

**Zum Einfluß troposphärischer Aerosole auf das Klima
der Arktis**

**Influence of tropospheric aerosols on the
Arctic climate**

Martin Fortmann

**Ber. Polarforsch. Meeresforsch. 486 (2004)
ISSN 1618 - 3193**

Martin Fortmann

**Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
Forschungsstelle Potsdam
Telegrafenberg A43
D-14473 Potsdam**

Die vorliegende Arbeit ist die unveränderte Fassung einer Dissertation in der Wissenschaftsdisziplin Physik der Atmosphäre, die im Juli 2003 an der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Potsdam erfolgreich eingereicht wurde.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	3
Abstract	5
1. Einleitung	7
1.1. Motivation	7
1.2. Zielsetzung	8
2. Troposphärische Aerosoleigenschaften	11
2.1. Quellen, Umwandlung und Deposition	11
2.2. Optische Eigenschaften von Aerosolen	13
2.3. Klimawirkung troposphärischer Aerosole	14
2.4. „Arctic Haze“	17
3. Messung und Modellierung troposphärischer Aerosole	25
3.1. Meßverfahren für Aerosole	25
3.2. Modellierung der Klimawirkung von Aerosolen	27
4. Das regionale Klimamodell HIRHAM4 mit Aerosolblock	31
4.1. Modelldynamik	31
4.1.1. Grundgleichungen des Modells	31
4.1.2. Räumliche Diskretisierung	33
4.1.3. Zeitliche Diskretisierung	34
4.1.4. Randbedingungen	34
4.2. Physikalische Parametrisierungen	35
4.2.1. Strahlung	37
4.2.2. Optische Eigenschaften der Wolken	42
4.2.3. Aerosolblock	43
5. Sensitivitätsstudien mit einem 1D-Strahlungstransportmodell	49
5.1. 1D-Strahlungstransportmodell	49
5.2. Simulationsergebnisse	49
5.2.1. Arktisches Aerosol bei wolkenlosem Himmel	50
5.2.2. Einfluß der Wolken auf den direkten Aerosolantrieb	56
5.2.3. Zusammenfassung der Ergebnisse	58
6. Untersuchungen zur Klimawirkung des „Arctic Haze“ mit HIRHAM4	60
6.1. Vorgehensweise	60
6.2. Klimasignal durch „Arctic Haze“	61
6.2.1. Referenzklima	61
6.2.2. Aerosolantrieb	65
6.3. Sensitivitätsstudien	70
6.3.1. Kontrolllauf März 1990 (CTRL)	70
6.3.2. Aerosolsignal für März 1990	72
6.3.3. Aerosolsignal im April und Mai 1990	87

Inhaltsverzeichnis

6.3.4. Indirekter Effekt durch „Arctic Haze“	90
6.3.5. Strahlungsantrieb bei Elimination dynamischer Rückkopplungsme- chanismen	95
7. Untersuchung der Klimawirkung des „Arctic Haze“ mit dem ASTAR- Aerosoldatensatz	100
7.1. Meßkampagne ASTAR 2000	100
7.2. Ableitung des Aerosoldatensatzes	102
7.3. Studien mit dem 1D-Strahlungstransportmodell	105
7.4. Simulation mit dem regionalen Klimamodell HIRHAM4	108
7.4.1. Kontrolllauf März 2000	108
7.4.2. Aerosolsignal März 2000	109
8. Diskussion und Ausblick	112
8.1. Diskussion	112
8.2. Ausblick	114
A. Anhang	116
A.1. Modellschichten	116
A.2. Wolkeneigenschaften	116
A.3. Aerosoleigenschaften	118
Verzeichnis der Akronyme und Symbole	123
Danksagung	128
Literaturverzeichnis	129
Abbildungsverzeichnis	138
Tabellenverzeichnis	141

Zusammenfassung

Troposphärische Aerosole sind kleinste feste und flüssige in der Luft schwebende Teilchen, die sowohl natürlichen als auch anthropogenen Ursprungs sein können. Durch Absorption und Streuung der Sonnenstrahlung sowie in geringerem Maße durch die Wechselwirkung mit terrestrischer Strahlung wirken sie direkt auf den Strahlungshaushalt des Systems Erde-Atmosphäre. Desweiteren beeinflussen sie die mikrophysikalischen und optischen Eigenschaften von Wolken, indem sie als Kondensations- und Eiskeime fungieren. Auf diese Weise greifen sie indirekt in den Strahlungshaushalt ein. Die Stärke sowohl des direkten wie auch des indirekten Aerosoleffektes sind noch weitgehend unbekannt. Troposphärische Aerosole zählen deshalb zu einem der größten Unsicherheitsfaktoren in der Abschätzung zukünftiger Klimaveränderungen.

Im Spätwinter und Frühjahr treten verstärkt hohe troposphärische Aerosolkonzentrationen in der arktischen Troposphäre auf. Diese sogenannten „Arctic Haze“-Ereignisse haben ihren Ursprung im Transport anthropogener Aerosole aus den Ballungszentren der mittleren Breiten in die Arktis. Eine Abschätzung der Klimawirksamkeit dieses Phänomens erscheint besonders wichtig, da in Klimaszenarien die stärkste Erwärmung über der Arktis auftritt.

In dieser Arbeit wird die direkte Klimawirkung der troposphärischen Aerosole erstmalig mit einem regionalen atmosphärischen Klimamodell für die gesamte Arktis nördlich von 65°N untersucht. Es werden zwei alternative Methoden verwendet, um das arktische Aerosol im Modell zu berücksichtigen. Beim ersten Verfahren werden die mikrophysikalischen und optischen Eigenschaften der arktischen Aerosolkomponenten (Sulfat-, Ruß- und Seesalzpartikel) durch den Globalen Aerosol datensatz [GADS] (KÖPKE et al., 1997) bereitgestellt. Bei der zweiten Methode wird ein Aerosol datensatz genutzt, der mittels Datentransformation aus Messungen in der Arktis gewonnen wurde.

Zunächst wurden für den Monat März Ensemblesimulationen der Jahre 1983 und 1989 bis 1995 mit und ohne „Arctic Haze“ durchgeführt. Dabei wurde der „Arctic Haze“ durch eine Mischung ausgewählter Komponenten des GADS (Methode 1) beschrieben und als horizontal gleichverteilt über die gesamte Arktis angenommen. Am Oberrand der Atmosphäre resultiert durch die Aerosole ein Energiegewinn von 1 bis 8 W/m² über den eis- und schneebedeckten Regionen der Arktis, während über dem eisfreien Nordatlantik und -pazifik überwiegend ein Verlust (bis zu -2 W/m²) auftritt. Am Boden bewirken die Aerosole durch Reduktion der solaren Einstrahlung einen kurzwelligen Energieverlust, der über dem Wasser am größten ist (bis zu -7.5 W/m²). Über die gesamte Arktis beträgt der kurzwellige Verlust im Mittel -2.7 W/m². Da sich gleichzeitig der langwellige Strahlungsverlust am Boden um 0.7 W/m² verringert, resultiert insgesamt ein Strahlungsantrieb von -1.7 W/m².

Obwohl nur die Absorption und Streuung durch die Aerosole (direkter Aerosoleffekt) berücksichtigt wird, verändern sich nicht nur die Strahlungsflüsse, sondern auch die dynamischen Größen durch nichtlineare Wechselwirkungen im Modell. Ein wichtiger Wechselwirkungsmechanismus ist die Aerosol-Strahlungs-Wolken-Zirkulations-Rückkopplung. Der

Zusammenfassung

direkte Strahlungsantrieb durch die Aerosole führt zu einer Änderung der vertikalen diabatischen Erwärmungsrate an den einzelnen Modellgitterpunkten, wodurch das regionale Zirkulationsmuster sowie die regionalen Verteilungen der Luftfeuchte und Wolken modifiziert werden, was wiederum die optische Dicke der Aerosole und damit den direkten Strahlungsantrieb verändert. Die Temperaturänderung durch „Arctic Haze“ weist ein sehr ausgeprägtes regionales Muster auf und schwankt in zwei Meter Höhe zwischen -1 K (über der Ostsibirischen See und dem kanadischen Archipel) und +1 K (zwischen Spitzbergen-Barentssee und Karasee-Taimyr-Halbinsel). Die Temperaturanomalie ist durch eine starke interannuelle Variabilität charakterisiert, die bis zu 2 K beträgt. Der Grund hierfür ist die starke synoptische Variabilität und die daraus folgende Schwankung des regionalen Wettergeschehens. Die regionale Änderung der Luftfeuchte, Wolkenbedeckung und Bodenalbedo trägt zu einer signifikanten Änderung der Stärke und des Vorzeichens vom Aerosoleffekt bei. Die Modellläufe zeigen im zonalen Mittel eine leichte bodennahe Abkühlung gegenüber einer Erwärmung innerhalb der Aerosolschicht. „Arctic Haze“ führt somit zu einer Änderung der atmosphärischen Stabilität. Durch eine Verstärkung der vorherrschenden Temperaturinversion in der unteren arktischen Troposphäre werden vertikale Austauschprozesse von Impuls, Wärme und Wasserdampf zwischen Atmosphäre und Erdoberfläche weiter gedämpft.

Es wurden eine Reihe von Sensitivitätsstudien durchgeführt. So ist u.a. die Stärke des berechneten Aerosoleffektes stark vom Absorptionsvermögen des „Arctic Haze“ abhängig. Das Temperatursignal verstärkt sich, wenn das Absorptionsvermögen der Aerosole erhöht wird, ohne die Extinktion zu verändern. Desweiteren wurde untersucht wie der Aerosoleffekt durch die im Modell verwendete Wolkenparametrisierung beeinflusst wird. Das regionale Muster des Aerosoleffektes veränderte sich drastisch bei Verwendung einer neuen, für die Arktis bessere geeigneten Parametrisierung von Eiswolken. In einer weiteren Modellsimulation wurde der Einfluß der Sulfataerosole auf die Wolkenröpfchenkonzentration untersucht. Die Berechnung zeigt, daß der direkte und indirekte Effekt durch „Arctic Haze“ von ähnlicher Bedeutung sind.

Im letzten Teil der Arbeit wird ein Modellauf für den ASTAR (Arctic Study of Tropospheric Aerosol and Radiation) Kampagne Monat März 2000 vorgestellt. Der verwendete Aerosol Datensatz basiert auf Messungen im Rahmen dieser Kampagne, die in der Umgebung von Spitzbergen stattfand (Methode 2). In diesem Fall zeigt das bodennahe Temperatursignal eine deutliche regionale Variabilität und schwankt zwischen einer maximalen Abkühlung von -1.4 K über der Baffin- und Laptevsee und einer maximalen Erwärmung von 2.7 K über der Beaufortsee.

Abstract

Tropospheric aerosols are particles of liquid and solid material suspended in the air and derived from natural and anthropogenic sources. They directly influence the radiative balance of the earth-atmosphere system by scattering and absorbing solar radiation and, to less degree, by absorbing infrared radiation. Tropospheric aerosols also alter the cloud microphysical and optical properties by acting as condensation and ice nuclei and affect thereby radiation budget indirectly. The magnitudes of both the direct and indirect aerosol effects are largely unknown and therefore the tropospheric aerosols are one of the key uncertainty parameters in climate change estimates.

During winter and spring seasons enhanced aerosol concentrations in the Arctic troposphere are observed. This phenomenon, known as „Arctic Haze“, results from the long range transport of anthropogenic pollution from industrial areas in mid-latitudes into the Arctic. Because estimates for future climate show largest warming signal over Arctic region it is important to investigate the climate forcing of these aerosols.

In the present work the direct climate effect of „Arctic Haze“ has been studied with a regional atmospheric climate model covering the whole Arctic north of 65°N. Two alternative methods were applied to incorporate the Arctic aerosol into the model. For the first method the microphysical and optical parameters of the Arctic aerosol components (sulfate, black carbon and sea salt particles) are taken from the Global Aerosol Data Set [GADS] (KÖPKE et al., 1997), whereas the second method uses aerosol input parameters derived from data transformation of Arctic airborne aerosol measurements.

At first, simulations with and without included „Arctic Haze“ were performed for a March ensemble of the years 1983 and 1989-95. The „Arctic Haze“ was described via a mixture of different components of the GADS (method 1) and was considered to be horizontally uniformly distributed over the Arctic. At the top of the atmosphere the aerosols cause a positive change from 1 to 8 W/m² in the net radiation fluxes over the ice- and snow-covered Arctic areas, whereas mostly a radiative energy loss up to 2 W/m² results over the ice-free North Atlantic and Pacific. At the surface the aerosols lead to a shortwave energy loss by reducing the insolation. This effect is largest over the water (up to -7.5 W/m²). Averaging over the whole Arctic domain, the shortwave energy loss is about -2.4 W/m². At the same time the longwave energy loss decreases by 0.7 W/m² at the surface, resulting in a total radiative forcing of -1.7 W/m².

Although the aerosol acts only via the direct radiative effect by scattering and absorption of radiation, it affects not only the radiative fluxes but also the dynamical variables via the nonlinear interaction within the model. An important interaction is the aerosol-radiation-cloud-circulation-feedback. The direct radiative forcing leads to diabatic heating rate changes in the vertical column of each model grid cells, which modify the circulation pattern, the humidity and cloud structures which in turn alter the aerosol optical depth and therefore the radiative forcing closing this feedback loop. The mean aerosol effect on the 2m air temperature shows a large spatial variability and ranges from -1 K (over the East Siberian Sea and the Canadian Archipelgo) to +1 K (between Spitsbergen-Barents

Abstract

and Kara Seas-Taimyr peninsula). The monthly mean temperature anomaly is characterized by a large interannual variability up to 2 K. This can be explained by the strong synoptic variability which is connected with pronounced regional weather changes. Especially changes of air humidity, cloud cover and surface albedo contribute to significant changes of the magnitude and sign of the aerosol effect. In the zonal mean the simulations show a mean cooling in the near surface layers in contrast to a warming within the aerosol layer. „Arctic Haze“ therefore leads to a change of atmospheric stability. By amplifying the prevalent temperature inversion in the lower Arctic troposphere the vertical exchange processes of turbulent fluxes of momentum, heat and water vapour between atmosphere and surface are reduced.

Several sensitivity studies were performed. The strength of the calculated aerosol effect also depends strongly on the effective absorption of the solar radiation by „Arctic Haze“. It was also investigated how the applied specific cloud parameterizations affect the calculated direct aerosol effect. The regional pattern of the aerosol effect changed dramatically by using a new ice cloud parameterization which works better for Arctic conditions. In a further model simulation the influence of sulfate aerosols on the number of cloud condensation nuclei was considered. The calculation shows that the direct and indirect effect of „Arctic Haze“ seems to be of similar importance.

The last part of this work presents a model run for the ASTAR (Arctic Study of Tropospheric Aerosol and Radiation) campaign month March 2000 using aerosol parameters derived from airborne measurements in the vicinity of Spitsbergen (method 2). In this case the signal in the near surface temperature is characterized by substantial variability at regional scale and varies between a cooling of -2 K in the Baffin Bay and Laptevsee and a warming of 3 K in the Beaufort Sea.

1. Einleitung

1.1. Motivation

Aerosole¹ sind kleinste feste und flüssige in der Atmosphäre schwebende Teilchen, die sowohl natürlichen wie auch anthropogenen Ursprungs sein können. Noch in den 80er Jahren wurde die Bedeutung der anthropogenen Aerosole hauptsächlich in ihrer Beteiligung am „sauren“ Regen gesehen. Gegenwärtig spielen sie vor allem in der aktuellen Klimadiskussion eine wichtige Rolle, da sie ähnlich wie der Anstieg der atmosphärischen Treibhausgaskonzentrationen eine Störung des globalen Strahlungshaushalts hervorrufen und damit das Klima beeinflussen können.

Aerosole wirken durch Absorption und Streuung der Sonnenstrahlung sowie in geringerem Maße durch Wechselwirkung mit terrestrischer Strahlung direkt auf den Strahlungshaushalt des Systems Erde-Atmosphäre („direkter Aerosoleffekt“). Desweiteren beeinflussen sie die Wolken- und Niederschlagsbildung, indem sie die Voraussetzungen für Kondensation und Eisbildung schaffen. Auf diesem Wege greifen sie indirekt in den Strahlungshaushalt ein („indirekter Aerosoleffekt“).

Für die Entwicklungsrichtung des Klimas ist die Veränderung der Strahlungsbilanz am Außenrand der Atmosphäre wichtig. Nach dem Bericht des IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) von 2001 beträgt der global gemittelte Strahlungsantrieb am Atmosphärenoberrand durch den direkten Effekt anthropogener Aerosole zwischen -0.07 und -1.24 W/m^2 . Ebenfalls wird ein negativer Antrieb durch die Aerosol induzierte Veränderung der Wolkeneigenschaften vermutet. Der IPCC (2001) gibt hierfür lediglich eine Bandbreite von 0 bis -2 W/m^2 an. Im Vergleich dazu wird der als verhältnismäßig sicher bekannte Strahlungsantrieb durch den anthropogenen Treibhauseffekt bei den atmosphärischen Gasen auf 2.43 W/m^2 im globalen Mittel geschätzt (IPCC, 2001).

Im Gegensatz zu den meisten Treibhausgasen, die eine Verweilzeit von mehreren Jahren in der Atmosphäre besitzen und deshalb rund um den Globus eine gute Durchmischung aufweisen, beträgt die Lebensdauer der Aerosole in Abhängigkeit von meteorologischen Bedingungen lediglich wenige Tage bis zu einigen Wochen (IPCC, 1996). Das Auftreten erhöhter Aerosolkonzentrationen ist daher hauptsächlich an ihre Entstehungsgebiete und deren Leezonen gebunden. Zudem folgt die Konzentration relativ rasch der Emissionsstärke. Entsprechend ist Strahlungsantrieb durch Aerosole sowohl zeitlich als auch räumlich sehr variabel. Das Vorzeichen des lokalen Aerosolsignals hängt dabei vor allem von der chemischen Zusammensetzung und der Größe der Aerosolpartikel sowie der Bodenalbedo ab.

Obwohl die Arktis praktisch frei von anthropogenen Aerosolenquellen ist, werden vor allem im Spätwinter und Frühjahr phasenweise erhöhte Aerosolkonzentrationen in der

¹Allgemein bezeichnet das aus dem Griechischen stammende Wort Aerosol ein gasförmiges Medium mit darin enthaltenen flüssigen und festen Partikeln. Da in der Luft stets Partikel in unterschiedlicher Anzahl und Größe enthalten sind, ist in diesem Sinne die Luft ein Aerosol. In der Atmosphärenforschung bezieht sich der Begriff dagegen meist auf die Partikel selbst.

1. Einleitung

Troposphäre beobachtet, die vergleichbar mit denen in Industriegebieten sind (WELLER, 1998). Diese Aerosole werden unter bestimmten meteorologischen Bedingungen aus den Ballungszentren Europas, Sibiriens und Nordamerikas in die hohen Breiten transportiert (RAATZ, 1991; HARRIS, 1994). Dieses Phänomen ist seit Mitte der 50er Jahre unter dem Begriff „Arctic Haze“ bekannt und tritt als sichtbare Lufttrübung sowohl in bodennahen als auch höheren Schichten der arktischen Troposphäre auf (RAATZ, 1984; HEINTZENBERG, 1989). Aufgrund der stabilen atmosphärischen Schichtung und der geringen Niederschlagsneigung im arktischen Winter und Frühjahr können diese Aerosole bis zu einem Monat in der Troposphäre verbleiben (SHAW et al., 1993).

Die Arktis spielt eine wichtige Rolle im globalen Klimasystem und gilt gleichzeitig als ein wichtiger Indikator für Klimaveränderungen. Szenarienberechnungen mit globalen Klimamodellen zeigen bei einer angenommenen Zunahme der Konzentration von Treibhausgasen die größte Erwärmung in den polaren Gebieten der Nordhemisphäre. Bei einer Verdoppelung des Treibhausgases CO_2 ist die zonal gemittelte Erwärmung in der Arktis zwei- bis dreimal größer als die globale Erwärmung (IPCC, 1996; RANDALL et al., 1998; EVERETT et al., 1998; ROECKNER et al., 1999). Die verstärkte Erwärmung in den hohen Breiten ist zum Teil auf die Verringerung der Meereisbedeckung zurückzuführen, welche durch die positive Rückkopplung zwischen Temperatur und Oberflächenalbedo beschleunigt wird (Eis-Albedo-Rückkopplung). Beobachtungen stützen überwiegend den berechneten bodennahen Temperaturanstieg in der Arktis. So wurde in den letzten Jahrzehnten eine Erwärmung der Landmassen von Eurasien und Nordamerika, insbesondere im Winter und Frühjahr, festgestellt (JONES und SLINGO, 1996; SERREZE et al., 2000). Gleichzeitig registriert man eine Verringerung der Eisausdehnung und -dicke im arktischen Ozean (ROTHROCK et al., 1999) und ein Abtauen des Permafrostboden (OSTERKAMP, 1994). Allerdings gibt es auch Gebiete in der Arktis, in denen eine Abkühlung festgestellt wurde, wie beispielsweise in Südgrönland und im Bereich der Davisstraße (JONES und SLINGO, 1996).

Die Ursachen für diese beobachteten regionalen Klimaänderungen in der Arktis sind erst teilweise verstanden. Zum einen spielen natürliche Klimavariationen eine wichtige Rolle. So zeigen sich Zusammenhänge zwischen arktischen Klimaänderungen und Phasen natürlicher Schwingungsmuster wie der Nordatlantischen Oszillation (HURRELL, 1995) und der Arktischen Oszillation (WALLACE et al., 1996; THOMPSON und WALLACE, 1998). Zum anderen werden anthropogene Einflüsse auf das arktische Klima diskutiert. Hierzu zählen neben der Zunahme der Treibhausgase (H_2O , CO_2 , O_3 , N_2O , FCKW's ect.) (z.B. VINNIKOV et al., 1999) auch die Veränderung des Aerosolgehalts in der arktischen Atmosphäre. Dabei gestaltet sich eine Abschätzung der Klimawirkung der arktischen Aerosole besonders schwierig, da die polaren Breiten durch extreme Bedingungen (hohe Oberflächenalbedo, Polarnacht und -tag, lange Strahlungswege durch die Atmosphäre) gekennzeichnet sind.

Modellstudien zur Untersuchung des direkten Klimaeffektes durch „Arctic Haze“ existieren zwar, jedoch nur mit ein- oder zweidimensionalen Modellen oder reinen Strahlungstransportmodellen (z.B. BLANCHET und LIST, 1987; EMERY et al., 1992; SHAW et al., 1993) und einem globalen Zirkulationsmodell (BLANCHET, 1989; BLANCHET, 1994). Es gibt bisher keine Untersuchungen von regionalen Klimaveränderungen durch arktische Aerosole.

1.2. Zielsetzung

Das Ziel der vorliegenden Arbeit besteht deshalb darin, die regionale Klimawirksamkeit des arktischen Aerosols zu untersuchen. Hierzu werden mit dem hochauflösenden regionalen atmosphärischen Klimamodell HIRHAM4 (CHRISTENSEN et al., 1996; DETHLOFF et al.,

1996) Simulationen über ausgewählte Frühjahrsmonate durchgeführt, in denen „Arctic Haze“ typischerweise auftritt. Neben einer Quantifizierung des direkten Aerosolantriebes in den Strahlungsflüssen erfolgt eine Bestimmung der groß- und mesoskaligen Änderung der Zirkulation, der Temperaturverteilungen und anderer meteorologischer Felder.

Die Berücksichtigung des direkten Aerosoleffektes erfolgt mit Hilfe des Globalen Aerosol-Datensatzes (GADS), der in das regionale Klimamodell HIRHAM4 eingebaut wurde. Dieser von KÖPKE et al. (1997) stammende Datensatz stellt für 11 verschiedene Aerosol-Komponenten die klimarelevanten Aerosolparameter wie Extinktion, Einfachstreueralbedo und Asymmetrieparameter bereit.

Es werden zwei Wege beschritten, um „Arctic Haze“ im Klimamodell HIRHAM4 zu simulieren: Beim ersten Verfahren wird „Arctic Haze“ durch eine geeignete Mischung von Aerosolkomponenten des GADS beschrieben. Bei der zweiten Methode wird ein neuer Aerosol-Datensatz genutzt, der im Rahmen der ASTAR (Arctic Study of Tropospheric Aerosol and Radiation)-2000-Kampagne aus Messungen während eines „Arctic Haze“-Ereignisses abgeleitet wurde.

Die Arbeit gliedert sich neben dieser Einleitung in 7 weitere Kapitel. Zunächst geht es im Kapitel 2 um das troposphärische Aerosol im allgemeinen und das „Arctic Haze“-Phänomen im besonderen. Dabei wird ebenso auf Entstehung, Transport und Deposition des Aerosols wie auf den heutigen Wissenstand über dessen Klimawirkung eingegangen. Das Kapitel 3 zeigt, mit welchen Parametrisierungsmethoden Aerosole zur Zeit in globalen und regionalen Klimamodellen berücksichtigt werden.

Im Kapitel 4 wird das hochauflösende regionale Klimamodell HIRHAM4 mit eingebautem Aerosolmodul vorgestellt. Neben der Modelldynamik und den wichtigsten physikalischen Parametrisierungen wird erläutert, wie die Wirkung der Aerosole mit Hilfe des GADS in den Strahlungsroutinen berücksichtigt wird.

Anschließend werden mit Hilfe eines eindimensionalen Strahlungsmodells, das die gleiche Strahlungsparametrisierung wie das regionale Klimamodell HIRHAM4 aufweist, Sensitivitätsstudien durchgeführt, um den direkten Einfluß des „Arctic Haze“ auf die Strahlungsbilanz („direktes Aerosolforcing“) in der Atmosphäre und am Boden abzuschätzen. Dabei soll geklärt werden, inwiefern der aerosol-bedingte Strahlungsantrieb von verschiedenen Faktoren z.B. dem Sonnenstand, dem vertikalen Feuchteprofil und der Bodenalbedo abhängt. Zusätzlich wird der Einfluß der Wolken auf den direkten Aerosoleffekt in Abhängigkeit von der optischen Dicke der Wolke und ihrer Position zur Aerosolschicht bestimmt. Diese Ergebnisse werden im Kapitel 5 dargestellt.

Kapitel 6 beinhaltet die Analyse der Klimawirkung des „Arctic Haze“ anhand von Simulationen mit dem regionalen Klimamodell HIRHAM4. Dazu wurden Modellläufe mit und ohne Berücksichtigung von arktischem Aerosol für den Monat März über mehrere Jahre durchgeführt. Um die Schwankungsbreite des Aerosolsignals abzuschätzen, wurden zusätzlich eine Reihe von Sensitivitätsstudien durchgeführt. Hierzu zählen unter anderem die Untersuchung des Einflusses des Aerosol-Absorptionskoeffizienten, der relativen Feuchte und einer veränderten Wolkenparametrisierung. Neben der interannuellen Variabilität wurde auch die jahreszeitliche Veränderung des Aerosolsignals im arktischen Frühjahr untersucht. Der indirekte Effekt des „Arctic Haze“ wurde mit Hilfe einer empirischen Beziehung zwischen der Sulfat-Aerosolmasse und der Konzentration der Wolkentröpfchen simuliert.

Zu Beginn des siebten Kapitel wird die ASTAR-2000-Kampagne vorgestellt, in deren Rahmen Messungen im Bereich von Spitzbergen im März 2000 stattfanden. Anhand der

1. Einleitung

ASTAR-2000-Kampagne und des Klimamodells HIRHAM4 wird eine Möglichkeit aufgezeigt, wie sich eine Verbindung zwischen Messung und Modell herstellen läßt. Mit zwei abgeleiteten Aerosol datensätzen wird zunächst im eindimensionalen Strahlungstransportmodell der Einfluß auf die Strahlung untersucht. Anschließend folgt eine Simulation mit dem regionalen Klimamodell HIRHAM4 für den März 2000, in dem die Messungen stattfanden.

Kapitel 8 gibt eine Zusammenfassung der Ergebnisse und zieht Schlußfolgerungen für zukünftige Untersuchungen.

2. Troposphärische Aerosoleigenschaften

Im Vergleich zu den Hauptbestandteilen Sauerstoff und Stickstoff ist die Masse der Aerosolpartikel in der Atmosphäre gering. Daher zählen sie zu den atmosphärischen Spurenstoffen. Während zur Charakterisierung eines gasförmigen Spurenstoffes, wie z.B. Ozon, eine Konzentrationsangabe in geeigneten Einheiten ausreicht, werden bei Aerosolen zusätzlich zur chemischen Zusammensetzung Angaben über die Größenverteilung der Partikel benötigt. Außerdem sind bei Aerosolen unterschiedliche Phasenzustände und Formen möglich. Desweiteren können Aerosolpartikel in jedem Größenbereich sowohl in einer externen Mischung, d.h. jeder Partikel besteht nur aus einer Substanz, als auch in einer internen Mischung, d.h. mit mehreren Substanzen in einem Partikel, vorliegen. Somit stellen Aerosolpartikel wohl den komplexesten Bestandteil der Luftbeimengungen dar.

2.1. Quellen, Umwandlung und Deposition

Die Größenverteilung, die chemische Zusammensetzung, die geometrische Form (kugelförmig, kristallin) und die Phase (flüssig, fest) der Aerosole werden zum einen von den Quellen, zum anderen von Prozessen, die sich in der Atmosphäre abspielen, bestimmt.

Die Quellen für Aerosole befinden sich überwiegend in Bodennähe und können sowohl natürlichen als auch anthropogenen Ursprungs sein. Natürliche Aerosolquellen sind in der Hauptsache aufgewirbelte Mineralien aus Wüstengebieten und Seesalz, das durch Zerplatzen von Wasserbläschen aus den Ozeanen freigesetzt wird. Hinzu kommen durch Wald- und Buschfeuer sowie durch Vulkanausbrüche freigesetzte Partikel oder biologisch erzeugte Aerosolteilchen wie z.B. Sporen und Pollen. Die bedeutendste natürliche Quelle für Sulfataerosole ist das Dimethylsulfid (*DMS*), das von Phytoplankton in den Meeren produziert wird. Weitere Quellen sind die auch noch im Schwefelkreislauf befindlichen Gase, Schwefelkohlenstoff (*CS₂*) sowie Schwefelwasserstoff (*H₂S*), die im wesentlichen durch mikrobiologische Aktivität in die Atmosphäre gelangen. Die Verweilzeit dieser Gase in der unteren Atmosphäre ist kurz (*DMS* ca. 1 Tag, *H₂S* ca. 3 bis 4 Tage und *CS₂* ca. 12 Tage). Aus diesen Gasen entsteht durch Oxidation Schwefeldioxid (*SO₂*) und als Endprodukt dann das verbreitete Sulfat- bzw. Schwefelsäure-Aerosol. Dagegen verhält sich das von natürlichen und anthropogenen Quellen emittierte Carbonylsulfid (*COS*) träger (Verweilzeit: mehrere Jahre) und wird vor allem in der Stratosphäre abgebaut. Ein Großteil der schwefelhaltigen Aerosole in der Troposphäre stammen aus anthropogenen Quellen. In diesem Zusammenhang sind vor allem die Schwefelemissionen bei der Verbrennung von fossilen Brennstoffen zu nennen. Auch die direkte Emission von Staub und Rußpartikeln aus Industrie, Verkehr und Hausbrand trägt zur Erhöhung der Aerosolkonzentration bei.

Im globalen Mittel wird die natürliche und anthropogene Aerosolquellstärke auf 2 bis 2,5 Gt/Jahr geschätzt (RÖDEL, 1994). Während auf der Südhalbkugel die anthropogenen Aerosol-Emissionen rund ein Drittel der natürlichen ausmachen, sind sie auf der Nordhalbkugel, wo ca. 90% aller anthropogenen Aerosole entstehen, etwa fünfmal so hoch wie die natürlichen Emissionen (FEICHTER et al., 1997). Deshalb spielt auch im Vergleich zur

2. Troposphärische Aerosoleigenschaften

Antarktis der Einfluß anthropogener Aerosole in den arktischen Regionen eine wichtige Rolle (vergleiche Abschnitt 2.4).

Aerosolpartikel werden während ihrer Verweilzeit in der Atmosphäre durch zahlreiche Vorgänge modifiziert. So führen Kondensationsprozesse zu einem Wachstum der Partikel, während durch Verdunstung die Aerosolmasse und -größe reduziert werden kann. Koagulation aufgrund Brownscher Bewegung führt zum Massentransfer von kleineren zu größeren Partikeln bei gleichzeitiger Reduktion der Anzahl kleiner Partikel. Chemische Reaktionen auf der Partikeloberfläche führen zum Massenaustausch zwischen atmosphärischen Gasen und Aerosolen. Auch können Temperatur- und Feuchteänderungen den Phasenzustand des Aerosols ändern. Das Größenspektrum der atmosphärischen Aerosole reicht von ca. 0.001 bis 100 μm , wobei die untere Grenze fließend in den molekularen Bereich übergeht. Die obere Grenze resultiert aus der kurzen Lebensdauer größerer Aerosole aufgrund ihrer raschen Sedimentierung. Nach dem klassischen Konzept der Größenverteilung des atmosphärischen Aerosols (z.B. JUNGE, 1963; WHITBY, 1978) werden Aerosolpartikel nach ihrer Entstehung und Größe in drei Klassen eingeteilt:

- Nucleation-Mode oder Aikten-Kerne mit Radien $r = 0.001 - 0.1 \mu\text{m}$
- Accumulation-Mode oder große Teilchen mit Radien $r = 0.1 - 1.0 \mu\text{m}$ und
- Coarse-Mode oder Riesenkerne mit $r > 1 \mu\text{m}$.

Teilchen im Nucleation-Mode entstehen überwiegend durch Kondensation aus der Gasphase heraus. Bei dieser sogenannten „Gas-zu-Teilchen-Umwandlung“ geschieht dies direkt oder durch Kondensation an bereits existierenden kleinsten Partikeln. Die wichtigsten Vorläufersubstanzen sind dabei Schwefel- und Stickstoffverbindungen organischen oder anthropogenen Ursprungs. Durch Koagulation, d.h. durch Kollision von mehreren solcher kleinen Partikel zu einem größeren wird der Accumulation-Mode gebildet. Aerosole, die durch mechanische Prozesse wie Aufwirbelung von Material an der Erdoberfläche direkt in die Atmosphäre gelangen (Dispergierung), bilden einen Großteil der Teilchen im Coarse-Mode.

Für die Gesamtteilchenzahl und die einzelnen Moden der Aerosolgrößenverteilung sind neben den Quellen auch die Senken von Aerosolpartikeln verantwortlich. Letztere sind durch trockene und feuchte Deposition gegeben. Die trockene Deposition von Partikel mit einem Radius von weniger als 0.01 μm wird durch Brownsche Diffusion und Koagulation hervorgerufen und führt zu einer Umverteilung der Aerosolmasse zu größeren Teilchen. Beide Prozesse begrenzen die Lebensdauer der kleineren Partikel auf 1 – 2 Tage. Der Verlust von größeren Teilchen mit einem Radius $r > 10 \mu\text{m}$ ist von der Sedimentation im Schwerfeld der Erde bestimmt, wobei die Effizienz der Ablagerung mit steigender Partikelgröße deutlich zunimmt. So beträgt die Verweildauer von Teilchen mit $r > 10 \mu\text{m}$ in der Atmosphäre meist nur wenige Stunden. Für Partikel in der Größenordnung $0.01 \mu\text{m} < r < 10 \mu\text{m}$ wird die Verweildauer in der Atmosphäre von bis zu 10 Tagen maßgeblich durch die feuchte Deposition bestimmt (RÖDEL, 1994). Dabei fungieren wasserlösliche Aerosolpartikel als Kondensationskerne, die für die Bildung von Wolkentröpfchen notwendig sind. Aber auch nicht wasserlösliche Bestandteile können an diesem Vorgang beteiligt sein, wenn sie in innerer Mischung mit hygroscopischen Komponenten vorliegen. Kommt es zum Ausregnen der Wolke, so werden die in den Wolken enthaltenen Partikel am Erdboden deponiert („rain-out“). Zusätzlich können unterhalb der Wolke weitere Partikel von fallenden Wolkentropfen oder Schnee- und Eiskristallen aufgenommen und somit aus der Atmosphäre entfernt werden („wash-out“). Das Verdunsten einer Wolke führt hingegen zur Freisetzung

2.2. Optische Eigenschaften von Aerosolen

von Aerosolen. Folglich hängt die Lebensdauer eines Partikels auch von den meteorologischen Bedingungen vor Ort ab und kann zum Beispiel in der Arktis, wo wenig Niederschlag fällt, bis auf 30 Tage ansteigen (SHAW et al., 1993).

2.2. Optische Eigenschaften von Aerosolen

Aerosole zählen zu den klimarelevanten Spurenstoffen, da sie durch ihre mikrophysikalischen und chemischen Eigenschaften den Strahlungshaushalt der Erde beeinflussen. Die chemische Zusammensetzung eines Teilchens bestimmt den wellenlängenabhängigen komplexen Brechungsindex. Der Realteil des Brechungsindex eines Teilchens beschreibt im wesentlichen dessen Streuverhalten, während der Imaginärteil ein Maß für dessen Absorptionsverhalten ist. Desweiteren sind die Streu- und Absorptionseffekte an den Partikeln stark größenabhängig. Aus diesem Grund werden für die Beschreibung der optischen Wirkung der Aerosole Teilchenensembles betrachtet, die durch Größenverteilungsfunktionen charakterisiert sind.

Aus der Größenverteilung und dem komplexen Brechungsindex erfolgt unter Verwendung einer Lichtstreuungstheorie, in der Annahmen über die Teilchenform enthalten sind, die Berechnung der optischen Parameter (Strahlungsparameter), die für die direkte Klimawirkung der Aerosole verantwortlich sind. Unter der Annahme der Sphärizität der Aerosole lassen sich diese mit Hilfe der Mie-Theorie (MIE, 1908) bestimmen.

Zu den optischen Parametern zählen:

- die optische Dicke δ bzw. der Extinktionskoeffizient¹ σ_{ext} . Letzterer stellt die Summe aus Absorptions- und Streukoeffizient (σ_{abs} bzw. σ_{streu}) dar. Die optische Dicke ist dimensionslos und ein Maß für die Anzahl der Extinktionswechselwirkungen. Sie berechnet sich aus dem Integral des Extinktionskoeffizienten über die Schichtdicke dz :

$$\delta(z) = \int_{z_0}^{z_0+z} \sigma_{ext}(z) dz \quad (2.1)$$

- die Phasenfunktion P , die die Winkelabhängigkeit der Streuung beschreibt. Statt der Phasenfunktion wird häufig auch der Asymmetriefaktor g verwendet. Der Asymmetriefaktor g ist ein Maß für die Vorwärtsstreuung und errechnet sich aus der Integration der Phasenfunktion multipliziert mit dem Cosinus des Zenitwinkels ($\mu = \cos\theta$) über den Wertebereich von μ :

$$g = \int_{-1}^{+1} P(\mu) \cdot \mu d\mu \quad (2.2)$$

Der Asymmetriefaktor g kann in der Mie-Theorie Werte zwischen $0 < g < 1$ annehmen. Für $g = 1$ wird die gesamte einfallende Strahlung in Vorwärtsrichtung gestreut, für $g = 0$ kommt es wie bei der Rayleigh-Streuung zu einer isotropen Umverteilung der Energie, d.h. es gibt keine bevorzugte Streurichtung.

¹Soweit nicht anders vermerkt, handelt es sich stets um den Volumenextinktionskoeffizienten [1/Länge].

2. Troposphärische Aerosoleigenschaften

- die Einfachstreueralbedo ω (auch „Single Scattering Albedo“ genannt), welche den Anteil der Streuung an der Gesamtextinktion angibt. ω ist das Verhältnis von Streu- und Extinktionskoeffizienten:

$$\omega = \frac{\sigma_{streu}}{\sigma_{ext}} \quad (2.3)$$

Diese Aerosolparameter sind wellenlängenabhängig und stellen die direkten Eingangsgrößen für die Strahlungstransportberechnungen dar (siehe Kapitel 4, Abschnitt 4.2.1). Sie werden für die Beschreibung der direkten Klimawirkung der Aerosole benötigt.

2.3. Klimawirkung troposphärischer Aerosole

Nach dem heutigen Kenntnisstand beeinflussen Aerosole durch Streuung und Absorption direkt und über Wolkenprozesse indirekt das Klima.

Es wird deshalb versucht, die Wirkung der Aerosole in Klimamodellen zu berücksichtigen. Dies gilt insbesondere für Aerosole, die durch menschliche Aktivitäten zusätzlich in die Atmosphäre emittiert werden. Sie können wie die anthropogenen Treibhausgase ebenfalls das Klima verändern, da sie das natürliche Gleichgewicht im globalen Strahlungshaushalt stören.

Die dem jüngsten Bericht des Wissenschaftsgremiums IPCC (2001) entnommene Abbildung 2.1 stellt die mittleren globalen Strahlungsantriebe verschiedener anthropogener Einflussfaktoren dar. Während die Wirkung von Treibhausgasen, stratosphärischem und troposphärischem Ozon schon recht gut verstanden ist, bleibt der Beitrag der troposphärischen Aerosole mit der größten Unsicherheit behaftet. Die große Unsicherheit bei der quantitativen Berechnung des Strahlungsantriebes durch Aerosole ergibt sich vor allem aus der Schwierigkeit, die Variabilität der räumlichen und zeitlichen Verteilung sowie die optischen Eigenschaften der Aerosole und ihre Wechselwirkungen mit Wolken in Klimamodellen zu beschreiben. Außerdem läßt sich derzeit der anthropogene Anteil an der troposphärischen Aerosolbelastung nur schwer abschätzen.

Ob ein Aerosol direkt zur Erwärmung oder Abkühlung des Systems Erde-Atmosphäre führt, ist vor allem von seinem Absorptions- und Rückstreuvermögen in Relation zur Oberflächenalbedo abhängig. So rufen Aerosole, die überwiegend streuend wirken, über einer Oberfläche mit geringer Albedo (z.B. Wasser) eine Erhöhung der planetaren Albedo hervor und wirken abkühlend auf das System Erde-Atmosphäre. Stark absorbierende Aerosole über einer Oberfläche mit hoher Albedo (Eis, Schnee) verringern hingegen die planetare Albedo und führen zu einer Erwärmung.

Modellstudien zur Klimawirksamkeit des troposphärischen Aerosols beschränken sich meist auf einzelne Aerosolkomponenten. Danach entfalten Sulfat-Aerosole bei klarem Himmel eine direkte Kühlwirkung, indem sie einfallendes Sonnenlicht in den Weltraum zurückstreuen, bevor es tiefere Luftschichten oder die Erdoberfläche erreicht (z.B. FEICHTER et al., 1997; KIEHL et al., 2000; GHAN et al., 2001). Nach dem IPCC (2001) ergibt sich für anthropogene Sulfat-Aerosole am Oberrand der Atmosphäre ein globaler, jahresgemittelter Strahlungsantrieb von -0.4 W/m^2 bis -0.8 W/m^2 . Anthropogene Sulfat-Aerosole stammen hauptsächlich aus den chemischen Reaktionen von freigesetztem Schwefeldioxid (SO_2), das bei der Kohle- und Ölverbrennung in der Industrie, in den Haushalten und im Straßenverkehr entsteht. Weil Schwefelgase und daraus entstehende Aerosole normalerweise nur wenige Tage in der Troposphäre bleiben, betrifft der direkte Abkühlungseffekt

2.3. Klimawirkung troposphärischer Aerosole

in erster Linie die großen Industriegebiete Nordamerika, Südostasien sowie Zentraleuropa und deren Lee-Zonen. In diesen Regionen kann die Kühlwirkung der Sulfataerosole mitunter den Aufheizeffekt der Treibhausgase überwiegen (z.B. KIEHL und BRIEGLEB, 1993; KIEHL et al., 2000).

