft Nr. 41/1988** – „Zur Verbreitung und Ökologie der Seegurken im Weddellmeer (Antarktis)“ von Julian Gutt
- Heft Nr. 42/1988** – "The zooplankton community in the deep bathyal and abyssal zones of the eastern North Atlantic" by Werner Beckmann
- Heft Nr. 43/1988** – "Scientific cruise report of Arctic Expedition ARK IV/3" Wissenschaftlicher Fahrtbericht der Arktis-Expedition ARK IV/3, compiled by Jörn Thiede
- Heft Nr. 44/1988** – "Data Report for FV 'Polarstern' Cruise ARK IV/1, 1987 to the Arctic and Polar Fronts" by Hans-Jürgen Hirche
- Heft Nr. 45/1988** – „Zoogeographie und Gemeinschaftsanalyse des Makrozoobenthos des Weddellmeeres (Antarktis)“ von Joachim Voß
- Heft Nr. 46/1988** – "Meteorological and Oceanographic Data of the Winter-Weddell-Sea Project 1986 (ANT V/3)" by Eberhard Fahrbach
- Heft Nr. 47/1988** – „Verteilung und Herkunft glazial-mariner Gerölle am Antarktischen Kontinentalrand des östlichen Weddellmeeres“ von Wolfgang Oskierski
- Heft Nr. 48/1988** – „Variationen des Erdmagnetfeldes an der GvN-Station“ von Arnold Brodscholl
- * **Heft Nr. 49/1988** – „Zur Bedeutung der Lipide im antarktischen Zooplankton“ von Wilhelm Hagen
- Heft Nr. 50/1988** – „Die gezeitenbedingte Dynamik des Ekström-Schelfeises, Antarktis“ von Wolfgang Kobarg
- Heft Nr. 51/1988** – „Ökomorphologie nototheniider Fische aus dem Weddellmeer, Antarktis“ von Werner Ekauf
- Heft Nr. 52/1988** – „Zusammensetzung der Bodenfauna in der westlichen Fram-Straße“ von Dieter Piepenburg
- * **Heft Nr. 53/1988** – „Untersuchungen zur Ökologie des Phytoplanktons im südöstlichen Weddellmeer (Antarktis) im Jan./Febr. 1985“ von Eva-Maria Nöthig
- Heft Nr. 54/1988** – „Die Fischfauna des östlichen und südlichen Weddellmeeres: geographische Verbreitung, Nahrung und trophische Stellung der Fischarten“ von Wiebke Schwarzbach
- Heft Nr. 55/1988** – "Weight and length data of zooplankton in the Weddell Sea in austral spring 1986 (Ant V/3)" by Elke Mizdalski
- Heft Nr. 56/1989** – "Scientific cruise report of Arctic expeditions ARK IV/1, 2 & 3" by G. Krause, J. Meincke und J. Thiede

- Heft Nr. 57/1989** – „Die Expedition ANTARKTIS V mit FS ‚Polarstern‘ 1986/87“
Bericht von den 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 beschalteten 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. Kurbjweit 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 Benithal 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** – „Paläoglazilogie 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 Wachstum und die Energiebilanz des Meereises in der Atka Bucht, Antarktis“, von Josef Kipphut
- 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-Meereres 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 der 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 Meewasser 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** – „Mehrkanaelige 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 nordwestlichen 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 Schülze.
- 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. Saarloos and Y. P. Sacchenko. – „Expedition to Novaja Zemlja and Franz Josef Land with RV. „Dalnie 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 Dörrien.
- Heft-Nr. 126/1993** – „Quantitative Bestimmung von Paläoumweltparametern des Antarktischen Oberflächenwassers im Spätquartär anhand von Transferfunktionen mit Diatomeen“, von Ulrich Zielinski
- Heft-Nr. 127/1993** – „Sedimenttransport durch das arktische Meereis: Die rezente lithogene und biogene Materialfracht“, von Ingo Wollenburg.
- Heft-Nr. 128/1993** – „Cruise ANTARKTIS X/3 of RV 'Polarstern': CTD-Report“, von Marek Zwierz.