Die ebenfalls bei der Verbrennung von fossilen Rohstoffen entstehenden schwarzen Kohlenstoffpartikel (Ruß, englisch „soot“ oder „black carbon“) absorbieren dagegen hauptsächlich die Sonnenstrahlung, wodurch sie die planetare Albedo verringern und zu einer Erwärmung des Systems Erde-Atmosphäre beitragen (z.B. MYHRE et al., 1988; COOKE et al., 1999). Global wird ihre direkte Strahlungswirkung auf durchschnittlich 0.1 bis 0.4 W/m² geschätzt. In den Emissionsgebieten können diese Partikel wiederum den kühlenden Effekt der Sulfat-Aerosole teilweise ausgleichen (z.B. SCHULTZ und FEICHTER, 1997; MYHRE et al., 1988). Über Gebiete mit hoher Bodenbedo wie den polaren Gebieten und den Wüsten Nordafrikas erzeugen sie ein leicht positives Klimasignal. Insgesamt ist der direkte Strahlungseffekt durch Sulfat- und Rußpartikel in der stärker industrialisierten Nord-Hemisphäre am deutlichsten.

Organische Partikel, die aus der Verbrennung von fossilen Rohstoffen wie auch aus der Verbrennung von Biomasse in den Subtropen und Tropen hervorgehen, erzeugen aufgrund ihrer überwiegenden Streueigenschaften insgesamt eine globale Strahlungsreduktion von -0.03 bis -0.3 W/m² bzw. -0.07 bis -0.6 W/m². Das stärkste negative Aerosolsignal tritt über Teilen von Südamerika, Afrika, Südasien und Indonesien auf, wo die Verbrennung organischen Materials am intensivsten ist. Über der nordafrikanischen Wüstenzone und den schneebedeckten Gebieten des Himalayas haben sie hingegen einen leicht erwärmenden Effekt (PENNER und CHUANG, 1998; GRANT et al., 1999).

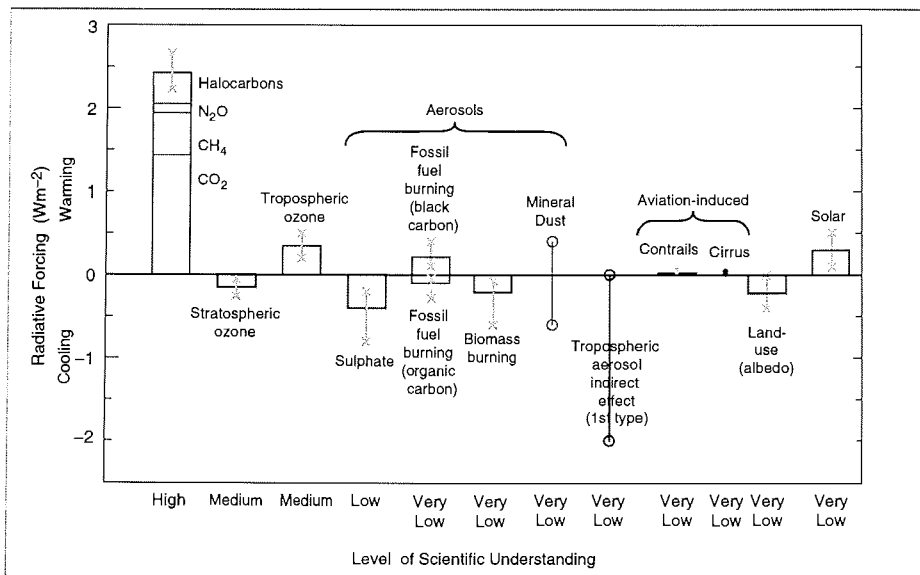


Abbildung 2.1.: Die Balken stellen die Strahlungsantriebe der unterschiedlichen anthropogenen Einflussfaktoren auf das Klimasystem dar, die Linien dazu geben die Unsicherheit der Schätzungen an (IPCC 2001).

2. Troposphärische Aerosoleigenschaften

Für mineralische Aerosole, die als Folge der Versteppung in die Troposphäre gelangen, werden Schätzwerte zwischen -0.6 und $+0.4 \text{ W/m}^2$ genannt, auch wenn es hierzu erst sehr wenige Untersuchungen gibt (z.B. TEGEN und LACIS, 1996; MILLER und TEGEN, 1998). Ihr kurzwelliger Strahlungsantrieb ist positiv über den afrikanischen Wüsten und den schneebedeckten Regionen des Himalayas sowie negativ über Ozeangebieten, die an Mineralstaubquellen grenzen, wie z.B. vor der arabischen und nordafrikanischen Küste. Für den kurzwelligen globalen Effekt ergibt sich ein negatives Vorzeichen. Aufgrund ihrer relativen Größe haben mineralische Teilchen anders als die meisten anderen Aerosolkomponenten einen bedeutenden Einfluß auf die langwellige Strahlung. Sie absorbieren besonders im Spektralbereich zwischen $8 - 14 \mu\text{m}$ und wirken damit hier ähnlich wie die Treibhausgase (TEGEN und LACIS, 1996; MILLER und TEGEN, 1998). Derzeit wird davon ausgegangen, daß anthropogene Aerosole insgesamt zu einer Erhöhung der planetaren Albedo und somit zu einem negativen direkten Strahlungsantrieb führen. Die Abschätzungen reichen von -0.07 bis zu -1.24 Wm^{-2} im globalen Mittel (IPCC, 2001).

Aerosolpartikel haben außerdem einen entscheidenden Einfluß auf die Bildung und die Strahlungseigenschaften von Wolken. Da für die Kondensation des Wasserdampfes in der Atmosphäre Kondensationskeime vorhanden sein müssen, ist die Konzentration der Wolkentröpfchen (englisch: Cloud Droplet Number Concentration, „*CDNC*“) eng mit der Anzahl der als Kondensationskeime (englisch: Cloud Condensation Nuclei, „*CCN*“) geeigneten Aerosole verknüpft. Aufgrund der Tatsache, daß Wolken im solaren Spektralbereich hauptsächlich streuen und kaum absorbieren, bewirkt eine Zunahme der Tröpfchenanzahl eine höhere optische Dicke der Wolke, was zu einer verstärkten Reflexion der Sonnenstrahlung und damit zu einer höheren planetaren Albedo führt (z.B. TWOMEY, 1974; FOUQUART und ISAKA, 1992). Der Zusammenhang wird auch als „*erster Twomey-Effekt*“ oder „*erster indirekter Effekt*“ bezeichnet. Diese These wird bestätigt durch Beobachtungen, die entlang von Schiffsrouten gemacht wurden (RADKE et al., 1989; KING et al., 1993). Sie zeigen eine simultane Erhöhung der *CDNC* und des Flüssigkeitsgehaltes in den verschmutzten Wolken im Vergleich zu umliegenden, von Schiffsabgasen unbeeinflussten Wolken. Der „*zweite Twomey-Effekt*“ bzw. „*zweite indirekte Effekt*“ besteht darin, daß durch die Verschiebung des Wolkentropfenspektrums zu kleineren Tröpfchen hin die Niederschlagbildung verringert und damit die Verweildauer der Wolken in der Atmosphäre erhöht wird. Eine Folge ist die Zunahme des Bedeckungsgrades, die wiederum eine Veränderung der atmosphärischen Strahlungsbilanz und des hydrologischen Kreislaufes bewirkt. Zusätzlich wird die Auswaschung von Aerosolpartikeln aus der Atmosphäre reduziert, so daß insgesamt auch eine längere Lebensdauer für die Aerosolpartikel resultiert. Beobachtungen zeigen z.B., daß niedrige Wolken über dem Nordatlantik genau über den Korridoren zugenommen haben, in denen Schiffe verkehren (RADKE et al., 1989). Schiffsabgase sind in der maritimen Atmosphäre die Hauptquelle für anthropogene Aerosolpartikel. Ebenso wurde seit den 50er Jahren eine Zunahme der Wolkentypen Altostratus und Altocumulus in Regionen nachgewiesen, in denen die höchsten SO_2 -Emissionen stattfanden (PARUNGO et al., 1994).

Abschätzungen des Einflusses anthropogener Aerosole auf die Wolkenalbedo („*erster indirekter Effekt*“) beschränken sich derzeit im wesentlichen auf Sulfat-Aerosole. Sie agieren besonders gut als Wolkenskondensationskeime. Nach FEICHTER et al. (1997) beträgt im globalen Jahresmittel der indirekte Strahlungsantrieb am Oberrand der Atmosphäre -0.76 W/m^2 . BOUCHER und LOHMANN (1995), JONES und SLINGO (1996) und KIEHL et al. (2000) berechnen für Sulfat-Aerosole Werte zwischen -0.3 und -1.8 W/m^2 . Die Berechnungen mit globalen Klimamodellen zeigen die stärksten negativen Signale über Europa, Südostasien und der Ostküste Nordamerikas. Den indirekten Effekt durch organische Aerosole schätzen CHUANG et al. (2000) zwischen -0.52 und -1.16 W/m^2 .

2.4. „Arctic Haze“

Eine Kompensation der höheren Wolkenalbedo aufgrund des Anstiegs der Tröpfchenzahl ist jedoch möglich, wenn die beigemengten Aerosole solare Strahlung absorbieren. In verschmutzten Wolken existieren dann zwei gegenläufige Effekte. Nach der Studie von CHUANG et al. (2000) beträgt der globale indirekte Strahlungseffekt aufgrund der solaren Absorption durch Ruß in Wolken 0.07 W/m^2 . Die mit der Absorption einhergehende Erwärmung der Luft kann zur Verdunstung von Wolkentröpfchen führen. Dadurch kann der indirekte Effekt verringert werden (LOHMANN und FEICHTER, 2001). Postuliert wird auch, daß die Erwärmung der mittleren Troposphäre die Wolkenbildung vermindert, weil die Stabilität der Temperaturschichtung zunimmt. Damit würde die planetare Albedo sinken und der wärmende Effekt solcher Aerosole verstärkt werden.

Modellberechnungen zur Quantifizierung der Klimawirkung durch den „zweiten indirekten Effekt“ gibt es erst sehr wenige. JONES et al. (1999) und ROTSTAYN (1999) schätzen seine Größe auf -0.53 bis -2.29 W/m^2 . Bei einer Kombination der beiden indirekten Effekte resultiert ein Schätzwert zwischen -1.18 und -2.1 W/m^2 . Nach LOHMANN et al. (2000) liegt die Auswirkung auf den Strahlungshaushalt in diesem Fall nur zwischen 0 und -0.4 W/m^2 . Aufgrund der wenigen Modellstudien und sehr großen Unsicherheit bei der Beschreibung der beteiligten komplexen Prozesse wird im Bericht des IPCC (2001) für den „zweiten indirekten Effekt“ kein repräsentativer Wertebereich genannt.

Insgesamt wird derzeit auf globaler oder hemisphärischer Skala von einer Abkühlung durch die indirekte Klimawirkung der troposphärischen Aerosole ausgegangen. Da die Unsicherheit in der Einschätzung der quantitativen Strahlungswirkung des indirekten Aerosoleffektes so groß ist, gibt der IPCC (2001) keinen Mittelwert, sondern nur eine Bandbreite von 0 bis -2.0 W/m^2 an (siehe Abbildung 2.1).

2.4. „Arctic Haze“

Die Arktis ist eine Region, in der praktisch keine anthropogenen Aerosolquellen vorhanden sind. Trotzdem beobachtet man starke jahreszeitliche Schwankungen der troposphärischen Aerosolkonzentration mit einem Minimum in den Monaten Juni bis August und einem Maximum in den Monaten März bis Mai. Das Auftreten erhöhter Aerosolkonzentration in der arktischen Troposphäre ist seit den 50er Jahren unter dem Namen „Arctic Haze“ (Arktischer Dunst) bekannt.

„Arctic Haze“ tritt in der gesamten Arktis auf, wobei sein Erscheinungsbild sowohl in zeitlicher als auch räumlicher Hinsicht sehr variabel ist (RAATZ, 1984; SHAW, 1982; SHAW, 1985; SKURATOV, 1997; DREILING und FRIEDERICH, 1997). Das durch eine graubraune bis grauschwarze Trübung der Luft sichtbare Phänomen kann in seiner horizontalen Ausbreitung sowohl fleckenartig wie auch in großräumigen, stabilen Schichten auftreten. RAATZ (1984) und HEINTZENBERG (1989) beobachteten Haze-Schichten mit einer horizontalen Ausdehnung von 100 bis 1000 km , während Auswertungen von DREILING und FRIEDERICH (1997) solche von einigen 10 km zeigen. Messungen während der ASTAR-2000-Kampagne konnten sogar kleinskalige Inhomogenitäten von wenigen hundert Metern nachweisen (YAMANOUCHI, 2000; HERBER, 2000). Das Vertikalprofil der Aerosolkonzentration weist eine starke Strukturierung bis in die freie Troposphäre auf (LEITERER et al., 1997; NAGEL und HERBER, 1998). Während „Arctic Haze“-Ereignissen können Aerosolkonzentrationen erreicht werden, die vergleichbar mit denen in den Industrieregionen sind.

2. Troposphärische Aerosoleigenschaften

Ursache des „Arctic Haze“

Der erhöhte Aerosolgehalt in der arktischen Troposphäre resultiert aus dem Transport schadstoffbelasteter Luftmassen aus den Industriegebieten der mittleren Breiten in die Polarregion. Der grundlegende Antriebsmechanismus für die Transportprozesse ist der starke Unterschied im Strahlungsbudget zwischen Äquator und den Polarregionen und den daraus resultierenden langen planetarischen Wellen (Robby-Wellen) in der mittleren und oberen Troposphäre. Besondere Bedeutung für die jahreszeitliche Variation der Aerosolkonzentration in der Arktis hat die Lage der Polarfront, eine barokline Zone mit sehr starken horizontalen Temperaturgradienten zwischen tropischen und polaren Luftmassen (Abbildung 2.2). Während des Sommers liegt sie zwischen 60° und 70°N und isoliert weitgehend die Polarluft gegen die wärmeren und aerosolhaltigen Luftmassen aus den niederen Breiten. Haze-Ereignisse sind dann in der Arktis sehr selten. Im Winter dagegen verlagert sich die Polarfront nach Süden bis auf 40° bis 50°N und schließt dann auch Quellgebiete anthropogener Aerosole ein, wie beispielsweise Mitteleuropa, Euroasien und die amerikanische bzw. kanadische Ostküste (INVERSON und JORANGER, 1985).

Die strahlungsbedingte meridionale Temperaturverteilung mit einem Wärmeüberschuß in Äquatornähe und einem Wärmedefizit am Pol führt gemäß dem thermischen Windgesetz dazu, daß der geostrophische Wind mit der Höhe auf westliche Richtung dreht und bis zur Tropopause an Geschwindigkeit zunimmt. Dementsprechend zeigt die mittlere absolute Topographie der 500 hPa-Fläche der Nordhalbkugel niedrige Werte über dem Pol bzw. den polarnahen Gebieten, hohe Werte über den niedrigen Breiten und dazwischen die breite Westwindzone (Abbildung 2.2). Im Winter ist der meridionale Temperaturunterschied aufgrund der vorherrschenden Polarnacht in den hohen Breiten besonders groß, wodurch das Druckgefälle stärker ausgeprägt ist als im Sommer. Die notwendigen meridionalen Wärmetransporte können bei einer überwiegend zonalen Strömung in den mittleren Breiten nicht bewerkstelligt werden. Als Folge davon wächst der Temperaturkontrast quer zur Westwindzone im Bereich der Polarfront zeitlich an. Man kann nun mathematisch zeigen, daß ein barokliner westlicher Grundstrom oberhalb eines kritischen Wertes des meridionalen Temperaturgradienten instabil wird gegenüber überlagerten Wellen. Dieser Grenzwert beträgt etwa 6 K/1000 km. Wird er überschritten, so wachsen die Amplituden der Wellen, und aus kurzen Wellen entstehen gut ausgeprägte lange Wellen mit abgeschlossenen zyklonalen und antizyklonalen Wirbeln, die entweder nur langsam wandern oder längere Zeit stationär bleiben. Nicht selten ergeben sich durch sogenannte „Cut-off-Prozesse“ Verteilungen der Höhenströmung in Ω -Form bzw. größere Bockbildungen. Korrespondierend dazu findet man im Bodenfeld umfangreiche quasistationäre Tiefdruck- und Hochdruckgebiete. Sowohl am Boden wie auch in der Höhe ist die durchgehende zonale Strömung weitestgehend blockiert. Dadurch ist ein effektiver meridionaler Luftmassenaustausch zwischen den südlichen und nördlichen Breiten möglich. Aerosolhaltige Luftmassen der mittleren Breiten gelangen dann im Zusammenhang mit Warmluftvorstößen bis in die Polargebiete.

Typische Transportwege im Winter und Frühjahr, entlang derer die aerosolhaltigen Luftmassen aus den Quellgebieten Europas, Sibiriens und Nordamerikas in die Arktis gelangen, sind häufig mit stabilen Hochdruckgebieten im mittleren Bodenfeld verbunden (Abbildung 2.3). Sie liegen über Mittel- und Osteuropa sowie über Nordamerika und haben ihre primäre Ursache in einer starken Auskühlung der Kontinente während des Winters. Vor allem das asiatische Hochdruckgebiet bewirkt zusammen mit dem Islandtief einen effektiven Transport von anthropogenen Gasen und Aerosolen in die Polarregionen (HARRIS, 1994; VINOGRADOVA und EGOROV, 1996).

Je nach Quellgebiet und Transportweg der anthropogen erzeugten Aerosole kann es zur

2.4. „Arctic Haze“

Anreicherung in unterschiedlichen Höhen der arktischen Troposphäre kommen. Entscheidend ist hierbei die Lage der Polarfront. Generell gleitet die relativ warme Luft aus den subtropischen und mittleren Breiten beim meridionalen Transport in die Arktis auf die kältere polare Luft auf. Ein Luftpaket, das nördlich der Polarfront startet, wird dabei nicht besonders stark angehoben, da der Temperaturunterschied zwischen Quell- und Zielgebiet nicht sehr groß ist. Stammt das Luftpaket jedoch aus Gebieten südlich der Polarfront, erfährt es aufgrund des großen horizontalen Temperaturgradienten an der Polarfront eine starke Anhebung. Sofern es bei der Anhebung nicht zu Niederschlag und somit zur Auswaschung der Aerosole kommt, lassen sich Aerosolschichten dann auch in größeren Höhen der Troposphäre finden.

Die vertikale Verteilung und Verweilzeit der Aerosole werden nicht nur bestimmt von den meteorologischen Bedingungen (Temperaturschichtung, Wind, Feuchte und Niederschlag), die während des Transportes der anthropogenen Aerosole aus den mittleren Breiten in die Polarregionen herrschen, sondern auch von denen vor Ort. Das Fehlen der Sonnenstrahlung im Winter und zu Beginn des Frühjahrs sorgt für eine starke Abkühlung der Oberfläche und der bodennahen Luftschichten. Bei windschwacher Hochdruckwetterlage führt dies zur Ausbildung einer sehr stabilen Luftschichtung mit einer ausgeprägten bodennahen Temperaturinversion, die die freie Atmosphäre von der atmosphärischen Grenzschicht trennt. Dadurch können sich die aus den mittleren Breiten herantransportierten, anthropogenen Aerosole und Gase lange in der arktischen Troposphäre halten, da Abbaumechanismen wie vertikale turbulente Durchmischung und Auswaschung durch Niederschläge während dieser Zeit fast vollständig fehlen. Die Verweilzeit der Aerosole kann mehrere Wochen betragen (nach SHAW et al. (1993) bis zu 30 Tage).

Die vertikale Struktur des arktischen Aerosols ist eng mit der Lage und den Entstehungsprozessen von Temperaturinversionen und Bereichen mit Isothermie verbunden. So ist „Arctic Haze“ häufig in mehreren, scharf abgegrenzten Schichten entweder in der Grenzschicht direkt unterhalb der Bodeninversion oder unmittelbar ober- und unterhalb einer

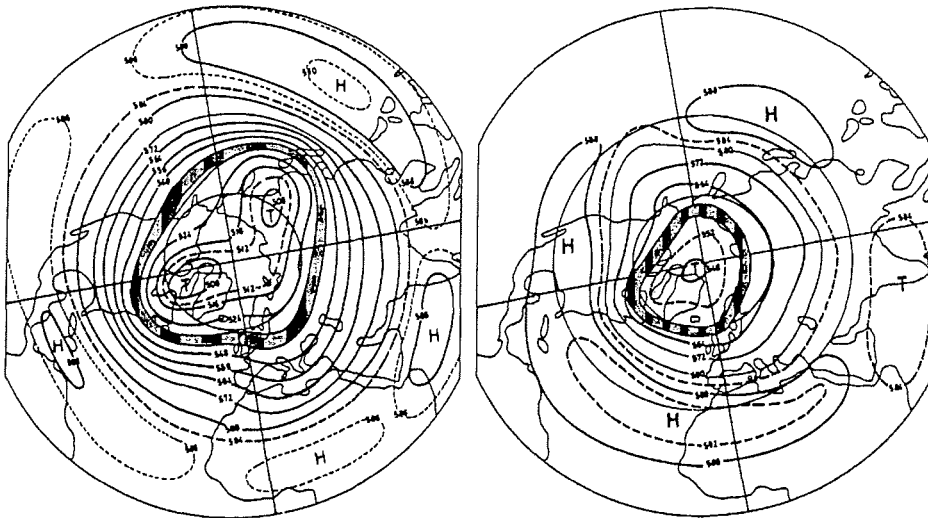


Abbildung 2.2.: Mittlere absolute Topographie der 500 hPa-Fläche (in gpdm) mit eingezeichneter, mittlere Lage der Polarfront im Januar (links) und Juli (rechts) nach Raatz (1991).

2. Troposphärische Aerosoleigenschaften

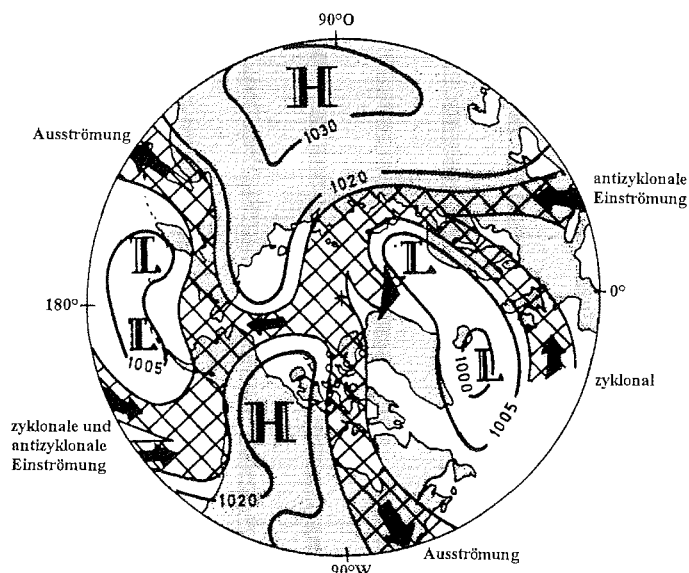


Abbildung 2.3.: Schematische Darstellung der mittleren Verteilung des Bodendrucks (in hPa) und der vorherrschenden Strömungsrichtungen im Winter (nach Raatz, 1991)

angehobenen Inversion zu finden.

Mit Anbruch des Polartages kann sich die Aerosolkonzentration in der arktischen Troposphäre durch das Einsetzen photochemischer Reaktionen weiter erhöhen. Unter dem Einfluß der Sonneneinstrahlung oxidiert anthropogenes Schwefeldioxid (SO_2) in der Gasphase zu Sulfat, welches entweder auf bereits vorhandenen Aerosolen kondensiert oder durch homogene Nukleation kleine Partikel bildet (HEINTZENBERG et al., 1981; LEITERER und GRAESER, 1990; COVERT und HEINTZENBERG, 1993).

Eigenschaften des „Arctic Haze“

Seit den 70er Jahren sind zahlreiche Meßkampagnen unternommen worden, um genauere Informationen über die physikalisch-chemischen und optischen Eigenschaften des „Arctic Haze“ sowie seiner Entstehung zu gewinnen. Die Tabelle 2.1 zeigt die von verschiedenen Autoren veröffentlichten optischen Parameter, die aus Messungen während „Arctic Haze“-Ereignissen im Winter und Frühjahr bestimmt wurden. Zusätzlich sind Werte dieser Größen angegeben, die auf Berechnungen mit Aerosolmodellen basieren. Mit Ausnahme von SHAW et al. (1993) erfolgen Angaben nur für bestimmte Wellenlängen im sichtbaren Spektralbereich, überwiegend für $\lambda = 0.55 \mu\text{m}$.

Wie aus der Tabelle 2.1 ersichtlich ist, schwankt die aus Messungen abgeleitete Einfachstreueralbedo zwischen 0.77 und 0.97. Typische Werte des Extinktionkoeffizienten σ_{ext} innerhalb von „Arctic Haze“-Schichten liegen bei einer Wellenlänge von $0.5 \mu\text{m}$ zwischen 0.04 und 0.11 km^{-1} . SKURATOV (1997) bestimmte aus Flugzeugmessungen über der kanadischen und russischen Arktis für σ_{ext} Werte von bis zu 0.3 km^{-1} (bei $0.5 \mu\text{m}$) innerhalb einzelner Haze-Schichten. Starker Haze mit einem Extinktionkoeffizienten $\sigma_{ext} \geq$

2.4. „Arctic Haze“

0.1 km^{-1} ist im Frühjahr vor allem nördlich von etwa 80°N nachweisbar (DUTTON et al., 1989; LEITERER und GRAESER, 1990; NAGEL und HERBER, 1998). Die Angaben über den Streukoeffizienten bei $0.55 \mu\text{m}$ befinden sich im Bereich zwischen 0.01 und 0.082 km^{-1} . Die Bestimmung des Absorptionskoeffizienten ist eher selten, wobei Werte zwischen 0.001 und 0.039 km^{-1} genannt werden. Für den Asymmetriefaktor werden Angaben von 0.62 – 0.81 bei $0.5 \mu\text{m}$ bzw. $0.8 \mu\text{m}$ gemacht.

Die Größenordnung der vertikal aufintegrierten, optischen Dicke δ_λ bei $0.5 \mu\text{m}$ variiert im Haze-Fall zwischen 0.1 und 0.45 (z.B. LEITERER und GRAESER, 1990; LEITERER, 1991; BODHAINE und DUTTON, 1993). In der arktischen Troposphäre wurden in Luftschichten mit einer vertikalen Ausdehnung von 0.5 bis 3 km aber auch aerosoloptische Dicken von bis zu 0.7 beobachtet (DUTTON et al., 1989; NAGEL, 1999). Messungen im UV- und sichtbaren Bereich zeigen eine Abnahme der optischen Dicke mit zunehmender Wellenlänge. Im mittleren Infrarot (bei etwa $10 \mu\text{m}$) ergeben Messungen mit dem FTIR (Fourier Transported InfraRed Spectrometer) Werte, die um etwa einen Faktor 10 kleiner sind als bei $0.5 \mu\text{m}$ (BECKER et al., 1999).

Angaben über die chemische Zusammensetzung des „Arctic Haze“ sind z.B. bei ROSEN et al., 1980; BARRIE, 1986; BARRIE, 1996; HEINTZENBERG, 1989; SHAW et al., 1993; JAESCHKE et al., 1997; NAGEL und HERBER, 1998; AMAP, 1998 zu finden. Danach ist der arktische Dunst im Frühjahr charakterisiert durch eine hohe Sulfatkonzentration, die 80 bis 90% betragen kann. Die Hauptquelle sind die anthropogenen Emissionen von SO_2 aus den Ballungszentren der mittleren Breiten. Es wird geschätzt, daß 74% des Schwefels als SO_2 und 26% als Sulfat in die Arktis gelangt. Das SO_2 kann in der Gasphase zu Sulfat oxidieren und dann auf schon bestehenden Aerosolen kondensieren oder durch homogene Nukleation neue Partikel bilden. Der überwiegende Teil der Sulfataerosole entsteht jedoch durch Oxidation von SO_2 in Wolken. Beobachtungsdaten in der Arktis ergeben einen Anteil der Sulfataerosole an der Masse aller Aerosole von 75% (WARNECK, 1988).

Eine weitere, im Zusammenhang mit der Beeinflussung der Strahlung bedeutende Substanz des „Arctic Haze“ stellt der Ruß dar. Er stammt ebenfalls überwiegend aus Verbrennungsprozessen in den angrenzenden Industriestaaten. Weitere Bestandteile sind Seesalz, Nitrate aus Oxidation von Stickoxiden und in sehr geringen Mengen Mineralien.

Die Größenverteilung des Aerosols im arktischen Frühjahr ist bimodal mit Teilchen im Nucleation-Mode und im Accumulation-Mode (z.B. SHAW et al., 1993; NAGEL und HERBER, 1998). Dabei sind Teilchen im Accumulation-Mode dominierend (z.B. HEINTZENBERG et al., 1981; OTTAR et al., 1986; DREILING und FRIEDERICH, 1997). Insbesondere in der Grenzschicht kommt es zu einer Verarmung an kleinen Teilchen (Nucleation-Mode), da sich diese Teilchen bereits durch den Alterungsprozeß zu größeren Partikeln formiert haben (Koagulationsprozeß) und eine Neubildung aus der Gasphase durch die in der Arktis vorherrschend trockene, kalte Luft und der fehlenden Sonneneinstrahlung im Winter und beginnenden Frühjahr eingeschränkt ist. Größere Partikel (Coarse-Mode) sind selten, da sie während des Transportes in die Arktis durch Sedimentation aus der Atmosphäre weitgehend eliminiert wurden.

Bisherige Untersuchungen zum Strahlungsantrieb durch „Arctic Haze“

Seit Anfang der 80er Jahre wird auf der Basis von Messungen und Modellen der direkte Strahlungseffekt des arktischen Dunstes untersucht. Es soll abgeschätzt werden, ob die arktischen Aerosole die bodennahen Luftschichten erwärmen oder abkühlen und somit den Treibhauseffekt verstärken oder verringern.

2. Troposphärische Aerosoleigenschaften

Autor	Gebiet Zeit	λ μm	σ_{abs} km^{-1}	σ_{streu} km^{-1}	σ_{ext} km^{-1}	ω	g
Porch (1970)	Barrow (Alaska) März 1970	0.55		0.011			
Heintzenberg (1980)	Ny Alesund (Spitzbergen) April/Mai 1979	0.45		0.022			
		0.55		0.015			
		0.70		0.0096			
Bodhaine et al. (1981)	Barrow (Alaska) Winter/Frühjahr	0.3-0.7		0.011			
Barrie (1981)	Kanada	0.55		0.025			
Rosen (1981)	Barrow (Alaska) Oktober 1979 – Mai 1980	0.633	0.0028				
Heintzenberg (1982)	Ny Alesund Spitzbergen Winter/Frühjahr	0.55	0.0008	0.015			
Patterson (1982)	Barrow (Alaska) Winter/Frühjahr März 1978	0.633	0.0019				
		0.55	0.0039	0.013		0.769	
Bodhaine (1983/84)	Barrow (Alaska) März 1983	0.45		0.042			
		0.55		0.040			
		0.70		0.022			
		0.85		0.018			
Clarke (1984)	Arktis April 1983	0.55		0.030			
Wendling (1985)	Spitzbergen März 1985	0.55	0.0027	0.0356		0.928	
Leiter (1991)	russ. Arktis 23. März 1990	0.453		0.001 – 0.071			
		0.781		0.003 – 0.034			
		1.041		0.002 – 0.027			
Kattatov et al. (1997)	Kana. Arktis Russ. Arktis Atlan. Sektor Grönland März/April 1994	0.55		0.009 – 0.028			
		0.55		0.021 – 0.035			
		0.55		0.023 – 0.082			
		0.55		0.007 – 0.008			
Skuratov (1997)	Russ./kanad. Arktis Frühjahr 1994	0.5			0.1 – 0.3		
Leiterer (1997)	Laptevsee	0.5			0.05 – 0.1		
Nagel (1998)	Russ./kanad./ atlant. Arktis 1994 – 97	0.50			0.04 – 0.3		
		0.86					0.81
Wendling (1985)	Modell	0.55		0.0365		0.924	
					0.0380		0.973
Emergy et al. (1992)	Modell	0.55				0.84	0.67
Shaw et al. (1993)	Modell	0.55			0.06	0.91	0.62

Tabelle 2.1.: Für verschiedene Wellenlängen λ sind der Absorptions- (σ_{abs}), Streu- (σ_{streu}) und Extinktionskoeffizient (σ_{ext}) sowie die Einfachstreuabdo ω und der Asymmetrieparameter g für trockenes Aerosol angegeben.

2.4. „Arctic Haze“

	δ_{abs}	θ	A	ΔF_{top} W/m ²	ΔF_{surf} W/m ²	ΔH_{atmo} K/Tag	Bemerkung
1D-Modellstudien							
Shaw u. Stannes (1980)	0.0400	Mittel	0.80	20.0	-4.7	1.35	Barrow (Alaska), 21. März
Porch u. MacCracken (1982)	0.0214	72.0	0.80	20.8	-4.1		Barrow (Alaska), Ende März
	0.0210	Mittel	0.80	5.0			
Cess (1983)	0.0214	72.0	0.80	21.4	-4.7		75°N, April 75°N, Februar 75°N, März 75°N, April 85°N, April 75°N, Mai
	0.025	Mittel	0.77	24.5	-5.7		
	0.0439	Mittel	0.81	1.8	-0.3		
	0.0260	Mittel	0.72	7.5	-3.0		
	0.0258	Mittel	0.71	14.0	-5.1		
	0.0258	Mittel	0.71	24.5	-5.7		
Leighton (1983)	0.0230	Mittel	0.80	10.9	-3.3	0.38	Barrow (Alaska), 21. März
	0.0110	Mittel	0.80	5.9	-2.8	0.20	
Wendling et al. (1985)	0.0031	75.5	0.74	3.2	-0.5	0.76	
	0.0011	75.5	0.74	2.0	-0.2	0.28	
	0.0031	81.3	0.74	2.2	-0.4		
	0.0011	81.3	0.74	1.4	-0.3		
Blanchet u. List (1987)	0.0214	72.0	0.80	20.2	-6.1		15. April 70.0°N, 15. April 70.0°N, 15. April, Ruß im Schnee
	0.0120	Mittel	0.78	7.4	-2.4		
	0.0120	Mittel	variabel	7.8	0.8		
Blanchet (1989)		Mittel	0.81			0.1 - 0.3	Arktis März - April
Shaw et al. (1993)		55.0	0.65	12.5	-6.8	1.7	
		65.0	0.65	8.8	-6.9	1.4	
		75.0	0.65	4.0	-7.7	1.1	
Messungen							
Valero (1984/86)		mittags	0.75			0.5	72.6°N 156.9°W: 15. März, $\delta^+ = 0.26$
		mittags	0.75			0.76	72.6°N 156.9°W: 17. März, $\delta^+ = 0.17$
		mittags	0.15			0.78	74.0°N 25.0°E: 31. März, $\delta^+ = 0.31$
		mittags	0.75			1.10	31. März, $\delta^+ = 0.31$ 1983
Valero (1989)		Mittel				0.15	Arktis April 1986
Krasnova et al. (1997)		mittags				bis 1.8	Russ./Kanad. Arktis April 1994

Tabelle 2.2.: Veröffentlichungen verschiedener Autoren über den kurzwelligeren Strahlungsantrieb durch „Arctic Haze“ am Oberrand der Atmosphäre (ΔF_{top}) und an der Erdoberfläche (ΔF_{surf}) sowie die aerosolbedingte atmosphärische Erwärmungsrate (ΔH_{atmo}). Hierbei sind δ_{abs} die optische Dicke durch die Absorption der Aerosole bei der Wellenlänge $0.55 \mu\text{m}$, θ der Zenitwinkel und A die Bodenalbedo. δ^+ gibt die aerosoloptische Dicke bei $0.5 \mu\text{m}$ an. Die Messungen wurden mit dem Flugzeug durchgeführt.

2. Troposphärische Aerosoleigenschaften

Tabelle 2.2 zeigt eine Auswahl von Veröffentlichungen der letzten zwei Jahrzehnte, in denen der direkte Strahlungsantrieb durch „Arctic Haze“ untersucht wurde. Die Ergebnisse basieren auf Berechnungen mit eindimensionalen Strahlungstransportmodellen oder auf Messungen für den solaren Spektralbereich bei wolkenlosem Himmel.

Nach den 1d-Strahlungstransportberechnungen führt der direkte Aerosoleffekt im arktischen Frühjahr zu einer Erwärmung der Atmosphäre und zu einer leichten Abkühlung an der Erdoberfläche. Die atmosphärische Absorption solarer Strahlung durch die Aerosole beträgt im Tagesmittel 2 bis 20 W/m², wodurch sich die Luft bis 1.8 K/Tag aufheizen kann. Verantwortlich hierfür sind überwiegend rußhaltige Partikel, die die solare Strahlung besonders stark absorbieren. Die Abkühlung am Boden resultiert aus der Abschwächung der solaren Einstrahlung um -1 bis -6 W/m². Der Strahlungsantrieb und die Erwärmungsrate durch die arktischen Aerosole hängt von mehreren Faktoren ab. Von entscheidender Bedeutung sind dabei die optischen Aerosoleigenschaften, die durch die Konzentration, die chemische Zusammensetzung und die Größenverteilung der Aerosole sowie die relative Luftfeuchtigkeit bestimmt werden. Neben der Höhenverteilung der Aerosole beeinflussen auch der Sonnenstand und die Bodenalbedo den direkten Aerosoleffekt. So führt beispielsweise eine stark reflektierende Oberfläche (z.B. Schnee- oder Eisoberfläche) zu einer verstärkten solaren Absorption in der Haze-Schicht. Zudem kommt es nach BLANCHET und LIST (1987) durch trockene und feuchte Deposition zu einer Anreicherung der im „Arctic Haze“ vorhandenen Rußpartikel auf der arktischen Schneeoberfläche. Untersuchungen von CLARKE et al. (1984) zeigen, daß infolge der Kontamination der Schneeoberfläche mit Rußpartikeln die Absorption kurzwelliger Strahlung an der Erdoberfläche um 1 bis 8 W/m² erhöht wird, was zu einer Erwärmung der Oberfläche führen kann. Nach MACCRACKEN et al. (1986) und EMERY et al. (1992) kann die atmosphärische Erwärmung im Kurzwelligen die abwärtsgerichtete langwellige Strahlung erhöhen, und die Abschwächung der kurzwelligen Strahlung am Boden teilweise oder ganz kompensieren.

Die Wechselwirkung zwischen trockenen „Arctic Haze“-Teilchen und der langwelligen Strahlung (>4 µm) ist vernachlässigbar, da die Partikel zu klein sind (SHAW, 1982; BLANCHET, 1989). Bei hoher relativer Feuchte (RH > 99%) entstehen aus den „Arctic Haze“-Partikel kleine Tröpfchen oder Eiskristalle, wodurch die aerosoloptische Dicke im Infraroten ähnlich hohe Werte wie im Sichtbaren erreicht (BLANCHET und LIST, 1987). Gleichzeitig nimmt aber auch die langwellige Abkühlung in der Haze-Schicht deutlich zu.

Eine realistische Abschätzung der Klimawirksamkeit von Aerosolen ist nur mit Hilfe von dreidimensionalen Klimamodellen möglich. Bei der Untersuchung der direkten Klimawirkung von „Arctic Haze“ mit einem globalen Klimamodell nimmt BLANCHET (1989) eine horizontal homogene Aerosolverteilung in den untersten 5 km der Troposphäre nördlich von 60°N an. Dabei setzt sich das Aerosol aus 6.10 µg/m³ Sulfat und 0.40 µg/m³ Ruß zusammen. Eine Simulation der Monate März bis Mai zeigt einen positiven kurzwelligen Strahlungsantrieb am Oberrand der Atmosphäre mit einem Maximum von 6 bis 8 W/m² über dem nördlichen Alaska und den kanadischen Inseln sowie einem Minimum von 2 bis 4 W/m² über dem wolkenreicheren Nordeuropa und dem Grönlandplateau. Durch die Rückwirkungen auf die Bewölkung und auf die Feuchte variiert die absorbierte solare Strahlung an der Erdoberfläche um +/-25 W/m². In den Troposphärenschichten unterhalb etwa 5 km werden mittlere solare Erwärmungsraten von 0.1 – 0.3 K/Tag berechnet, wodurch die Lufttemperatur um 1 bis 2°C ansteigt.

3. Messung und Modellierung troposphärischer Aerosole

Für die Bestimmung der Klimawirksamkeit von Aerosolen ist die Kenntnis über die zeitliche und räumliche Verteilung der klimarelevanten Aerosolparameter Voraussetzung. Die Möglichkeiten ihrer meßtechnischen Erfassung werden zu Beginn des Kapitels kurz vorgestellt. Anschließend folgt ein Überblick über die verschiedenen Methoden wie derzeit die direkte und indirekte Wirkung von Aerosolen in globalen und regionalen Klimamodellen berücksichtigt wird.

3.1. Meßverfahren für Aerosole

Es gibt unterschiedliche Meßverfahren zur experimentellen Bestimmung der klimarelevanten Parameter troposphärischer Aerosole. Diese werden auf diversen Plattformen (Boden, Flugzeug, Ballon, Satelliten) eingesetzt.

Mit sogenannten In-situ-Meßsystemen lassen sich Aerosole direkt vor Ort beproben und messen. Hierzu zählen Meßinstrumente wie das Nephelometer, das Absorptionsphotometer und der Partikelzähler. Bei diesen Meßgeräten wird die zu untersuchende Luft aus ihrer unmittelbaren Umgebung angesogen und mit einem Laser beleuchtet. Aus der Streueigenschaft der Teilchen wird dann mit dem Partikelzähler die Größenverteilung der Aerosole bestimmt. Das Nephelometer mißt die Streu- und Rückstreuoeffizienten und das Absorptionsphotometer den Absorptionkoeffizienten, je nach Instrument an einer oder mehreren Wellenlängen im sichtbaren Spektralbereich. Die Proben sind jedoch im starken Maß von der Geometrie des Einströmungskanals beeinflusst. So können auf dem Weg in das Gerät Teilchenfraktionen vernichtet und die Ergebnisse verfälscht werden, was insbesondere für Partikel mit einem Radius $r > 1 \mu\text{m}$ gilt (BUGALHO et al., 1998).

Bei Impaktoren (Filtern) wird ebenfalls Luft angesaugt und die darin enthaltene Partikel bleiben in Abhängigkeit von den Filtereigenschaften (z.B. der Porosität) am Filter hängen. Allerdings läßt sich mit dieser Methode je nach Filtermaterial nur ein bestimmter Größenbereich der Aerosole nachweisen. Eine Weiterentwicklung stellt der Kaskadenimpaktor dar. Hier sind einzelne Filterstufen aerodynamisch so angeordnet, daß zunächst die größeren Teilchen auf den ersten Stufen und die kleineren auf weiter hinterliegenden Stufen abgeschieden werden. Somit können mit diesem Instrument auch Größenverteilungen gemessen werden. Die Aerosolmasse der einzelnen Größenverteilungen läßt sich durch anschließendes Wiegen bestimmen. Die elementare Zusammensetzung kann beispielsweise mittels Röntgenfluoreszenzspektroskopie und einzelne Partikel mittels Elektronenmikroskopie untersucht werden.

Die bisher beschriebenen Methoden stellen Messungen von Aerosoleigenschaften im begrenzten Luftvolumen dar. Mit Fernerkundungsverfahren wie dem Lidar („light detection and ranging“), Photometer und Radiometer sind Messungen in der atmosphärischen Säule

3. Messung und Modellierung troposphärischer Aerosole

möglich. Bei optisch aktiven Meßverfahren wie dem Lidar wird vom Meßinstrument aktiv emittiertes, monochromatisches Licht (Laserpuls) nach Wechselwirkung mit den Luftmolekülen und den Aerosolteilchen dedektiert. Radiometer und Photometer sind passive Meßverfahren, bei denen das Meßgerät als Detektor passiver Strahlungsquellen (Sonne, Mond, Sterne, Wolken) dient.

Aus atmosphärischen Transmissionsmessungen mit dem Photometer erhält man die optische Dicke und daraus abgeleitet die aerosoloptische Dicke als columnare Größe für die gesamte durchstrahlte Atmosphäre. Die Phasenfunktion bzw. der Asymmetriefaktor des Aerosols lassen sich ebenfalls aus den Photometermessungen ableiten.

Vertikalprofile des Extinktions- und Rückstreuoeffizienten können mittels Raman-Lidar bestimmt werden. Aus Lidar- und Photometermessungen abgeleitete optische Dicken lassen sich gut vergleichen. Die Messungen mit Lidar und Photometer beschränken sich auf einzelne Wellenlängen im nahen ultravioletten, sichtbaren und nahen infraroten Spektralbereich zwischen 0.3 und 1.2 μm . Mit den FTIR sind Messungen der optischen Dicke von Aerosolen im mittleren Infrarot zwischen 8 und 12 μm möglich (BECKER et al., 1999).

Mit den Fernerkundungsverfahren Lidar, Photometer und FTIR kann die zeitliche Entwicklung des troposphärischen Aerosols sowie die vertikale Verteilung hochaufgelöst aufgezeichnet werden, jedoch handelt es sich nur um Punktmessungen. Satellitengestützte Messungen erlauben hingegen eine Aussage über die globale horizontale und vertikale Verteilung der Aerosole. Seit Ende 1984 mißt der SAGE II-Sensor (Stratospheric Aerosol and Gas Experiment II) bei jedem Sonnenauf- und -untergang die durch die Erdatmosphäre geschwächte Solarstrahlung bei 10 Wellenlängen in dem Spektralbereich von 0.385 bis 1.020 μm (McCORMICK und WANG, 1995). Dabei reicht die globale Abtastung der Erde bis zu einer geographischen Breite von etwa 76°N. Aus den Transmissionsmessungen können Aerosol-Extinktionsprofile mit einer vertikalen Auflösung von 1 km abgeleitet werden. Durch Integration dieser Profile in einem Höhenbereich von der Tropospause bis 40 km kann so die spektrale stratosphärische optische Dicke des Aerosols bestimmt werden. Auch Sensoren wie z.B. auf METEOSAT (DULAC et al., 1992), AVHRR (IGONATOV et al., 1995; HURSAR et al., 1997), TOMS (HSU et al., 1996) oder GOME (GUZZI et al., 1998) liefern operationell die aerosoloptische Dicke in der Stratosphäre bei ausgewählten Wellenlängen.

Durch den verstärkten Einsatz von satellitengestützter Lidartechnik sollen in den nächsten Jahren Aerosole und Wolken bis zum Erdboden und mit höherer vertikaler und horizontaler Auflösung gemessen werden. In diesem Zusammenhang seien die Projekte PICASSO-CENA (Pathfinder Instruments for Clouds and Aerosol Spaceborne Observation - Climatologies Etendue des Nuages et des Aerosol) und GLAS (Geoscience Laser Altimeter System) genannt. Der Abtastbereich des am Bord des ICESat (Ice, Cloud and Land Elevation Satellite) befindlichen Lidarsystem GLAS wird bis zur einer geographischen Breite von 86°N reichen, so daß dann auch Aussagen über die zeitliche und räumliche Aerosolverteilung in den Polarbereichen möglich sind.

Die im Rahmen der ASTAR 2000 Kampagne durchgeführten Messungen werden in Kapitel 7 vorgestellt. Dort wird auch eine Möglichkeit aufgezeigt, wie durch Kombination von Messungen untereinander als auch von Messung und Modellvorstellungen ein Aerosoldatensatz abgeleitet werden kann.

3.2. Modellierung der Klimawirkung von Aerosolen

Ein wichtiges Hilfsmittel zum Verständnis der Wirkung von Aerosole auf den Strahlungs- und Energiehaushalt des Systems Erde-Atmosphäre sind dreidimensionale Klimamodelle, die in verschiedenen Varianten betrieben werden. Mit ihnen kann untersucht werden, wie Aerosole in das komplexe Wechselspiel von Strahlung, Atmosphärendynamik, Bewölkung, Niederschläge sowie den Energie- und Wasseraustausch zwischen Oberfläche und Atmosphäre entsprechend dem gegenwärtigen, wissenschaftlichen Kenntnisstand eingreifen.

Der Einfluß der Aerosole läßt sich in der Strahlungs- und Wolkenparametrierung des Klimamodells berücksichtigen. Zur Quantifizierung des Strahlungsantriebes durch Aerosole muß die Strahlungstransportgleichung gelöst werden, die in Abschnitt 4.2.1 genauer erläutert wird. Sie beschreibt, auf welche Weise kurzwellige Strahlung in der Atmosphäre absorbiert, gestreut und reflektiert und langwellige Strahlung absorbiert und emittiert wird. Eingangsgrößen für die Strahlungstransportgleichung sind die optischen Parameter (optische Dicke δ bzw. Extinktionskoeffizient σ_{ext} , Einfachstreueralbedo ω und Phasenfunktion P bzw. der Asymmetriefaktor g).

Direkte Klimawirkung

Die Effekte des direkten Strahlungsantriebes hängen unmittelbar von den optischen Parametern der Aerosole ab. Sie müssen nicht nur für den gesamten terrestrischen und solaren Wellenlängenbereich, sondern auch für jeden Zeitschritt dreidimensional bereitgestellt werden. Solche Felder der optischen Parameter können derzeit durch Messungen nicht zur Verfügung gestellt werden. Dies liegt zum einen an dem begrenzten Meßbereich der Instrumente, zum anderen liefern viele Messungen häufig nur punktuelle Informationen, die teilweise nicht einmal zeitlich kontinuierlich erfolgen. Globale Messungen optischer Aerosolparameter durch Satelliten sind gegenwärtig nur eingeschränkt verwendbar. Insbesondere in den Polarregionen ist es aufgrund mangelnder Meßnetze besonders schwierig oder sogar unmöglich, diese Parameter bereitzustellen.

Eine Möglichkeit, den direkten Aerosoleffekt in globalen Klimamodellen trotzdem zu berücksichtigen, bieten Aerosolklimatologien. Sie enthalten globale mittlere Verteilungen der optischen Aerosolparameter. Das atmosphärische Aerosol wird zunächst in Komponenten zerlegt, die durch ihre Quellen, ihre Verweilzeit in der Atmosphäre und durch ihre Ablagerung (Deposition) charakterisiert sind. Jeder Komponente ist ein wellenlängenabhängiger Brechungsindex und eine Größenverteilung (Log-Normal-Verteilung) eindeutig zugeordnet. Unter der Annahme kugelförmiger Partikel werden daraus mit Hilfe der Mie-Theorie die klimarelevanten optischen Parameter für jede Komponente berechnet. Bei den Komponenten handelt es sich nicht um chemisch reine Verbindungen, sondern um typische Bausteine, die, in unterschiedlicher Art und Menge zusammengesetzt, Aerosoltypen ergeben, die für bestimmte regionale Verhältnisse charakteristisch sind. Dieser Lösungssatz folgt der Definition von Aerosoltypen als eine externe Mischung intergemischter Aerosolkomponenten (DEEPACK und GERBER, 1983).

Auf der Grundlage von Flug- und Bodenmessungen der Konzentration, der Größenverteilung und optischer Eigenschaften von Aerosolen wurde in den 70er Jahren begonnen, troposphärische Aerosoltypen zu modellieren. Als einer der ersten stellten TOON und POLLACK (1976) aus der Mischung von sechs verschiedenen Aerosolkomponenten die optischen Eigenschaften für fünf Aerosoltypen im Wellenlängenbereich von 0.2 bis 40 μm bereit, allerdings ohne die Feuchteabhängigkeit der optischen Parameter zu berücksichtigen.

3. Messung und Modellierung troposphärischer Aerosole

In Anlehnung der Empfehlung des WCP 1980 (World Climate Project) kombinierten TANRE et al. (1984) aus vier Aerosolen (kontinentales, maritimes, urbanes und mineralisches Aerosol) und drei gut durchmischten Hintergrundaerosolen (troposphärisches, stratosphärisches und vulkanisches) 5 Aerosoltypen: Ein kontinentales, maritimes, urbanes und vulkanisches Aerosol sowie ein stratosphärisches Hintergrundaerosol. Mit Annahmen über die geographische Verteilung der optischen Eigenschaften dieser 5 Aerosoltypen führten TANRE et al. (1984) erstmals Studien über den direkten Effekt von Aerosol mit einem einfachen allgemeinen Zirkulationsmodell durch. In nachfolgenden Aerosoldatensätzen der WPC wurde auch der Einfluß der relativen Feuchte auf die optischen Eigenschaften der Aerosole berücksichtigt.

Eine umfangreiche Zusammenstellung von Messungen und Modellergebnissen von Aerosolen stellt der Globale Aerosoldatensatz „GADS“ von KÖPKE et al. (1997) dar, der durch Überarbeitung und Weiterentwicklung aus der Aerosolklimatologie von D'ALMEIDA et al. (1991) entstand. Der GADS enthält die optischen Parameter von 11 verschiedenen Aerosolkomponenten für 61 Wellenlängen im Bereich zwischen 0.25 und 40 μm . Die Aerosolkomponenten sind in wasserlösliche und wasserunlösliche Partikel, Ruß, Seesalze, Mineralien und Schwefelsäuretröpfchen unterteilt. Für einige Komponenten wird der Einfluß der relativen Feuchte auf die optischen Eigenschaften durch 8 Feuchteklassen berücksichtigt. Zusätzlich beinhaltet der GADS die globale horizontale und vertikale Verteilung der einzelnen Aerosolkomponenten auf einem $5^\circ \times 5^\circ$ Gitter als klimatologische Mittelwerte für Sommer (Juni-August) und Winter (Dezember-Februar).

Die vorangestellte Herangehensweise geht von fest vorgeschriebenen globalen Aerosolverteilungen aus. Die Aerosolkonzentration in der Atmosphäre wird aber durch die variablen Quellen und meteorologischen Bedingungen ständig verändert. Deshalb versucht man mit dreidimensionalen Chemie-Transport-Modellen (CTMs), die globalen und regionalen Aerosolverteilungen zu berechnen. Diese numerischen Modelle simulieren Vorgänge wie die Emission, den Transport durch Advektion und turbulenter Diffusion, die Umwandlung durch chemische Reaktionen und schließlich die Entfernung von Spurenstoffen aus der Atmosphäre durch Deposition. Für die Berechnungen benötigt ein CTM meteorologische Variablen (Wind, Temperatur, Feuchte, Niederschlag). Dazu wird das CTM entweder durch ein Klimamodell extern angetrieben („off-line“) oder mit diesem interaktiv gekoppelt („on-line“).

Bei der „off-line“-Variante berechnet zunächst das Klimamodell meteorologische Felder (horizontaler Wind, Temperatur, spezifische Feuchte, Flüssigwassergehalt, Bodendruck, Wolkenbedeckung und Niederschlag), die anschließend dem CTM zu Verfügung gestellt werden. Danach berechnet das CTM die räumliche Verteilung der Aerosolkonzentration. Ein großer Nachteil dieser Methode ist die fehlende Berücksichtigung von Rückkopplungsmechanismen zwischen Aerosol und Klima. Dies ist bei einer interaktiven („on-line“) Kopplung möglich, bei der das Klimamodell und das CTM simultan laufen. Dann können Änderungen der atmosphärischen Temperaturschichtung, der Zirkulation, der Wolken- und der Niederschlagsprozesse, welche durch den Aerosol bedingten Strahlungsantrieb hervorgerufen wurden, nun umgekehrt die chemischen Umwandlungen, die Advektion, den vertikalen Transport, die Depositionsprozesse und damit die Konzentration der Aerosole beeinflussen.

Nach Berechnung der Aerosolverteilung wird der Strahlungsantrieb unter Vorgabe der optischen Aerosolparameter in einem externen Strahlungstransportmodell oder in den Strahlungsroutinen des Klimamodells bestimmt. Die optischen Parameter der einzelnen Aerosolkomponenten liegen dabei in Form eines Datensatzes vor und wurden zuvor mit Hilfe der Mie-Theorie aus vorgeschriebenen Größenverteilungen und Brechungsindizes be-

3.2. Modellierung der Klimawirkung von Aerosolen

rechnet.

Klimastudien mit CTMs beschränken sich bis zum heutigen Zeitpunkt fast ausschließlich auf den Schwefelkreislauf. Darin werden im wesentlichen die drei Schwefelkomponenten Dimethylsulfid (DMS), Schwefeldioxid (SO₂) und Sulfat-Aerosole berücksichtigt.

Anfangs wurde die globale Verteilung des direkten Strahlungsantriebes in globalen Klimamodellen (GCM's) auf der Basis von monats- bzw. jahresgemittelter geographischer Sulfatverteilungen bestimmt, die zuvor mit „off-line“ betriebenen CTMs berechnet wurden (z.B. CHARLSON et al., 1991). Später wurde bei den Berechnungen auch die räumliche Variabilität der relativen Feuchte und deren Einfluß auf die Aerosoleigenschaften berücksichtigt (u.a. KIEHL und BRIEGLER, 1993; BOUCHER und ANDERSON, 1995; MITCHELL und JOHNS, 1997; HAYWOOD et al., 1997; CHUANG et al., 1997; HAYWOOD und RAMASWAMY, 1998; KIEHL et al., 2000). Bei neueren GCMs-Studien zur direkten Klimawirkung von Sulfataerosolen wird die räumliche Aerosolverteilung durch eine interaktive Kopplung mit einem CTM berechnet (z.B. KOCH et al., 1999; LOHMANN et al., 1999; RASCH et al., 2000).

Untersuchungen über regionale Klimaänderungen durch den direkten Aerosoleffekt gibt es erst wenige. So verwenden LANGMANN et al. (1998) das regionale Klimamodell HIRHAM4 zusammen mit dem „off-line“ betriebenen CTM EURAD (HASS, 1991), um den kurzweiligen direkten Antrieb durch Sulfat-Aerosole über Europa für eine Episode im Sommer 1990 und Winter 1991 abzuschätzen. Durch interaktive Kopplung zwischen einem einfachen CTM und einem regionalen Klimamodell untersuchen QIAN und GIORGI (1999) die direkte Wirkung der Sulfataerosole über Ostasiens und EKMAN (2002) über Europa.

Indirekte Klimawirkung

Aerosole agieren als Kondensations- und Eiskeime. Eine Änderung der Konzentration als auch der Eigenschaften der Aerosole können die mikrophysikalischen und optischen Eigenschaften der Wolken sowie deren Lebensdauer in der Atmosphäre und die Niederschlagsbildung beeinflussen. Derzeit wird in den meisten Klimamodellen nur der Effekt von Sulfataerosolen auf die Albedo der Wasserwolken berücksichtigt. Dieser erste indirekte Effekt wird in den Modellen dadurch parametrisiert, daß die Sulfatmasse mit dem effektiven Tropfenradius (r_e) über die Wolkenröpfchenkonzentration (CDNC) in Beziehung gesetzt wird. r_e spielt eine wichtige Schlüsselrolle bei der Parametrisierung der Strahlungseigenschaften von Wolken (siehe Abschnitt 4.2.2). Die Größe von r_e nimmt bei gegebenem Wolkenwassergehalt mit zunehmender CDNC ab. CDNC wiederum wird als nicht-lineare Funktion der Sulfatmasse oder der Anzahl der Sulfataerosole beschrieben, wobei letztere aus der Sulfatmasse und einer vorgeschriebenen log-normalen Größenverteilung berechnet wird. Globale Untersuchungen des indirekten Effekts von Sulfataerosolen mit GCM's wurden u.a. von JONES et al., 1994; BOUCHER und LOHMANN, 1995; FEICHTER et al., 1997; KIEHL et al., 2000 durchgeführt. Auf analoge Weise wurde mit regionalen Klimamodellen die indirekte Wirkung von Sulfataerosolen über Europa (LANGMANN et al., 1998; EKMAN, 2002) bzw. über Südostasien (QIAN und GIORGI, 1999) untersucht. Die Berechnung der zeitlichen und geographischen Verteilung der Sulfataerosole erfolgt dabei durch „off-line“ betriebene CTM's (z.B. Studien mit GCM: BOUCHER und LOHMANN, 1995, RCM: LANGMANN et al., 1998) oder durch eine interaktive Kopplung zwischen einem CTM und einem Klimamodell (Studien mit GCM: FEICHTER et al., 1997; KIEHL et al., 2000, RCM: EKMAN, 2002).

LOHMANN und FEICHTER (1997) berücksichtigen auch den Einfluß der Sulfataerosole auf die Lebensdauer der Wolken und die Niederschlagsbildung, indem die Autokonversion

3. Messung und Modellierung troposphärischer Aerosole

von Wolkentropfen (Kollision und Zusammenfließen von Wolkentropfen zu Regentropfen) als Funktion der von den Sulfataerosolen abhängigen CDNC's parametrisiert wird. Bei LOHMANN et al., 1999; LOHMANN et al., 2000 und GHAN et al. (2001) wird der „zweite indirekte Effekt“ simuliert, indem in der prognostischen Gleichung für die CDNC die Nukleationrate der Wolkentropfen von der Anzahl der Sulfataerosole abhängt.

Der indirekte Effekt anthropogener Aerosole auf Strahlungseigenschaften von Eiswolken und Mischwolken läßt sich derzeit noch nicht quantitativ abschätzen (IPCC, 2001). Ursache hierfür ist, daß der Mechanismus der Eisbildung in Wolken für Temperaturen über -40°C erst wenig verstanden ist. Auch ist bisher weitgehend unklar, welche der anthropogenen Aerosole als Eiskeime („IN“, ice nuclei) fungieren und welche Auswirkungen sie im einzelnen auf den Eisbildungsprozeß in Wolken haben.

4. Das regionale Klimamodell HIRHAM4 mit Aerosolblock

Dieses Kapitel stellt das dreidimensionale hochauflösende Regionalmodell HIRHAM4 vor, mit dem die Klimawirkung des „Arctic Haze“ untersucht werden soll.

Das regionale Klimamodell HIRHAM4 wird am Alfred-Wegener-Institut (AWI) zur Simulation des arktischen Klimas verwendet (DETHLOFF et al., 1996; RINKE und DETHLOFF, 1997; RINKE et al., 1999; RINKE und DETHLOFF, 2000; DETHLOFF et al., 2001). Der dynamische Modellteil basiert auf dem Regionalmodell HIRLAM (High Resolution Limited Area Model) (MACHENHAUER, 1988; GUSTAFSSON, 1993), welches von den nationalen Wetterdiensten in Dänemark, Norwegen, Schweden und Finnland für die Wettervorhersage benutzt wird. Die physikalischen Parametrisierungen stammen aus dem globalen Zirkulationsmodell ECHAM4, welches seinen Ursprung im spektralen Wettervorhersagemodell des ECMWF (European Centre for Medium Range Weather Forecast) hat und am Max-Planck-Institut in Hamburg für Klimaanwendungen erheblich modifiziert wurde. Der Modellname HIRHAM4 setzt sich aus den beiden Komponenten HIRLAM und ECHAM4 zusammen.

4.1. Modelldynamik

Bei dem Modell HIRHAM4 handelt es sich um ein numerisches, dreidimensionales, hydrostatisches Modell, das die horizontalen Windkomponenten u und v , die Temperatur T , den Bodenluftdruck p_s , die spezifische Feuchte q und das Wolkenwasser q_w als prognostische Variablen enthält. Die spezifische Feuchte q ist durch das Verhältnis von Masse des Wasserdampfes zur Masse der Luft definiert, das Wolkenwasser q_w durch das Verhältnis von Masse des Wolkenflüssigwassers und Wolkeneises zur Masse der Luft:

$$q = \frac{m_v}{m_d + m_v} = \frac{0.622e}{p - 0.378e} \quad \text{und} \quad q_w = \frac{m_w}{m_d + m_w}. \quad (4.1)$$

Dabei sind m_d die Masse der trockenen Luft, m_v die Masse des Wasserdampfes, m_w die Masse des Wolkenflüssigwassers und Wolkeneises sowie e der Wasserdampfdruck.

4.1.1. Grundgleichungen des Modells

Die Basisgleichungen des HIRHAM4 werden im sphärischen Koordinatensystem dargestellt, um die Kugelform der Erde zu berücksichtigen. Hierbei läßt sich die Entfernung vom Kugelmittelpunkt $r = a + z$ durch den Erdradius a annähern, da die Höhendistanz z von der Erdoberfläche sehr klein ist gegenüber dem Erdradius a . Werden des weiteren atmosphärische Phänomene betrachtet, die sich oberhalb des konvektiven Skalenbereiches (> 10 km) abspielen, kann hydrostatisches Gleichgewicht angenommen werden. Bei dieser Näherung werden vertikale Beschleunigungen als so klein angesehen, das sie vernachlässigt

4. Das regionale Klimamodell HIRHAM4 mit Aerosolblock

werden können. Diese Annahme läßt sich wiederum für eine Transformation in ein Koordinatensystem nutzen, in dem statt der Höhe z der Druck p als vertikale Koordinate auftritt (z.B. HOLTON, 1992). Das sogenannte p -System wird häufig in der numerischen Wettervorhersage zur Analyse von großräumigen Strömungen benutzt. Dann lauten die Grundgleichungen des HIRHAM4:

$$\left(\frac{\partial u}{\partial t}\right)_p + (\mathbf{v} \cdot \nabla u)_p - \left(f + u \frac{\tan \phi}{a}\right) v = -\frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial \Phi}{\partial \lambda^*} + R_u, \quad (4.2)$$

$$\left(\frac{\partial v}{\partial t}\right)_p + (\mathbf{v} \cdot \nabla v)_p + \left(f + u \frac{\tan \phi}{a}\right) u = -\frac{1}{a} \frac{\partial \Phi}{\partial \phi} + R_v, \quad (4.3)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho_L G; \quad (4.4)$$

$$\frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial u}{\partial \lambda^*} + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi}(v \cos \phi) + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0, \quad (4.5)$$

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_p + (\mathbf{v} \cdot \nabla T)_p - \frac{R_L T}{c_p p} \omega = \frac{1}{c_p} Q_T, \quad (4.6)$$

$$\left(\frac{\partial q}{\partial t}\right)_p + (\mathbf{v} \cdot \nabla q)_p = Q_q, \quad (4.7)$$

$$\left(\frac{\partial q_w}{\partial t}\right)_p + (\mathbf{v} \cdot \nabla q_w)_p = Q_w. \quad (4.8)$$

wobei c_p die spezifische Wärmekapazität bei konstanten Druck, ρ_L die Dichte und R_L die Gaskonstante der Luft symbolisiert. $f = 2\Omega \sin \phi$ ist der Coriolisparameter mit der geographischen Breite ϕ und der Erdrotationsgeschwindigkeit Ω . Der Term

$$(\mathbf{v} \cdot \nabla)_p = \frac{u}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda^*} + \frac{v}{a} \frac{\partial}{\partial \phi} + \omega \frac{\partial}{\partial p} \quad (4.9)$$

beschreibt die horizontale und vertikale Advektion im (λ^*, ϕ, p) -Koordinatensystem. Dabei ist λ^* die geographische Länge. Die Gleichungen (4.2) und (4.3) stellen die horizontalen Bewegungsgleichungen dar, die aus der Impulserhaltungsgleichung durch Skalenanalyse resultieren (z.B. HOLTON, 1992). R_i kennzeichnen die Reibungskräfte. Die Gleichung (4.4) beschreibt das hydrostatische Gleichgewicht, aus dem sich das Geopotential $\phi = G \cdot \partial z$ mit der Erdbeschleunigung G bestimmen läßt. Die Massenerhaltung wird ausgedrückt durch die Kontinuitätsgleichung (4.5). Sie zeigt an, dass Strömungen im p -System divergenzfrei sind. Mit dieser Gleichung läßt sich die Vertikalgeschwindigkeit $\omega = dp/dt$ diagnostisch bestimmen. Die Energieerhaltung nach dem ersten Hauptsatz der Thermodynamik beschreibt Gleichung (4.6). Das Q_T steht für die diabatischen Wärmequellen und -senken, die mit konvektiven Prozessen, Phasenübergängen des Wassers und der Absorption bzw. Emission von Strahlung verbunden sind. Die Bilanzgleichungen für die spezifische Feuchte bzw. das Wolkenwasser werden durch die Gleichungen (4.7) und (4.8) wiedergegeben. Die totale zeitliche Änderung des Wasserdampfes wird durch Kondensation bzw. Verdunstung hervorgerufen; diese diabatischen Prozesse sind mit Q_q gekennzeichnet. Quellen und Senken des Wolkenwassers (Q_w) sind Kondensation, Verdunstung und Niederschlag.

Die in den Gleichungen auftretende Luftdichte ρ_L wird über die Zustandsgleichung für ideale Gase

$$\rho_L = \frac{p}{R_d T_v} \quad (4.10)$$

durch die thermodynamischen Größen Druck p und virtuelle Temperatur $T_v = (1 + 0,608 q) T$ umschrieben. R_d ist die Gaskonstante für trockene Luft.

Aus der Kontinuitätsgleichung (4.5) erhält man durch vertikale Integration eine Gleichung für die Bodendrucktendenz

$$\frac{\partial p_s}{\partial t} = \frac{1}{a \cos \phi} \int_{p_s}^0 dp \left(\frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial \phi} (v \cos \phi) \right) \quad (4.11)$$

wobei am oberen und unteren Rand der Atmosphäre die Vertikalgeschwindigkeit $w(0) = w(p_s) = 0$ ist.

Die prognostischen Gleichungen für die Variablen u , v , T , q , q_w und p_s sowie die diagnostischen Gleichungen für Φ und ω werden im hybriden σ - p -System gelöst, das man durch Koordinatentransformation aus dem p -System erhält. Das Koordinatensystem wird im nächsten Abschnitt 4.1.2 näher erläutert.

Das Gleichungssystem ist analytisch nicht lösbar, so daß numerische Integrationsverfahren verwendet werden müssen. Dabei werden die zeitlichen und räumlichen Ableitungen durch Differenzenquotienten diskretisiert. Entsprechend der Reynoldsschen Mittelungstheorie werden die prognostischen Variablen $\psi = u$, v , T , q , q_w und p_s in einem vom Modell auflösbaren zeitlichen und räumlichen Mittelwert und eine (nicht auflösbare) Abweichung von diesem Mittelwert aufgespalten. In den resultierenden Gleichungen für die zeitlich und räumlich gemittelten Größen taucht im Gegensatz zu den Gleichungen für die ungemittelten Größen ein weiterer Term auf:

$$D_\psi = -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial}{\partial x_k} \left(\overline{\rho u'_k \psi'} \right) \quad (4.12)$$

Hierbei kennzeichnet der Index k die entsprechenden Größen in der horizontalen und vertikalen Richtung des Koordinatensystems und ψ' die Abweichung von dem mit der Dichte gewichteten Mittel $\bar{\psi}$. Das mittlere Produkt der Schwankungsgrößen beschreibt den turbulenten Fluß der Variablen ψ , der auch als turbulente Diffusion bezeichnet wird. Zur Schließung des Gleichungssystems für die mittlere Strömung werden die turbulenten Zusatzterme durch Modellvorstellungen (empirische Ansätze) umschrieben. Nachfolgend werden die Mittelungstriche in den Gleichungen einfachhalber weggelassen.

4.1.2. Räumliche Diskretisierung

Bei dem regionalen Klimamodell HIRHAM4 handelt es sich um ein Gitterpunktmodell. Das Integrationsgebiet umfaßt dabei die gesamte Arktis nördlich von 65°N , mit 110×100 Gitterpunkten bei einer Auflösung von $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ in rotierten Koordinaten (Nordpol bei 0°N , 0°O), wodurch sich Gitterelemente von ca. $50 \text{ km} \times 50 \text{ km}$ ergeben. Die partiellen räumlichen Ableitungen in den prognostischen Gleichungen werden durch zentrierte Differenzenquotienten auf einem sogenannten Arakawa-C-Gitter ersetzt.

Die Atmosphäre wird vertikal durch ein hybrides σ - p -Koordinatensystem mit 19 Schichten aufgelöst. Die höchste Schicht befindet sich in einem Druckniveau von 10 hPa, welches einer Höhe von etwa 26 km entspricht. Der Abstand zwischen benachbarten Modellflächen nimmt von etwa 40 m in Bodennähe auf mehrere Kilometer in der unteren Stratosphäre zu. Am Boden folgen die Koordinatenflächen der Orographie, im oberen Bereich der Modellatmosphäre gehen sie über in Flächen gleichen Luftdrucks p . Die Vertikalkoordinate $\eta = \eta(p, p_s)$ liefert einen stetigen Übergang zwischen den Koordinaten $\sigma = p/p_s$ am Boden und den p -Koordinaten am Oberrand der Atmosphäre mit den Randbedingungen $\eta(p_s, p_s) = 1$ und $\eta(0, p_s) = 0$. Die Höhe der Modellflächen in Druckeinheiten p_k ist

4. Das regionale Klimamodell HIRHAM4 mit Aerosolblock

abhängig vom Bodenluftdruck p_s

$$p_k = \frac{1}{2}(p_{k+1/2} - p_{k-1/2}), \quad (4.13)$$

wobei sich der Druck auf den Schichten zwischen den Modellflächen nach

$$p_{k+1/2} = A_{k+1/2} + B_{k+1/2} \cdot p_s \quad (4.14)$$

für $k = 0$ bis 19 berechnet. Die Werte für die Parameter $A_{k+1/2}$ und $B_{k+1/2}$ sowie der Luftdruck in der Mitte und an Grenzen der Schicht p_k und $p_{k-1/2}$ sind in der Tabelle A.1 im Anhang für einen Referenzluftdruck p_s von 1013 hPa zusammengestellt.

4.1.3. Zeitliche Diskretisierung

Für die Zeitintegration der prognostischen Gleichungen wird ein semi-implizites „Leap-Frog“-Schema verwendet, mit dem sich die Größe ψ zum Zeitschritt $n + 1$ nach Gleichung

$$\psi^{n+1} = \psi^{n-1} + 2\Delta t \cdot (f^n - S_\psi) \quad (4.15)$$

berechnen läßt. Hierbei ist f^n die lokalzeitliche Änderung von ψ zum Zeitschritt n , die explizit aus den Modellgleichungen in Differenzenform berechnet wird, und S_ψ ein semi-impliziter Korrekturterm. Der gewählte Zeitschritt $\Delta t = 300$ sec bei einer Gitterweite von 50 km erfüllt das Courant-Friedrichs-Lewy-Kriterium für die Stabilität der numerischen Lösungen, wonach die maximal auflösbare Verlagerungsgeschwindigkeit einer Welle durch

$$u_{max} \leq \frac{\Delta x}{\Delta t} \quad (4.16)$$

beschränkt ist. Da horizontale und vertikale Schallwellen zuvor durch Filter eliminiert wurden, können atmosphärische Prozesse, die in der Regel Geschwindigkeiten von $u < 50 \text{ ms}^{-1}$ aufweisen, problemlos berücksichtigt werden. Zur Dämpfung unphysikalischer numerischer Lösungen erfolgt noch eine Zeitfilterung nach ASSELIN (1972).

4.1.4. Randbedingungen

An seinen seitlichen Rändern wird das Modell alle 6 Stunden mit ECMWF-Analysen angetrieben. Sie umfassen Felder der Temperatur, der spezifische Feuchte, der horizontalen Windkomponenten und des Bodenluftdruckes. Mit Ausnahme der spezifischen Feuchte werden die Felder mittels eines Relaxionsverfahrens von H.C.DAVIES (1974) über eine 10 Gitterpunkte umfassende Randzone an das Modellinnere übergeben. Die spezifische Feuchte wird bei einer Strömungskomponente in das Modellgebiet nur an den äußersten Gitterpunkten mit dem Antriebsfeld verknüpft. Im umgekehrten Fall ergibt sich der Wert am äußersten Gitterpunkt durch Extrapolation der Werte an den vier benachbarten stromaufwärts liegenden Gitterpunkten im Modellinneren. Für die prognostische Modellgröße Wolkenwasser werden keine Antriebsfelder bereitgestellt. Dieser Umstand führt bei der Initialisierung des Modells dazu, daß das Wolkenwasser eine Einschwingzeit von 6 bis 12 Stunden benötigt (CHRISTENSEN et al., 1996).

Für den Antrieb an den unteren Rändern werden über den Ozeanen die Meeresoberflächentemperaturen und die Eisbedeckung aus täglichen ECMWF-Analysen genutzt. Die Eisdicke beträgt im gesamten Integrationsgebiet 2 m.

4.2. Physikalische Parametrisierungen

Zur Lösung der Modellgleichungen müssen neben den turbulenten Zusatztermen (Diffusionsterme) auch die Quell- und Reibungsterme (Q_T , Q_q , Q_w , R_u und R_v) bekannt sein. Diese Terme beinhalten diabatische und dissipative Prozesse, die die großräumige Dynamik beeinflussen und durch das vorliegende Gitternetz im allgemeinen nicht aufgelöst werden können. Deshalb ist es erforderlich, diese Vorgänge zu parametrisieren, d.h. sie durch großskalige, auflösbare Modellvariablen zu beschreiben.

Im HIRHAM4 umfassen die physikalischen Parametrisierungen die Strahlungsvorgänge, die Cumuluskonvektion, die stratiformen Wolken (großräumige Kondensation), die Prozesse über Landoberflächen sowie über offenen und vereisten Meeresoberflächen, die vertikalen Turbulenzflüsse in der atmosphärischen Grenzschicht und die Schwerewellenreibung. Bevor auf die in dieser Arbeit wichtige Strahlungsparametrisierung eingegangen wird, sollen kurz die anderen Modellparametrisierungen charakterisiert werden. Eine ausführliche Darstellung ist bei ROECKNER et al. (1996) und CHRISTENSEN et al. (1996) zu finden.

Die Parametrisierung der turbulenten Vertikaltransporte von Impuls, Wärme, Wasserdampf und Wolkenwasser in der bodennahen atmosphärischen Grenzschicht basiert auf der Monin-Obukov-Ähnlichkeitstheorie nach LOUIS (1979). Es wird ein Schließungsansatz höherer Ordnung mit der turbulenten kinetischen Energie als prognostische Variable gewählt, um den Diffusionskoeffizienten zu bestimmen (BRINKOP und ROECKNER, 1995). Der horizontale Turbulenztransport der prognostischen Größen u , v , T und q parallel zu den Modellflächen wird durch ein lineares Diffusionsschema vierter Ordnung berücksichtigt.

Bei der Wolkenparametrisierung wird zwischen stratiformer und konvektiver Bewölkung unterschieden. In konvektiven Wolken wird der vertikale Transport von Wärme, Feuchte und Impuls mit Hilfe eines Massenfluß-Konzeptes von TIEDTKE (1989) parameterisiert, wobei eine Unterteilung in niedrige, mittelhohe und hochreichende Konvektion erfolgt. Niedrige Konvektion wird durch turbulente Feuchte Transporte unterhalb der Wolke kontrolliert. Dabei wird angenommen, daß der Feuchtegehalt in der Grenzschicht stationär ist. Mittelhohe Konvektionswolken beziehen ihre Feuchte aus der großskaligen Feuchtekonvergenz in unteren Schichten. Dazu wird der Massenfluß an der Wolkenbasis mit der großskaligen Vertikalgeschwindigkeit verknüpft. Für die hochreichende Konvektion dient der dynamische Schließungsansatz nach TIEDTKE (1989) als erste Schätzung, anschließend wird der von NORDENG (1994) stammende Ansatz verwendet, der den Massenfluß mit der konvektiven verfügbaren potentiellen Energie (CAPE) in Beziehung setzt.

Die Parametrisierung der stratiformen Wolken erfolgt nach einem Ansatz von SUNDQUIST (1978), der eine prognostische Gleichung für das Wolkenwasser q_w enthält. In dem Schema wird die Fläche einer Gitterzelle in einen wolkenbedeckten Teil (b) und einen wolkenfreien ($1 - b$) aufgeteilt, um die subskalige Wolkenbildung zu berücksichtigen. In den Bilanzgleichungen für die T , q und q_w (4.6 bis 4.8) lauten die Quell- und Senkenterme aufgrund wolkenmikrophysikalischer Prozesse

$$Q_T^{con} = l_v \left(b C_c + (1 - b) C_{clr} - (1 - b) E_{clr} \right), \quad (4.17)$$

$$Q_q^{con} = -b C_c - (1 - b) C_{clr} + (1 - b) E_{clr}, \quad (4.18)$$

$$Q_w^{con} = b C_c + (1 - b) C_{clr} - b P_c, \quad (4.19)$$

wobei der Index *con* für die großräumige Kondensation steht. Der Index *c* kennzeichnet den mit Wolken bedeckten Teil und der Index *clr* den wolkenlosen Teil einer Gitterzelle.

4. Das regionale Klimamodell HIRHAM4 mit Aerosolblock

l_v ist die Verdampfungswärme. C_c und C_{clr} sind die Kondensationsraten, P_c bezeichnet die Niederschlagsrate im wolkenbedeckten Teil und E_{clr} die Verdunstungsrate des Niederschages, der in den wolkenfreien Teil fällt. Eine Verdunstung innerhalb von Wolken ist nicht erlaubt ($E_c = 0$). Nach Gleichung 4.19 sind die Quellen und Senken für das Wolkenwasser auf Phasenübergänge und der Bildung von Niederschlag durch Koaleszenz von Wolkenröpfchen sowie das gravitationsbedingte Anwachsen von Eiskristallen zurückzuführen. Die Gleichungen 4.17 und 4.18 beschreiben die Änderungen der Temperatur T und der spezifischen Feuchte q durch Auswirkungen von Kondensation und Verdunstung. Der partielle Bedeckungsgrad b wird als nichtlineare Funktion der über eine Gitterzelle gemittelten relativen Feuchte U

$$b = 1 - \sqrt{1 - \frac{U - U_{crit}}{U_{sat} - U_{crit}}} \quad (4.20)$$

parametrisiert. Die kritische Feuchte U_{crit} stellt einen Schwellenwert der Kondensation dar und ist abhängig von der Höhe (XU und KRUGER, 1991). Dabei ist U_{crit} kleiner als die Sättigungsfeuchte U_{sat} , um subskalige Kondensation zu berücksichtigen (SUNDQUIST et al., 1989). Eine Wolke verdunstet (d.h. $b = 0$), sobald durch Feuchtedivergenz oder adiabatische Erwärmung $U < U_{crit}$ ist.

Das Wolkenwasser q_w wird diagnostisch in eine flüssige Phase (q_{wl}) für Temperaturen $T \geq 0^\circ C$ und in eine Eisphase (q_{wi}) für Temperaturen $T < -40^\circ C$ unterteilt. Im übrigen Temperaturbereich wird eine Koexistenz beider Aggregatzustände gemäß

$$q_w = q_{wi} + q_{wl} = f_l(T) \cdot q_w + (1 - f_l(T)) \cdot q_w \quad (4.21)$$

zugelassen. Der Flüssigwasseranteil f_l wird in Abhängigkeit von der Temperatur über folgende Gleichung bestimmt (ROCKEL et al., 1991):

$$f_l(T) = \alpha + (1 - \alpha)e^{-\beta(T-T_0)^2} \quad (4.22)$$

mit $T_0 = 273.15$ K und den Konstanten $\alpha = 0.0059$ und $\beta = 0.003102$.

Die Temperaturen des Erdbodens werden mittels Wärmeleitungsgleichungen in fünf verschiedenen Schichten zwischen 0 und 10 m Tiefe berechnet. Die oberen Randbedingungen werden durch den atmosphärischen Netto-Energiefluß vorgeschrieben, der sich aus der turbulenten latenten und fühlbaren Wärme und der Strahlung zusammensetzt. Am unteren Rand in 10 m Tiefe verschwindet der Wärme fluß. Wärmekapazität und -leitfähigkeit werden in Abhängigkeit von der Bodentextur auf zeitlich konstante Werte gesetzt. Für den Fall, daß kein Schnee liegt, ist die Temperatur an der Grenzfläche zur Atmosphäre gleich der Temperatur in der obersten Schicht des Bodenmodells.

Für die Simulation des Wasserkreislaufes wird das Oberflächenwasser in Schnee (ausgedrückt durch eine äquivalente Wassersäule), Bodenwasser und dem von der Vegetation aufgefangenen Wasser unterteilt. Die zeitliche Entwicklung dieser Felder wird durch Regen, Schneefall und -schmelze, Verdunstung und dem ober- und unterirdischen Abfluß bestimmt. Die Parametrisierung des Abflusses erfolgt nach einem Schema von DUEMENIL und TODINI (1992).

Ist über Land eine Schneedecke von mindestens 2.5 cm äquivalenter Wassersäule vorhanden, wird für diese Schicht eine zusätzliche Wärmeleitungsgleichung gelöst. In diesem Fall wird das Residuum der Wärme- und Strahlungsflüsse zur Veränderung der Schichtmitteltemperatur der Schneeschicht verwendet. Die Oberflächentemperatur des Schnees wird anschließend durch lineare Extrapolation der Schichtmitteltemperaturen der oberen Bodenschicht und der Schneeschicht berechnet.

4.2. Physikalische Parametrisierungen

Die Orographie basiert auf einem Datensatz der US Navy. Diese sowie die Land-Seemaske und Gletschermaske sind der horizontalen Auflösung des Modells angepaßt worden. Ein Datensatz von CLAUSSEN et al. (1994) liefert die Rauigkeitslänge, den Blattflächenindex, die Vegetationsbedeckung und die Backgroundalbedo. Über schneefreier Landoberfläche ist das Reflexionsvermögen durch die Backgroundalbedo gegeben. Ist eine Schneedecke über Land vorhanden, ist die Oberflächenalbedo zusätzlich eine Funktion der Schneedicke, der Waldbedeckung sowie der Oberflächentemperatur und schwankt zwischen 0.8 und 0.3. Über Gletschereis nimmt die Albedo mit steigender Oberflächentemperatur von 0.8 auf 0.6 ab. Das Reflexionsvermögen des eisfreien Ozeans beträgt 0.07.

Die Meereisverteilung wird aus der als unterer Randwert vorzugebenden Meeresoberflächentemperatur diagnostiziert. Sämtliche Gitterzellen, in denen die Meeresoberflächentemperatur unter den kritischen Wert von -1.79°C fällt, werden komplett mit Meereis bedeckt; für die übrigen Gitterzellen wird angenommen, daß sie vollkommen frei von Meereis sind. Die Eisoberflächentemperatur T_{skin} wird aus einer linearisierten Wärmebilanzgleichung berechnet, wobei das Meereis eine konstante Dicke von 2 m hat. Schnee auf Meereis wird im Modell nicht explizit berücksichtigt. Die Albedo des Meereises, die im Modell abhängig von der Oberflächentemperatur zwischen 0.55 und 0.75 liegt, trägt jedoch der Tatsache Rechnung, daß in den meisten Fällen Schnee auf dem Meereis vorhanden ist.

Der vertikale Impulstransport durch orografisch angeregte Schwerewellen, die mit einer typischen Wellenlänge von 5 bis 10 km unterhalb der Gitterauflösung liegen, werden nach einer Methode von PALMER et al. (1986) parametrisiert, die von MILLER et al. (1989) modifiziert wurde.

4.2.1. Strahlung

Eine strahlungsbedingte Temperaturänderung wird durch die Divergenz der kurz- und langwelligen Nettostrahlungsflüsse (F_k^{net} und F_l^{net}) bestimmt. Diese diabatische Wärmequelle bzw. -senke geht in die Energiebilanzgleichung für die Atmosphäre ein (siehe Gleichung 4.6) und läßt sich im p -Koordinatensystem bei horizontaler Homogenität darstellen durch

$$Q_T^{rad} = \frac{G}{c_p} \frac{\partial(F_k^{net} + F_l^{net})}{\partial p}. \quad (4.23)$$

Grundlage für die Berechnung der Strahlungstransporte ist die Strahlungsübertragungsgleichung, die die Änderungen der Strahldichte L aufgrund von Absorption, Emission, Reflexion und Streuung beschreibt. Sie läßt sich streng nur monochromatisch, also für eine einzelne Wellenlänge anwenden. Werden Refraktions- und Polarisations-effekte vernachlässigt, hat sie für eine plan-parallele Atmosphäre ¹ im lokalen thermodynamischen

¹In einer planparallelen Atmosphäre wird die Krümmung aufgrund der Kugelform der Erde vernachlässigt. Außerdem ist das Medium horizontal homogen und das Strahlungsfeld horizontal isotrop.