- Heft-Nr. 129/1993** – „Reproduktion und Lebenszyklen dominanter Copepodenarten aus dem Weddellmeer, Antarktis“, von Frank Kurbjeweit
- Heft-Nr. 130/1993** – „Untersuchungen zur Temperaturregime und Massenhaushalt des Filchner-Ronne-Schelfeises, Antarktis, unter besonderer Berücksichtigung von Anfrier- und Abschmelzprozessen“, von Klaus Grosfeld
- Heft-Nr. 131/1993** – „Die Expedition ANTARKTIS X/5 mit FS 'Polarstern' 1992“, herausgegeben von Rainer Gersonde
- Heft-Nr. 132/1993** – „Bildung und Abgabe kurzketziger 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 Bocher, 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 Fahrbach 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 kältezoische 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 Nötker 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 und 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 Gert König-Langlo.
- Heft-Nr. 147/1994** – „Krustenstrukturen und Verlauf des Kontinentalrandes im Weddell Meer / Antarktis“, von Christian Hübscher.
- Heft-Nr. 148/1994** – „The expeditions NORILSK/TAYMYR 1993 and BUNGER OASIS 1993/94 of the AWI Research Unit Potsdam“, edited by Martin Melles.
- ** **Heft-Nr. 149/1994** – „Die Expedition ARCTIC' 93. Der Fahrtabschnitt ARK-IX/4 mit FS 'Polarstern' 1993“, herausgegeben von Dieter K. Fütterer.
- Heft-Nr. 150/1994** – „Der Energiebedarf der Pygoscelis-Pinguine: eine Synopse“, von Boris M. Culik.
- Heft-Nr. 151/1994** – „Russian-German Cooperation: The Transdrift I Expedition to the Laptev Sea“, edited by Heidemarie Kassens and Valeriy Y. Karpiy.
- Heft-Nr. 152/1994** – „Die Expedition ANTARKTIS-X mit FS 'Polarstern' 1992. Bericht von den Fahrtabschnitten / ANT-X / 1a und 2“, herausgegeben von Heinz Miller.
- Heft-Nr. 153/1994** – „Aminosäuren und Huminstoffe im Stickstoffkreislauf polarer Meere“, von Ulrike Hubberten.
- Heft-Nr. 154/1994** – „Regional und 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 und 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 Fahrabschnitten ANT XII/1 und 2", herausgegeben von Gerhard Kattner und Dieter Karl Fütterer.
- Heft-Nr. 169/1995** – "Medizinische Untersuchung zur Circadianrhythmik und zum Verhalten bei Überwinterern auf einer antarktischen Forschungsstation", von Hans Wortmann.
- Heft-Nr. 170/1995** – DFG-Kolloquium: Terrestrische Geowissenschaften - Geologie und Geophysik der Antarktis.
- Heft-Nr. 171/1995** – "Strukturentwicklung und Petrogenese des metamorphen Grundgebirges der nördlichen Heimfrontfjella (westliches Dronning Maud Land/Antarktika)", von Wilfried Bauer.
- Heft-Nr. 172/1995** – "Die Struktur der Erdkruste im Bereich des Scoresby Sund, Ostgrönland: Ergebnisse refraktionsseismischer und gravimetrischer Untersuchungen", von Holger Mandler.
- Heft-Nr. 173/1995** – "Paläozoische Akkretion am paläopazifischen Kontinentalrand der Antarktis in Nordvictorialand - P-T-D-Geschichte und Deformationsmechanismen im Bowers Terrane", von Stefan Matzer.
- Heft-Nr. 174/1995** – "The Expedition ARKTIS-X/2 of RV 'Polarstern' in 1994", edited by Hans-W. Hubberten.
- Heft-Nr. 175/1995** – "Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR 1994", edited by Christine Siegert and Dmitry Bolshiyarov.
- Heft-Nr. 176/1995** – "Russian-German Cooperation: Laptev Sea System", edited by Heidemarie Kassens, Dieter Piepenburg, Jörn Thiede, Leonid Timokhov, Hans-Wolfgang Hubberten and Sergey M. Priamikov.
- Heft-Nr. 177/1995** – "Organischer Kohlenstoff in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans: Terrigener Eintrag und marine Produktivität", von Carsten J. Schubert.
- Heft-Nr. 178/1995** – "Cruise ANTARKTIS XII/4 of RV 'Polarstern' in 1995: CTD-Report", by Jüri Sildam.