4. Das regionale Klimamodell HIRHAM4 mit Aerosolblock

Gleichgewicht folgende differentielle Form:

$$\begin{aligned}
 dL_\lambda(\delta_\lambda, \mu, \xi) = & \underbrace{L_\lambda(\delta_\lambda, \mu, \xi)}_{(1)} \frac{d\delta_\lambda}{\mu} \\
 & - \underbrace{\omega_\lambda F_{0,\lambda} e^{\frac{-\delta_\lambda}{\mu_0}} \frac{P_\lambda(\delta_\lambda, \mu, \xi, \mu', \xi')}{4\pi}}_{(2)} \frac{d\delta_\lambda}{\mu} \\
 & - \underbrace{\omega_\lambda \frac{d\delta_\lambda}{\mu} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^{+1} L_\lambda(\delta, \mu', \xi') \frac{P_\lambda(\delta_\lambda, \mu, \xi, \mu', \xi')}{4\pi} d\mu' d\xi'}_{(3)} \\
 & - \underbrace{(1 - \omega_\lambda) B_\lambda(T(\delta_\lambda))}_{(4)} \frac{d\delta_\lambda}{\mu}. \quad (4.24)
 \end{aligned}$$

Hierbei ist ξ der Azimutwinkel, μ der Cosinus des Zenitwinkels ($= \cos\theta$) und $F_{0,\lambda}$ der extraterrestrische solare Strahlungsfluß der Wellenlänge λ . ω_λ beschreibt die monochromatische Einfachstreueralbedo und P_λ die monochromatische Phasenfunktion, die angibt, welcher Anteil der aus Richtung (μ', ξ') kommenden Strahlung der Wellenlänge λ in die Beobachtungsrichtung von (μ, ξ) gestreut wird. Die spektrale Planckfunktion

$$B_\lambda(T(\delta_\lambda)) = \frac{2hc^2}{\lambda^5 (\exp(hc/K\lambda(T + 273)) - 1)} \quad (4.25)$$

gibt die Strahldichte für Wellenlänge λ in einer atmosphärischen Schicht mit der mittleren Temperatur T an, wobei h die Plancksche Konstante, c die Lichtgeschwindigkeit und K die Boltzmann-Konstante ist. Als Vertikalkoordinate wird in Gleichung 4.24 die monochromatische optische Dicke δ verwendet, die im p -System durch

$$\delta_\lambda(p) = \int_p^0 \sigma_{ext,\lambda}(p') dp' \quad (4.26)$$

gegeben ist. Dabei ist $\sigma_{ext,\lambda}$ der monochromatische Extinktionskoeffizient, der sich aus den Streukoeffizienten $\sigma_{streu,\lambda}$ und den Absorptionskoeffizienten $\sigma_{abs,\lambda}$ der Luftmoleküle, der Aerosole und der Wolkenpartikel zusammensetzt. Die optischen Eigenschaften der Atmosphäre gehen somit in die optische Dicke, die Einfachstreueralbedo und die Phasenfunktion ein. Auf die Parametrisierung der optischen Eigenschaften von Wolken und Aerosolen wird in den Abschnitten 4.2.2 und 4.2.3 eingegangen.

Der erste Term (1) auf der rechten Seite der Gleichung 4.24 beschreibt die Extinktion solarer Strahlung durch Absorption und Streuung. Der Quellterm (2) repräsentiert diejenige Energie, die aus der Richtung der direkten (ungestreuten) Sonnenstrahlung (μ', ξ') in Richtung (μ, ξ) umgelenkt wird („Einfachstreuung“). Der extraterrestrische solare Strahlungsfluß $F_{0,\lambda}$ wird dabei auf seinem Weg vom Atmosphärenoberrand zum Niveau p um den Faktor $\exp(\frac{-\delta_\lambda}{\mu_0})$ geschwächt. Der Quellterm (3) gibt den Effekt der Mehrfachstreuung wieder und umfaßt die Energie, die durch Streuung diffuser Strahlung in die Richtung (μ, ξ) gelangt. Der letzte Term (4) beschreibt die Strahlungsquelle aufgrund thermischer Emission.

Die Gleichung 4.24 müßte für die etwa 100.000 Absorptionslinien im energetisch relevanten Bereich des Spektrums der solaren und terrestrischen Strahlung gelöst werden, wobei das Doppelintegral über die beiden Raumwinkel zu bestimmen ist. Da dies in der Klimamodellierung jenseits aller rechentechnischer Möglichkeiten liegt, erfolgt anstelle der Lösung der

4.2. Physikalische Parametrisierungen

Intervall	Spektralbereich (μm)
SWI	0.20 – 0.68
SWII	0.68 – 4.00
LWI	5.30 – 6.80 und 28.00 – 40.00
LWII	12.50 – 20.00
LWIII	8.00 – 9.00 und 10.30 – 12.50
LWIV	9.00 – 10.30
LWV	20.00 – 28.00
LWVI	3.50 – 5.50 und 6.80 – 8.00

Tabelle 4.1.: Breitbandintervalle der Strahlungsparametrisierung im Modell HIRHAM4.

Strahlungsübertragungsgleichung für einzelne Absorptionslinien eine Beschränkung auf wenige breite Spektralintervalle. Verwendet werden im HIRHAM4 zwei Intervalle im solaren und sechs im langwelligen Teil des Spektrums (Tabelle 4.1). Die Intervalle des langwelligen Spektralbereiches sind anhand der wichtigsten Absorptionsbanden und atmosphärischen Fenster definiert. Dies sind im wesentlichen die Schwingungs- und Rotationsbanden des Wasserdampfes (LWI), die $15 \mu\text{m}$ Bande des Kohlendioxids (LWII), das Wasserdampffenster (LWIII), die $9.6 \mu\text{m}$ Bande des Ozons (LWIV), das $25 \mu\text{m}$ Fenster (LWV) und die Flanken der Schwingungs- und Rotationsbanden des Wasserdampfes (LWVI).

Eine weitere Rechenzeiterparnis ergibt sich durch die Verwendung der Delta-Eddington-Approximation von JOSEPH et al. (1976). Hierbei wird die Strahldichteverteilung durch Legendre-Polynome der nullten und ersten Ordnung beschrieben:

$$L(\delta, \mu, \xi) = L_0(\delta) + \mu L_1(\delta) . \quad (4.27)$$

Die Approximation gilt nur für eine horizontal homogene Atmosphäre, in der die Strahldichte unabhängig vom Azimutwinkel ξ ist. Die Phasenfunktion wird ebenfalls in Legendre-Polynome entwickelt, so daß bei einer Integration der Gleichung 4.24 über μ und ξ nur die Terme nullter und erster Ordnung übrigbleiben. Anstelle einer Berechnung der zenit- und azimutabhängigen Strahldichte wird dann nur noch zwischen den aufwärts- bzw. abwärtsgerichteten diffusen Strahlungsflußdichten und dem direkten (nicht gestreuten) Anteil der solaren Strahlung unterschieden.

Die Parametrisierung des Strahlungstransfers im HIRHAM4 basiert auf modifizierten Ansätzen von FOUQUART und BONNEL (1980) für die solare Strahlung und von MOCRETTE et al. (1986) für die terrestrische Strahlung. Nachfolgend soll der Strahlungstransfercode ausführlicher beschrieben werden, um die Wirkung des Strahlungsantriebes durch Aerosole im Modell zu verstehen.

Kurzwelliger Strahlungstransport

Der solare Nettostrahlungsfluß ist gegeben durch

$$F_k^{net}(\delta) = \int_0^\infty \int_0^{2\pi} \int_{-1}^{+1} \mu L_\lambda(\delta, \mu, \xi) d\mu d\xi d\lambda \quad (4.28)$$

wobei die monochromatische Strahldichte L_λ durch Verwendung der Delta-Eddington-Approximation aus den Termen 1 bis 3 der Strahlungstransportgleichung (Gleichung 4.24)

4. Das regionale Klimamodell HIRHAM4 mit Aerosolblock

für den solaren Spektralbereich zu bestimmen ist. Die spektrale Integration erfolgt über die beiden kurzwelligen Intervalle. Dabei wird die Photonen-Weg-Methode angewendet, um molekulare Absorption (durch Wasserdampf, Kohlendioxid, Ozon, Methan, Distickstoffoxid und Fluor-Chlor-Kohlenwasserstoffe) und Streuung separat zu behandeln. Sie beschreibt die Wahrscheinlichkeit, mit der ein Photon, das zu einem nur durch Streuung geschwächten Strahlungsfluß $F_{\lambda,kons}$ (d.h. $\omega_{\lambda,kons} = 1$) gehört, auf eine Absorbermenge trifft. Mit dieser angenommenen Verteilung erhält man dann eine Beziehung zwischen dem Strahlungsfluß F_{λ} und $F_{\lambda,kons}$. Zur vertikalen Integration wird die inhomogene Atmosphäre in N Schichten mit homogenen optischen Eigenschaften unterteilt. Die ab- und aufwärtsgerichteten Strahlungsflüsse F_s^{down} and F_s^{up} für die j -te Schicht sind dann gegeben durch

$$F_s^{down}(j) = F_0 \prod_{k=j}^N \Upsilon^{bottom}(k), \quad (4.29)$$

$$F_s^{up}(j) = F_s^{down}(j) R^{top}(j-1), \quad (4.30)$$

wobei $\Upsilon^{bottom}(j)$ und $R^{top}(j)$ die Transmissivität (Durchlässigkeit) am Schichtunterrand und das Reflexionsvermögen am Schichtoberrand kennzeichnen. Υ^{bottom} und R^{top} beinhalten die anteilige Wolkenbedeckung b :

$$R^{top} = bR_c^{top} + (1-b)R_{clr}^{top}, \quad (4.31)$$

$$\Upsilon^{bottom} = b\Upsilon_c^{bottom} + (1-b)\Upsilon_{clr}^{bottom}, \quad (4.32)$$

wobei die Indices c und clr den bewölkten und wolkenlosen Teil der Schicht angeben. In wolkenfreien Zonen wird das Reflexionsvermögen und die Transmissivität durch die Streuung und Absorption an Moleküle und Aerosole bestimmt. Sind Wolken vorhanden, sind beide Größen zusätzlich von der Streuung und Absorption an Wolkentröpfchen und Eisparkeln abhängig. Für gegebene optische Dicken der Wolken (δ_c), der Aerosole (δ_a) sowie der molekularen Absorption (δ_g) und den dazugehörigen Asymmetriefaktoren (g_c und g_a) werden das Reflexionsvermögen am Oberrand und die Transmissivität am Unter- rand der Schicht für den bewölkten Teil (R_c^{top} und Υ_c^{bottom}) berechnet als Funktion der gesamten optischen Dicke der Schicht

$$\delta = \delta_c + \delta_a + \delta_g, \quad (4.33)$$

der gesamten Einfachstreuabede

$$\omega = \frac{\delta_c + \delta_a}{\delta_c + \delta_a + \delta_g}, \quad (4.34)$$

und des gesamten Asymmetriefaktors

$$g = \frac{g_c \delta_c}{\delta_c + \delta_a} + \frac{g_a \delta_a}{\delta_c + \delta_a}. \quad (4.35)$$

Die Berechnung von δ_c und δ_a sowie g_c und g_a wird in den Abschnitten 4.2.2 und 4.2.3 erläutert. R^{top} und Υ^{bottom} sind desweiteren abhängig vom Reflexionsvermögen des darunterliegenden Mediums (Bodenoberfläche oder Atmosphärenschichten) und dem Sonnenzenitwinkel. Die Mehrfachstreuung zwischen Boden und Wolkenschichten sowie dem klaren Himmel wird durch einen Ansatz von FOUQUART und BONNEL (1980) berücksichtigt.

Langwelliger Strahlungstransport

Es wird eine nicht-streuende, plan-parallele Atmosphäre im lokalen thermodynamischen Gleichgewicht betrachtet, in der die langwellige Strahlung isotrop ist. Dann berechnet sich der Nettostrahlungsfluß nach

$$F_l^{net}(p) = \int_{-1}^{+1} \mu d\mu \int_0^\infty d\lambda \int_0^{2\pi} d\xi \left(B_\lambda(T[p_s]) \Upsilon_\lambda(p_s, p; \mu) + \int_{p_s}^0 B_\lambda(T[p']) \frac{\partial \Upsilon_\lambda(p', p; \mu)}{\partial p'} dp' \right) \quad (4.36)$$

Die Funktion Υ_λ beschreibt die monochromatische Transmissivität der Schicht mit den Grenzen p und p' in Richtung $\mu = \cos\theta$. Mit Aufspaltung in die monochromatischen auf- und abwärtsgerichteten Flüsse erhält man aus der Gleichung 4.36 nach partieller Integration

$$F_\lambda^{up}(p) = \pi [B_\lambda(T_s) - B_\lambda(T_a)] \Upsilon_\lambda(p_s, p; r_d) + \pi B_\lambda(T_p) - \pi \int_{p_s}^p \Upsilon_\lambda(p, p'; r_d) \frac{dB_\lambda(T[p'])}{dp'} dp' \quad (4.37)$$

$$F_\lambda^{down}(p) = \pi [B_\lambda(T_{top}) - B_\lambda(T_\infty)] \Upsilon_\lambda(p_s, 0; r_d) + \pi B_\lambda(T_p) - \pi \int_p^0 \Upsilon_\lambda(p', p; r_d) \frac{dB_\lambda(T[p'])}{dp'} dp'. \quad (4.38)$$

Die Indizes s , a , p und top stehen für Boden, bodennahe Luftschicht, Druckniveau und Oberrand der Atmosphäre. Statt der Integration über den Zenitwinkel θ wurde der konstante Diffusivitätsfaktor $r_d = 1.66$ eingeführt, der eine gebräuchliche Approximation bei der Berechnung des langwelligen Strahlungstransfers darstellt.

Für die Integration über die i langwelligen Spektralintervalle (Tabelle 4.1) werden Transmissivitäten Υ_i verwendet, die von MOCRETTE et al. (1986) mit einem hochauflösenden Bandenmodell bestimmt wurden. Das Bandenmodell gibt die Absorption durch Gase in Abhängigkeit von der durchstrahlten Absorberkonzentration an. Neben den bereits erwähnten Schwingungs- und Rotationsbanden des Wasserdampfes, der $15 \mu\text{m}$ Bande des Kohlendioxids, die $9.6 \mu\text{m}$ Bande des Ozons und den Flanken der Schwingungs- und Rotationsbanden des Wasserdampfes werden auch die Absorptionsbanden der Spurengase Methan, Distickstoffoxid und Fluor-Chlor-Kohlen-Wasserstoffe berücksichtigt. Das Absorptionsvermögen und damit die optische Dicke eines Gases wird aber nicht nur durch die Konzentration des Absorbers in einer Schicht bestimmt, sondern auch durch die Temperatur und den Druck. Letztere verändern die Form der Absorptionbanden. Um diesen Einfluß auf die Spektrallinien der Gase zu berücksichtigen, führt man eine effektive Absorbermenge ein. Hierbei wird die Konzentration des Absorbers mit dem Druck und der Temperatur gewichtet. Die Transmissivitäten werden dann als Funktion der effektiven Absorbermengen beschrieben. Die Absorption langwelliger Strahlung durch Aerosole wird durch deren optische Dicke berücksichtigt (Abschnitt 4.2.3). Die Transmissivitäten sind dann zusätzlich von der Absorbermenge der Aerosole abhängig.

Nach Einteilung der Atmosphäre in N homogene Schichten erfolgt schließlich die vertikale Integration der Gleichungen (4.37) und (4.38). Der Effekt der Wolken auf den langwelligen Strahlungstransport folgt der Methode von WASHINGTON und WILLIAMSON (1977). Die Strahlungsflüsse für den wolkenlosen und wolkenbedeckten Himmel werden separat berechnet und danach proportional zum Grad der Wolkenbedeckung kombiniert.

4.2.2. Optische Eigenschaften der Wolken

Kurzwelliger Spektralbereich

Zur Beschreibung der Absorption und Streuung solarer Strahlung durch Wolken müssen deren optische Dicke σ_c , Einfachstreu-Albedo ω_c und Asymmetrieparameter g_c parametrisiert werden. Die Streuparameter werden unter der Annahme idealisierter Größenverteilungen für Wolkentröpfchen und kugelförmige Eisteilchen durch Berechnungen nach der Mie-Theorie bestimmt (ROCKEL et al., 1991). Anschließend werden die Ergebnisse über die solaren Spektralintervalle gemittelt. Diese Prozedur wird für verschiedene effektive Radien durchgeführt. Der effektive Radius r_e ist dabei definiert als oberflächengewichteter mittlerer Radius der betrachteten Größenverteilung zwischen r_{min} und r_{max}

$$r_e = \frac{\int_{r_{min}}^{r_{max}} n(r) r^3 dr}{\int_{r_{min}}^{r_{max}} n(r) r^2 dr} . \quad (4.39)$$

Mit ihm werden die optischen Parameter der Wolken wie folgt parametrisiert:

$$\text{optische Dicke} \quad \delta_c = a_0 r_e^{a_1} CWP \quad (4.40)$$

$$\text{Einfachstreueralbedo} \quad \omega_c = \sum_{n=0}^3 b_n (\log(r_e))^n \quad (4.41)$$

$$\text{Asymmetrieparameter} \quad g_c = \sum_{n=0}^4 c_n (\log(r_e))^n \quad (4.42)$$

Unterteilt nach Eis- und Wasserwolken sind die Koeffizienten a_0, a_1, b_n und c_n für die beiden solaren Spektralintervalle in Tabelle A.2 im Anhang aufgeführt. Der Wolkenwasserweg CWP (in g/m^2) entspricht dem vertikal integrierten Wolkenwassergehalt:

$$CWP = LWP + IWP = \int_{z_b}^{z_t} (q_{wl} + q_{wi}) \rho_L dz , \quad (4.43)$$

wobei LWP bzw. IWP den Flüssigwasser- bzw. Eiswasserweg der Wolke und z_b bzw. z_t die Wolkenuntergrenze bzw. -obergrenze bezeichnen. Das Wolkenflüssigwasser q_{wl} und das Wolkeneis q_{wi} werden entsprechend Gleichung 4.21 in Abhängigkeit von der Temperatur aus dem Wolkenwasser q_w diagnostisch bestimmt.

Der effektive Radius für Wassertröpfchen r_{el} (in μm) läßt sich als eine Funktion des Flüssigwassergehaltes $\rho_L q_{wl}$ (in g/m^3) und der vorgeschriebenen Wolkentröpfchenkonzentration $CDNC$ (in cm^{-3}) schreiben

$$r_{el} = k \sqrt[3]{\frac{3\rho_L q_{wl}}{4\pi\rho_l CDNC}} . \quad (4.44)$$

Dabei sind ρ_l die Dichte von flüssigem Wasser und k ein Parameter, der die Form des Teilchenspektrums bestimmt. Letzterer hat in kontinentalen bzw. maritimen Wolken einen Wert von 1.14 bzw. 1.08 (JOHNSON, 1993). Für die $CDNC$ wird in der atmosphärischen Grenzschicht über Ozeanen ein typischer Wert von 100 cm^{-3} und über Kontinenten von 220 cm^{-3} angenommen. Oberhalb der Grenzschicht sinkt $CDNC$ exponentiell auf 50 cm^{-3} ab.

Der effektive Radius der Eisteilchen r_{ei} wird nach MCFARLANE et al. (1992) parametrisiert durch

$$r_{ei} = c_6 \cdot X_i^{c_7} \quad (4.45)$$

4.2. Physikalische Parametrisierungen

mit $c_6 = 5640$ und $c_7 = 0.786$. X_i (in μm) gibt die mittlere Länge der Eispartikel wieder, für die HEYMSFIELD (1977) auf der Basis von Messungen eine Parametrisierung in der Form

$$X_i = 10^{-3} \sum_{n=0}^3 b_n (\log(10^3 \rho_L q_{wi}))^n \quad (4.46)$$

ableitete. Hierbei ist $\gamma_0 = 0.698$, $\gamma_1 = 0.366$, $\gamma_2 = 0.122$ und $\gamma_3 = 0.0136$.

Für eine Mischwolke sind die optische Dicke δ_c , die Einfachstreueralbedo ω_c und der Asymmetriefaktor g_c wie folgt definiert:

$$\delta_c = \delta_l + \delta_i, \quad (4.47)$$

$$\omega_c = \frac{\omega_l \delta_l + \omega_i \delta_i}{\delta_l + \delta_i}, \quad (4.48)$$

$$g_c = \frac{g_l \omega_l \delta_l + g_i \omega_i \delta_i}{\delta_l + \delta_i}. \quad (4.49)$$

Dabei stehen die Indices l und i für die Flüssig- und Eisphase.

langwelliger Spektralbereich

Im langwelligen Spektralbereich wird die Streuung vernachlässigt und die Emissivität von Wasser- bzw. Eiswolken mit dem Bedeckungsgrad b beschrieben durch

$$\epsilon_l = b(1 - e^{-K_l \cdot LWP}), \quad (4.50)$$

$$\epsilon_i = b(1 - e^{-K_i \cdot IWP}). \quad (4.51)$$

Dabei sind $K_l = 0.03 + 0.29e^{-0.09 r_{ei}}$ und $K_i = 0.02 + 0.21e^{-0.07 r_{ei}}$ (in m^2/g) die Masseneinktionskoeffizienten für Wasser- und Eiswolken. Das Emissionsvermögen einer Mischwolke ist gegeben durch

$$\epsilon_c = (1 - e^{-(K_l \cdot LWP + K_i \cdot IWP)}). \quad (4.52)$$

Zusammenfassend läßt sich sagen: Die optischen Parameter von Wasser- und Eiswolken im solaren und langwelligen Wellenlängenbereich sind eine Funktion des flüssigen bzw. festen Wolkenwassergehaltes (q_{wl} bzw. q_{wi}). Für Wasser- und Mischwolken sind sie zudem abhängig von der Wolkenentröpfchenkonzentration $CDNC$. Die Abhängigkeit der optischen Parameter für Wasser- und Mischwolken von $CDNC$ wird in dieser Arbeit dazu benutzt, den indirekten Effekt von „Arctic Haze“ zu simulieren.

4.2.3. Aerosolblock

Der direkte Effekt der Aerosole auf die Strahlung wird im Modell HIRHAM4 durch den Einbau des Globalen Aerosol Datensatzes (GADS) nach KÖPKE et al. (1997) berücksichtigt. Dieser Datensatz stellt die optischen Eigenschaften von Aerosolen in Abhängigkeit von der Wellenlänge und der relativen Feuchte bereit.

Globaler Aerosol Datensatz (GADS)

Der GADS basiert sowohl auf Resultaten weltweiter Messungen mikrophysikalischer und optischer Aerosoleigenschaften als auch auf den Ergebnissen von Aerosolmodellen. Für 11 verschiedene Aerosolkomponenten sind jeweils die Extinktions-, Absorptionsquerschnitte und Asymmetriefaktoren für den Wellenlängenbereich zwischen 0.25 und 40 μm angegeben. Die Tabelle A.6 im Anhang zeigt die Komponenten des GADS und deren mikrophysikalische Eigenschaften für trockene Teilchen. Die Teilchen einer Komponente sind durch einen Modenradius r_m und eine mittlere spezifische Dichte ρ charakterisiert. Die optischen Parameter wurden unter Vorgabe einer Größenverteilung und eines Brechungsindex bei Annahme kugelförmiger Teilchen mit der Streutheorie nach MIE (1908) berechnet. Die Größenverteilung der einzelnen Komponenten wird durch eine Log-Normalverteilung (monomodale Verteilung) nach H.C.DAVIES (1974) beschrieben:

$$n(r) = \frac{dN(r)}{d\log(r)} = \frac{N}{\sqrt{2\pi} \log(\sigma)} \cdot \exp\left(-\frac{1}{2} \left(\frac{\log(r) - \log(r_m)}{\log(\sigma)}\right)^2\right) \quad (4.53)$$

Der Modenradius r_m markiert das Maximum der Verteilung. Außerdem gilt, daß die Hälfte aller Partikel kleiner als r_m ist, die andere Hälfte größer als r_m . σ ist die geometrische Standardabweichung, die die Breite der Verteilung um r_m angibt. N stellt die Gesamtkonzentration der Teilchen und $n(r)$ die Konzentration aller Partikel im Radiusintervall dr an.

In Tabelle A.6 (siehe Anhang) kennzeichnet die Kategorie INSO wasserunlösliche Mineralien, die nicht wie die anderen Mineralien MINM, MIAM, MICM und MITTR aus Wüstenregionen stammen, sondern aus Böden der mittleren Breiten. Diese Teilchen zeigen neben streuenden Eigenschaften auch ein relativ hohes Absorptionsvermögen im kurzwelligen Bereich.

Die Komponente WASO umfaßt alle Stoffe, die in Wasser löslich sind, z.B. Nitrate, organische Substanzen und vor allem Sulfate. Sie stammen aus Gas-Partikel-Umwandlungen, industriellen und natürlichen Prozessen sowie der direkten Emission von der Oberfläche und biologischen Quellen. Im kurzwelligen Bereich wirken WASO-Teilchen vor allen Dingen streuend, dagegen nimmt im langwelligen Bereich der Anteil an Absorption im Verhältnis zur Gesamtextinktion zu.

Mit Ruß (englisch: soot) werden allgemein kohlenstoffhaltige Materialien bezeichnet, die direkt oder indirekt bei Verbrennungsprozessen entstehen. Hierbei kann es sich sowohl um stark absorbierende Graphite als auch um schwach absorbierende organische Substanzen handeln. Ihr jeweiliger Anteil richtet sich nach der Art des Verbrennungsvorgangs und des verbrannten Materials. Die GADS-Komponente SOOT repräsentiert Rußteilchen (schwarze Kohlenstoffpartikel), die durch einen hohen imaginären Brechungsindex gekennzeichnet sind. Entsprechend wirken die SOOT-Teilchen in allen Spektralbereichen stark absorbierend.

Seesalz-Aerosole (englisch: Sea-Salt) werden durch 3 Größenordnungen (SSNM, SSAM und SSCM) beschrieben. Sie enthalten Natriumchlorid (NaCl) und sind damit ebenfalls wasserlöslich. Während die wasserlösliche Aerosolkomponente WASO Teilchen umfaßt, die sowohl über Land als auch über See gefunden werden, sind in den Komponenten SSNM, SSAM und SSCM lediglich jene Aerosolpartikel enthalten, die aufgrund ihrer Größe und der damit verbundenen Sedimentationsgeschwindigkeit ausschließlich über dem Meer und den angrenzenden Küstengebieten zu finden sind. Seesalzteilchen wirken im kurzwelligen und in weiten Teilen des langwelligen Spektralbereiches streuend.

4.2. Physikalische Parametrisierungen

Eine weitere wasserlösliche Komponente, SUSO, besteht aus 75% Schwefelsäure und beschreibt das stratosphärische Aerosol und die antarktischen Sulfataerosole, die ihre Quelle in der Stratosphäre haben.

Für die wasserlöslichen Aerosolkomponenten (WASO, SSNM, SSAM, SSCM und SUSO) sind die aus Mie-Rechnungen hervorgegangenen optischen Parameter auch für verschiedene Quellungen bzw. relative Feuchten berücksichtigt. Bei zunehmender relativer Feuchte vergrößern sich die Radien der Teilchen durch Adsorption von Wasser, was zu einer Veränderung der Größenverteilung führt. Gleichzeitig verringern sich aber auch die Konzentrationen der wasserlöslichen Stoffe und damit der Brechungsindex der Lösungströpfchen. Um diesen Effekt zu erfassen, wurden die optischen Eigenschaften dieser Aerosolkomponenten für 8 relative Feuchteklassen berechnet. Die Einteilung der Feuchteklassen ist in Tabelle A.5 im Anhang wiedergegeben. Da die mineralischen Komponenten (MINM, MIAM, MICM) und Ruß (SOOT) mit steigender Feuchte nicht quellen, sind ihre Eigenschaften von der Feuchte unabhängig.

Um den GADS für Anwendungen im Klimamodell anzupassen, wurde eine Mittelung der optischen Eigenschaften auf die breitbandigen Spektralintervalle des HIRHAM4 vorgenommen. In den Tabellen A.7 und A.8 im Anhang sind die mittleren optischen Parameter der GADS-Komponenten für die erste der acht Feuchteklassen im 1. kurzwelligen (0.25 – 0.68 μm) und 2. kurzwelligen Spektralbereich (0.68 – 4.0 μm) wiedergegeben.

Allgemein läßt sich sagen, daß die Extinktion durch Aerosolteilchen mit zunehmender Wellenlänge abnimmt. Je größer die Teilchen, desto größer ist die Extinktion. Im kurzwelligen Spektralbereich ist Ruß (SOOT) der einzige starke Absorber. Bei den anderen Komponenten überwiegen die streuenden Eigenschaften. Die Vorwärtsstreuung nimmt mit der Wellenlänge ab. Die genannten Zusammenhänge lassen aus den Abbildungen 1b und 2a-c in der Arbeit von KÖPKE et al. (1997) entnehmen, die die Abhängigkeit der optischen Eigenschaften der verschiedenen Aerosolkomponenten von der Wellenlänge darstellen.

Da die Aerosolpartikel unabhängig voneinander mit dem Strahlungsfeld wechselwirken, erhält man die Extinktions-, Absorptions- und Streukoeffizienten der Mischung aus einer Addition der Koeffizienten der Aerosolkomponenten unter Berücksichtigung des Anzahlmischungsverhältnisses N_i/N . Die Einfachstreuung und den Asymmetriefaktor für das Gesamtaerosol erhält man als gewichtetes Mittel im Strahlungsschema (siehe nächsten Abschnitt).

Einbau des GADS im HIRHAM4

Die Beschreibung der optischen Wirkung der Aerosole erfolgt in der Strahlungstransportgleichung durch die Aerosolparameter (Extinktions-, und Absorptionskoeffizient σ_{ext} und σ_{abs} sowie Asymmetrieparameter g). Im Klimamodell HIRHAM4 werden die Aerosolparameter einer zuvor festzulegenden Mischung aus GADS-Komponenten mit Hilfe des Aerosol-Massenmischungsverhältnisses bestimmt. Im GADS sind hingegen die Extinktions- und Absorptionskoeffizienten der einzelnen Aerosolkomponenten mit der entsprechenden Teilchenkonzentration normiert, d.h. im GADS werden für die einzelnen Aerosolkomponenten Extinktions- und Absorptionsquerschnitte ($\text{cm}^2/\text{Teilchen}$) bereitgestellt. Deshalb muß die Aerosolteilchenkonzentration mit dem Aerosol-Massenmischungsverhältnis in Beziehung gesetzt werden.

Das Massenmischungsverhältnis M einer GADS-Komponente ist durch folgende Gleichung

4. Das regionale Klimamodell HIRHAM4 mit Aerosolblock

gegeben:

$$M = \frac{N}{\rho_L} \cdot m_T, \quad (4.54)$$

wobei N die Teilchenkonzentration (Teilchen/cm³) der GADS-Komponente ist. Die Masse eines Teilchens m_T für eine Aerosolkomponente resultiert aus dem Produkt zwischen seinem Volumen v_T und seiner spezifischen Dichte ρ_T

$$m_T = V_T \cdot \rho_T. \quad (4.55)$$

Das Volumen eines Teilchens ergibt sich aus der numerischen Integration über die Größenverteilung (Gleichung 4.53) zu

$$V_T = \frac{4}{3} \pi \int r^3 n(r) dr = \frac{4}{3} \pi r_m^3 \exp\left(\frac{9}{2} \ln^2 \sigma\right) \quad (4.56)$$

mit dem Modenradius r_m und der Standardabweichung σ der Log-Normal-Verteilung.

Aus dem Aerosol-Massenmischungsverhältnis M in einer Schicht zwischen den Druckniveaus p und $p + dp$ berechnet sich dann die optische Dicke δ durch

$$d\delta(p) = \sigma_{ext} \cdot dz = \sigma_{ext} \cdot \frac{dp}{G \rho_L} = \sigma_{ext} \cdot \frac{M}{N m_T} \frac{dp}{G} = \sigma_{ext}^c \cdot \frac{M}{m_T} \frac{dp}{G}, \quad (4.57)$$

wobei die Schichtdicke dz durch die hydrostatische Grundgleichung 4.4 und ρ_L durch Gleichung 4.55 ersetzt wurde. σ_{ext} ist der Extinktionskoeffizient, $\sigma_{ext}^c = \sigma_{ext}/N$ der Extinktionsquerschnitt (cm²/Teilchen). Die optische Dicke der Aerosolmischung (δ_a) in einer Schicht ergibt sich aus Summe der einzelnen optischen Dicken der Aerosolkomponenten i :

$$\delta_a(p) = \sum_i \delta_i(p). \quad (4.58)$$

Die Einfachstreueralbedo ω_a und der Asymmetriefaktor g_a des Gesamtaerosols in einer Schicht ergeben sich aus der Summe der mit der optischen Dicke und der Einfachstreueralbedo gewichteten Komponenten:

$$\omega_a(p) = \frac{\sum_i \omega_i(p) \cdot \delta_i(p)}{\sum_i \delta_i(p)}, \quad (4.59)$$

$$g_a(p) = \frac{\sum_i g_i(p) \cdot \omega_i(p) \cdot \delta_i(p)}{\sum_i \omega_i(p) \cdot \delta_i(p)}. \quad (4.60)$$

Im Strahlungstransfercode wird die Absorption und Streuung kurzwelliger Strahlung mit der Delta-Eddington-Approximation berechnet. Das Konzept der Approximation trägt der starken Vorwärtsstreuung der Mie-Streuung Rechnung. Der Strahlungsanteil, der an den kugelförmigen Teilchen näherungsweise in Richtung der einfallenden Strahlung gestreut wird, wird dem ungestreuten Strahlungsfeld wieder hinzugefügt. Es ergeben sich dann geänderte „effektive“ Werte für die optischen Parameter (WISCOMBE, 1977):

$$\delta_a^* = (1 - \omega_a \cdot g_a^2) \cdot \delta_a, \quad (4.61)$$

$$\omega_a^* = \frac{(1 - g_a^2) \cdot \omega_a}{1 - \omega_a \cdot g_a^2}, \quad (4.62)$$

$$g_a^* = \frac{g_a}{1 + g_a}. \quad (4.63)$$

4.2. Physikalische Parametrisierungen

Die effektive optische Dicke δ_a^* ist kleiner als die optische Dicke δ_a . Gleiches gilt für die effektive Einfachstreueralbedo ω_a^* und den effektiven Asymmetriefaktor g_a^* .

Mit zunehmender Wellenlänge nehmen die absorbierenden Eigenschaften der Aerosole zu, ihre Extinktion jedoch ab. Die Streuung durch Aerosole tritt im langwelligen Spektralbereich in den Hintergrund und wird deshalb vernachlässigt. Ihr Absorptionsvermögen und damit ihre optische Dicke in einer Modellschicht zwischen den Druckniveaus p und $p + dp$ ist durch die Gleichung 4.57 gegeben.

Beschreibung von „Arctic Haze“ mittels GADS

Durch die Mischung verschiedener Aerosolkomponenten des GADS läßt sich ein spezifisches Aerosolgemisch für eine Region erzeugen. Dies soll im folgenden am Beispiel des „Arctic Haze“ durchgeführt werden.

Wie im Kapitel 2.4 erläutert, werden als chemische Bestandteile des troposphärischen Aerosols im arktischen Frühjahr in der Literatur genannt (z.B. ROSEN et al., 1980; RAHN und HEIDAM, 1981; SHAW, 1982; HEINTZENBERG, 1982; CLARKE et al., 1984; BARRIE und HOFF, 1985; BARRIE, 1986; BARRIE, 1996; WENDLING et al., 1985; D'ALMEIDA et al., 1991; SHAW et al., 1993; HEINTZENBERG und LECK, 1994; JAESCHKE et al., 1997) :

- Natürliche und anthropogene Sulfate aus der Oxidation von reduzierten Schwefelgasen und Schwefeldioxid,
- Nitrate aus der Oxidation von Stickoxiden,
- Seesalz,
- Natürliche und anthropogene Kohlenstoffverbindungen (insbesondere Ruß),
- Mineralien (in sehr geringen Mengen).

Die in dieser Arbeit gewählte Aerosolzusammensetzung beschränkt sich auf die ersten vier angeführten Komponenten, da sie die Hauptbestandteile des „Arctic Haze“ sind. Im GADS entsprechen sie den Komponenten WASO, SOOT und Sea-Salt. Bei Sea-Salt wurde der Akkumulation-Mode (SSAM) gewählt, da größere Seesalzpartikel (SSCM) nicht über längere Distanzen transportiert werden (ROSSKNECHT und KHALIL, 1993). Die optischen Parameter dieser Komponenten sind für die zwei solaren und die sechs terrestrischen Spektralintervalle sowie den 8 Feuchteklassen in den Abbildungen A.1 bis A.3 dargestellt. Bei der Festlegung des Massenmischungsverhältnisses der Aerosolkomponenten wurden mehrere Aspekte berücksichtigt. So stellt die wasserlösliche Substanz Sulfat ein Hauptbestandteil der anthropogenen Haze-Partikel dar (z.B. BARRIE und HOFF, 1985; STAEBLER et al., 1999). Beobachtungsdaten von WARNECK (1988) ergaben für die Arktis einen Anteil der Sulfat-Aerosole an der Masse aller Aerosole von ca. 75%. Für das Massenverhältnis Ruß/Sulfate wurde ein Wert von ungefähr 0.075 angesetzt, wie ihn HAYWOOD und SHINE (1995) vorschlugen. Eine ähnliche Relation zwischen beiden Substanzen fand auch HOPPER et al. (1994) bei Messungen während „Arctic Haze“-Ereignissen an der Station Alert, Kanada (82.5°N, 62.3°W) im Frühjahr. Desweiteren wurden Kenntnisse über die Größenbereiche der optischen Eigenschaften von „Arctic Haze“ berücksichtigt. (siehe Tabelle 2.1). Das Aerosol-Massenmischungsverhältnis wurde so bestimmt, daß die berechnete gesamt-optische Dicke des Aerosols mit Meßdaten eines Sonnenphotometers an der Koldewey-Station/Spitzbergen (78.93°N, 11.95°O) während eines „Arctic Haze“-Ereignisses übereinstimmt.

4. Das regionale Klimamodell HIRHAM4 mit Aerosolblock

Auf dieser Basis wurde eine externe Mischung aus den genannten drei GADS-Komponenten mit den in Tabelle 4.2 angegebenen Massenmischungsverhältnissen erstellt. Dabei wurde vereinfachend angenommen, daß das gesamte Aerosol in einer 380 m dicken Schicht konzentriert ist. Die resultierenden optischen Eigenschaften der Mischung sind für die beiden solaren Spektralintervalle in Tabelle 4.3 zusammengefaßt.

	WASO	SSAM	SOOT
M_i (10^{-5} g/kg)	3.48	1.02	0.26
m_i ($\mu\text{g}/\text{m}^3$)	41	12	3
N_i ($1/\text{cm}^3$)	30500	15	50000

Tabelle 4.2.: Die erste Zeile beinhaltet die gewählten Massenmischungsverhältnisse M_i für die GADS-Komponenten WASO, SSAM und SOOT des GADS zur Beschreibung des „Arctic Haze“. Darunter folgen die Massen- und Teilchenkonzentrationen (m_i und N_i) bezogen auf eine 380 m mächtige Schicht.

optische Parameter	solarer Spektralbereich	
	0.25 – 0.68 μm	0.68 – 4.0 μm
δ_a	0.12	0.03
ω_a	0.91	0.73
g_a	0.64	0.60

Tabelle 4.3.: Optische Eigenschaften der externen Mischung der in Tabelle 4.2 aufgeführten Komponenten für den solaren Spektralbereich bei einer relativen Feuchte von 30%.

Eine Einfachstreueralbedo $\omega_a = 0.91$ bedeutet, daß sich die Extinktion zu 91% aus Streuung und zu 9% aus Absorption zusammensetzt. Während SUSO und SSAM im Sichtbaren eine Einfachstreueralbedo nahe 1 besitzen, hat SOOT als starker Absorber nur einen Wert von etwa 0.2. Folglich verringern die Rußpartikel die Einfachstreueralbedo des arktischen Aerosols drastisch trotz ihres geringen Anteils an der Gesamtaerosolmasse.

5. Sensitivitätsstudien mit einem 1D-Strahlungstransportmodell

Bevor eine Abschätzung der Klimawirkung des „Arctic Haze“ mit dem regionalen Klimamodell HIRHAM4 erfolgt, wird in diesem Kapitel der direkte Effekt des arktischen Aerosols auf die Strahlungsflüsse untersucht. Dazu werden mit einem eindimensionalen Strahlungstransportmodell eine Vielzahl von Sensitivitätsstudien durchgeführt, um die Abhängigkeit des direkten Strahlungsantriebes von verschiedenen Parametern zu untersuchen. Die gewonnenen Kenntnisse sollen der Interpretation der Ergebnisse mit dem dreidimensionalen Klimamodell HIRHAM4 dienen.

5.1. 1D-Strahlungstransportmodell

Das 1D-Strahlungstransfermodell setzt sich aus der Strahlungsparametrisierung von HIRHAM4 mit eingebautem GADS zusammen, hat aber gegenüber dem HIRHAM4 mit insgesamt 31 Schichten eine höhere vertikale Auflösung. Der „Arctic Haze“ wird durch die in Abschnitt 4.2.3 abgeleitete Mischung der GADS-Aerosolkomponenten WASO, SOOT und SSAM beschrieben. Neben den Aerosolparametern werden folgende Daten für den Modelllauf vorgegeben:

- Ort (geographische Länge/Breite) sowie Zeit (Datum/Uhrzeit) zur Bestimmung des Sonnenwinkels,
- meteorologische Bedingungen (Temperatur-, Feuchte- und Ozonprofile sowie Bodenluftdruck) aus Radiosonden- und Ozonsondenmeßdaten,
- Wolken (Profile von Wolkenbedeckung und -wassergehalt),
- Bodenalbedo.

Das Modell berechnet die vertikalen Profile der kurz- und langwelligen Strahlungsflüsse und die dazugehörigen Erwärmungsraten. Alle Rechnungen wurden jeweils mit und ohne Aerosol durchgeführt, um durch Differenzbildung der Ergebnisse den Strahlungsantrieb der Aerosole zu bestimmen.

5.2. Simulationsergebnisse

Alle nachfolgenden 1D-Simulationen werden für den Punkt Ny-Ålesund (78.93°N, 11.95°O) auf Spitzbergen durchgeführt. Die notwendigen Eingangsdaten wurden während eines „Arctic Haze“-Ereignisses mit einer troposphärischen aerosoloptischen Dicke $\delta_a = 0.12$ am 18. März 1996 gewonnen. Die Vertikalprofile der Temperatur, der relativen Feuchte und der Ozonkonzentration sind bis zu einer Höhe von 8 km in Abbildung 5.1 aufgetragen. Für

5. Sensitivitätsstudien mit einem 1D-Strahlungstransportmodell

den schneebedeckten Boden wurde eine Albedo $A = 0.8$ bestimmt. Aus dem vorgegebenen Zeitpunkt der Messungen (ca. 12.00 UTC) errechnet sich für Ny-Ålesund ein Zenitwinkel θ der Sonne von 67.5° , d.h. die Sonne befindet sich 22.5° über dem Horizont. Der Winkel zwischen der einfallenden Sonnenstrahlung und dem Horizont wird im folgenden als Sonnenhöhenwinkel $\alpha = 90^\circ - \theta$ bezeichnet.

5.2.1. Arktisches Aerosol bei wolkenlosem Himmel

Das gesamte Aerosol (siehe Tabelle 4.2) mit $\delta_a = 0.12$ wird in eine 380 m dicke Schicht eingebracht, wobei die Mitte der Schicht in etwa 1.3 km Höhe (875 hPa) liegt. Nach HEINTZENBERG (1989) werden in diesem Höhenbereich angehobene Haze-Schichten besonders häufig beobachtet.

Abbildung 5.2 zeigt die berechneten kurz- und langwelligen Nettostrahlungsflüsse in der wolkenfreien Troposphäre mit und ohne Aerosolschicht bis in 8 km Höhe. Zusätzlich sind flugzeuggetragene Messungen dieser Strahlungsflüsse eingezeichnet, die in der Umgebung von Spitzbergen gewonnen wurden.

Die Absorption und Rückstreuung der solaren Einstrahlung durch die Aerosole bewirkt eine Verringerung des abwärtsgerichteten kurzwelligen Strahlungsflusses in der Säule unterhalb der Partikelschicht. Im Vergleich zur aerosolfreien Troposphäre wird dadurch der solare Nettostrahlungsfluß am Boden um -3.3 W/m^2 reduziert. Inner- und oberhalb der Haze-Schicht nimmt dagegen der kurzwellige Nettostrahlungsfluß vor allem aufgrund der stark absorbierenden SOOT-Partikel zu. Da weniger solare Strahlung in den Weltraum zurückgestreut wird, resultiert ein positiver kurzwelliger Strahlungsantrieb am Oberrand der Atmosphäre von 11.0 W/m^2 . Der aus den Messungen abgeleitete, vertikale Strahlungsfluß ist geringer, weil hohe Eiswolken die solare Einstrahlung schwächen.

Das Profil des langwelligen Nettostrahlungsflusses zeigt einen geringfügigen Anstieg von 0.6 W/m^2 unterhalb der Partikelschicht (Abbildung 5.2, rechts), da die Erwärmung der Aerosolschicht durch die Absorption solarer Strahlung die Emission langwelliger Strahlung in Richtung Erdboden verstärkt. Der gemessene, negative langwellige Nettostrahlungsfluß ist im oberen Teil der Troposphäre kleiner als der berechnete, da die hohen Eiswolken die atmosphärische Gegenstrahlung erhöhen. Der aus den Messungen bestimmte, leicht

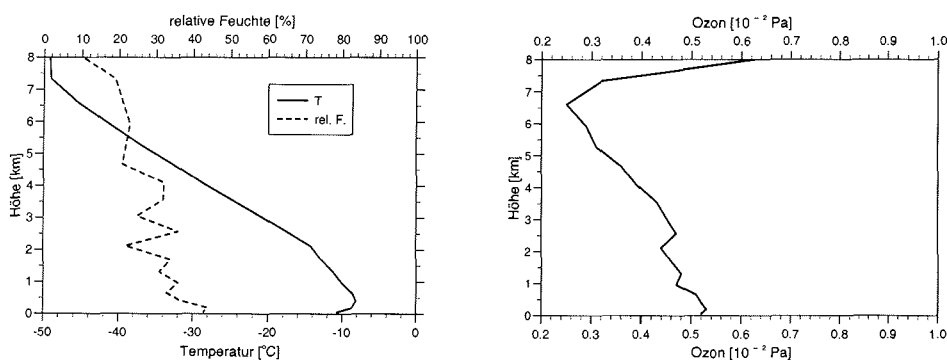


Abbildung 5.1.: Gemessene Vertikalprofile der Temperatur, der relativen Feuchte (links) und der Ozonkonzentration (rechts) in Ny-Ålesund (78.93°N, 11.95°O) um 12 UTC am 18.04.96.

5.2. Simulationsergebnisse

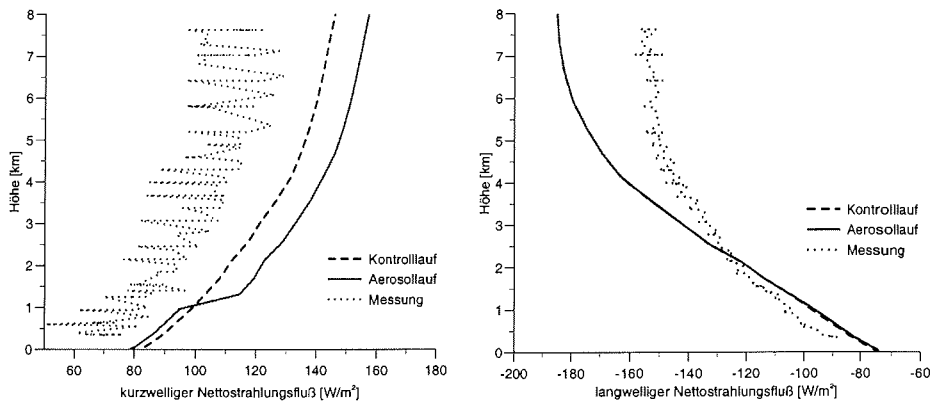


Abbildung 5.2.: Vertikalprofile des kurzwelligen Nettostrahlungsflusses (links) und des langwelligen Nettostrahlungsflusses (rechts) mit und ohne „Arctic Haze“-Schicht bei wolkenlosem Himmel (Sonnenstand $\alpha = 22.5^\circ$, Bodenalbedo $A = 0.8$). Zusätzlich sind die entsprechenden Profile aus den Flugzeugmessungen eingezeichnet.

höhere langwellige Strahlungsverlust in den unteren Luftschichten rührt daher, daß die Flugzeugmessungen z.T. in der Eisrandzone stattfanden. Über einer Wasseroberfläche ist die langwellige Abstrahlung aufgrund der höheren Oberflächentemperatur deutlich größer als über einer geschlossenen Eisdecke.

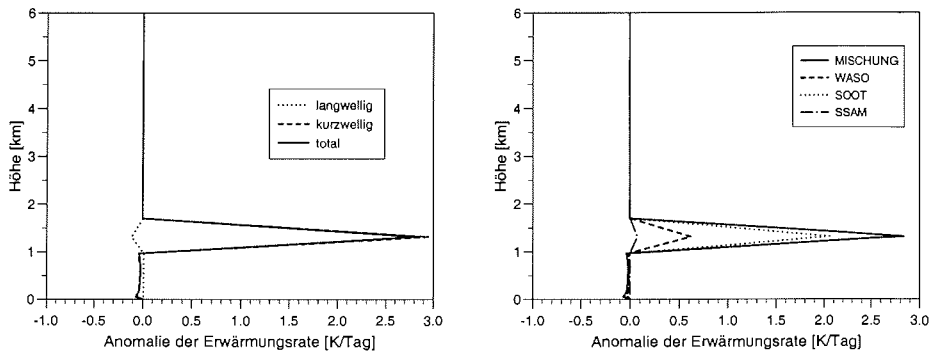


Abbildung 5.3.: Vertikalprofile des direkten Aerosolantriebes in der Erwärmungsrate für die Mischung (links) und für die einzelnen Komponenten (rechts) der Mischung (Sonnenhöhenwinkel $\alpha = 22.5^\circ$, Bodenalbedo $A = 0.8$, wolkenlos).

Durch die Divergenz des kurzwelligen Nettostrahlungsflusses von etwa 15 W/m^2 im Bereich der Aerosolschicht resultiert eine unmittelbare solare Erwärmungsrate von 2.9 K/Tag (Abbildung 5.3, links). Dabei trägt die hohe Anzahl der stark absorbierenden SOOT-Teilchen trotz ihres geringen Anteils an der Gesamtmasse mit etwa 75% zur Erwärmung bei (Abbildung 5.3, rechts). Durch die Wärmeabstrahlung der Aerosolschicht kühlt sich die Luft im Langwelligen um -0.2 K/Tag ab. Über der stark reflektierenden Erdoberfläche kommt es durch die reduzierte solare Einstrahlung zu einer leichten Abkühlung von -0.1 K/Tag .

5. Sensitivitätsstudien mit einem 1D-Strahlungstransportmodell

Eine ähnlich geringe bodennahe Abkühlung bestimmen auch SHAW et al. (1993) mit ihrem Aerosolmodell für „Arctic Haze“. Somit trägt „Arctic Haze“ zu einer höheren statischen Stabilität der troposphärischen Schichtung und zu einer Verstärkung der Temperaturinversion bei (vergleiche Abbildung 5.1).

Einfluß des Absorptionskoeffizienten

Das Absorptionsvermögen der Aerosole bestimmt maßgeblich die atmosphärische Erwärmung. Eine meßtechnische Abschätzung dieser Größe ist jedoch mit großen Unsicherheiten behaftet, was auf die unterschiedlichen Meßmethoden und analysierten Materialien zurückzuführen ist. Während in den Modellberechnungen von BLANCHET und LIST (1987) ein Massenabsorptionsvermögen für Ruß von $5.0 \text{ m}^2/\text{g}$ (bei $0.55 \mu\text{m}$) verwendet wird, liegt der Wert bei ROSEN und HANSEN (1984) mit $18.1 \text{ m}^2/\text{g}$ deutlich höher. Im GADS beträgt das Massenabsorptionsvermögen der Komponente SOOT $8.6 \text{ m}^2/\text{g}$. Im folgenden wird deshalb untersucht, inwiefern der direkte Strahlungsantrieb vom Aerosol-Absorptionsvermögen im solaren und terrestrischen Spektralbereich abhängt.

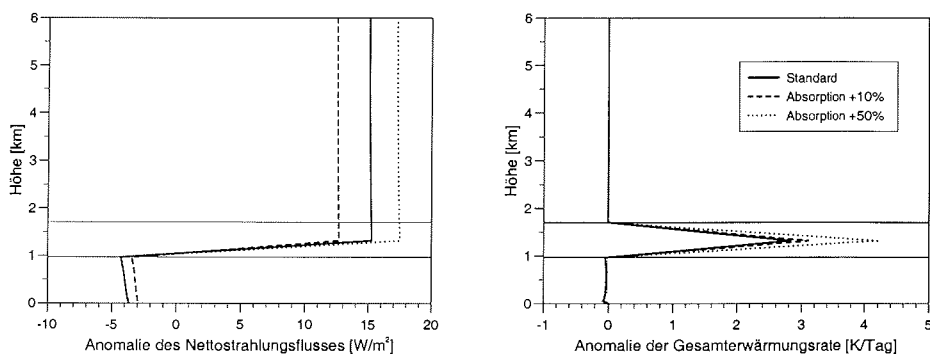


Abbildung 5.4.: Vertikalprofile des direkten Aerosolantriebes im Nettostrahlungsfluß (links) und in der Gesamterwärmungsrate (rechts) bei einem um 10 bzw. 50% höheren kurzwelligen Absorptionskoeffizienten der einzelnen Aerosolkomponenten, wobei die Gesamttextinktion nicht verändert wird. (Sonnenhöhenwinkel $\alpha = 22.5^\circ$, Bodenbedo $A = 0.8$, wolkenlos).

Zunächst wird der kurzwellige Absorptionskoeffizient der „Arctic Haze“-Komponenten WASO, SOOT und SSAM um 10% bzw. 50% erhöht, ohne das Extinktionsvermögen der einzelnen Komponenten zu verändern. Dies hat zur Folge, daß sich der Anteil der in den Weltraum zurückgestreuten solaren Strahlung entsprechend verringert, und der positive Strahlungsantrieb oberhalb der Haze-Schicht zunimmt (Abbildung 5.4 links). Die atmosphärische Gesamterwärmungsrate steigt um ca. 10% bzw. 50% (0.3 K/Tag bzw. 1.4 K/Tag) an (Abbildung 5.4 rechts). Obwohl die solare Einstrahlung am Boden weiter zurückgeht, wird eine stärkere Abkühlung der bodennächsten Luftschicht gegenüber dem Standardlauf verhindert, da durch die höhere Schichttemperatur mehr langwellige Strahlung zum Boden hin emittiert wird.

Im langwelligen Spektralbereich ($\lambda > 4 \mu\text{m}$) führt eine Erhöhung des Absorptionsvermögens der drei GADS-Komponenten um 100% relativ zum Standardlauf zu einer Reduktion der atmosphärischen Gesamterwärmungsrate um ca. 3% (0.1 K/Tag). Der Rückgang ist auf die verstärkte langwellige Abstrahlung der Aerosolschicht zurückzuführen. Der Grund für

die geringe Änderung der Erwärmungsrate liegt in dem deutlich schwächeren Extinktionsvermögen der Aerosole im langwelligen Spektralbereich (siehe Abbildung A.1(b) – A.3(b) im Anhang). Eine nennenswerte Änderung der Abkühlungsrate am Boden ist in diesem Fall nicht feststellbar. Zusammenfassend läßt sich sagen, daß die atmosphärische Strahlungserwärmung durch „Arctic Haze“ maßgeblich von dessen Absorptionsvermögen im Kurzwelligen abhängt.

Einfluß der relativen Feuchte

Die optischen Aerosoleigenschaften sind stark von der relativen Luftfeuchtigkeit abhängig. Im GADS wird der Feuchteeinfluß auf die optischen Aerosolparameter durch die bereits erwähnten 8 Feuchteklassen berücksichtigt. Die relative Feuchte f ist der Quotient aus dem herrschenden Wasserdampfdruck e in der Luft und dem bei der gegebenen Lufttemperatur T maximal möglichen Dampfdruck (Sättigungsdampfdruck E über Wasser bzw. Eis):

$$f = 100 \cdot \frac{e}{E} \quad (\text{in } \%). \quad (5.1)$$

Inwieweit der Strahlungsantrieb des „Arctic Haze“ durch die relative Luftfeuchtigkeit beeinflusst wird, soll im folgenden untersucht werden.

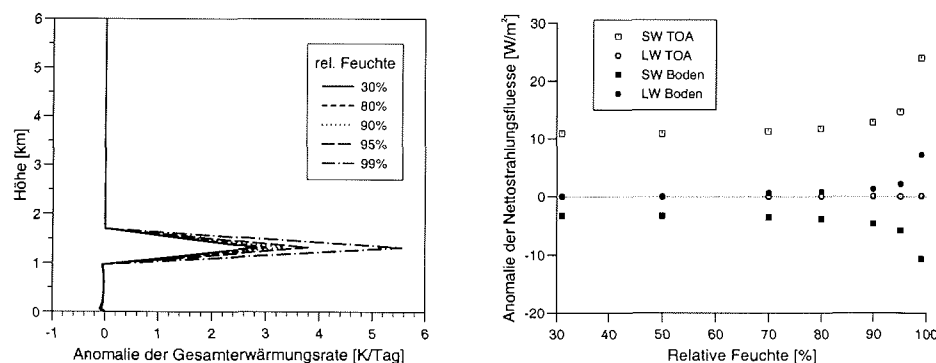


Abbildung 5.5.: Vertikalprofile des direkten Aerosolantriebes in der Gesamterwärmungsrate (links) sowie des kurz- und langwelligen Strahlungsantriebes am Oberrand der Atmosphäre (TOA) und Boden (rechts) für unterschiedliche relative Feuchten (Sonnenhöhenwinkel $\alpha = 22.5^\circ$, Bodenalbedo $A = 0.8$, wolkenlos).

Dazu wird die Luftfeuchtigkeit in der Partikelschicht schrittweise erhöht, während sie sonst unverändert bleibt. Dabei zeigt sich, daß die Erwärmung im Bereich der Aerosolschicht oberhalb einer relativen Feuchte von ca. 80% merklich ansteigt (Abbildung 5.5 links). Erst dann beginnen die hygroskopischen „Arctic-Haze“-Komponenten WASO und SSAM durch die Aufnahme von Wassermolekülen stark mit der relativen Feuchte anzuwachsen, da ihre physikalisch-chemischen Eigenschaften im wesentlichen durch Sulfat und Natriumchlorid bestimmt werden. So liegt die Sättigungsfeuchte von Natriumchlorid bei etwa 75%, die von reinem Sulfat bei etwa 80% (WINKLER, 1988). Bei den größten relativen Feuchten ist entsprechend die Radiusänderung dieser Teilchen mit der relativen Feuchte am stärksten.

Mit steigender Luftfeuchtigkeit vergrößert sich die Extinktion und damit die optische Dicke der Aerosole, wodurch der solare Nettostrahlungsfluß an der Erdoberfläche weiter reduziert wird (Abbildung 5.5 rechts). Gleichzeitig führen die höheren Temperaturen in der

5. Sensitivitätsstudien mit einem 1D-Strahlungstransportmodell

Aerosolschicht zu einem Anstieg der langwelligen atmosphärischen Gegenstrahlung. Sie kompensiert weitgehend die Zunahme des negativen kurzwelligen Strahlungsantriebes, so daß die bodennahe Abkühlung nahezu unverändert bleibt. Gleichzeitig steigt der Energiegewinn am Oberrand der Atmosphäre (TOA) bei hoher relativer Feuchte deutlich an. Da im Winter und Frühjahr die mittlere relative Feuchte über weiten Teilen der Arktis mehr als 80% beträgt (ORVIG, 1970), kann somit der Strahlungsantrieb durch „Arctic-Haze“ verstärkt werden.

Einfluß des Sonneneinfallswinkels und der Bodenalbedo

Weitere Faktoren, die einen Einfluß sowohl auf die Stärke als auch auf das Vorzeichen des Aerosolsignals haben, sind der Einfallswinkel der Sonnenstrahlen und die Albedo der Erdoberfläche. Dies soll zuerst für die Erwärmungsrate in der Haze-Schicht anhand der Abbildung 5.6 diskutiert werden.

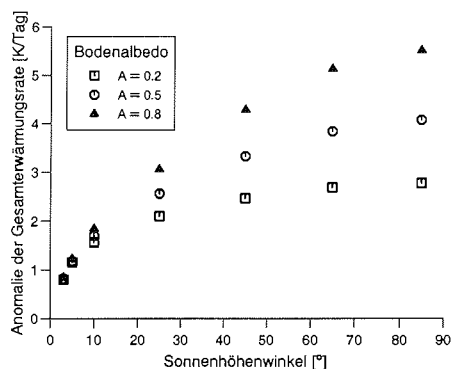


Abbildung 5.6.: Direkter Aerosolantrieb in der Gesamterwärmungsrate innerhalb der Haze-Schicht in Abhängigkeit von der Bodenalbedo A und dem Sonnenhöhenwinkel α bei wolkenlosem Himmel.

Bei gegebener Bodenalbedo A ist die Erwärmung im Bereich der Aerosolschicht um so größer, je höher die Sonne über dem Horizont steht. Über einer Unterlage mit hohem Reflexionsvermögen ($A = 0.8$) beträgt die Erwärmungsrate bei einem Sonnenhöhenwinkel $\alpha = 5^\circ$ etwa 1.2 K/Tag und steigt bei $\alpha = 25^\circ$ auf rund 3 K/Tag an. Die Ursache hierfür liegt zum einem in der Zunahme der abwärtsgerichteten solaren Strahlungsenergie pro Einheitsfläche mit größerem Sonnenhöhenwinkel. Zum anderen erfahren die Sonnenstrahlen aufgrund des kürzeren Weges durch die Atmosphäre eine geringere Streuung und Absorption an Gasmolekülen oberhalb der Schicht, so daß mehr kurzwellige Strahlung auf die Aerosolpartikel trifft.

Bei gegebenem Sonneneinfallswinkel α zeigt sich über Gebieten mit hoher Albedo A ein größeres positives Aerosolsignal als über Gebieten mit niedriger Albedo A , da im ersten Fall mehr Sonnenstrahlung vom Boden in Richtung Aerosolschicht reflektiert wird. Hierdurch kann zusätzlich kurzwellige Strahlungsenergie in der Aerosolschicht absorbiert werden. Der Unterschied im Aerosolantrieb zwischen Oberflächen niedriger und hoher Albedo A nimmt mit steigender Sonnenhöhe α noch deutlich zu.

Am Erdboden führt die Verminderung der Sonneneinstrahlung durch die Haze-Schicht zu einem negativen Signal im Nettostrahlungsfluß, das umso stärker ausfällt, je dunkler die Oberfläche ist (Abbildung 5.7, links). Über eis- und schneebedeckten Oberflächen mit ihrer

5.2. Simulationsergebnisse

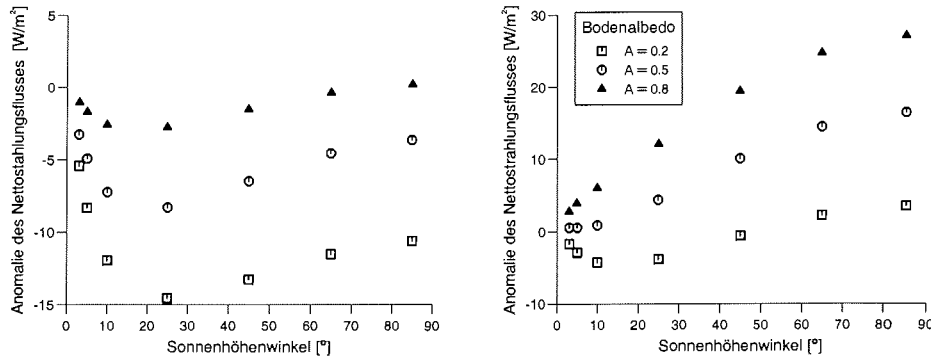


Abbildung 5.7.: Direkter Aerosolantrieb im Nettostrahlungsfluß am Boden (links) und am Oberrand der Atmosphäre (rechts) in Abhängigkeit von der Bodenalbedo A und dem Sonnenhöhenwinkel α bei wolkenlosem Himmel.

hohen Albedo A ist die Stärke des negativen Aerosolantriebes am geringsten. Die Ursache hierfür liegt in der intensiven Mehrfachstreuung zwischen der Schnee-/Eisoberfläche und der Aerosolschicht. Dieser Prozeß wirkt der Reduktion der Sonneneinstrahlung am Boden entgegen. In diesem Zusammenhang sei angemerkt, daß Sonnenhöhenwinkel größer 40° im arktischem Frühjahr (März bis Mai) nördlich von 65°N nicht auftreten.

Die Abhängigkeit des Strahlungsantriebes vom Sonnenhöhenwinkel α wird durch die Phasenfunktion (bzw. Asymmetriefaktor g) des Aerosols bestimmt: Bei den WASO- und SSAM-Teilchen, die den Großteil des „Arctic-Haze“ bilden, dominiert aufgrund ihres Asymmetriefaktors nahe 1 die Vorwärtsstreuung solarer Strahlung (vergleiche Abbildung A.1(d) und A.3(d) im Anhang). Bei hohem α wird zunächst nur ein geringer Anteil der Strahlung nach oben weggestreut; mit abnehmendem α wird dieser Anteil größer, wodurch weniger solare Strahlung in Richtung des Erdbodens gestreut wird, mit dem Resultat, daß das negative Signal am Boden entsprechend zunimmt (Abbildung 5.7, links). Dadurch tritt der stärkste negative Strahlungsantrieb bei $\alpha = 10\text{-}20^\circ$ auf, obwohl die solare Einstrahlung mit abnehmender Sonnenhöhe stetig kleiner wird.

Am Oberrand der Atmosphäre (TOA) resultiert ein leicht negativer Strahlungsantrieb über dunklen Oberflächen ($A = 0.2$), wenn α kleiner ca. 45° ist (Abbildung 5.7 rechts). Der größte Energieverlust für das System Erde-Atmosphäre ergibt sich bei $\alpha = 10$ bis 20° . Über Oberflächen mit höherer Bodenalbedo ($A = 0.5$ bzw. 0.8) verringert die Aerosolschicht die planetarische Albedo, so daß weniger Energie in den Weltraum zurückgestreut wird als in den entsprechenden Fällen ohne Aerosol. Der positive Strahlungsantrieb durch die SOOT-Partikel ist dann wesentlich größer als der negative Antrieb durch die WASO- und SSAM-Partikel. Zu diesem Ergebnis kommen auch PILINIS et al. (1995), HAYWOOD und SHINE (1995) und SCHULTZ und FEICHTER (1997) bei der Untersuchung der direkten Strahlungswirkung von Ruß- und Sulfat-Aerosolen bei wolkenlosem Himmel.

Einfluß der Höhe der Aerosolschicht über Grund

Die nächste Sensitivitätsstudie untersucht, inwieweit der Strahlungsantrieb durch die Lage der Haze-Schicht über Grund beeinflusst wird. Abbildung 5.8 zeigt die aerosolbedingten Erwärmungsraten am Boden, in der Haze-Schicht und am Oberrand der Atmosphäre für

5. Sensitivitätsstudien mit einem 1D-Strahlungstransportmodell

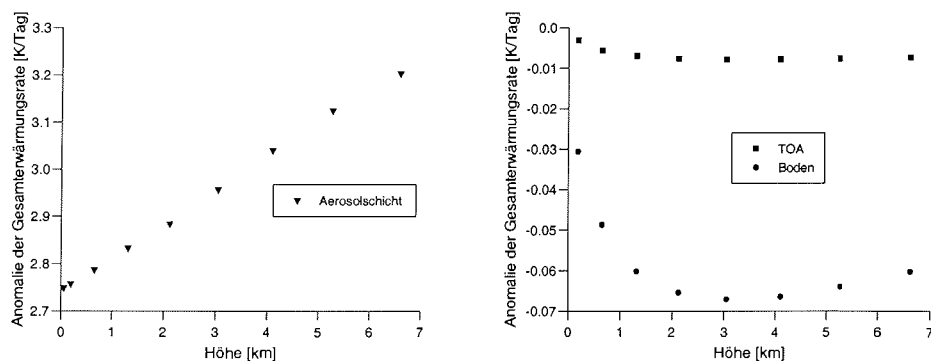


Abbildung 5.8.: Direkter Aerosolantrieb in der Gesamterwärmungsrate in der Haze-Schicht (links) sowie am Boden und am Oberrand der Atmosphäre (rechts) in Abhängigkeit von der Höhe der Aerosolschicht über Grund (Sonnenhöhenwinkel $\alpha = 22.5^\circ$, Bodenalbedo $A = 0.8$, wolkenlos). Es wurde eine höhenkonstante relative Feuchte von 30% gewählt.

unterschiedliche Abstände der Aerosolschicht vom Erdboden. Dabei wird eine höhenkonstante relative Feuchte von 30% angenommen, um deren Einfluß auf die optischen Aerosoleigenschaften zu eliminieren. In der Aerosolschicht wächst die positive Erwärmungsrate nahezu linear um ca. $0.05 \text{ K}/(\text{Tag}\cdot\text{km})$ mit zunehmendem Abstand von der schneebedeckten Erdoberfläche. Liegt die Haze-Schicht am Boden auf, ist die Erwärmung innerhalb der Schicht am geringsten, da die Mehrfachreflexion des Sonnenlichtes zwischen Boden und Aerosolschicht wegfällt. Außerdem trifft in Bodennähe weniger solare Strahlung auf eine Aerosolschicht als in größerer Höhe, da die Sonnenstrahlung auf ihrem längeren Weg vom Atmosphärenoberrand zur Aerosolschicht durch absorbierende und streuende Gase stärker abgeschwächt wird. Die bodennahe Abkühlung ist bei einer Distanz von mehr als ca. 3 km wieder rückläufig, weil die Dicke der Modellschichten mit steigender Höhe immer deutlicher wächst und damit die Aerosolkonzentration abnimmt. Dadurch verringert sich Wahrscheinlichkeit, mit der ein Photon auf seinem Weg durch die Haze-Schicht auf ein Aerosolteilchen trifft.

Generell ist der Einfluß der vertikalen Aerosolverteilung auf die Erwärmungsraten am Boden und Außenrand der Atmosphäre gering. Gleiches gilt für die Nettostrahlungsflüsse. Dieses Ergebnis ist konsistent mit dem von CESS (1983).

5.2.2. Einfluß der Wolken auf den direkten Aerosolantrieb

Bei den bisherigen Untersuchungen zum Strahlungsantrieb durch „Arctic-Haze“ wurde von einem wolkenlosen Himmel ausgegangen. Neben den bisher untersuchten Faktoren können aber auch Wolken den direkten Aerosoleffekt beeinflussen. Hierbei sind der Abstand der Aerosolschicht zur Wolke und die optische Dicke der Wolke entscheidend. Zunächst soll die Sensitivität des direkten Strahlungsantriebes gegenüber der Position einer Wolke untersucht werden. Dazu wird eine Wolke mit einer vertikalen Ausdehnung von 380 m unmittelbar ober- bzw. unterhalb sowie in der Aerosolschicht plziert. Der Bedeckungsgrad beträgt in allen drei Fällen 100%. Da die kurzwellige optische Dicke von Wolken δ_c während der arktischen Winter- und Frühjahrsmonate zwischen 8 und 20 beträgt (LEONTYEVA und STAMNES, 1993), wird für das folgende Experiment $\delta_c = 15$ gewählt. Das Feuchteprofil

entspricht weiterhin der gemessenen Verteilung unter wolkenlosen Bedingungen. Auf die Konsequenzen dieser Annahme wird weiter unten näher eingegangen. Die Ergebnisse der Berechnungen sind in Abbildung 5.9 bis 5.10 dargestellt.

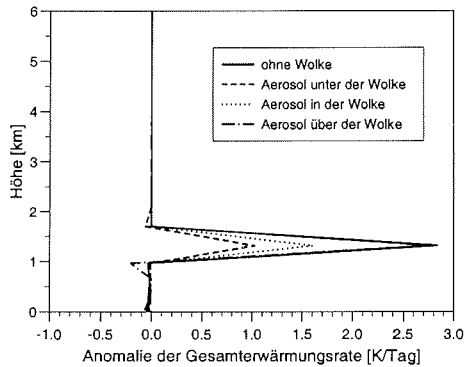


Abbildung 5.9.: Vertikalprofile des direkten Aerosolantriebes in der Gesamt-Erwärmungsrate für den wolkenlosen Fall und für den Fall einer Wolke in unterschiedlicher Position zur Aerosolschicht. Optische Dicke der Wolke $\delta_c = 15$, (Sonnenhöhenwinkel $\alpha = 22.5^\circ$, Bodenalbedo $A = 0.8$).

Im Vergleich zum unbewölkten Himmel tritt praktisch keine Änderung der Strahlungserwärmung ein, wenn sich die Aerosolschicht oberhalb der Wolke befindet (Abbildung 5.9). Dies liegt daran, daß die Wolke wie die Erdoberfläche eine Albedo von rund 0.8 aufweist. Befindet sich die Aerosolschicht unterhalb der Wolke, so reduziert sich die Erwärmungsrate in der Schicht gegenüber dem wolkenlosen Himmel um mehr als 63%; liegt die Aerosolschicht innerhalb der Wolke, beträgt die Abnahme noch fast 50%. Ursache sind die Reflexion und Absorption der Sonnenstrahlung im oberen Bereich der Wolke, so daß insgesamt weniger kurzwellige Strahlungsenergie auf die Haze-Partikel trifft. In der Wolke selbst kommt es zur Mehrfachstreuung. Infolge des längeren Photonenweges können im Fall „Aerosol in der Wolke“ die Rußpartikel mehr solare Strahlung absorbieren, so daß die Erwärmungsrate höher ausfällt als im Fall „Aerosol unterhalb der Wolke“.

Mit steigendem Sonnenhöhenwinkel α nimmt in allen drei Fällen die Erwärmungsrate innerhalb der Haze-Schicht zu (Abbildung 5.10). Bei einem Einfallswinkel der Sonnenstrahlen von kleiner etwa 45° ist der positive Antrieb am größten, wenn sich die Haze-Schicht oberhalb der Wolke befindet. Das positive Signal ist stets am geringsten, wenn sich die Aerosolschicht unterhalb der Wolke befindet. Für Winkel $\alpha > 45^\circ$, die allerdings in den arktischen Gebieten während des Frühjahrs nicht auftreten, führt die Mehrfachreflexion in der Wolke dazu, daß die Strahlungserwärmung für „Aerosol in der Wolke“ am stärksten ist.

In der Realität beträgt die relative Luftfeuchtigkeit innerhalb der Wolke 100%, so daß die berechnete Strahlungswirkung der Aerosole im Fall „Aerosol in Wolke“ zu gering ist. Denn einerseits vergrößern die hygroskopischen Aerosole in der Wolkenluft ihr Extinktionsvermögen und verändern zudem die Tröpfchenverteilung in der Wolke („indirekter Aerosoleffekt“). Andererseits existieren Rußteilchen in der Wolke eher als eine interne Mischung aus Ruß und Wasser (CHYLEK und CHENG, 1984), wodurch die Absorption solarer Strahlung durch die Rußpartikel erhöht wird.

Befindet sich die Wolke oberhalb der Aerosolschicht, verringert sich mit zunehmender optischer Dicke der Wolke die Erwärmungsrate innerhalb der Haze-Schicht, unabhängig vom Einfallswinkel der Sonnenstrahlung (Abbildung 5.11). Eine Erhöhung der optischen

5. Sensitivitätsstudien mit einem 1D-Strahlungstransportmodell

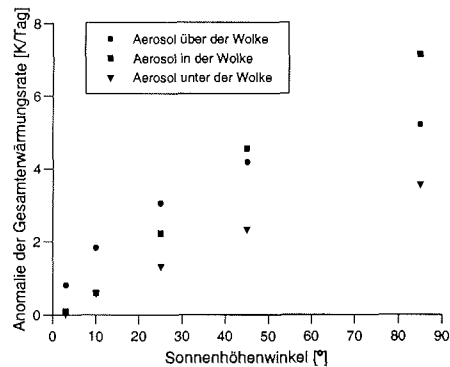


Abbildung 5.10.: Aerosolantrieb in der Gesamterwärmungsrate innerhalb der Haze-Schicht in Abhängigkeit von dem Sonnenhöhenwinkel α und der Position der Wolke. Hierbei ist die optische Dicke der Wolke $\delta_c=15$ (Bodenalbedo $A = 0.8$).

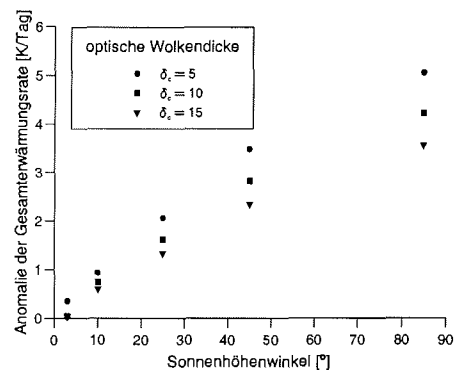


Abbildung 5.11.: Direkter Aerosolantrieb in der Gesamterwärmungsrate innerhalb der Haze-Schicht in Abhängigkeit von dem Sonnenhöhenwinkel α und der optischen Dicke der Wolke δ_c . Hierbei befindet sich das Aerosol unmittelbar unterhalb der Wolke (Bodenalbedo $A = 0.8$).

Dicke um 5 reduziert den Temperaturanstieg um rund 20%.

5.2.3. Zusammenfassung der Ergebnisse

Die mit dem 1d-Strahlungstransportmodell gewonnenen wesentlichen Ergebnisse können folgendermaßen zusammengefaßt werden:

Über Oberflächen mit hohem Reflexionsvermögen (Schnee, Eis) ist der Strahlungsantrieb durch „Arctic Haze“ positiv am Oberrand der Atmosphäre und negativ an der Erdoberfläche. Damit verbunden ist eine diabatische Erwärmung der Atmosphäre und eine leichte Abkühlung am Boden. Bei wolkenlosem Himmel haben vor allem die Sonnenhöhe, die relative Luftfeuchtigkeit und das Absorptionsvermögen der Aerosole einen großen Einfluß auf die Stärke des Antriebes. Im Vergleich dazu ist die vertikale Aerosolverteilung (bei höhenkonstanter relativer Feuchte) von untergeordneter Bedeutung.

Dies ändert sich jedoch, wenn Wolken vorhanden sind. Dann wird das direkte Aerosolsignal wesentlich von der vertikalen Lage der Haze-Schicht bestimmt. Der positive direkte

5.2. Simulationsergebnisse

Strahlungsantrieb am Atmosphärenoberrand und die atmosphärische Erwärmung sind im Vergleich zum wolkenfreien Himmel deutlich geringer, wenn sich die Haze-Schicht inner- oder unterhalb von Wolken befindet. Die Abschwächung nimmt dabei mit der optischen Dicke der Wolken zu. Die Studien machten weiterhin deutlich, daß der „Arctic Haze“ im langwelligen Spektralbereich kaum wirksam ist.

Die direkte Änderung der Strahlungsflüsse durch die Aerosolpartikel beeinflusst die Erwärmungsraten in der Atmosphäre. Im Klimasystem rufen die strahlungsinduzierten Temperaturänderungen über komplexe Rückkopplungsprozesse auch Veränderungen der atmosphärischen Dynamik und Thermodynamik hervor. Deshalb sind für eine realistische Abschätzung der Klimawirksamkeit von Aerosolen Berechnungen mit einem 3d-Klimamodell notwendig.

6. Untersuchungen zur Klimawirkung des „Arctic Haze“ mit HIRHAM4

6.1. Vorgehensweise

Nach dem Einbau des GADS in das regionale atmosphärische Klimamodell HIRHAM4 werden Monatssimulationen bei seitlichem und unterem Randantrieb mit ECMWF-Analysen durchgeführt. Alle Simulationen werden je einmal mit und ohne Aerosol berechnet, um durch Differenzbildung das monatsgemittelte Aerosolsignal zu bestimmen. Dabei wird der „Arctic Haze“ aus dem GADS nach Abschnitt 2.4 berücksichtigt. Es wird die Annahme gemacht, daß das arktische Aerosol horizontal gleichverteilt und stationär ist.

Zunächst wird das Klimasignal durch „Arctic Haze“ abgeschätzt. Dazu werden März-Simulationen über mehrere Jahre durchgeführt. Der März gilt als einer der typischen „Arctic Haze“ Monate. Die Untersuchung des Einflusses von Aerosol auf das Klima beschränkt sich auf den direkten Strahlungsantrieb. Wie die Experimente mit dem eindimensionalen Strahlungstranportmodell zeigen (siehe Abschnitt 5), bewirkt das Aerosol eine direkte Änderung der Strahlungsflüsse, die wiederum die diabatischen Erwärmungsraten in der Atmosphäre beeinflussen. Die Klimaänderung aufgrund dieser Störung stellt nicht einfach nur eine Anpassung der Temperatur dar, sondern beinhaltet eine Reihe von komplexen Wechselwirkungsmechanismen. So beeinflusst die lokale Erwärmung der Troposphäre durch Aerosole die atmosphärische Dynamik und die räumliche Verteilung der Feuchte und Wolken. Diese Änderungen können wiederum den direkten Aerosoleffekt sowohl vermindern als auch verstärken. Die Auswirkungen des direkten Klimaantriebes auf die kurz- und langwelligen Strahlungsflüsse, die Temperatur und die Zirkulation im Monatsmittel werden diskutiert.

Um die Schwankungsbreite des Aerosolsignals abzuschätzen, werden eine Reihe von Sensitivitätsstudien für den Monat März 1990 durchgeführt. Es werden im einzelnen untersucht:

- Der Einfluß der Höhenlage der „Arctic Haze“-Schicht auf den Aerosoleffekt.
- Der Einfluß des Aerosol-Absorptionskoeffizienten und der Feuchteabhängigkeit der optischen Aerosolparameter auf das Aerosolsignal.
- Der Einfluß der Modellkonfiguration auf das Aerosolsignal durch Änderung der Eiswolkenparametrisierung.

Weitere Sensitivitätsstudien beschäftigen sich mit den Fragen:

- Wie ändert sich das Aerosolsignal in den Monaten April und Mai 1990 im Vergleich zum Monat März 1990?
- Welche Änderungen ergeben sich, wenn zusätzlich der indirekte Effekt durch „Arctic Haze“ berücksichtigt wird? Hierzu wird eine aus Beobachtungen abgeleitete Beziehung zwischen der Sulfat-Aerosolmasse und der Konzentration von Wolkenröpfchen benutzt.

- Welchen direkten Strahlungsantrieb erhält man, wenn keine dynamischen Rückkopplungsprozesse möglich sind?

6.2. Klimasignal durch „Arctic Haze“

Um die Klimawirkung der arktischen Aerosole zu untersuchen, werden jeweils März-Simulationen der Jahre 1983 und 1989 bis 1995 mit und ohne Aerosol durchgeführt. Das Aerosol wird dabei in die Modellschichten 14 bis 17 eingebracht, was etwa einer Höhe zwischen 300 und 2700 m entspricht. Zur Abschätzung des maximalen Aerosolantriebes wird eine horizontale Gleichverteilung des Aerosol-Massenmischungsverhältnisses über das gesamte Modellgebiet angenommen.

6.2.1. Referenzklima

Zunächst wird das Referenzklima im März vorgestellt, das aus dem Mittel über die 8 März-Simulationen ohne Berücksichtigung von Aerosol berechnet wurde. Die Felder der Strahlungsbilanz, der Temperatur, des Geopotentials, des Bodenluftdruckes, der Feuchte in 850 hPa sowie der Wolkenbedeckung und der Niederschlagsverteilung sind in den Abbildungen 6.1 und 6.2 wiedergegeben.

Strahlungsbilanz

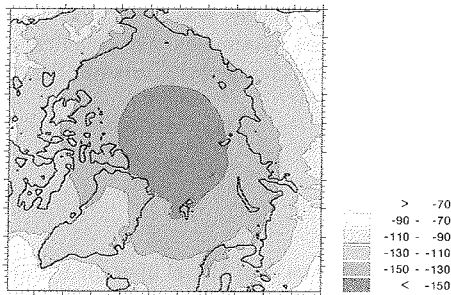
Entscheidend für das Klima ist die Strahlungsbilanz, die sich aus der Summe der kurz- und langwelligen Strahlungsflüsse ergibt. Am Oberrand der Atmosphäre ist die Strahlungsbilanz im gesamten Integrationsgebiet negativ (Abbildung 6.1(a)). Die Ursache liegt zum einen in der langwelligen Ausstrahlung in den Weltraum, zum anderen in der sehr geringen solaren Einstrahlung. Dabei tritt ein Minimum von -140 bis -160 W/m^2 in der zentralen Arktis auf.

Mit Ausnahme der Randgebiete resultiert auch an der Erdoberfläche durch die Strahlungsvorgänge ein Energieverlust (Abbildung 6.1(b)). Die Strahlungsbilanz setzt sich dabei zusammen aus der einfallenden und reflektierten Sonnenstrahlung am Boden sowie der atmosphärischen langwelligen Gegenstrahlung und der langwelligen Ausstrahlung von der Erdoberfläche. Der Verlust durch die langwellige Ausstrahlung erreicht maximale Werte von -320 bis -340 W/m^2 über dem Nordatlantik und dem Golf von Alaska und von -200 bis -220 W/m^2 über dem Arktischen Ozean. Mit der abwärtsgerichteten thermischen Strahlung durch Wolken und Treibhausgase von 170 bis 190 W/m^2 resultiert eine negative langwellige Nettostrahlung von -30 bis -40 W/m^2 über dem Arktischen Ozean. Das absolute Minimum mit Werten von -50 bis -60 W/m^2 tritt dabei über der Norwegischen See im Bereich der Eiskante auf. Der langwellige Verlust kann durch direkte und diffuse Solarstrahlung aufgrund des niedrigen Sonnenstandes nicht kompensiert werden. Zudem werden 80% bis 90% der eingestrahnten Sonnenenergie über den Schnee- und Eisflächen reflektiert. Dadurch ergibt sich über der inneren Arktis insgesamt ein Energieverlust von -20 bis -30 W/m^2 . Lediglich über den Randgebieten, wo die Sonne höher über dem Horizont steht, und gleichzeitig die Bodenalbedo deutlich niedriger ist, erreicht die Strahlungsbilanz positive Werte.