- Heft-Nr. 179/1995** – "Benthische Foraminiferenfaunen als Wassermassen-, Produktions- und Eisdriftanzeiger im Arktischen Ozean", von Jutta Wollenburg.
- Heft-Nr. 180/1995** – "Biogenopal und biogenes Barium als Indikatoren für spätquartäre Produktivitätsänderungen am antarktischen Kontinentalhang, atlantischer Sektor", von Wolfgang J. Bonn.
- Heft-Nr. 181/1995** – "Die Expedition ARKTIS X/1 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1994", herausgegeben von Eberhard Fahrbach.
- Heft-Nr. 182/1995** – "Laptev Sea System: Expeditions in 1994", edited by Heidemarie Kassens.
- Heft-Nr. 183/1996** – "Interpretation digitaler Parasound Echolotaufzeichnungen im östlichen Arktischen Ozean auf der Grundlage physikalischer Sedimenteigenschaften", von Uwe Bergmann.
- Heft-Nr. 184/1996** – "Distribution and dynamics of inorganic nitrogen compounds in the troposphere of continental, coastal, marine and Arctic areas", by María Dolores Andrés Hernández.
- Heft-Nr. 185/1996** – "Verbreitung und Lebensweise der Aphroditiden und Polynoiden (Polychaeta) im östlichen Weddellmeer und im Lazarevmeer (Antarktis)", von Michael Stiller.
- Heft-Nr. 186/1996** – "Reconstruction of Late Quaternary environmental conditions applying the natural radionuclides ^{230}Th , ^{10}Be , ^{231}Pa and ^{238}U : A study of deep-sea sediments from the eastern sector of the Antrctic 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 N_2O_5 und HBr und ihr Einfluß auf den Ozonabbau in der polaren Stratosphäre”, von Sabine Seisel.
- Heft-Nr. 194/1996** – “Ökologie und Populationsdynamik antarktischer Ophiuroiden (Echinodermata)”, von Corinna Dahm.
- Heft-Nr. 195/1996** – “Die planktische Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg) im Weddellmeer, Antarktis”, von Doris Berberich.
- Heft-Nr. 196/1996** – “Untersuchungen zum Beitrag chemischer und dynamischer Prozesse zur Variabilität des stratosphärischen Ozons über der Arktis”, von Birgit Heese.
- Heft-Nr. 197/1996** – “The Expedition ARKTIS-XI/2 of ‘Polarstern’ in 1995”, edited by Gunther Krause.
- Heft-Nr. 198/1996** – “Geodynamik des Westantarktischen Riftsystems basierend auf Apatit-Spaltspuranalysen“, von Frank Lisker.
- Heft-Nr. 199/1996** – “The 1993 Northeast Water Expedition. Data Report on CTD Measurements of RV ‘Polarstern’ Cruises ARKTIS IX/2 and 3“, by Gereon Budéus and Wolfgang Schneider.
- Heft-Nr. 200/1996** – “Stability of the Thermohaline Circulation in analytical and numerical models“, by Gerrit Lohmann
- Heft-Nr. 201/1996** – “Trophische Beziehungen zwischen Makroalgen und Herbivoren in der Potter Cove (King George-Insel, Antarktis)“, von Katrin Iken.
- Heft-Nr. 202/1996** – “Zur Verbreitung und Respiration ökologisch wichtiger Bodentiere in den Gewässern um Svalbard (Arktis)“, von Michael K. Schmid.
- Heft-Nr. 203/1996** – “Dynamik, Rauigkeit und Alter des Meereises in der Arktis - Numerische Untersuchungen mit einem großskaligen Modell“, von Markus Harder.
- Heft-Nr. 204/1996** – “Zur Parametrisierung der stabilen atmosphärischen Grenzschicht über einem antarktischen Schelfeis“, von Dörthe Handorf.
- Heft-Nr. 205/1996** – “Textures and fabrics in the GRIP ice core, in relation to climate history and ice deformation“, by Thorsteinn Thorsteinsson.
- Heft-Nr. 206/1996** – “Der Ozean als Teil des gekoppelten Klimasystems: Versuch der Rekonstruktion der glazialen Zirkulation mit verschiedenen komplexen Atmosphärenkomponenten“, von Kerstin Fieg.