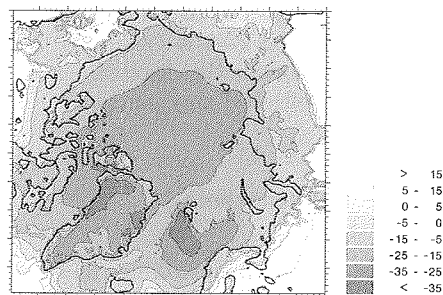
6. Untersuchungen zur Klimawirkung des "Arctic Haze" mit HIRHAM4

Temperaturverteilung

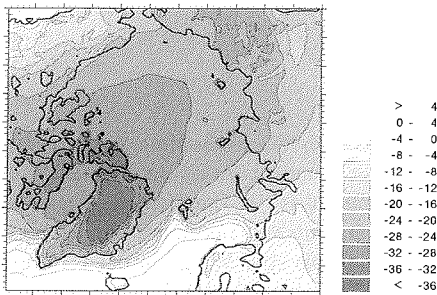
Bei der Betrachtung der in Abbildung 6.1(c) dargestellten bodennahen Temperatur fällt zunächst die asymmetrische Temperaturverteilung in Bezug zum Nordpol auf, die mit der Asymmetrie des troposphärischen Wirbels in Verbindung steht (siehe Abbildung 6.1(f)). Im wesentlichen wird die 2m-Temperatur durch die Beschaffenheit der Erdoberfläche geprägt. Die niedrigsten Werte von weniger als -44°C treten über dem grönländischen In-



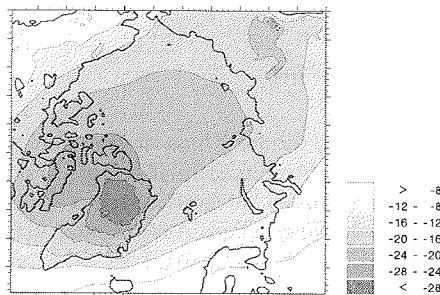
(a) Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre (in W/m^2)



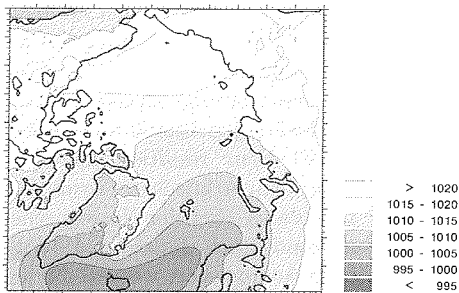
(b) Strahlungsbilanz am Boden (in W/m^2)



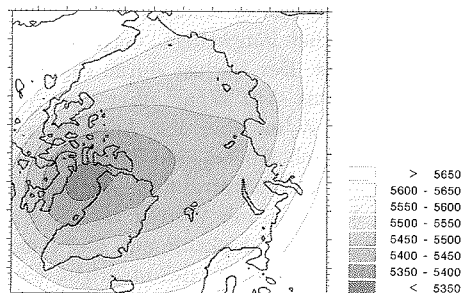
(c) Temperatur in 2 m Höhe (in $^{\circ}\text{C}$)



(d) Temperatur in 850 hPa (in $^{\circ}\text{C}$)



(e) Bodenluftdruck (in hPa)



(f) 500-hPa-Geopotential (in gpm)

Abbildung 6.1.: Monatgemittelte Felder für den Monat März basierend auf den Jahren 1983 und 1989-1995 ohne Berücksichtigung von Aerosol.

6.2. Klimasignal durch „Arctic Haze“

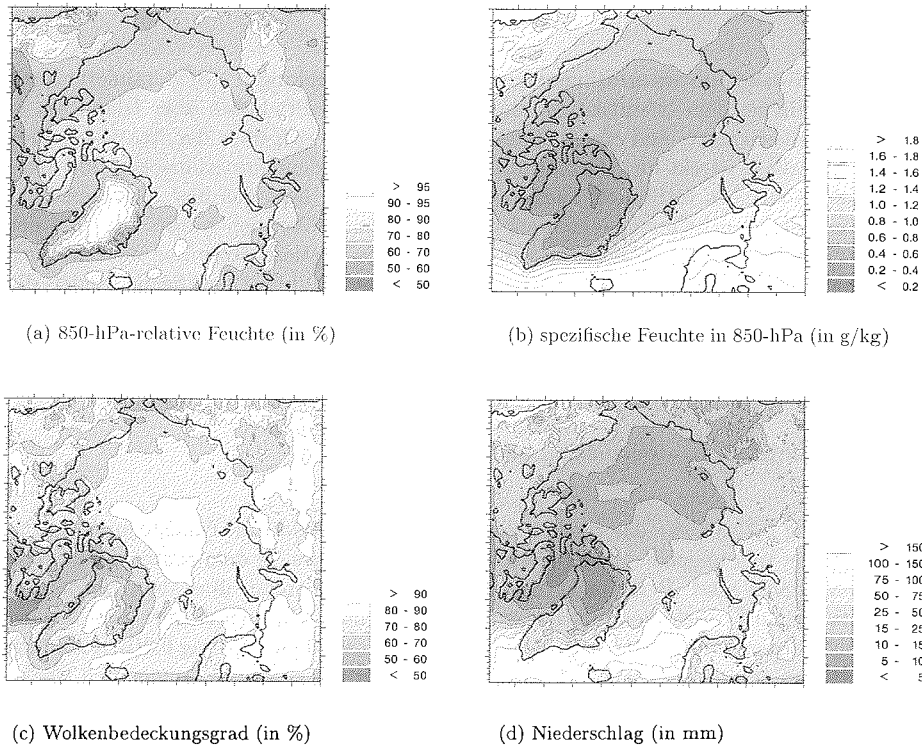


Abbildung 6.2.: Monatgemittelte Felder für den Monat März basierend auf den Jahren 1983 und 1989 bis 1995 ohne Berücksichtigung von Aerosol.

landeins auf. Über dem Zentrum des eisbedeckten Arktischen Ozeans, dem kanadischen Archipel und den ostsibirischen Gebirgszügen liegt die 2m-Temperatur im Monatsmittel unter -28°C . Die höchsten Temperaturen findet man in der vom eisfreien Ozean geprägten Randzone der Arktis, d.h. über dem Nordatlantik und dem Nordpazifik, samt angrenzender, stromabwärts liegender Landgebiete. Insbesondere über der Norwegischen See liegt die mittlere bodennahe Temperatur bedingt durch den warmen Nordatlantikstrom mit $+4^{\circ}\text{C}$ deutlich höher als in den jeweils von der geographischen Breite her vergleichbaren kontinentalen Gebieten.

Das Bild der Temperaturverteilung auf der 850-hPa-Druckfläche (ca. 1.5 km Höhe) ähnelt dem Bild der Temperatur in 2 m Höhe, allerdings verringern sich aufgrund des zunehmenden Einflusses der großräumigen Zirkulation mit der Höhe die Stärke des Temperaturgradienten im Bereich zwischen dem offenen Ozean und der Eiskante (Abbildung 6.1(d)). Die 850-hPa-Isobarenfläche liegt dabei im Übergangsbereich zwischen planetarischer Grenzschicht und freier Atmosphäre. Über den eis- und schneebedeckten Regionen der Arktis steigt die Temperatur zunächst mit der Höhe an, was der Vergleich zwischen der Temperatur in 2 m Höhe und auf der 850-hPa-Druckfläche zeigt. Die Temperatur erreicht im allgemeinen bei etwa 850 hPa ein Maximum und sinkt dann wieder ab. Diese im Mittel vorherrschende Bodeninversion bildet sich aufgrund der negativen Strahlungsbilanz der Eis- und Schneeoberflächen und der dadurch verursachten Abkühlung der untersten, bodennächsten Luftschichten.

Großräumige Zirkulation

Der Bodenluftdruck im Integrationsgebiet wird nach Abbildung 6.1(e) dominiert durch zwei Druckgebilde: dem Islandtief, welches sich von der Labradorsee über Island bis in die Barentssee erstreckt, und einem Hochdruckrücken, der sich über der Arktis nördlich der Beringstraße erstreckt und die Hochdrucksysteme über dem euroasiatischen und amerikanischen Kontinent verbindet. Südlich der Beringstraße liegt das hier nicht mehr im Integrationsgebiet enthaltene Alëütentief, dessen Ausläufer über den Nordpazifik und der angrenzenden Küstenzone Alaskas zu erkennen ist. Die mittlere Strömung oberhalb der Grenzschicht spiegelt die mittlere geopotentielle Höhe der 500-hPa-Druckfläche wieder, die in Abbildung 6.1(f) dargestellt ist. Sie zeigt einen troposphärischen Wirbel mit Zentrum über der westlichen Arktis im Bereich des kanadischen Archipels.

Relative Feuchte, Gesamtbedeckung und Niederschlag

Die Abbildung 6.2(a) zeigt das monatsgemittelte Feld der relativen Feuchte in 850 hPa. Dieses befindet sich ungefähr in der Mitte des Höhenbereiches, in dem später der „Arctic Haze“ eingebracht wird. Relative Feuchten von 70 bis 80% treten über dem Nordatlantik auf, da die Luft durch den aufwärtsgerichteten latenten Wärmefluß über dem offenen und relativ warmen Ozean mit Feuchtigkeit angereichert wird (Abbildung 6.2(b)). Ähnlich hohe Werte der relativen Feuchte findet man auch über der zentralen Arktis, den Rocky Mountains, dem skandinavischen und ostsibirischen Gebirge. Obwohl in diesen Gebieten die Wasserdampfmenge in der Luft wesentlich geringer als über den offenen Meeresoberflächen ist (Abbildung 6.2(b)), liegt die Ursache für die hohe relative Feuchte in den tiefen Temperaturen. Vor allem über dem grönländischen Eisschild führen die extrem niedrigen Temperaturen von rund -40°C zu einer mittleren relativen Luftfeuchtigkeit von über 90%. In den übrigen Regionen herrscht eine mittlere relative Feuchte von unter 70% vor.

Die mittlere geographische Verteilung der Gesamtwolkenbedeckung ist in Abbildung 6.2(c) dargestellt. Danach beträgt der mittlere Bedeckungsgrad teilweise über 80 % in der zentralen Arktis und weiten Teilen Sibiriens. Ein Minimum von unter 50% tritt westlich von Grönland auf. Ein Großteil der Wolken befindet sich dabei in der planetaren Grenzschicht bis etwa 850 hPa, darüber ist der Bedeckungsgrad im allgemeinen geringer und nimmt der Höhe weiter ab.

Am wenigsten Niederschlag fällt über dem Eisplateau und der Nordküste Grönlands, der Baffinbai sowie dem Seegebiet und dem Gebirge Ostsibiriens (Abbildung 6.2(d)). Hier beträgt die mittlere Niederschlagssumme weniger als 10 mm, doch auch über dem zentralen Arktischen Ozean fällt im Mittel weniger als 20 mm Niederschlag. Allgemein liegt die Ursache für diese geringen Niederschläge in den extrem kalten Temperaturen dieser Gebiete (Abbildung 6.1(c)), wodurch die Atmosphäre nur geringe Mengen an Feuchtigkeit enthält, die für Niederschlagsprozesse zur Verfügung stehen kann. Im Gegensatz dazu fällt über den noch recht warmen Meeresgebieten im Nordatlantik und an der Pazifikküste Nordamerikas relativ viel Niederschlag. Die höchsten Niederschlagssummen treten in Verbindung mit Gebirgen auf, vor allem auf der Westseite der nördlichen Rocky Mountains und des skandinavischen Gebirges, wo mittlere Niederschlagssummen von teilweise über 200 mm vorkommen. Neben dem Niederschlag durch großräumige Hebung im Bereich synoptischer Wettersysteme entsteht dort zusätzlich Niederschlag aufgrund orographisch erzwungener Hebung von Luftmassen.

6.2.2. Aerosolantrieb

Um die Auswirkung des direkten Aerosolantriebes auf das Klima zu untersuchen, wird die Differenz zwischen den jeweiligen Märzsimulationen mit und ohne Aerosol gebildet und anschließend gemittelt. Im folgenden werden die Aerosol-induzierten Änderungen der Strahlungsflüsse, der Temperatur, der Luftdruckverteilung, des Wolkenbedeckungsgrades und des Niederschlages diskutiert.

Änderung der Strahlungsbilanz

Die Abbildung 6.3(a) zeigt die Aerosol-bedingte, mittlere Anomalie der Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre für den Monat März. Dabei wird die Änderung der Strahlungsbilanz im wesentlichen durch den kurzwelligen Strahlungsantrieb hervorgerufen (Abbildung 6.3(b)). Analog zu den 1d-Strahlungstransportberechnungen sorgt die „Arctic Haze“-Schicht über den schnee- und eisbedeckten Gebieten der Arktis für einen positiven Strahlungsantrieb, da das Aerosol die Rückstreuung solarer Strahlung in den Weltraum reduziert. Das bedeutet, daß das System Erde-Atmosphäre zusätzliche solare Energie erhält. Der kurzwellige Energiegewinn wächst über der hellen Unterlage mit zunehmendem Sonneneinfallswinkel und erreicht Werte von weniger als 1 W/m^2 am Pol bis 8 W/m^2 über Teilen von Kanada und Ostsibirien. Über dem Wasser, das nur ein sehr geringes Reflexionsvermögen besitzt, wirkt die Aerosolschicht stärker reflektierend als der Untergrund. In Abhängigkeit von der Bewölkung führen die Aerosole über dem Wasser zu einem mittleren Energieverlust bis zu -3 W/m^2 . Ohne Berücksichtigung des 10 Punkte breiten Relaxationsbereiches am Rand ergibt sich über das gesamte Modellgebiet gemittelt ein positiver kurzwelliger Strahlungsantrieb von 3.6 W/m^2 (Tabelle 6.1).

Am Boden ist der gesamte direkte Strahlungsantrieb fast überwiegend negativ (Abbildung 6.3(c)). Ursache hierfür ist allem die Streuung und Absorption der Sonnenstrahlung an den Aerosolen, wodurch die solare Einstrahlung an der Erdoberfläche vermindert wird. Der kurzwellige Energieverlust ist um so stärker, je höher der Einfallswinkel der Sonne und je geringer die Bodenalbido ist (Abbildung 6.3(d)). Die Reduktion der kurzwelligen Strahlung vergrößert sich dabei von -0.5 W/m^2 über den hellen Oberflächen der zentralen Arktis auf -7.5 W/m^2 über dunklen Oberflächen am Rand des Integrationsgebietes.

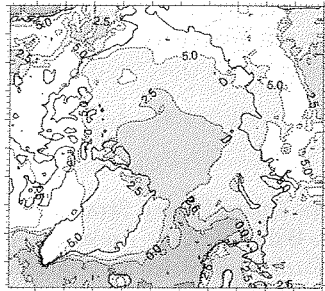
Da langwellige aufwärtsgerichtete Nettostrahlungsflüsse negativ gezählt werden, zeigen positive Differenzen zwischen Aerosol- und Kontrolllauf einen langwelligen Energiegewinn an. Nach Tabelle 6.1 wird demnach der langwellige Energieverlust am Boden wie auch am Atmosphärenoberrand im Aerosollauf reduziert. In einigen Gebieten ist der langwellige Energiegewinn am Boden so groß, daß die Anomalie der Strahlungsbilanz sogar positive Werte bis 1 W/m^2 aufweist (Abbildung 6.3(c)).

Temperaturänderung

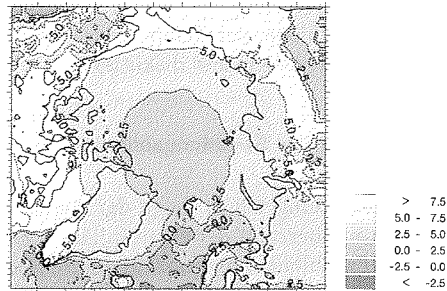
Die in Abbildung 6.3(e) dargestellte Änderung der 2m-Temperatur zeigt eine sehr ausgeprägte kleinräumige regionale Struktur. Das Signal schwankt dabei zwischen $+1 \text{ K}$ und -1 K . Positive Temperaturanomalien treten nordöstlich von Grönland und in einer Zone von Spitzbergen über Nowaja Semlja bis nach Nordsibirien auf. Die größten negativen Differenzen zeigen sich über der Ostsibirischen See und dem kanadischen Archipel.

In qualitativer Übereinstimmung mit den 1d-Ergebnissen zeigt der Zonalschnitt der mittleren Temperaturänderung (Abbildung 6.5(a)) eine Erwärmung (bis 0.5 K) innerhalb der

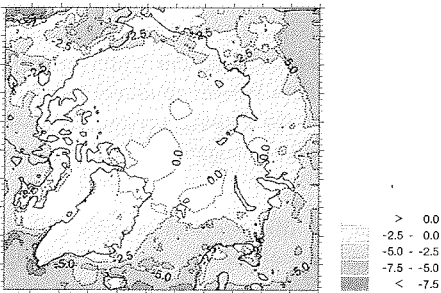
6. Untersuchungen zur Klimawirkung des "Arctic Haze" mit HIRHAM4



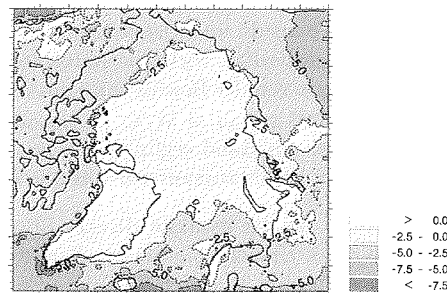
(a) Anomalie der Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre (in W/m^2)



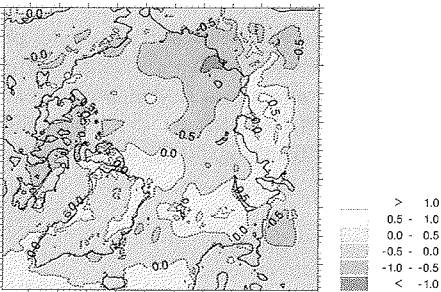
(b) Anomalie des kurzweligen Nettostrahlungsflusses am Oberrand der Atmosphäre (in W/m^2)



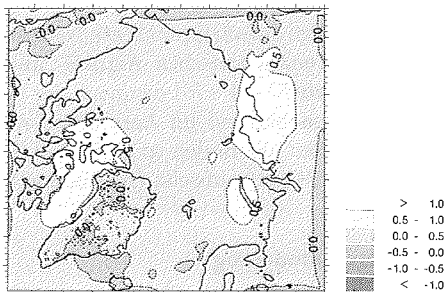
(c) Anomalie der Strahlungsbilanz am Boden (in W/m^2)



(d) Anomalie des kurzweligen Nettostrahlungsflusses am Boden (in W/m^2)



(e) 2m-Temperaturanomalie (in $^{\circ}C$)



(f) 850hPa-Temperaturanomalie (in $^{\circ}C$)

Abbildung 6.3.: Mittleres Aerosolsignal im März. Den Berechnungen liegen Simulationen der Jahre 1983 und 1989-1995 zugrunde.

6.2. Klimasignal durch „Arctic Haze“

Parameter	Kontrolllauf	Aerosolantrieb
kurzwelliger Nettostrahlungsfluß (W/m ²) TOA	39.35	3.6
langwelliger Nettostrahlungsfluß (W/m ²) TOA	-174.69	0.2
kurzwelliger Nettostrahlungsfluß (W/m ²) Boden	14.55	-2.4
langwelliger Nettostrahlungsfluß (W/m ²) Boden	-34.93	0.7
fühlbarer Wärmefuß (W/m ²) Boden	5.93	0.4
latenter Wärmefuß (W/m ²) Böden	-8.04	0.8

Tabelle 6.1.: Flächen- und monatsgemittelte Nettostrahlungs- und Wärmeflüsse für den Kontrolllauf sowie die dazugehörigen Aerosolantriebe am Oberrand der Atmosphäre (TOA = Top of atmosphere) und am Boden. Die Werte ergeben sich aus der Mittelung über die 8 Märzmonate der Jahre 1983 und 1989 bis 1995 sowie über das gesamte Modellgebiet mit Ausnahme des 10 Gitterpunkte breiten Relaxationsbereiches.

Aerosolschicht und überwiegend eine leichte Abkühlung (bis -0.1 K) in den bodennächsten Schichten. Im 850-hPa-Niveau, das innerhalb der Haze-Schicht liegt, sind die Temperaturanomalien fast im gesamten Modellgebiet positiv mit Werten von 0.1 bis 0.9 K (Abbildung 6.3(f)). Die Aerosole verstärken somit die in der Arktis vorherrschende Bodeninversion, wodurch die vertikalen Austauschprozesse zwischen Erdoberfläche und Atmosphäre weiter gedämpft werden. Oberhalb der Aerosolschicht kommt es wie in Bodennähe meist zu einer leichten Abkühlung. Dabei setzen sich die Temperaturabweichungen gegenüber dem Kontrolllauf auch oberhalb der in rund 400 hPa liegenden Tropopause fort.

Die diabatische Wärmequelle aufgrund der Aerosole verstärkt den zum Boden gerichteten fühlbaren Wärmefuß über den Eis- und Schneeflächen und schwächt den in die Atmosphäre gerichteten fühlbaren Wärmefuß über dem offenen und relativ warmen Ozean. Für die gesamte Arktis erhöht sich dadurch die Energiezufuhr durch den turbulenten fühlbaren Wärmefuß an den Boden um 0.4 W/m² (Tabelle 6.1). Die Verdunstung am Boden (d.h. der turbulenter Fluß latenter Wärme) wird ebenfalls reduziert, und zwar im Mittel um 0.8 W/m².

Änderung der Luftdruckverteilung

Nach Abbildung 6.4(a) bewirkt die „Arctic Haze“-Schicht eine Reduktion des Bodendruckes von -2.0 hPa in einer Zone von Spitzbergen bis zu den neusibirischen Inseln. Diese Druckabnahme führt zu einer leichten Ausdehnung des zum Islandtief gehörenden Troges in die östliche Arktis hinein (vergleiche Abbildung 6.1(e)). Die negative Druckänderung setzt sich vertikal mit der Höhe fort. So zeigt das Geopotential der 500 hPa (Abbildung 6.4(b)) in dieser Region ebenfalls eine Abnahme von bis zu -12 gpm. Im Bereich der Ellesmere-Insel steigt dagegen das Geopotential um ca. 5 gpm an. Das dazugehörige Aerosolsignal im Bodendruckfeld erreicht Werte von 1 hPa.

Änderung der Wolkenbedeckung und des Niederschlages

Über Teilen des kanadischen Archipels, über der ostsibirischen See und westlich des Uralgebirges werden die prozentuale Wolkenbedeckung (bis 10%) und der Niederschlag (bis 3 mm) reduziert (Abbildungen 6.4(c) und 6.4(d)). Diese Regionen sind zudem durch eine Abnahme der bodennahen Temperatur gekennzeichnet. Ebenso fällt entlang der Eisrandzone von der Dänemarkstraße, der Barentssee und bis nach Osteuropa hinein zwischen 5 und 15 mm weniger Schnee. Parallel dazu nimmt die Wolkenbedeckung ab. Dagegen

6. Untersuchungen zur Klimawirkung des "Arctic Haze" mit HIRHAM4

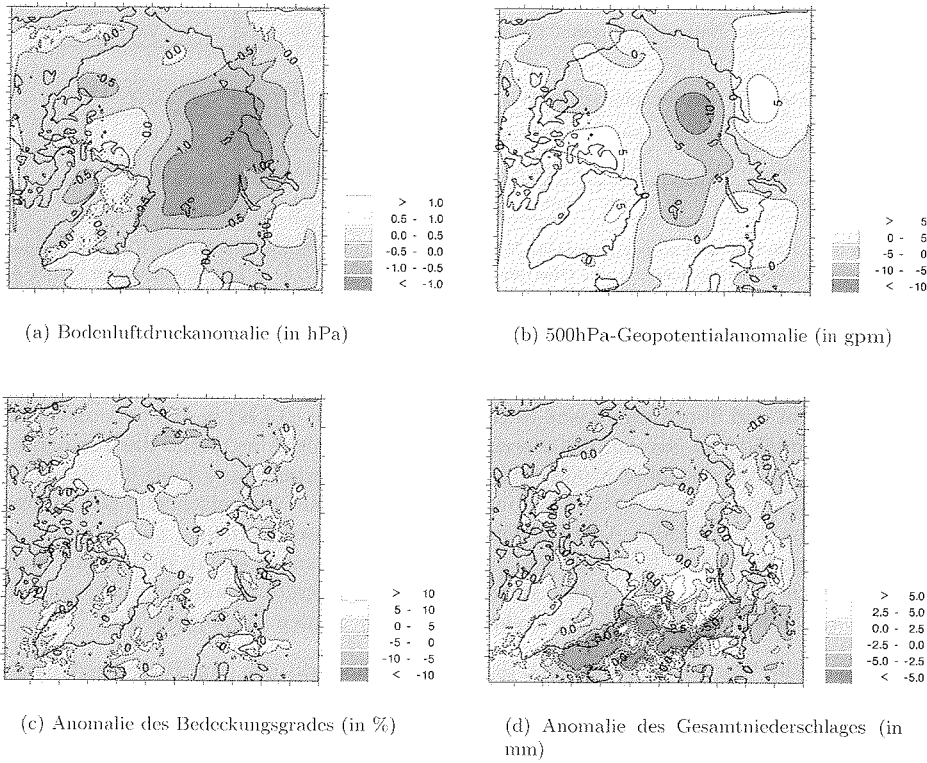


Abbildung 6.4.: Mittleres Aerosolsignal im März. Den Berechnungen liegen Simulationen der Jahre 1983 und 1989–1995 zugrunde.

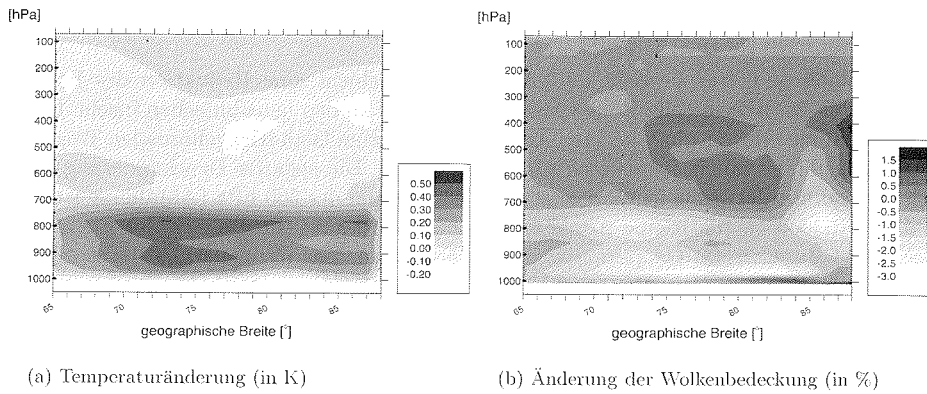


Abbildung 6.5.: Vertikale Verteilung der zonal gemittelten Änderung der Temperatur (in K) und des Wolkenbedeckungsgrades (in %) durch „Arctic Haze“ für den Monat März basierend auf den Jahren 1983 und 1989 bis 1995. Hierbei befindet sich die Aerosolschicht in den Modellschichten 14 bis 17.

6.2. Klimasignal durch „Arctic Haze“

verstärkt sich der Schneefall vor allem über dem Meereis nordöstlich von Spitzbergen und über Teilen von Westsibirien, aber auch über der Beaufortsee und dem südwestlichen Grönland. Bei Mittelung über die gesamte Arktis kommt es zu einer Reduzierung der Bewölkung um -2.4% und des Niederschlages um -1.8%.

Die vertikale Änderung des prozentualen Bewölkungsgrades durch die Aerosole ist in Abbildung 6.5(b) wiedergeben. Innerhalb der Aerosolschicht kommt es aufgrund der Erwärmung zu einer stärkeren Verdunstung der Wolkenteilchen, so daß die mittlere Bewölkung um bis zu -2.5% zurückgeht. Unterhalb der Hazeschicht im Bereich zwischen 80°N und 85°N begünstigt der Temperaturrückgang die Kondensation und Sublimation des Wasserdampfes in der Luft, wodurch der Wolkenbedeckungsgrad leicht zunimmt (bis 1%). Die Abkühlung in der höheren Troposphäre führt ebenfalls zu einer Wolkenzunahme. Der Bewölkungsrückgang in der relativ warmen Grenzschicht bei gleichzeitiger Zunahme des Bedeckungsgrades in höheren kälteren Luftschichten dürfte ein wesentlicher Grund für den langwelligen Energiegewinn am Atmosphärenoberrand sein (Tabelle 6.1).

Interannuelle Variabilität

Die interannuelle Variation des Aerosolantriebes läßt sich durch die Ensemble-Standardabweichung σ darstellen. Sie wird für den Parameter x am i -ten Gitterpunkt wie folgt berechnet:

$$\sigma(i) = \sqrt{\frac{\sum_{n=1}^N (x_n(i) - \bar{x}(i))^2}{N - 1}}, \quad (6.1)$$

wobei N die Anzahl der Märzmonate ist. $\bar{x}(i)$ stellt den arithmetischen Mittelwert des Parameters x aus der Mittelung über die N Monate dar.

Als Beispiel sollen hier die Schwankungen der bodennahen Temperatur und des Bodenluftdruckes vorgestellt werden (Abbildungen 6.6(a) und 6.6(b)). Für die 2m-Temperatur

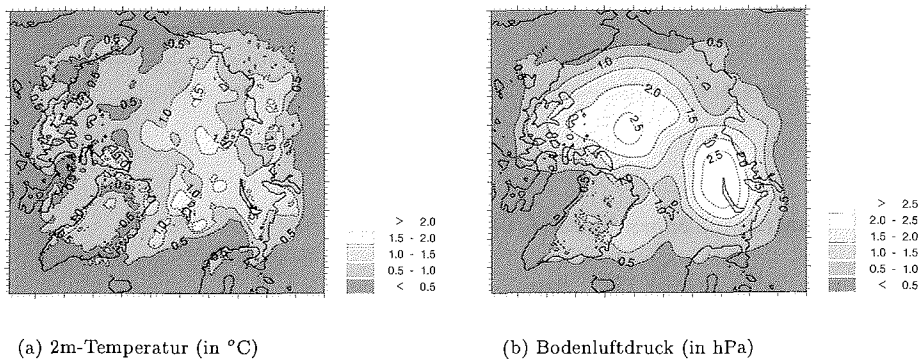


Abbildung 6.6.: Ensemble-Standardabweichung des mittleren Aerosolsignals im März. Den Berechnungen liegen Simulationen der Jahre 1983 und 1989–1995 zugrunde.

zeigt sich eine sehr starke Variabilität des Aerosolsignals, die bis zu 2 K beträgt. Die größten Schwankungen treten im östlichen Teil der Arktis auf. Dies ist auch im Bereich von Spitzbergen der Fall. Die Anomalie des Bodenluftdruckfeldes ist ebenfalls durch große Schwankungen gekennzeichnet. Hierbei heben sich zwei Maxima von 3 hPa im Bereich von Nowaja Semlja und nördlich der Königin-Elizabeth Inseln hervor.

6. Untersuchungen zur Klimawirkung des "Arctic Haze" mit HIRHAM4

Die interannuelle Variabilität des Aerosolsignals kann durch die unterschiedlichen Zirkulationszustände in den einzelnen Märzmonaten erklärt werden. Damit verbunden sind Änderungen der Temperatur-, Feuchte-, Wolken- und Niederschlagverteilung in einzelnen Regionen (SERREZE, 1995). Wie bei den 1d-Experimenten festgestellt wurde, können die relative Luftfeuchtigkeit, Wolken und Bodenbedo die Stärke und das Vorzeichen des direkten Aerosolstrahlungsantriebes signifikant beeinflussen. Im folgenden wird die Schwankungsbreite des Aerosolsignals durch eine Reihe von Sensitivitätsstudien genauer untersucht.

6.3. Sensitivitätsstudien

Am Beispiel des März 1990 wurden Sensitivitätsstudien bezüglich des „Arctic Haze“ durchgeführt. Die einzelnen Experimente und deren Abkürzungen sind in Tabelle 6.2 kurz zusammengefasst.

Experiment	Beschreibung
CTRL	Kontrolllauf: HIRHAM4-Monatssimulation ohne Aerosol
ABASIS	Aerosolbasislauf: HIRHAM4-Monatssimulation mit Aerosol zwischen 300 und 2700 m Höhe bei homogener Verteilung über das gesamte Modellgebiet
A<800	wie ABASIS, aber Aerosol unter 800 m Höhe
A>2700	wie ABASIS, aber Aerosol zwischen 2700 und 8000 m Höhe
AABS+10%	wie ABASIS, aber mit 10% höherem Aerosol-Absorptionskoeffizient
ARH25%	wie ABASIS, aber für trockenes Aerosol
AEIS	wie ABASIS, aber mit geänderter Eiswolkenparametrisierung
IND	wie ABASIS, aber mit Berücksichtigung des indirekten Aerosoleffektes
OR1	vertikale 1d-Strahlungstransportberechnungen an den einzelnen HIRHAM4-Gitterpunkten
OR2	wie OR1, aber im wolkenfreien Fall
OR3	wie OR1, aber für trockenes Aerosol

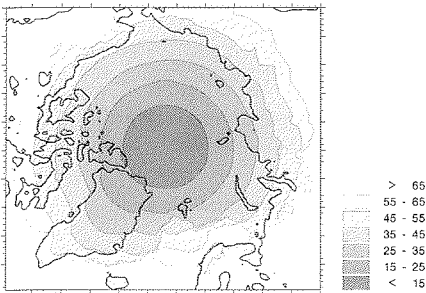
Tabelle 6.2.: Erläuterungen zu den durchgeführten Sensitivitätsstudien.

6.3.1. Kontrolllauf März 1990 (CTRL)

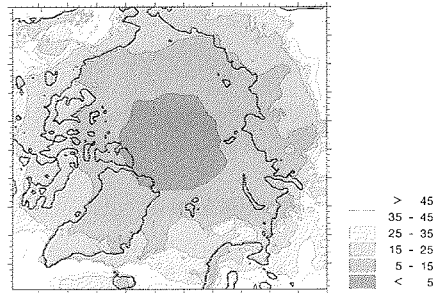
Für den Referenzlauf CTRL März 1990 sind in Abbildung 6.7 die monatsgemittelten Felder der kurzwelligen Nettostrahlungsflüsse am Oberrand der Atmosphäre und am Boden, der Strahlungsbilanz am Boden, der Temperatur in 2 m Höhe, des Wolkenbedeckungsgrades, der relativen Feuchte in 850 hPa, des Geopotentials in 500 hPa und des Luftdruckes in Meeressniveau dargestellt.

Da die Polarnacht in der zentralen Arktis erst Mitte März endet, tritt hier das Minimum des kurzwelligen Nettostrahlungsflusses von weniger als 15 W/m^2 am Atmosphärenoberrand und 5 W/m^2 am Boden auf. Weiter südlich steigt der Wert mit zunehmendem Sonneneinfallswinkel und abnehmender Bodenbedo deutlich an. Aufgrund der langwelligen Ausstrahlung und der geringen solaren Einstrahlung ist die Strahlungsbilanz an der Erdoberfläche über dem Arktischen Ozean und den angrenzenden Landmassen negativ.

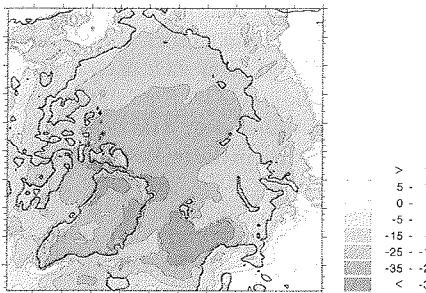
6.3. Sensitivitätsstudien



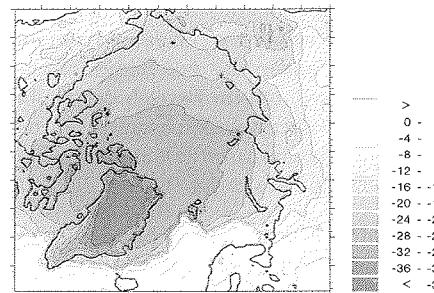
(a) Kurzwelliger Nettostrahlungsfluß am Oberrand der Atmosphäre (in W/m^2)



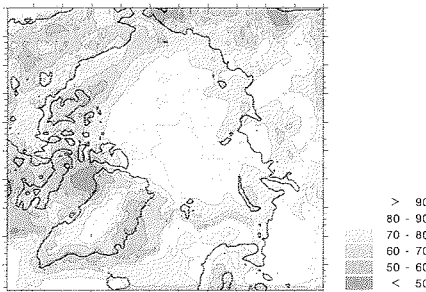
(b) Kurzwelliger Nettostrahlungsfluß am Boden (in W/m^2)



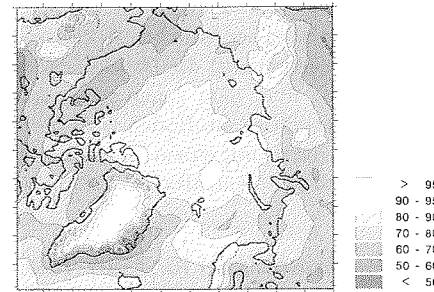
(c) Strahlungsbilanz am Boden (in W/m^2)



(d) 2m-Temperatur (in $^{\circ}C$)



(e) Wolkenbedeckungsgrad (in %)



(f) 850 hPa-Relative Feuchte (in %)

Abbildung 6.7.: Monatsgemittelte Felder des CTRL für März 1990.

6. Untersuchungen zur Klimawirkung des "Arctic Haze" mit HIRHAM4

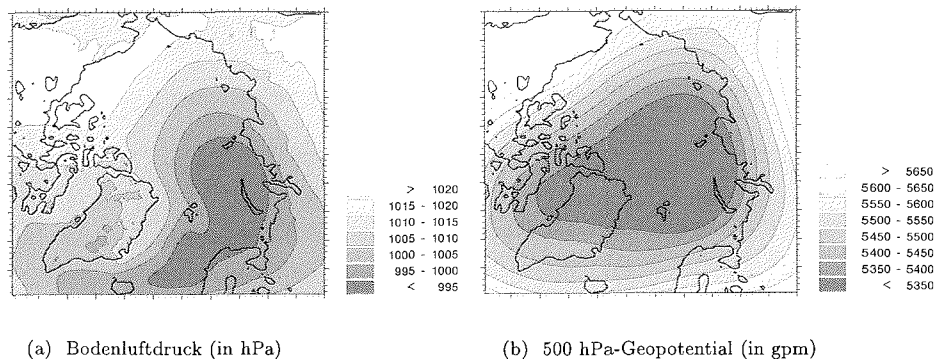


Abbildung 6.8.: Monatsgemittelte Felder des CTRL für März 1990.

Die monatsgemittelte Atmosphäre ist gekennzeichnet durch eine bodennahe Temperatur von unter -24°C in der zentralen Arktis mit dem Kältepol über dem Grönlandplateau. Über dem eisfreien Nordpazifik und Nordatlantik liegt die mittlere 2m-Temperatur über dem Gefrierpunkt. Ein starker horizontaler Temperaturgradient zeigt sich im Bereich der Eiskante. Diese verläuft von Neufundland durch die Labradorsee, dann südlich von Grönland in die Grönlandsee bis zur Südwestküste von Spitzbergen und setzt sich östlich fort in die Barentssee, um im Bereich der Halbinsel Kola das skandinavische Festland zu erreichen. Ein Wolkenbedeckungsgrad von mehr als 80% herrscht über dem Arktischen Ozean und Teilen des euroasiatischen Kontinentes. Gebiete mit einem mittleren Bewölkungsgrad unter 50% finden sich im Bereich der Baffinbai.

Die relative Feuchte im 850-hPa-Druckniveau zeigt hohe Werte aufgrund der starken Verdunstung über dem eisfreien Nordatlantik und aufgrund der niedrigen Temperaturen über weiten Teilen des eisbedeckten arktischen Ozeans und des sibirischen Gebirges. Das Maximum von über 98% tritt bedingt durch die extrem tiefen Temperaturen von unter -40°C über dem grönländischen Inlandeis auf.

Die mittlere geopotentielle Höhe der 500 hPa-Druckfläche ist durch einen starken Wirbel mit Zentrum über der östlichen Arktis im Bereich der Kara- und Laptevsee charakterisiert. Im Wirbelzentrum liegt die Druckfläche unterhalb einer Höhe von 5300 gpm. Zudem zeigt sich ein Trog über dem kanadischen Archipel, der allerdings schwächer ausgeprägt ist. Die Druckverteilung am Boden wird bestimmt durch eine Tiefdruckzone von Island bis in die östliche Arktis mit einem Wirbelzentrum unterhalb des Höhentrog. Hoher Luftdruck erstreckt sich von Zentralkanada bis nach Ostsibirien.

6.3.2. Aerosolsignal für März 1990

Aerosolbasisfall (ABASIS)

ABASIS bezeichnet die Simulation für den März 1990 bei homogener Verteilung des Aerosol-Massenmischungsverhältnisses über das gesamte Modellgebiet. Das Aerosol befindet sich dabei in den Modellschichten 14 bis 17, was einem Höhenbereich von ungefähr 300 bis 2700 m entspricht. In Abbildung 6.9 ist die monatsgemittelte, vertikal integrierte gesamt-optische Dicke des Aerosols für das erste kurzwellige Spektralintervall ($0.2\text{--}0.68\ \mu\text{m}$) dargestellt. Die höchsten Werte treten über der zentralen Arktis, Grönland und

6.3. Sensitivitätsstudien

den Gebirgszügen Nordamerikas, Ostsibiriens und Skandinaviens auf. Zonen niedriger optischer Dicke liegen über der Beaufortsee und der Beringstraße, der Baffin- und Grönlandsee und dem kanadischen Festland. Diese regional unterschiedliche Struktur wird von der relativen Luftfeuchtigkeit zwischen 300 und 2700 m Höhe bestimmt, die im wesentlichen der geographischen Verteilung der relativen Feuchte in 850 hPa (Abbildung 6.7(f)) entspricht.

Die durch die Aerosole hervorgerufene Änderung des kurzwelligen Nettostrahlungsflusses am Atmosphärenoberrand und am Boden, der Strahlungsbilanz am Boden, der spezifischen Feuchte, der 2m-Temperatur, des Wolkenbedeckungsgrades und der Luftdruckverteilung sind in den Abbildungen 6.10 und 6.11 dargestellt. Wie bereits in Abschnitt 6.2.2 beschrieben, führt die „Arctic Haze“-Schicht über den Eis- und Schneeflächen zu einem kurzwelligen Energiegewinn am Außenrand der Atmosphäre, während über dem offenen Ozean meist ein Energieverlust resultiert. An der Erdoberfläche kommt es zu einer Verringerung der solaren Einstrahlung, die sich in Gebieten mit niedriger geographischer Breite und abnehmender Bodenbedo verstärkt. In einzelnen Regionen wird der Verlust an solarer Energie durch eine Zunahme der Bewölkung noch intensiviert. Gleichzeitig gibt es aber auch Gebiete, in denen im Zusammenhang mit einer abnehmenden Gesamtbewölkung ein positiver kurzwelliger Strahlungsantrieb resultiert. Dies zeigt, wie der direkte Strahlungsantrieb durch die komplexen Rückwirkungen auf die Bewölkung regional beeinflusst werden kann.

Die Änderung der Strahlungsbilanz an der Erdoberfläche ist von Nordostküste Grönlands und Spitzbergens bis zu den neusibirischen Inseln und den mittelsibirischen Bergland leicht positiv. Verantwortlich hierfür ist die stärkere langwellige atmosphärische Gegenstrahlung, die mit einer Zunahme der Temperatur, der spezifischen Feuchte und der Bewölkung gekoppelt ist. Die bis zu 2.5 K höheren Temperaturen sind mit einem Anstieg der spezifischen Feuchte verbunden, da wärmere Luft mehr Wasserdampf aufnehmen kann. Diese Abhängigkeit wird durch eine positive Rückkopplung noch verstärkt. So führt eine höhere bodennahe Temperatur zu einer stärkeren Verdunstung an der Erdoberfläche. Die höhere Konzentration des Treibhausgases Wasserdampf bewirkt eine Zunahme der atmosphärischen Gegenstrahlung, die wiederum die bodennahe Temperatur ansteigen läßt. Desweiteren verstärkt sich die langwellige Emission, wenn mehr Wolken vorhanden sind. Bereits dünne Wolken strahlen annähernd wie schwarze Körper mit der Temperatur ihrer untersten Schichten zum Boden hin ab, da Wasser und Eis bei $\lambda > 4 \mu\text{m}$ starke Absorber sind. Über weiten Teilen des kanadischen Archipels und der ostsibirischen See, wo die bodennahe Luft im Vergleich zum Kontrolllauf bis zu -2 K kälter ist, nimmt entsprechend

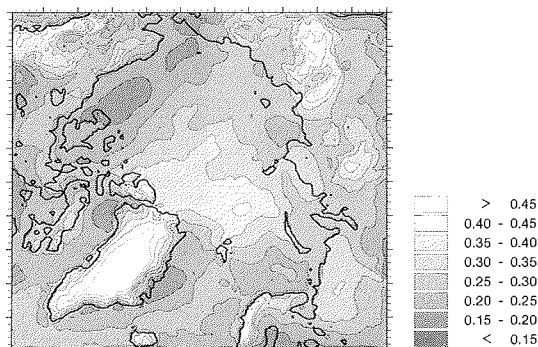
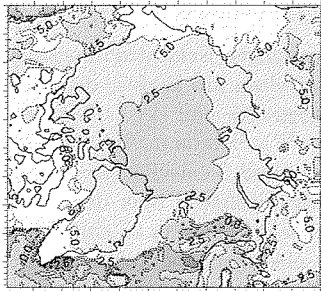
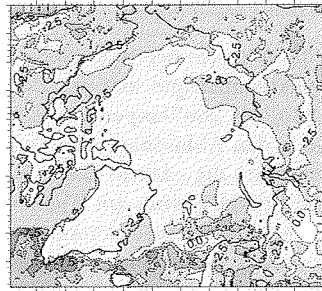


Abbildung 6.9.: Vertikal aufintegrierte aerosoloptische Dicke im 1. kurzwelligen Spektralbereich (0.2 – 0.68 μm) für ABASIS im März 1990.