- Heft-Nr. 207/1996** – “Lebensstrategien dominanter antarktischer Oithonidae (Cyclopoida, Copepoda) und Oncaeidae (Poecilostomatoida, Copepoda) im Bellingshausenmeer“, von Cornelia Metz.
- Heft-Nr. 208/1996** – “Atmosphäreneinfluß bei der Fernerkundung von Meereis mit passiven Mikrowellenradiometern“, von Christoph Oelke.
- Heft-Nr. 209/1996** – “Klassifikation von Radarsatellitendaten zur 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): Freilandbeobachtung, 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 Schwerefeld 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 Lucas und Victor Smetacek.
- Heft-Nr. 222/1997** – “Tectonic Structures and Glaciomarine Sedimentation in the South-Eastern Weddell Sea from Seismic Reflection Data“, by László Oszkó.

- Heft-Nr. 223/1997** – “Bestimmung der Meereisdicke mit seismischen und elektromagnetisch-induktiven Verfahren”, von Christian Haas.
- Heft-Nr. 224/1997** – “Troposphärische Ozonvariationen in Polarregionen”, von Silke Wessel.
- Heft-Nr. 225/1997** – “Biologische und ökologische Untersuchungen zur kryptopelagischen 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 Kyo-roptektoren 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 *Emiliana huxleyi* und der antarktischen Diatomee *Nitzschia lecontei*”, von Doris Meyerdieks.
- Heft-Nr. 234/1997** – “Die Expedition ARCTIC '96 des FS 'Polarstern' (ARK XII) mit der Arctic Climate System Study (ACSYS)”, von Ernst Augstein und den Fahrerteilnehmern.
- Heft-Nr. 235/1997** – “Polonium-210 und Blei-210 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 im Meerwasser, Meereis und Schnee aus ausgewählten Gebieten der Arktis”, von Heide Giese.
- Heft-Nr. 241/1997** – “Late Quaternary glacial history and paleoceanographic reconstructions along the East Greenland continental margin: Evidence from high-resolution records of stable isotopes and ice-rafted debris”, by Seung-Il Nam.
- Heft-Nr. 242/1997** – “Thermal, hydrological and geochemical dynamics of the active layer at a continuous permafrost site, Taymyr Peninsula, Siberia”, by Julia Boike.
- Heft-Nr. 243/1997** – “Zur Paläoozeanographie hoher Breiten: Stellvertreterdaten aus Foraminiferen“, von Andreas Mackensen.
- Heft-Nr. 244/1997** – “The Geophysical Observatory at Neumayer Station, Antarctica. Geomagnetic and seismological observations in 1995 and 1996“, by Alfons Eckstaller, Thomas Schmidt, Viola Gaw, Christian Müller and Johannes Røgenhagen.
- Heft-Nr. 245/1997** – “Temperaturbedarf und Biogeographie mariner Makroalgen - Anpassung mariner Makroalgen an tiefe Temperaturen“, von Bettina Bischoff-Bäsmann.
- Heft-Nr. 246/1997** – “Ökologische Untersuchungen zur Fauna des arktischen Meereises“, von Christine Friedrich.
- Heft-Nr. 247/1997** – “Entstehung und Modifizierung von marinen gelösten organischen Substanzen“, von Berit Kirchhoff.
- Heft-Nr. 248/1997** – “Laptev Sea System: Expeditions in 1995“, edited by Heidemarie Kassens.
- Heft-Nr. 249/1997** – “The Expedition ANTARKTIS XIII/3 (EASIZ I) of RV 'Polarstern' to the eastern Weddell Sea in 1996“, edited by Wolf Arntz and Julian Gutt.
- Heft-Nr. 250/1997** – “Vergleichende Untersuchungen zur Ökologie und Biodiversität des Mega-Epibenthos der Arktis und Antarktis“, von Andreas Starman.
- 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 Bunger-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** – “Bellinghausen- 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 flugzeugtragener 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 ‘Akademik 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, Peter 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 vor 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 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, Gianguseppe 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 F. 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** – "Adaptation 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.

* vergriffen / out of print.

• nur noch beim Autor / only from the author.