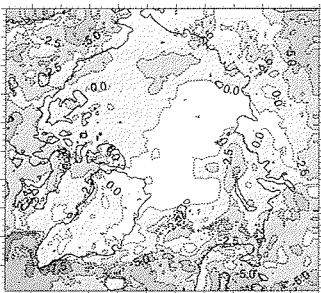
6. Untersuchungen zur Klimawirkung des "Arctic Haze" mit HIRHAM4



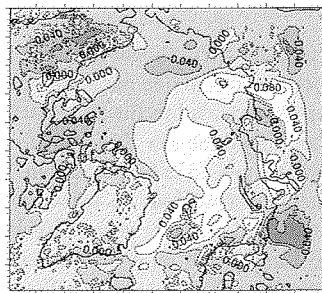
(a) Änderung des kurzwelligen Nettostrahlungsflusses am Atmosphärenoberrand (in W/m^2)



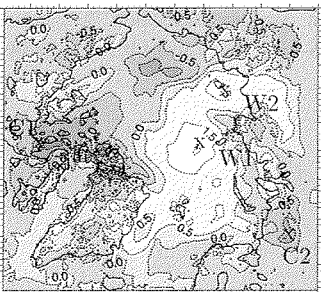
(b) Änderung des kurzwelligen Nettostrahlungsflusses am Boden (in W/m^2)



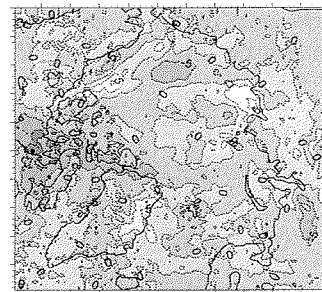
(c) Änderung der Strahlungsbilanz am Boden (in W/m^2)



(d) Änderung der spezifischen Feuchte (in g/kg) in bodennächster Modellschicht



(e) Änderung der 2m-Temperatur (in $^{\circ}C$)



(f) Änderung des Wolkenbedeckungsgrades (in %)

Abbildung 6.10.: Monatsgemittelttes Aerosolsignal „ABASIS minus CTRL“ für März 1990.

6.3. Sensitivitätsstudien

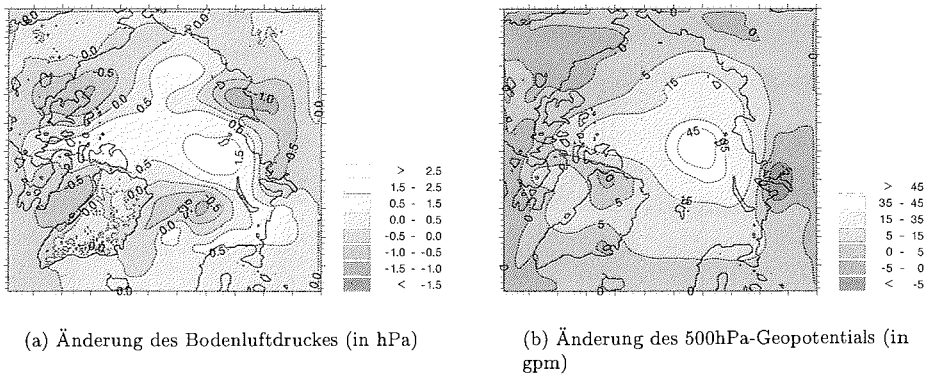


Abbildung 6.11.: Monatsgemitteltes Aerosolsignal „ABASIS minus CTRL“ für März 1990.

der Bewölkungsgrad und der Wasserdampfgehalt ab. Der damit verbundene langwellige Energieverlust am Boden kann durch die verstärkte solare Einstrahlung nicht kompensiert werden, weil neben dem hohen Reflexionsvermögen des Untergrundes die Sonnenscheindauer im März noch zu gering ist.

In den regionalen Zirkulationsmustern der Atmosphäre bewirken die Aerosole eine Zunahme des Luftdruckes im Bereich der eisbedeckten zentralen Arktis. Der maximale mittlere Anstieg beträgt dabei bis zu 2.5 hPa im Bodendruckfeld und bis zu 50 gpm im Geopotential der 500 hPa. Dies führt zu einer Abschwächung des Höhentropes über der zentralen Arktis (vergleiche Abbildung 6.8(b)). Im Randbereich der Arktis ist die Änderung des Geopotentials dagegen gering und gebietsweise negativ. Am Boden nimmt der monatsgemittelte Druck bis zu -1.5 hPa über der Labrador-, Beaufort-, Grönland-, nördlichen Barents- sowie der Laptevsee und Mittelsibirien ab.

Wie die Ergebnisse zeigen, ergeben sich Nettoerwärmungs- bzw. -abkühlungseffekte, die teilweise räumlich mit den positiven bzw. negativen Nettostrahlungsanomalien zusammenfallen, teilweise aber auch durch die offensichtliche Beteiligung von dynamischen Rückkopplungsprozessen auftreten. Nach den 1d-Experimenten wird die Wirkung des „Arctic Haze“ auf die vertikalen Strahlungsflüsse und Erwärmungsraten von der Bewölkung, der Bodenbedo, dem Sonnenzenitwinkel, der relativen Feuchte sowie von der Höhenverteilung und dem Absorptionsvermögen der Aerosole beeinflusst. Inwieweit sich die gefundenen Zusammenhänge auch auf die 3d-Simulation mit einem komplexen Klimamodell übertragen lassen, soll nachfolgend näher untersucht werden.

Zunächst werden die monatsgemittelten Vertikalprofile der Temperatur, der spezifischen Feuchte und der Wolkenbedeckung an Gitterpunkten diskutiert, an denen ein maximales positives bzw. negatives Aerosolsignal in der oberflächennahen Temperatur vorliegt (Abbildung 6.12). Die gewählten Gitterpunkte sind durch eine monatsgemittelte Bodenbedo von 0.7 (W1 [68,52], W2 [76,70] und C1 [16,52]) bzw. 0.35 (C2 [100,20]) charakterisiert und in Abbildung 6.10(e) markiert.

Die atmosphärische Schichtung im Referenzlauf ist an den Meereispunkten W1, W2 und C2 durch eine starke Bodeninversion von rund 10 K gekennzeichnet. Die Obergrenze der Inversion liegt in 1 bis 1.5 km Höhe. Am Punkt C2 zeigt sich eine schwach ausgeprägte Höheninversion von 2-3 K in rund 1 km Höhe. In allen vier Fällen tritt an der Unterseite dieser Sperrschicht der höchste mittlere Bedeckungsgrad auf. Mit Ausnahme des Gitter-

6. Untersuchungen zur Klimawirkung des "Arctic Haze" mit HIRHAM4

punktes C2 erreicht der Wasserdampfgehalt an der Inversionsobergrenze sein Maximum.

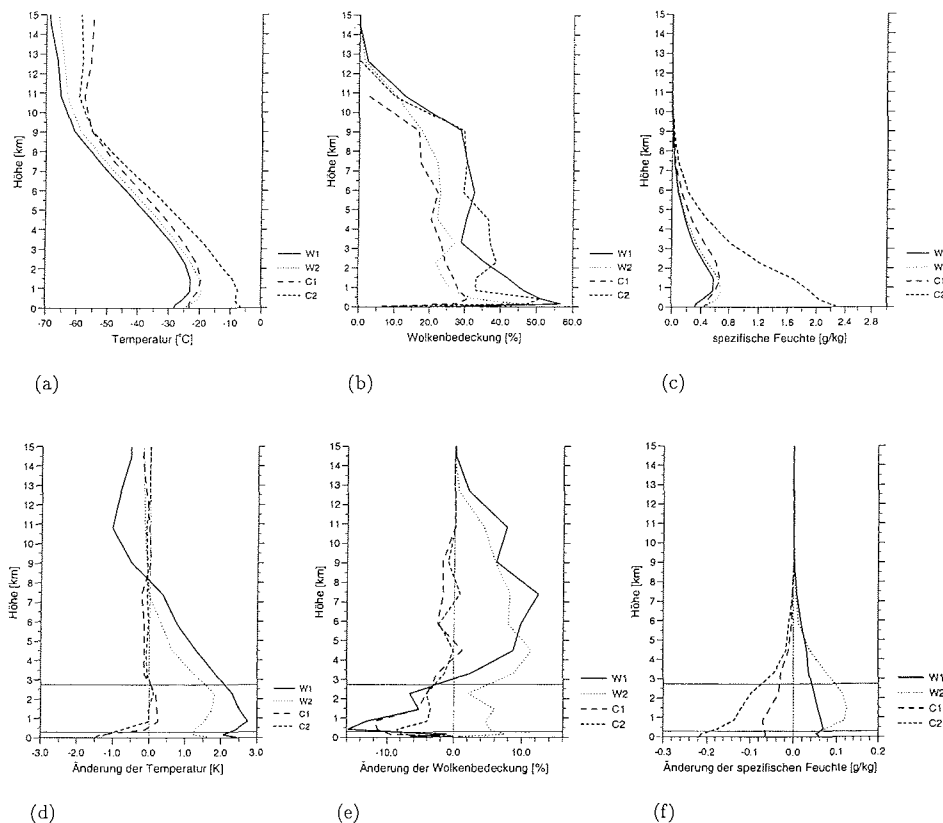


Abbildung 6.12.: a-c: Mittleres Vertikalprofil der Temperatur, der Wolkenbedeckung und der spezifischen Feuchte für den Kontrolllauf März 1990 an den Punkten C1, C2, W1 und W2, deren geographische Lage in Abbildung 6.10(e) angegeben sind. d-f: Monatsgemitteltes Aerosolsignal in diesen Größen für ABASIS. Die mittlere Lage der Aerosolschicht ist durch die waagerechten Linien eingezeichnet.

An allen vier Gitterpunkten erhöht sich die Temperatur innerhalb der Aerosolschicht. An den Punkten W1 und W2, an denen der Aerosollauf eine höhere monatsgemittelte 2m-Temperatur aufweist, tritt die Erwärmung auch in den übrigen troposphärischen Schichten auf. Mit dem Temperaturanstieg nimmt entsprechend die spezifische Feuchte zu und umgekehrt (Abbildung 6.12(f)). An den Gitterpunkten W1, C1 und C2 verringert sich die Bewölkung innerhalb der Aerosolschicht um 5 bis 15%. Der Grund hierfür kann in der stärkeren Verdunstung von Wolkenteilchen aufgrund der angestiegenen Temperatur gesehen werden. Eine Ausnahme bildet der Punkt W2, an dem eine Wolkenzunahme zu erkennen ist, die allerdings geringer ausfällt als unmittelbar unterhalb und oberhalb der Haze-Schicht. Ursache hierfür dürfte vor allem die vergleichsweise starke Zunahme des Wasserdampfgehaltes der Luft sein, die eine Wolkenbildung begünstigt. Während die Punkte W1 und W2 durch eine deutliche Bewölkungszunahme oberhalb der Aerosolschicht gekennzeichnet sind, nimmt sie an den Punkten C1 und C2 im Mittel eher leicht ab.

Um den Einfluß der Oberflächenbeschaffenheit auf den Aerosolantrieb genauer zu unter-

6.3. Sensitivitätsstudien

suchen, wird das Aerosol-induzierte Signal über alle Meereis-, Land- und eisfreien Ozeanpunkte sowie über das gesamte Modellgebiet mit Ausnahme einer 10 Gitterpunkt breiten Randzone gemittelt. Die Werte für die Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre und am Boden, die 2m-Temperatur, die Gesamtbedeckung und den Niederschlag sind für ABASIS in Tabelle 6.3 zusammengefasst.

Die Berechnung ergibt über den Meereis- und Landpunkten am Atmosphärenoberrand ein mittlerer Energiegewinn von 2.94 W/m^2 bzw. 4.07 W/m^2 . Das Maximum über Land resultiert aus der Tatsache, daß hier neben der weitgehend geschlossenen, stark reflektierenden Schneedecke die Sonneneinstrahlung höher ist als in der zentralen Arktis.

Am Boden ist die Änderung der Strahlungsbilanz aufgrund der abgeschwächten solaren Einstrahlung negativ, wobei das Minimum von -3.29 W/m^2 über dem eisfreien Ozean auftritt. Über den Meereis- und Landpunkten ist das Signal vor allem aufgrund der bereits erwähnten Mehrfachstreuung zwischen Aerosolschicht und der helleren Erdoberfläche schwächer.

Die bodennahe Temperatur nimmt in der gesamten Arktis um 0.1 K zu. Am deutlichsten fällt der Anstieg dabei über dem Meereis mit 0.23 K aus. Der prozentuale Bewölkungsgrad verringert sich in den polaren Breiten im Mittel um -0.4% und der monatsgemittelte Niederschlag um -0.9% . Am stärksten ist dabei die Abnahme der Niederschlagsmenge mit ca. 4% über dem Ozean. Trotz eines leichten Rückgangs der Bewölkung fällt über den Meereisgebieten ca. 2% mehr Niederschlag.

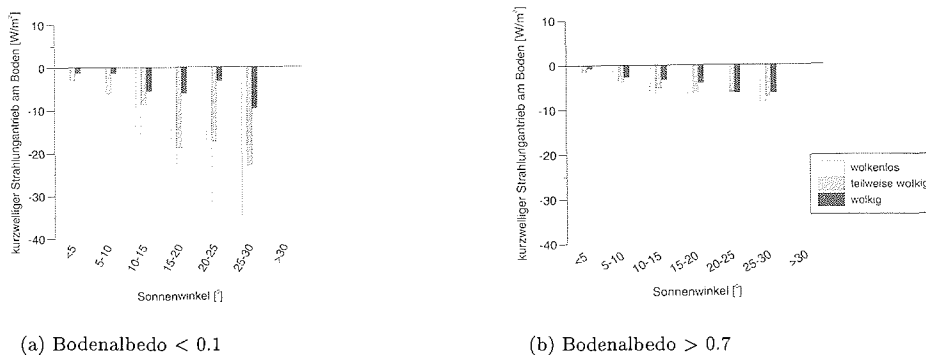


Abbildung 6.13.: Basisfall (ABASIS): Anomalie des kurzwelligen Nettostrahlungsflusses an der Erdoberfläche in Abhängigkeit vom Sonnenwinkel für Gitterpunkte mit einer Bodenalbedo von kleiner 0.1 (a) und größer 0.7 (b).

Im nächsten Schritt wird die Strahlungsanomalie in Abhängigkeit vom Reflexionsvermögen des Bodens, vom Wolkenbedeckungsgrad und Sonnenhöhenwinkel bestimmt. Bei der Berechnung werden für die Parameter Wolkenbedeckung, Oberflächenalbedo und kurzwelliger Nettostrahlungsfluß am Boden sechsstündliche Werte (0^{00} , 6^{00} , 12^{00} und 18^{00}) verwendet. Die Bedeckung des Himmels wird in die drei Kategorien „wolkig“, „teilweise wolkig“ und „klar“ unterteilt, falls der Wolkenbedeckungsgrad (CF) > 0.8 , $0.2 < CF \leq 0.8$ oder $CF \leq 0.2$ ist. An den Gitterpunkten mit einer Bodenalbedo kleiner 0.1 bzw. größer 0.7 wurde zunächst der solare Nettostrahlungsfluß in Abhängigkeit vom Oberflächentyp und Bewölkungsgrad sowohl für ABASIS als auch für CTRL berechnet und anschließend durch Differenzbildung den Strahlungsantrieb bestimmt. Erwartungsgemäß ist der kurzwellige Energieverlust über dunklen Oberflächen (Ozean) am größten (Abbildung 6.13). Das negative Strahlungssignal nimmt über den Schnee- und Eisflächen mit zunehmendem

6. Untersuchungen zur Klimawirkung des "Arctic Haze" mit HIRHAM4

Sonnenhöhenwinkel weniger stark zu als über dem offenen Ozean. Je mehr Bewölkung vorhanden ist, desto kleiner ist im Mittel der kurzwellige Strahlungsverlust am Boden.

Einfluß der Höhenverteilung der Haze-Schicht

Nach den 1d-Strahlungstransportberechnungen ist die Distanz der Aerosolschicht zur Erdoberfläche ebenfalls ein Faktor, der den Aerosolstrahlungsantrieb beeinflusst. Deshalb wurden neben ABASIS zwei weitere HIRHAM4-Simulationen für den März 1990 durchgeführt, bei denen sich das Aerosol einmal in den Modellschichten 16 bis 19, d.h. unterhalb von 800 m ($A < 800$) und einmal in den Modellschichten 10 bis 13, d.h. zwischen 2700 m und 8000 m ($A > 2700$) befindet. Im Fall $A < 800$ liegt die Haze-Schicht vollständig innerhalb der planetarischen Grenzschicht, während sie im Fall $A > 2700$ oberhalb derselben in der freien Troposphäre liegt.

Die Berechnungen zeigen, daß sich das positive Signal in der Strahlungsbilanz am Außenrand der Atmosphäre mit einem Anheben der Aerosolschicht in der arktischen Troposphäre vergrößert (Tabelle 6.3). Im Vergleich zu ABASIS hat sich der monats- und gebietsgemittelte Energiegewinn für die gesamte Arktis bei $A < 800$ mehr als halbiert (1.81 W/m^2) und bei $A > 2700$ mehr als verdoppelt (7.02 W/m^2). Wie bereits bei den

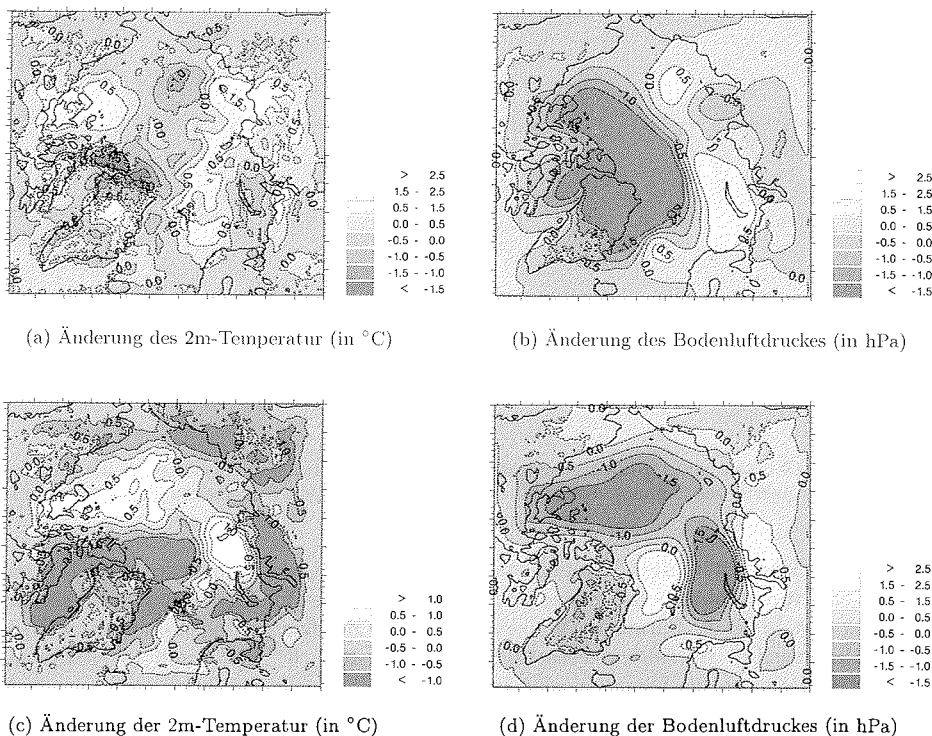


Abbildung 6.14.: Monatsgemitteltetes Aerosolsignal „ $A < 800$ minus CTRL“ (a,b) und „ $A > 2700$ minus CTRL“ (c,d) für März 1990.

1d-Strahlungstransferberechnungen erläutert, können die SOOT-Partikel in höheren troposphärischen Schichten mehr einfallende solare Strahlung absorbieren, da sich weniger

6.3. Sensitivitätsstudien

Parameter		CTRL	A<800	ABASIS	A>2700
			Aerosolsignal		
	Gesamt	-132.53	1.81	3.23	7.02
Strahlungsbilanz TOA	Land	-123.41	1.98	4.07	8.63
(W/m ²)	Eis	-139.94	1.98	2.94	6.07
	Ozean	-127.34	-1.23	-0.86	3.58
	Gesamt	-21.02	-1.26	-1.24	-1.56
Strahlungsbilanz Boden	Land	-15.00	-1.56	-1.55	-2.10
(W/m ²)	Eis	-23.71	-0.96	-0.81	-0.66
	Ozean	-39.66	-2.35	-3.29	-6.54
	Gesamt	250.02	0.02	0.10	-0.33
2m Temperatur	Land	250.81	0.06	0.00	-0.58
(K)	Eis	247.41	0.02	0.24	-0.13
	Ozean	269.80	0.11	0.08	-0.25
	Gesamt	76.3	-1.5	-0.4	0.7
Wolkenbedeckungsgrad	Land	74.0	-0.6	-0.3	0.2
(%)	Eis	77.5	-2.1	-0.5	0.8
	Ozean	81.3	-1.6	-0.1	-0.2
	Gesamt	28.91	0.53	-0.26	-0.14
Niederschlag	Land	30.76	0.28	-0.56	-0.92
(mm)	Eis	18.73	1.10	0.36	0.22
	Ozean	115.59	-3.26	-4.24	2.21

Tabelle 6.3.: Die Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre (TOA) und am Boden, die bodennahe Temperatur, die Wolkenbedeckung und der Niederschlag im Monatsmittel für den Kontrolllauf (CTRL) März 1990 sowie das dazugehörige Aerosolsignal in Abhängigkeit von Höhe der Haze-Schicht. Die Mittelung erfolgt über alle Land-, Ozean- und Meereispunkte sowie über das gesamte Modellgebiet mit Ausnahme einer 10 Gitterpunkt breiten Randzone.

absorbierende Gase und Wolken oberhalb der Aerosolschicht befinden. Desweiteren streuen die WASO- und SSAM-Partikel des „Arctic Haze“ um so weniger solare Strahlung in den Weltraum zurück, je höher sich diese in der Troposphäre befinden. Der Grund hierfür ist, daß im allgemeinen die relative Feuchte mit zunehmender Höhe abnimmt. Mit sinkender relativer Luftfeuchtigkeit wiederum verringert sich sowohl der Extinktionskoeffizient als auch der Asymmetriefaktor dieser überwiegend streuenden Aerosolpartikel. Diese Zusammenhänge fanden auch HAYWOOD und RAMASWAMY (1998) bei der Untersuchung des direkten Strahlungsantriebes von anthropogenen Sulfat- und Rußaerosolen mit einem globalen Klimamodell. In den schnee- und eisbedeckten polaren Breiten sorgt die „Arctic Haze“-Schicht somit durch die Reduktion der planetaren Albedo für ein geringeres Strahlungsdefizites am Oberrand der Atmosphäre und zwar um so stärker, je höher diese in der arktischen Troposphäre angehoben wird. Liegt die Aerosolschicht oberhalb der tiefen und optisch dicken Wolken, kommt es auch über dem eisfreien Ozean im Mittel zu einem positiven Strahlungsantrieb (Fall A>2700).

Mit Anheben der Haze-Schicht vergrößert sich die kurzweilige Strahlungsreduktion am Boden. Dadurch nimmt in der gesamten Arktis der Nettostrahlungsverlust gegenüber CTRL von 5.6% bei A<800 auf 8% bei A>2700 zu. Für A<800 und ABASIS nimmt die Bewölkung insgesamt um -1.5% bzw. -0.6% ab. Befindet sich die Aerosolschicht ober-

6. Untersuchungen zur Klimawirkung des "Arctic Haze" mit HIRHAM4

halb der Grenzschicht (Fall $A > 2700$), steigt der mittlere prozentuale Bedeckungsgrad um 0.7% an. Im Vergleich zum Referenzlauf fällt über dem Meereis in allen 3 Simulationen zwischen 5.8% ($A < 800$) und 1.2% ($A > 2700$) mehr Niederschlag. Über dem Wasser resultiert ein Rückgang der mittleren Niederschlagsmenge von 2.8 bis 3.7%, wenn sich die Aerosole in der unteren Troposphäre befinden ($A < 800$ und ABASIS). Für $A < 800$ und ABASIS steigt die mittlere 2m-Temperatur in der gesamten Arktis um 0.02 bis 0.1 K an, während sie im Fall $A > 2700$ um -0.33 K abnimmt. Die Abweichungen der Temperatur sind im Mittel über die gesamte Arktis gering, können aber regional deutlicher ausfallen (siehe Abbildungen 6.10(e), 6.14(a) und 6.14(c)). Ein Vergleich zwischen ABASIS und $A < 800$ zeigt ein ähnliches regionales Muster des bodennahen Temperatursignals. Jedoch ist im Experiment $A < 800$ die Erwärmung in der östlichen Arktis stärker und über Teilen des kanadischen Archipels geringer. Im Fall $A > 2700$ weist die Struktur stärkere Amplituden auf. Einen Anstieg der mittleren bodennahen Temperatur findet man nun im Bereich der Victoria Insel und Beaufortsee sowie Karasee mit einem Maximum von 3.2 K. Merklich vergrößert haben sich die Abkühlungszonen. Die Aerosol-induzierte Anomalie des Boden-druckes zeigt im Fall $A < 800$ (Abbildung 6.14(b)) ein starkes Minimum mit -3.5 hPa nördlich von Grönland und einem Maximum von 1.3 hPa über der Laptevsee. Demgegenüber findet man für $A > 2700$ das stärkste Minimum von 3.5 hPa über der nördlichen Karasee (Abbildung 6.14(d)). Nördlich und südlich davon steigt der Luftdruck um rund 1 hPa. Eine weitere Zone mit negativer Bodenluftdruckanomalie erstreckt sich von der Viktoria Insel bis zur Ostsibirischen See.

Einfluß der relativen Feuchte

Um den Einfluß der relativen Feuchte auf den Aerosolantrieb zu untersuchen, sind im folgenden Experiment ARH25% die optischen Eigenschaften der Aerosolkomponenten unabhängig von der Umgebungsfeuchte. Die Werte der optischen Parameter entsprechen denen für eine relative Feuchte kleiner 25% (Feuchteklasse 1). Abbildung 6.15 zeigt die Ver-

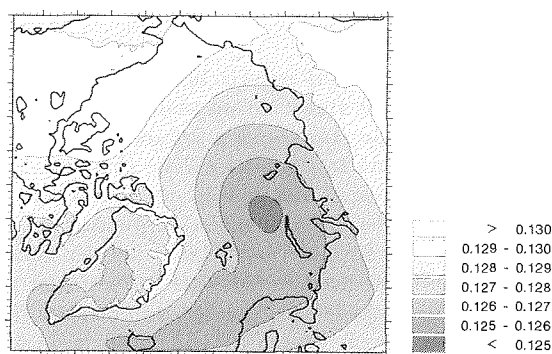


Abbildung 6.15.: Vertikal aufintegrierte aerosoloptische Dicke im 1. kurzwelligen Spektralbereich 0.2 – 0.68 μm für ARH25% im März 1990.

teilung der monatsgemittelten aerosoloptischen Dicke für diesen Fall. Mit Werten zwischen 0.125 und 0.13 ist sie deutlicher niedriger als bei ABASIS (vergleiche Abbildung 6.9). Die regionale Struktur wird jetzt allein durch die Luftdruckverteilung (Abbildung 6.8(a)) bestimmt. Die Ursache hierfür ist, daß die Höhe der Modellflächen vom Bodendruck abhängt, was wiederum die Dicke der Modellschichten beeinflusst (vergleiche Abschnitt 4.1.2).

6.3. Sensitivitätsstudien

Da die mittlere relative Feuchte innerhalb der Aerosolschicht durchschnittlich 60 bis 90% beträgt, ist bei ARH25% die Extinktion durch die hygroskopischen „Arctic Haze“-Komponenten WASO und SSAM geringer. Entsprechend fällt der Strahlungsantrieb am Atmosphärenoberrand und Boden geringer aus als bei ABASIS (Tabelle 6.4). Über den stark reflektierenden Schnee- und Eisflächen ist ein leichter Rückgang des positiven kurzwelligen Strahlungsantriebes am Oberrand der Atmosphäre von etwa 5% auf 3.11 W/m^2 feststellbar, was hauptsächlich auf das abnehmende Absorptionsvermögen der „Arctic Haze“-Komponenten WASO- und SSAM zurückzuführen ist. Über dem offenen Wasser führt die verringerte Streuung durch die WASO- und SSAM-Teilchen bei gleichzeitiger Bewölkungsabnahme zu einem kurzwelligen Energiegewinn von 1.07 W/m^2 . Der Änderung des kurzwelligen Strahlungsantriebes am Boden ist dagegen deutlicher. Im Vergleich

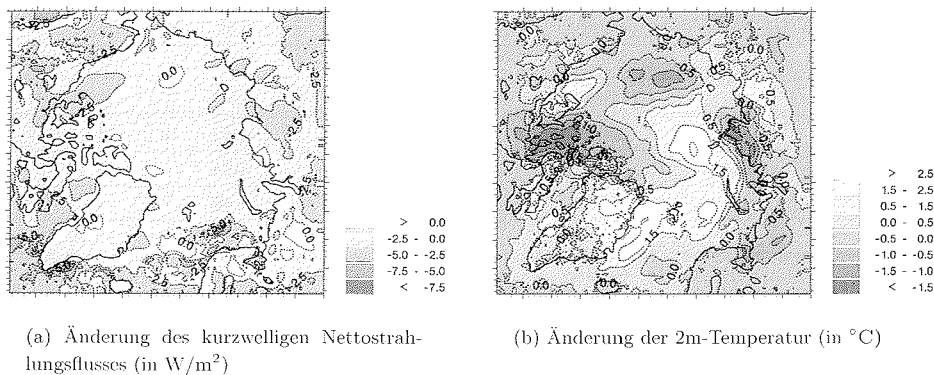


Abbildung 6.16.: Monatsgemitteltes Aerosolsignal „ARH25% minus CTRL“ für März 1990.

zu ABASIS verringert sich das negative Aerosolsignal im kurzwelligen Nettostrahlungsfluß für die gesamte Arktis um 28%, da wegen der geringeren Extinktion durch die WASO- und SSAM-Partikel wieder mehr solare Energie die Erdoberfläche erreichen kann. Ein stärkerer Bewölkungsrückgang über dem eisfreien Ozean schwächt zusätzlich den negativen Strahlungsantrieb. Erwartungsgemäß treten die Unterschiede in der Anomalie des kurzwelligen Nettostrahlungsflusses zwischen ARH25% (Abbildung 6.16(a)) und ABASIS (Abbildung 6.10(b)) vor allem über Gebieten mit sehr hoher relativer Luftfeuchtigkeit auf (Abbildung 6.7(f)). In der gesamten Arktis ist die Abnahme des prozentualen Wolkenbedeckungsgrades von 0.2% im Mittel um 50% geringer als bei ABASIS (Tabelle 6.4). Während die mittlere Niederschlagsreduktion über den Ozeanpunkten um 70% geringer ausfällt als bei ABASIS, nimmt der Niederschlag über dem Meereis um 17% weiter zu.

Nach Abbildung 6.16(b) verändert sich das regionale Muster des Aerosolantriebes für die bodennahe Temperatur gegenüber dem ABASIS (Abbildung 6.10(e)) nur geringfügig. Östlich von Grönland kommt es jedoch zu einer Verstärkung der Erwärmung, während sie im Bereich der neusibirischen Inseln abnimmt. Für die gesamte Arktis erhöht sich die Erwärmung der bodennahen Luftschicht gegenüber ABASIS leicht um 0.04 K .

Einfluß des Absorptionskoeffizienten

Analog zu den 1d-Strahlungstransportberechnungen soll der Einfluß eines geänderten Absorptionsvermögens der Aerosole auf den Antrieb untersucht werden. Dazu werden im Vergleich zu ABASIS die Absorptionskoeffizienten der 3 Aerosolkomponenten um 10%

6. Untersuchungen zur Klimawirkung des "Arctic Haze" mit HIRHAM4

Parameter		CTRL	ABASIS	ARH25%	AABS+10%
			Aerosolsignal		
	Gesamt	-132.53	3.23	3.22	3.46
Strahlungsbilanz TOA	Land	-123.41	4.07	3.96	4.75
(W/m ²)	Eis	-139.94	2.94	2.93	2.92
	Ozean	-127.34	-0.86	-0.45	-1.96
	Gesamt	-21.02	-1.24	-0.68	-0.37
Strahlungsbilanz Boden	Land	-15.00	-1.55	-0.80	-0.98
(W/m ²)	Eis	-23.71	-0.81	-0.45	0.05
	Ozean	-39.66	-3.29	-2.91	0.21
	Gesamt	38.91	3.46	3.31	4.10
Netto SW am TOA	Land	48.14	4.04	3.87	4.72
(W/m ²)	Eis	30.02	3.34	3.11	3.78
	Ozean	57.17	0.20	1.07	1.23
	Gesamt	13.52	-2.26	-1.61	-2.20
Netto SW am Boden	Land	16.90	-2.45	-1.74	-2.34
(W/m ²)	Eis	9.78	-1.95	-1.40	-1.99
	Ozean	25.02	-3.84	-2.11	-3.40
	Gesamt	250.02	0.10	0.14	0.22
2m Temperatur	Land	250.81	0.00	0.01	-0.23
(K)	Eis	247.41	0.23	0.23	0.49
	Ozean	269.80	0.18	0.24	0.85
	Gesamt	76.3	-0.4	-0.2	-1.2
Wolkenbedeckungsgrad	Land	74.0	-0.3	0.2	-0.5
(%)	Eis	77.5	-0.5	-0.4	-1.2
	Ozean	81.3	-0.1	-0.7	-1.1
	Gesamt	28.91	-0.26	0.16	-0.36
Niederschlag	Land	30.76	-0.56	0.02	-0.36
(mm)	Eis	18.73	0.36	0.42	0.91
	Ozean	115.59	-4.24	-1.27	-12.95

Tabelle 6.4.: Wie in Tabelle 6.3, jedoch für den Fall von trockenem Aerosol (ARH25%) bzw. für den Fall eines um 10% erhöhtem Aerosol-Absorptionsvermögens bei konstanter Gesamttextinktion (AABS+10%). Zusätzlich sind der kurzwellige Nettostrahlungsfluß (Netto SW) am Oberrand der Atmosphäre (TOA) und am Boden angegeben.

erhöht, ohne jedoch deren Extinktionskoeffizienten zu verändern. Dieses Experiment wird im folgenden mit AABS+10% bezeichnet.

Gegenüber ABASIS nimmt der mittlere kurzwellige Energiegewinn am Atmosphärenoberrand durch die stärkere Absorption solarer Strahlung um ca. 19% auf 4.10 W/m² zu (siehe Tabelle 6.4). Das positive Signal in der Strahlungsbilanz erhöht sich um ca. 7% auf 3.46 W/m². Da das Extinktionsvermögen der Aerosole nicht verändert wurde, wird der kurzwellige Strahlungsantrieb an der Erdoberfläche kaum beeinflusst. Der negative Antrieb in der Strahlungsbilanz fällt hingegen mit -0.37 W/m² um zwei Drittel geringer als bei ABASIS aus. Ursache ist im wesentlichen die intensivere langwellige Gegenstrahlung, die

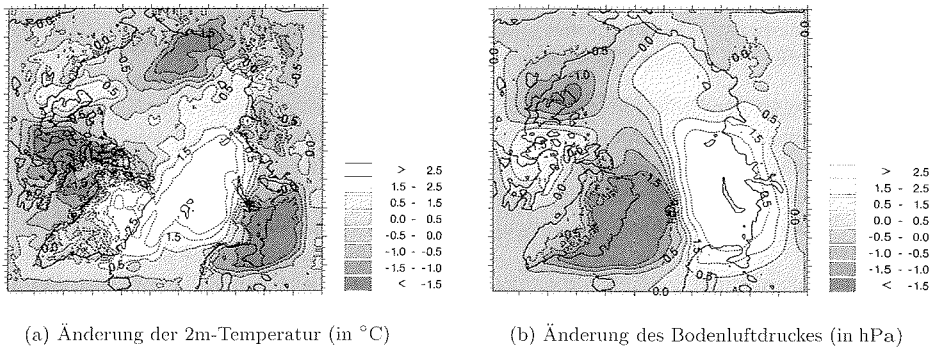


Abbildung 6.17.: Monatsgemitteltes Aerosolsignal „AABS+10% minus CTRL“ für März 1990.

aus der um 18% höheren atmosphärischen Absorption solarer Strahlung resultiert. Die stärkere Erwärmung innerhalb der Aerosolschicht vergrößert den Bewölkungsrückgang für die gesamte Arktis um das 3-fache auf 1.2%. Gleichzeitig wird die Niederschlagsmenge um weitere 0.3% reduziert, was durch den deutlichen Rückgang über dem Ozean hervorgerufen wird. Lediglich über dem Meereis steigt die mittlere Niederschlagsmenge um weitere 0.49 mm, was gegenüber CTRL einem Zuwachs um ca. 5% entspricht.

Die Abbildung 6.17(a) zeigt das mittlere Aerosolsignal für die 2m-Temperatur. Danach nimmt die Amplitude des Aerosolantriebes gegenüber ABASIS zu. Besonders kräftig fällt der mittlere Temperaturanstieg mit bis zu 6 K am Eisrand im Bereich von Spitzbergen aus. Ebenso hat sich die Abkühlung über der ostsibirischen See, dem Nordosten Kanadas sowie über Westsibirien verstärkt. Ein deutlicher Druckanstieg bis zu 6 hPa tritt über der Barents- und Karasee auf, während gleichzeitig östlich von Grönland der mittlere Luftdruck bis zu 5 hPa fällt. Diese Druckdifferenzen führen zu einer Abschwächung der Tiefdruckzone in der östlichen Arktis und einer leichten Verschiebung derselben in Richtung Grönland. Eine zweite schwache Dipolstruktur in der Luftdruckanomalie findet man über der kanadischen Arktis mit einem Maximum über der Hudsonbai und einem Minimum über der östlichen Beaufortsee.

Einfluß der Eiswolkenparametrisierung

Wolken haben einen entscheidenden Einfluß auf den Strahlungshaushalt der Erde. Wolken reflektieren kurzwellige Strahlung zurück in den Weltraum und reduzieren die Einstrahlung an der Erdoberfläche (Albedoeffekt der Wolken). Im Langwelligen absorbieren Wolken Teile der von der Erdoberfläche und Atmosphäre emittierten Strahlung und emittieren Strahlung entsprechend den niedrigeren Temperaturen im Wolkeniveau. Infolgedessen wird sowohl die atmosphärische Gegenstrahlung erhöht als auch die langwellige Abstrahlung in den Weltraum reduziert (Treibhauseffekt der Wolken). Welcher von diesen beiden gegenläufigen Effekten lokal überwiegt, hängt von den optischen Eigenschaften und der Höhe der Wolken ab. Bei Eiswolken (Cirruswolken) überwiegt meist der erwärmende Effekt (LIU, 1986). Ihre Transmission im Kurzwelligen ist recht hoch, verglichen mit anderen Wolkenarten, und somit ist ihr Albedoeffekt relativ gering. Gleichzeitig ist ihr Treibhauseffekt vergleichsweise groß, da sie durch ihre große Wolkenhöhe eine niedrige Temperatur aufweisen und deshalb weniger Strahlung in den Weltraum emittieren als die darunterliegende Erdoberfläche oder Atmosphäre. Tiefe Wolken reflektieren dagegen

6. Untersuchungen zur Klimawirkung des "Arctic Haze" mit HIRHAM4

viel kurzwellige Strahlung zurück ins Weltall. Ihr Treibhauseffekt ist gering, weil sich ihre Strahlungstemperatur kaum von derjenigen der Erdoberfläche unterscheidet, so daß meist der Albedoeffekt überwiegt. Sie wirken daher eher abkühlend.

In der Arktis ist der Einfluß der Wolken auf das Klima sehr viel komplexer als in anderen Regionen der Erde. Die Gründe hierfür sind neben den extremen Strahlungsbedingungen (flacher Sonneneinfallswinkel, Polartag bzw. Polarnacht, stark reflektierende Schnee- und Eisoberflächen) die niedrigen Temperaturen, der geringe Wasserdampfgehalt der Luft und die im Winter und Frühjahr stark ausgeprägte, bodennahe Temperaturinversion (CURRY et al., 1996). Während des arktischen Winters und Frühjahrs dominiert in der unteren Troposphäre aufgrund der tiefen Temperaturen die Eisphase in den Wolken (CURRY et al., 1990). Beobachtungen an verschiedenen Orten der Arktis zeigen ein häufiges Auftreten des Phänomens „Diamond Dust“ (MAXWELL, 1982; CURRY et al., 1990; GIRARD und BLANCHET, 2001). Beim „Diamond Dust“, auch „clear sky ice crystal precipitation“ oder „Polarschnee“ genannt, handelt es sich um Eiskristalle, die bei sonst klarem Himmel als glitzernder Niederschlag langsam zur Erdoberfläche schweben. Die Kristalle bilden sich bei tiefen Temperaturen unter -15°C , wenn der Feuchtegehalt der Luft den Sättigungsgrad über Eis überschreitet. Bei „Diamond Dust“ handelt es sich somit um Cirren, die bis zum Erdboden reichen.

Klimamodelle sind bisher nicht in der Lage, die Bewölkung richtig wiederzugeben, was ein Vergleich zwischen Modell und Beobachtung zeigt. Zu diesem Ergebnis kommt auch RINKE et al. (1997) bei ihren Modellberechnungen mit HIRHAM4 für Januar und Juli 1990 über der Arktis.

Im folgenden wird die ursprüngliche Parametrisierung der optischen Eigenschaften für Eiswolken im HIRHAM4 (vergleiche Abschnitt 4.2.2) durch die von EBERT und CURRY (1992) ersetzt. Sie beschreibt die Eiskristalle im solaren Spektralbereich nicht als kugelförmige Eispartikel, sondern als mehrfach streuende, hexagonale Zylinder, die zufällig im Raum orientiert sind. Ihre Größenverteilung wird durch den effektiven Radius r_{ei} der Eisteilchen charakterisiert, der mit den optischen Parameter in folgendem funktionalem Zusammenhang steht:

$$\text{optische Dicke} \quad \delta_i = \left(a + \frac{b}{r_{ei}}\right) \cdot IWP \quad (6.2)$$

$$\text{Einfachstreueralbedo} \quad \omega_i = 1 - \left(c + \frac{d}{r_{ei}}\right) \quad (6.3)$$

$$\text{Asymmetrieparameter} \quad g_i = e + f \cdot r_{ei} \quad (6.4)$$

$$\text{Emissivität} \quad \epsilon_i = 1 - e^{-K_i \cdot IWP} \quad (6.5)$$

Dabei kennzeichnet IWP den Eiswassergehalt und $K_i = 1.66(\alpha + \gamma/r_{ei})$ den Massenabsorptionskoeffizient. Die Koeffizienten a, b, c, d, e, f, α und γ wurden jeweils über die solaren bzw. langwelligen Spektralintervalle des HIRHAM4 gemittelt und sind in Tabellen A.3 und A.4 im Anhang angegeben. Der effektive Radius r_{ei} der Eispartikel wird durch Gleichung 4.45 bestimmt.

In Tabelle 6.5 sind die optischen Parameter einer zu 67% aus Eisteilchen bestehenden Wolke (Wassergehalt $q_w = 0.07$ g/kg) mit einer vertikalen Erstreckung von 730 m für beide Parametrisierungen dargestellt. Bei gegebenem Wolkeneisgehalt IWP resultiert danach eine Zunahme der optischen Dicke δ_i und eine Abnahme der Einfachstreueralbedo ω_i der Eiswolken im kurzweligen Spektralbereich im Vergleich zur ursprünglichen Parametrisierung. Gleichzeitig nimmt der Asymmetriefaktor g_i im ersten solaren Spektralintervall ab, im

6.3. Sensitivitätsstudien

zweiten zu. Dies hat zu Folge, daß die Eiswolken mehr kurzwellige Strahlung absorbieren und die Wolkenalbedo abnimmt. Der Vergleich zwischen den Kontrollläufen mit ursprünglicher und neuer Parametrisierung CTRL (Tabelle 6.4) bzw. CTRLEIS (Tabelle 6.6) zeigt entsprechend eine Zunahme des kurzwelligen Energiegewinns am Atmosphärenoberrand von rund 26%. Der positive Nettostrahlungsfluß am Boden geht aufgrund der schwächeren solaren Einstrahlung um 16% zurück. Der Temperaturanstieg in der Atmosphäre und die höhere langwellige Emissivität ϵ_i der Eiswolken führt zu einer verstärkten atmosphärischen Gegenstrahlung, wodurch die Erdoberfläche insgesamt ca. 30% weniger Energie verliert. Dadurch steigt die mittlere bodennahe Temperatur in der Arktis im Vergleich zu CTRL um 3 K an. Über dem Meereis nimmt die Bewölkung um 1.2% und die Niederschlagsmenge um 15% zu. Unterschiede zwischen CTRL und CTRLEIS ergeben sich vor allem über den eis- und schneebedeckten Gebieten der Arktis, wo aufgrund der niedrigen Temperaturen der Anteil der Eisphase in den tiefen Wolken besonders hoch ist.

	δ_c		ω_c		g_c		ϵ
	SWI	SWII	SWI	SWII	SWI	SWII	LWIII
CTRL	8.0	8.3	0.999	0.984	0.840	0.822	0.995
CTRLEIS	8.5	8.5	0.996	0.959	0.830	0.829	1.000

Tabelle 6.5.: Optische Wolkeneigenschaften nach der ursprünglichen HIRHAM4-Parametrisierung (CTRL) und nach Ebert et al. (1992) (CTRLEIS) im solaren Spektralbereich (SWI = 0.25 - 0.68 μm , SWII = 0.68 - 4.0 μm) und im wichtigen Wasserdampf fenster (langwelliger Spektralbereich LWIII = 10 - 12.5 μm) für eine 730 m mächtige Wolke mit Gesamtwassergehalt von 0.07 g/kg, der zu 67% aus Eis besteht.

Die Änderungen in den Strahlungsflüssen in der Atmosphäre und am Boden rufen aufgrund zahlreicher Wechselwirkungen eine Veränderung der atmosphärischen Stabilität (Temperatur- und Feuchteschichtung), der Dynamik und der Wolkenverteilung hervor. Inwieweit dadurch das Aerosolsignal beeinflusst wird, soll untersucht werden. Dazu wird unter der Verwendung der Parametrisierung von EBERT und CURRY (1992) ein Modellauf mit Aerosolen für den März 1990 (AEIS) durchgeführt, die sich wie bei ABASIS zwischen 300 und 2700 m Höhe finden.

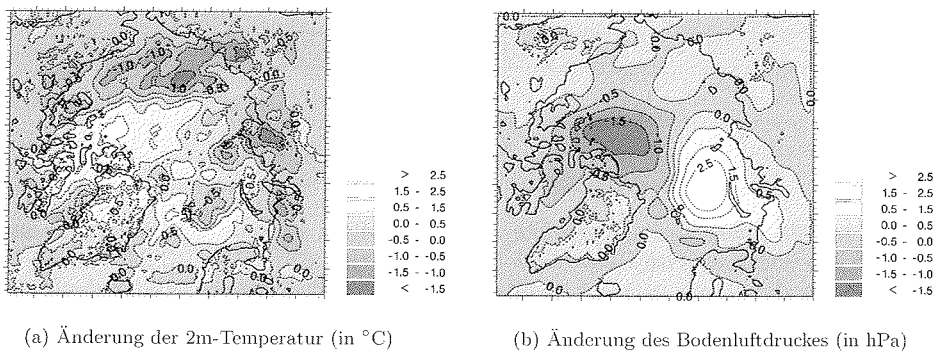


Abbildung 6.18.: Monatsgemitteltes Aerosolsignal „AEIS minus CTRLEIS“ im März 1990. Dabei wurde sowohl für den Kontroll- wie auch für den Aerosollauf die Wolkenparametrisierung nach Ebert et al. (1992) verwendet.

Durch die optisch dickeren Eis- und Mischwolken wird der kurzwellige Aerosolstrahlungs-

6. Untersuchungen zur Klimawirkung des "Arctic Haze" mit HIRHAM4

Parameter		CTRLEIS	AEIS
			Aerosolsignal
	Gesamt	-111.51	1.48
Strahlungsbilanz TOA	Land	-99.24	1.62
(W/m ²)	Eis	-103.98	1.60
	Ozean	-119.88	-0.77
	Gesamt	-14.37	-1.20
Strahlungsbilanz Boden	Land	-10.69	-1.49
(W/m ²)	Eis	-14.67	-0.96
	Ozean	-39.13	-1.31
	Gesamt	49.34	1.57
Netto SW am TOA	Land	61.32	1.82
(W/m ²)	Eis	38.18	1.60
	Ozean	69.24	-0.57
	Gesamt	11.29	-1.22
Netto SW am Boden	Land	14.27	-1.35
(W/m ²)	Eis	7.94	-1.02
	Ozean	21.91	-1.99
	Gesamt	253.02	-0.05
2m Temperatur	Land	253.00	0.17
(K)	Eis	251.46	0.01
	Ozean	270.40	0.32
	Gesamt	76.7	-1.2
Wolkenbedeckungsgrad	Land	73.7	-1.2
(%)	Eis	78.7	-1.4
	Ozean	80.0	-0.4
	Gesamt	30.53	-0.78
Niederschlag	Land	31.59	-0.59
(mm)	Eis	21.58	-0.87
	Ozean	110.96	-1.41

Tabelle 6.6.: Wie in Tabelle 6.4, jedoch bei Verwendung der Parametrisierung für Eiswolken nach Ebert et al. (1992).

antrieb bei Mittelung über die gesamte Arktis um 54% am Atmosphärenoberrand und um 46% am Boden abgeschwächt (siehe Tabellen 6.4 und 6.6). Während der Antrieb in der Strahlungsbilanz am Atmosphärenoberrand ebenfalls deutlich um 54% abnimmt, ist dessen Änderung am Boden mit 3.2% vergleichsweise gering. Insgesamt ergibt sich für die bodennahe Temperatur eine leichte Aerosol-bedingte Abkühlung von -0.05 K. Es resultiert eine um das dreifache höhere Reduktion der Bewölkung (-1.2 mm) und des Niederschlages (-0.78 mm) als bei ABASIS.

Abbildung 6.18(a) zeigt die Aerosol-induzierte Anomalie der mittleren 2m-Temperatur und des Bodendruckes. Die Stärke des Aerosolsignals entspricht weitgehend der, wie sie auch mit der ursprünglichen ECHAM4-Parametrisierung berechnet wurde (vergleiche Ab-

bildung 6.10(e)). Jedoch ergibt sich ein anderes regionales Muster. So findet man nun eine Erwärmung bis zu 2 K über weiten Teilen des kanadischen Archipels und der inneren Arktis. Demgegenüber nimmt die Temperatur bis zu 2 K in einer Zone ab, die sich von der Beaufortsee über die ostsibirischen See bis zur Laptevsee erstreckt. Die Druckdifferenzen zeigen eine Dipolstruktur mit einem Anstieg über der kanadischen Arktis und einer Abnahme über der östlichen Arktis.

Das Ergebnis macht deutlich, daß nicht nur die Parametrisierung der optischen Eigenschaften der Aerosole, sondern auch die der Wolken das Aerosolsignal in den regionalen Mustern der Temperatur und Dynamik stark beeinflusst.

6.3.3. Aerosolsignal im April und Mai 1990

Analog zum März 1990 wurden HIRHAM4-Simulationen mit und ohne Berücksichtigung von „Arctic Haze“ für April und Mai 1990 durchgeführt, um die saisonale Abhängigkeit des direkten Aerosolantriebes zu diskutieren. Die einzelnen Monate sind insbesondere durch eine unterschiedlich hohe Intensität der einfallenden Solarstrahlung gekennzeichnet. Diese hängt vor allem von der Tageslänge und dem Sonnenstand ab. Während beispielsweise am 1. März für Gebiete in 80° nördlicher Breite die Dauer zwischen Sonnenaufgang und -untergang 5 h 30 min und der maximale Sonnenstand 2.3° betragen, steigen sie am 1. April auf 15 h 30 min und 14.5° sowie am 1. Mai auf 24 h und 20.0°. Neben der zur Verfügung stehenden kurzwelligen Strahlungsenergie ändert sich auch die mittlere geographische Verteilung weiterer Faktoren, die den Aerosolantrieb beeinflussen, wie etwa die Oberflächenalbedo, die Luftfeuchtigkeit und der Wolkenbedeckungsgrad. Während im März und April 1990 die Oberflächenalbedo über der inneren Arktis, Ostsibirien und dem kanadischen Archipel im Mittel über 0.7 liegt, beträgt sie im Mai 1990 aufgrund der deutlich höheren Oberflächentemperatur (Abbildung 6.19(c)) mit Ausnahme des grönländischen Eisplateaus nur noch zwischen 0.55 und 0.65. An den Rändern des Integrationsgebietes über dem euroasiatischen Kontinent und über Westkanada liegt die lokale Bodenalbedo aufgrund der größtenteils weggeschmolzenen Schneedecke dann sogar unter 0.25. Die Lage der Meereiskante ändert sich in den ersten beiden Monaten praktisch nicht. Sie verläuft dabei von Neufundland durch die Labradorsee, dann südlich von Grönland in die Grönlandsee und setzt sich östlich fort an Spitzbergen vorbei, um in der Barentssee die Halbinsel Kola zu erreichen. Erst im Mai 1990 ist ein Rückzug des Meereises nach Norden erkennbar, insbesondere in der Grönland- und Barentssee. Auch die Verteilung der relativen Luftfeuchtigkeit verändert sich diesem Monat deutlich. Während in den beiden vorangegangenen Monaten die mittlere relative Feuchte in 850 hPa über der inneren Arktis oberhalb 70% liegt, findet man im Mai 1990 solche Werte nur in einer schmalen Zone von der Barentssee bis zur Laptevsee und über dem unmittelbar angrenzenden asiatischen Kontinent. Über der inneren Arktis beträgt sie dann nur noch zwischen 50 bis 70%. Bei dem mittleren Wolkenbedeckungsgrad zeigen sich in den drei Monaten die größten lokalen Schwankungen über den Kontinenten. Über der zentralen Arktis beträgt der Bewölkungsgrad im Monatsmittel kontinuierlich zwischen 0.7 und 0.9. Bei Mittelung über die gesamte Arktis liegt der prozentuale Wolkenbedeckungsgrad im März 1990 um über 4% höher als in den beiden folgenden Monaten (siehe Tabelle 6.3 und 6.7).

Die regionale Verteilung der 2m-Temperatur des Kontrolllaufes sowie das dazugehörige Aerosolsignal ist für April und Mai 1990 in Abbildung 6.19 dargestellt. So steigt die mittlere 2m-Temperatur über der inneren Arktis von -24 bis 16°C im April auf -8 bis -4°C im Folgemonat an. Das Minimum von -34°C bzw. -18°C tritt über dem Grönländischen Gletschereis auf. Bei Berücksichtigung von „Arctic Haze“ liefert die April-Simulation bis

6. Untersuchungen zur Klimawirkung des "Arctic Haze" mit HIRHAM4

zu 2 K höhere Temperaturen über der Grönlandsee und Teilen der kanadischen Arktis sowie bis zu -2 K niedrigere Temperaturen nördlich von Grönland und über dem euroasiatischen Kontinent. Im Mai zeigt die Verteilung des Temperatursignals positive Werte bis zu 1.5 K von der Norwegische See über Nordskandinavien bis nach Mittelsibirien sowie über Westgrönland. Gleichzeitig herrscht in der zentralen Arktis eine leichte Abkühlung mit einem Minimum von -1 K über der Beaufortsee vor. Im Vergleich zum März 1990 (Abbildung 6.10(e)) nimmt in den beiden nachfolgenden Monaten die Stärke des Temperatursignals über dem eisbedeckten Arktischen Ozean kontinuierlich ab. Bei Mittelung über die Meereispunkte resultiert anders als im März 1990 eine Abkühlung von -0.06 bzw. -0.24 K (Tabelle 6.7)

In den beiden ersten Frühjahrsmonaten ist die Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre in der gesamten Arktis negativ (Tabelle 6.3 und 6.7). Im Mai kommt es durch die stärkere Sonneneinstrahlung über dem offenen Wasser und der schneefreien Landoberfläche zu einem Energieüberschuß. Über den Eis- und Schneegebieten herrscht weiterhin ein Energiedefizit vor. In diesem Monat ist die Strahlungsbilanz am Boden auch über den eis- und schneebedeckten Gebieten der Arktis erstmalig positiv.

In Abbildung 6.20 ist der kurzwellige Strahlungsantrieb am Oberrand der Atmosphäre und am Boden gemittelt über alle Meereispunkte in Abhängigkeit vom Bedeckungsgrad für die drei Monate dargestellt. Danach nimmt der kurzwellige Energiegewinn am Oberrand der

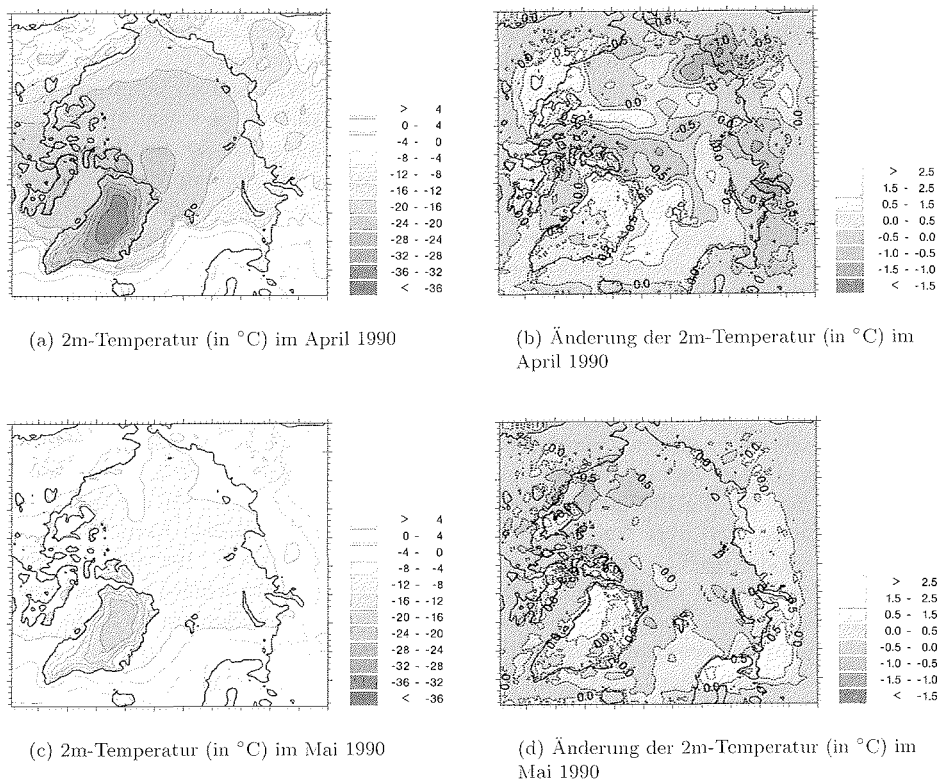


Abbildung 6.19.: Mittlere 2m-Temperaturverteilung für den Kontrolllauf CTRL (a,c) und das dazugehörige Aerosolsignal „ABASIS minus CTRL“ (b,d) im April und Mai 1990.

6.3. Sensitivitätsstudien

Parameter		April 1990		Mai 1990	
		CTRL	Aerosolsignal	CTRL	Aerosolsignal
	Gesamt	-83.13	7.65	-11.61	9.0
Strahlungsbilanz TOA	Land	-76.51	7.53	-7.13	7.64
(W/m ²)	Eis	-92.42	8.93	-22.26	11.16
	Ozean	-49.72	-1.98	30.65	2.03
	Gesamt	3.16	-3.65	49.82	-5.81
Strahlungsbilanz Boden	Land	7.78	-3.85	47.92	-4.87
(W/m ²)	Eis	-3.54	-2.94	44.68	-6.7
	Ozean	28.31	-8.28	89.88	-4.84
	Gesamt	258.82	-0.03	269.38	-0.05
2m Temperatur	Land	258.80	-0.05	270.12	0.18
(K)	Eis	257.09	-0.06	268.07	-0.24
	Ozean	272.87	0.30	273.63	0.03
	Gesamt	72	-1.0	72	-1.1
Wolkenbedeckungsgrad	Land	70	-0.5	67	-0.6
(%)	Eis	73	-1.7	75	-2.1
	Ozean	69	-0.1	71	3.3
	Gesamt	29.7	-1.86	33.63	-3.16
Niederschlag	Land	28.97	-0.99	44.47	-2.66
(mm)	Eis	26.27	-2.19	22.56	-2.51
	Ozean	61.81	-4.62	47.55	-9.47

Tabelle 6.7.: Die Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre (TOA) und am Boden, die bodennahe Temperatur, die Wolkenbedeckung und der Niederschlag sowie das dazugehörige Aerosolsignal im Monatsmittel für April und Mai 1990, gemittelt über alle Land-, Ozean- und Meereispunkte sowie über das gesamte Gebiet mit Ausnahme einer 10 Gitterpunkt breiten Randzone.

Atmosphäre vom März zum April hin deutlich zu. Bei wolkenlosem und teilweise bewölkttem Himmel zeigt sich im Mai aber wieder ein leichter Rückgang des Aerosolantriebes. Trotz zunehmender Sonneneinstrahlung scheint sich hier die Abnahme der Meereisalbedo, bedingt durch die steigende Oberflächentemperatur, zu überwiegen. Das Aerosolsignal wird am Atmosphärenoberrand wie auch an der Erdoberfläche durch eine Zunahme der Bewölkung abgeschwächt. Unmittelbar über der Meereisoberfläche verdoppelt sich der kurzweilige Energieverlust von einem Monat zum anderen. Der deutliche Zuwachs des negativen Strahlungsantriebes im Mai resultiert nicht nur aus der zunehmenden Sonneneinstrahlung, sondern auch aus der geringeren Meereisalbedo, wodurch die Mehrfachstreuung zwischen Aerosolschicht und Eisoberfläche reduziert wird.

Die Haze-Schicht führt über den schnee- und eisbedeckten Gebieten der Arktis zu einem Energiegewinn der Atmosphäre, der mit zunehmendem Sonnenhöhenwinkel weiter ansteigt. Dadurch resultiert im Mittel über die gesamte Arktis ein positiver Strahlungsantrieb, der mit 7.65 W/m² im April und 9.0 W/m² im Mai um 2.3- bzw. 2.7-fache höher ist als im März 1990 (Tabelle 6.7). Am Boden vergrößert sich der negative Antrieb durch die Aerosole gegenüber März 1990 um -2.41 W/m² (+210%) im April und -4.57 W/m² (+470%) im Mai. Die Rückwirkungen des Aerosolstrahlungsantriebes auf die Bewölkung nehmen im April und Mai zu. Im Vergleich zum März 1990 verringert sich der prozentuale

6. Untersuchungen zur Klimawirkung des „Arctic Haze“ mit HIRHAM4

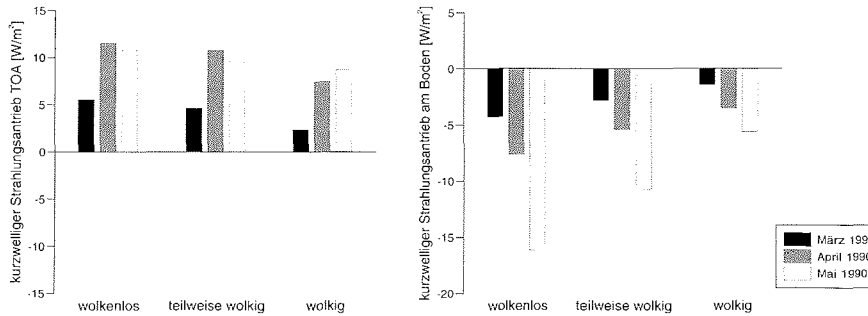


Abbildung 6.20.: Änderung des kurzwelligen Nettostrahlungsflusses am Oberrand der Atmosphäre (TOA) (links) und an der Erdoberfläche (rechts), gemittelt über alle Meereispunkte mit Ausnahme des Relaxationsrandes für März, April und Mai 1990.

Gesamtbedeckungsgrad in der aerosolbelasteten Atmosphäre um weitere -0.6 bzw. -0.7%. Auch die Reduktion der Niederschlagsmenge gegenüber den Kontrollläufen vergrößert sich für gesamte Arktis von -6.9% im April auf -9.3% im Mai.

6.3.4. Indirekter Effekt durch „Arctic Haze“

Nachfolgend wird der indirekte Effekt des „Arctic Haze“ simuliert, indem die Wirkung der Aerosole auf die optischen Eigenschaften der Wasserwolken berücksichtigt wird. Anstelle der bisher fest vorgeschriebenen Wolkenröpfchenkonzentration (CDNC) soll CDNC aus der Masse der Sulfataerosole gewonnen werden, die als eine Hauptquelle für Kondensationskerne angesehen werden (ROGERS und YAU, 1991; YOUNG, 1993). Aus Beobachtungsstudien leiteten BOUCHER und LOHMANN (1995) folgende Abhängigkeit zwischen CDNC und der Sulfatmasse m_{SO_4} ab, wobei zwischen kontinentalen und maritimen Wasserwolken unterschieden wird:

$$CDNC_{kont} = 10^{2.24 + 0.257 \log(m_{SO_4})}, \quad (6.6)$$

$$CDNC_{marin} = 10^{2.06 + 0.48 \log(m_{SO_4})} \quad (6.7)$$

mit m_{SO_4} in $\mu\text{g SO}_4/\text{m}^3$ und CDNC in cm^{-3} . Hierbei umfassen die Indices „marin“ sowohl den offenen wie auch den eisbedeckten Ozean und „kont“ die Landmassen.

Da die WASO-Komponente im wesentlichen die mikrophysikalischen und optischen Eigenschaften von Sulfataerosolen repräsentiert, soll in diesem Experiment die WASO-Massenkonzentration (Tabelle 4.2) in die obige Gleichungen eingehen. Allerdings wird nur die Hälfte der ursprünglichen Masse von WASO verwendet, weil sie nach KÖPKE et al. (1997) doppelt so groß ist wie die von Sulfat. In den Modellschichten, in den kein „Arctic Haze“ vorhanden ist, wird die Wolkenröpfchenkonzentration nach der ursprünglichen Parametrisierung bestimmt (vergleiche Abschnitt 4.2.2). Abbildung 6.21 zeigt das mittlere Profil der Wolkenröpfchenkonzentration nach der Originalversion und nach der empirischen Beziehung von BOUCHER und LOHMANN (1995) über dem Ozean und Kontinent. Innerhalb der Grenzschicht steigt die CDNC durch die neue Parametrisierung für kontinentale Wasserwolken von 220 cm^{-3} auf 231 cm^{-3} und für maritime Wasserwolken von 100 cm^{-3} auf 196 cm^{-3} . Beobachtungen während eines „Arctic Haze“-Ereignisses

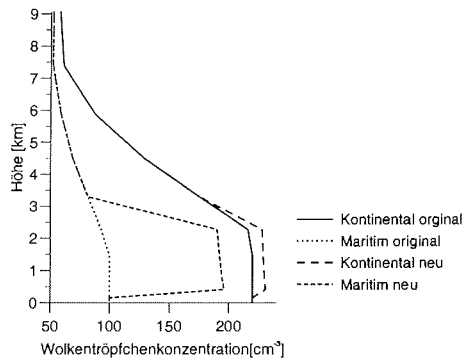


Abbildung 6.21.: Mittlere Wolkentröpfchenkonzentration nach der originalen ECHAM4-Parametrisierung („original“) und der Parametrisierung von Boucher et al. (1995) („neu“) in kontinentalen und maritimen Wolken für ABASIS.

zeigen ebenfalls eine Zunahme der Wolkentröpfchenkonzentration, jedoch ist die gemessene Anzahl der Wolkentröpfchen deutlich geringer. So ergaben Messungen wie z.B. in der Umgebung von Igloolik (67°N, 82°W), Kanada, im Februar 1982 eine CDNC von etwa 80 cm^{-3} in verschmutzten Stratuswolken, während sie bei einer geringen Belastung der Atmosphäre durch anthropogene Aerosole nur bei etwa 30 cm^{-3} lag (LEITCH et al., 1984).

Bei einer Erhöhung von CDNC nimmt nach Gleichung 4.44 der effektive Radius r_{el} der Wassertröpfchen (bei konstantem Wolkenwassergehalt) ab. Je kleiner wiederum der effektive Radius r_{el} ist, desto größer ist die optische Dicke δ_l und die Einfachstreueralbedo ω_l der Wasserwolken (siehe Gleichung 4.40 und 4.41). Gleichzeitig verringert sich nach Gleichung 4.42 der Asymmetriefaktor g_l , was eine Abnahme der Vorwärtsstreuung bedeutet. Dies bewirkt insgesamt eine Erhöhung der kurzwelligen Albedo der Wasserwolken. Im Langwelligen nimmt die Absorption und damit die Emissivität der Wasserwolken mit kleiner werdenden effektiven Radius der Tröpfchen nach Gleichung 4.50 zu. Die Zunahme der Reflexion und der Emission der Wolken führt zu einer Abkühlung bzw. Erwärmung der Erdoberfläche.

Die Simulation ABASIS wird unter zusätzlicher Berücksichtigung des indirekten Effektes wiederholt und mit der Abkürzung „IND“ bezeichnet. In Tabelle 6.8 ist die Änderung des Aerosolsignals im Fall IND gegenüber ABASIS dargestellt. Danach nimmt der positive kurzwellige Strahlungsantrieb am Atmosphärenoberrand für die gesamte Arktis um -4.3% (-0.15 W/m^2) ab. Die Auswirkungen sind allerdings regional unterschiedlich. Ein Vergleich der Modellläufe IND und ABASIS (Abbildungen 6.22(a) und 6.10(a)) zeigt eine Abschwächung des positiven Antriebes über Westkanada und Osteuropa und eine Verstärkung des negativen Antriebes über dem eisfreien Pazifik und Nordatlantik. In diesen Regionen führt die erhöhte Tröpfchenzahl zu einer verstärkten Rückstreuung solarer Strahlung in den Weltraum. Dementsprechend erreicht hier weniger Sonneneinstrahlung die Erdoberfläche als bei ABASIS (vergleiche Abbildungen 6.10(c) und 6.22(b)). Die stärkste Zunahme des negativen Strahlungsantriebes am Boden von 45% ist über den eisfreien Ozeanen feststellbar (Tabelle 6.8). Über der zentralen Arktis, dem kanadischen Archipel und Ostsibirien ändert sich das Signal im kurzwelligen Nettostrahlungsfluß kaum.

Daß die Änderung des kurzwelligen Strahlungsantriebes regional unterschiedlich ausgeprägt ist, liegt vor allem an der Temperaturverteilung in der arktischen Atmosphäre. Im Modell wird nach Gleichung 4.22 das Verhältnis von Wolkenflüssigwasser zu Wolkeneis

6. Untersuchungen zur Klimawirkung des "Arctic Haze" mit HIRHAM4

Parameter		Änderung des Aerosolsignals
	Gesamt	-0.23
Strahlungsbilanz TOA (W/m ²)	Land	-0.18
	Eis	-0.04
	Ozean	-2.26
	Gesamt	0.12
Strahlungsbilanz Boden (W/m ²)	Land	0.17
	Eis	0.08
	Ozean	0.36
	Gesamt	-0.15
Netto SW TOA (W/m ²)	Land	-0.15
	Eis	-0.01
	Ozean	-1.05
	Gesamt	-0.17
Netto SW Boden (W/m ²)	Land	-0.26
	Eis	-0.01
	Ozean	-1.72
	Gesamt	-0.06
2m-Temperatur (K)	Land	-0.02
	Eis	-0.13
	Ozean	0.36
	Gesamt	-0.2
Bewölkung (%)	Land	0.7
	Eis	-0.9
	Ozean	-0.5
	Gesamt	0.13
Niederschlag (mm)	Land	0.28
	Eis	0.09
	Ozean	-1.55

Tabelle 6.8.: Änderung des Aerosolsignals bei zusätzlicher Berücksichtigung der indirekten Effekte nach Gleichungen 6.6 und 6.7 gegenüber ABASIS.

allein durch die Umgebungstemperatur gesteuert. Die funktionale Abhängigkeit ist für den Temperaturbereich zwischen 0°C und -40°C in Abbildung 6.23 veranschaulicht. Im März herrscht über dem offenen Ozean und den angrenzenden Landmassen in den unteren eineinhalb bis zwei Kilometern der Atmosphäre eine mittlere Temperatur zwischen -5°C und -15°C, so daß hier der mittlere Flüssigwasseranteil in den Wolken bis zu 90% beträgt. In der inneren Arktis sinkt der durchschnittliche Anteil aufgrund einer mittleren Temperatur von teilweise unter -25°C auf weniger als 15% ab. Deshalb beschränkt sich die Änderung der optischen Eigenschaften der Grenzschichtwolken durch den indirekten Effekt nach Gleichung 6.6 und 6.7 im wesentlichen auf den Nordatlantik, den Golf von Alaska und den angrenzenden, stromabwärts liegenden Landgebieten. Desweiteren ist die Reflektivität der Wolken für den Strahlungshaushalt der inneren Arktis noch von geringer

6.3. Sensitivitätsstudien

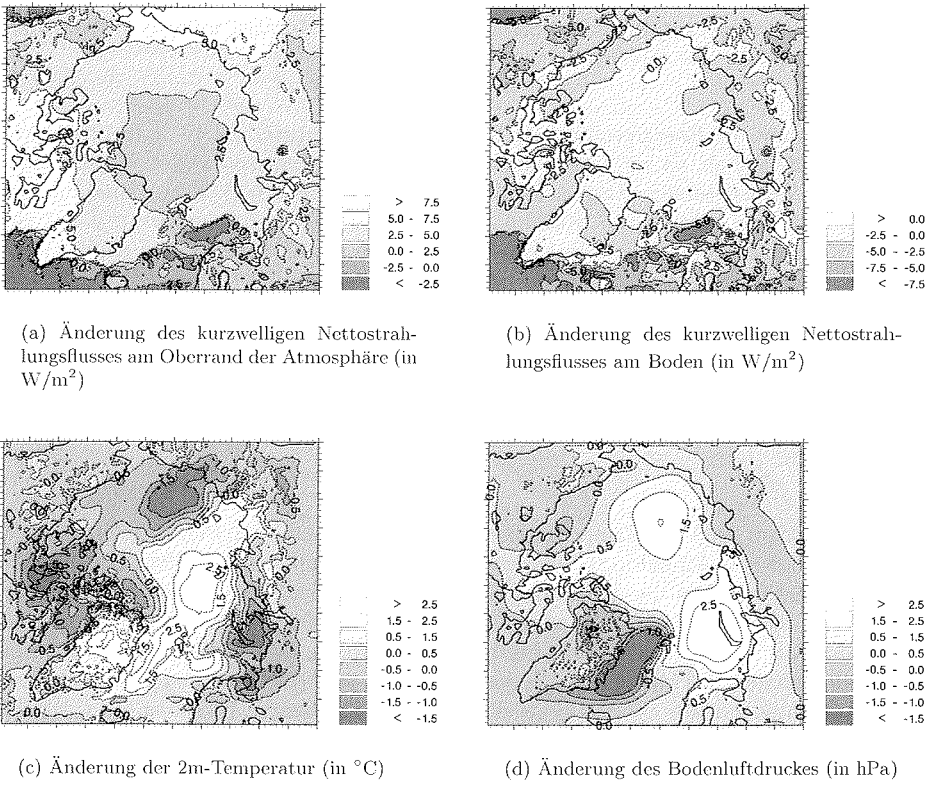


Abbildung 6.22.: Mittleres Aerosolsignal „IND minus CTRL“ für März 1990.

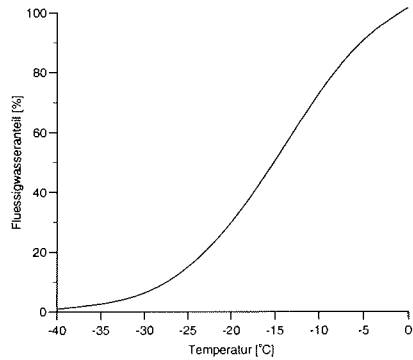


Abbildung 6.23.: Prozentualer Anteil des Flüssigwassers einer Wolke in Abhängigkeit von der Umgebungstemperatur (Gleichung 4.22).

Bedeutung, da in diesem Gebiet erst Mitte März die Polarnacht zu Ende geht.

Auch die Rückwirkungen des direkten und indirekten Aerosoleffektes auf Bewölkungsverteilung führen zu Abweichungen im regionalen Muster des Strahlungsantriebes zwischen ABASIS und IND. So bewirkt bei IND eine stärkere Bewölkungszunahme über dem

6. Untersuchungen zur Klimawirkung des "Arctic Haze" mit HIRHAM4

Grönlandplateau einen höheren negativen kurzwelligen Strahlungsantrieb am Boden als bei ABASIS. Über der ostsibirischen See sind im Fall IND dagegen weniger Wolken vorhanden, so daß mehr Sonnenstrahlen den Boden erreichen.

Insgesamt nimmt der Energieverlust am Boden jedoch im Mittel um 10 % (0.12 W/m^2) gegenüber ABASIS ab, da vor allem aufgrund der erhöhten Emissivität der Wasser- bzw. Mischwolken die langwellige Gegenstrahlung ansteigt (Tabelle 6.8). Eine Zunahme der abwärtsgerichteten langwelligen Strahlung durch die Wolken wirkt erwärmend auf die Erdoberfläche und Troposphäre. Eine stärkere Reflexion solarer Strahlung durch die Wolken führt dagegen zu einer Abkühlung. Welcher Prozeß letztlich überwiegt, hängt von zahlreichen Faktoren wie der vertikalen Mächtigkeit, der Höhe und dem Bedeckungsgrad der Wolken und von der Bodenalbedo ab. Während eine Abkühlung bedingt durch eine höhere Wolkenalbedo nur tagsüber auftreten kann, ist eine Erwärmung aufgrund erhöhter Emissivität der Wolken vor allem nachts sowie bei niedrigem Sonnenhöhenwinkel wirksam. Die letzten beiden Bedingungen sind in den Polargebieten vom Herbst bis zum Frühjahr vorherrschend.

Abbildung 6.22(c) zeigt die Temperaturanomalie in Bodennähe für IND. Die Strukturen ähneln stark denen in Abbildung 6.10(e), sind aber in den Amplituden stärker. Der indirekte Aerosoleffekt verstärkt die Abkühlung (bis -2.5 K) über dem kanadischen Archipel, der Beaufortsee und Ostsibirischen See sowie der Barents- und Karasee ab und gleichzeitig die Erwärmung (bis 3 K) über dem grönländischen Hochplateau, der grönländischen See bis in die Laptevsee hinein. Im Mittel über die gesamte Arktis wird die Erwärmung der bodennahen Luftschichten um 60% auf 0.04 K gegenüber ABASIS reduziert. Im Bodenluftdruckfeld wird der Anstieg über dem östlichen Bereich der inneren Arktis verstärkt, insbesondere über der Barents- und Karasee (bis 4 hPa) sowie über der ostsibirischen See (bis 2.5 hPa) (Abbildung 6.22(d)). Gleichzeitig intensiviert sich der Druckabfall über der Grönlandsee. Die Bewölkung ist im Mittel um 0.2% geringer als bei ABASIS (Tabelle 6.8). Während der Niederschlag über dem Meereis um weitere 0.5% gegenüber ABASIS zunimmt, geht er über dem Ozean um 1.3% zurück. Für die gesamte Arktis fällt die Niederschlagsreduktion im Monatsmittel um 50% schwächer aus als bei alleiniger Berücksichtigung des direkten Aerosoleffektes.

Die obige Parameterisierung berücksichtigt nur die Wechselwirkung zwischen Aerosole und Wasser- bzw. Mischwolken. Aerosole können nicht nur als Kondensationskeime (condensation nuclei, „CN“), sondern auch als Eiskeime (ice nuclei, „IN“) fungieren. Prozeßorientierte, mikrophysikalische Modellstudien zur Aerosol-Wolken-Niederschlag-Wechselwirkung (BLANCHET und GIRARD, 1995) zeigen, daß anthropogene schwefelhaltige Aerosole die Anzahl der Eiskristalle in Wolken reduzieren und die mittlere Kristallgröße vergrößern. Die damit verbundene beschleunigte Sedimentation der Eiskristalle könnte bei „Diamond Dust“-Ereignissen zu einer Austrocknung der unteren Troposphäre führen. Eine Verringerung des Treibhausgases Wasserdampf bewirkt eine Abnahme der zum Boden gerichteten langwelligen Strahlung und damit eine Abkühlung der Erdoberfläche („dehydration-greenhouse feedback“). Gleichzeitig wird die Streuung kurzwelliger Strahlung durch die Eiswolken abgeschwächt. Um die Beeinflussung der Eiswolken durch anthropogene Aerosole und die indirekte Auswirkung auf das arktische Klima abzuschätzen, werden geeignete Parametrisierungen für Klimamodelle benötigt. Diese fehlen weitgehend, weil bis heute noch nicht gut verstanden ist, welche Aerosole als Eiskeime fungieren und welche Auswirkungen sie im einzelnen auf den Eisbildungsprozeß in Wolken haben (IPCC, 2001).

6.3.5. Strahlungsantrieb bei Elimination dynamischer Rückkopplungsmechanismen

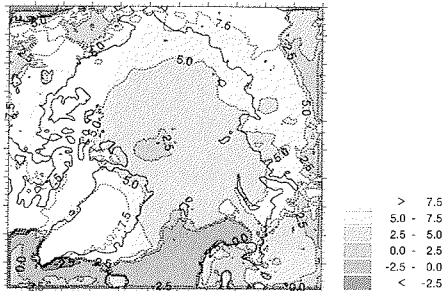
In den 3d-HIRHAM4-Simulationen wird der Aerosolstrahlungsantrieb durch vielfältige Wechselwirkungen mit dem Klimasystem modifiziert (Abbildung 6.24). Die Aerosole beeinflussen durch Absorption und Streuung direkt sowie durch Veränderung der Wolken-tröpfchenkonzentration indirekt die Strahlungsbilanz an der Erdoberfläche und damit die Oberflächentemperatur. Schmilzt das Eis oder der Schnee lokal an der Erdoberfläche, nimmt die lokale Albedo ab und es wird mehr Sonnenstrahlung absorbiert, womit noch mehr Eis bzw. Schnee (pro Zeiteinheit) geschmolzen werden kann. Auch in anderer Richtung arbeitet der sogenannte „Eis-Albedo-Feedback“: Je mehr Eis/Schnee, umso größer die Albedo und umso weniger absorbierte kurzwellige Strahlung. Es wird kälter und es kann noch mehr Eis/Schnee gebildet werden. Damit verbunden sind modifizierte turbulente Transporte fühlbarer und latenter Wärme zwischen der Erdoberfläche und Atmosphäre, wodurch wiederum die Temperatur und der Wasserdampfgehalt in der Atmosphäre beeinflusst werden. Einerseits hat dies unmittelbar Auswirkungen auf die optischen Eigenschaften der Aerosole und damit den direkten Aerosoleffekt, andererseits werden dadurch Veränderungen der atmosphärischen Dynamik hervorgerufen. Ebenso wirkt sich die vertikale Erwärmungsrate durch die Aerosole direkt auf die Stabilitätsverhältnisse und damit das Auftreten turbulenter und konvektiver Umlagerungen aus. Die thermodynamischen und dynamischen Vorgänge verändern die Wolkeneigenschaften (z.B. den Bedeckungsgrad und die optische Dicke der Wolken), wodurch wiederum eine Veränderung des Strahlungsflusses an der Erdoberfläche hervorgerufen wird. Zudem wird die langwellige Gegenstrahlung durch eine veränderte atmosphärische Temperatur und Wasserdampfkonzentration beeinflusst.

Um den direkten Aerosoleffekt auf die Strahlungsflüsse ohne jegliche dynamische Rückkopplungseffekte abzuschätzen, wird die Atmosphäre an jedem Gitterpunkt des Modellgebietes als eine isolierte vertikale 1d-Säule betrachtet, d.h. an den einzelnen Gitterpunkten werden mit Hilfe des 1d-Strahlungstransfermodells (siehe Abschnitt 5.1) die Strahlungsflüsse in der Atmosphäre und am Boden bestimmt. Der Strahlungsantrieb berechnet sich aus den Differenzen der Strahlungsflüsse mit und ohne Aerosol. Die „Arctic Haze“-Schicht tritt analog zur ABASIS in der gesamten Arktis zwischen 800 und 2700 m Höhe auf. Der HIRHAM4-Kontrolllauf CTRL März 1990 (siehe Abschnitt 6.3.1) stellt die meteorologischen Parameter und die Bodenbedo alle 6 Stunden (0, 6, 12, 18 UTC) für die 1d-Strahlungstransferberechnungen bereit. Im folgenden wird die 1d-Simulation mit „OR1“ abgekürzt.

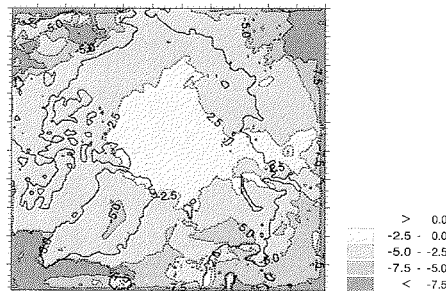
Gegenüber ABASIS fällt der positive kurzwellige Strahlungsantrieb am Atmosphärenoberrand (TOA) für die gesamte Arktis nun um 42% höher aus (Tabelle 6.9). Positive Abweichungen des Aerosolsignals bis 5 W/m^2 treten dabei über dem grönländischen Eisplateau, der kanadischen Arktis sowie Mittel- und Ostsibirien auf (vergleiche Abbildungen 6.25(a) und 6.10(a)). Am Boden resultiert in diesen Gebieten ein bis zu -5 W/m^2 stärkerer solarer Energieverlust (Abbildungen 6.25(b) und 6.10(b)). Bei Mittelung über das gesamte Integrationsgebiet ergibt sich ein um ca. 50% höherer kurzwelliger Energieverlust (Tabelle 6.9). Bedingt durch die fehlende Rückwirkung des direkten Aerosolstrahlungsantriebes auf die Bewölkung ist also das kurzwellige Aerosolsignal stärker. Da der langwellige Energiegewinn an der Erdoberfläche aber höher als bei ABASIS ist, fällt der Gesamtstrahlungsverlust mit -0.75 W/m^2 um 40% geringer aus.

Wie bereits gesehen, führen Wolken im Mittel zu einer Schwächung des Aerosolsignals. Um den direkten Aerosolstrahlungsantrieb ohne Einfluß der Wolken abzuschätzen, wird die 1d-Simulation bei wolkenlosem Himmel wiederholt. Dieses Experiment trägt im folgenden die

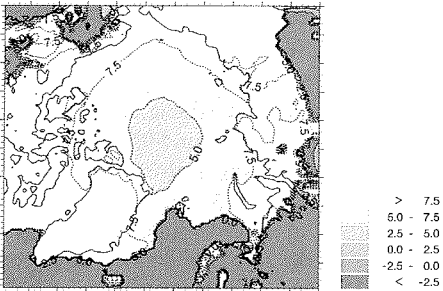
6.3. Sensitivitätsstudien



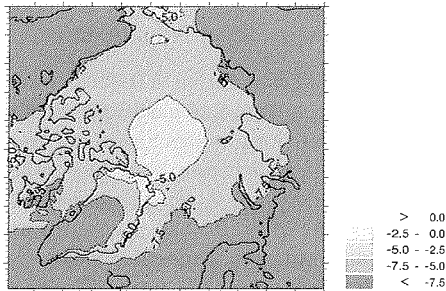
(a) Änderung des kurzwelligen Nettostrahlungsflusses am Oberrand der Atmosphäre (in W/m^2)



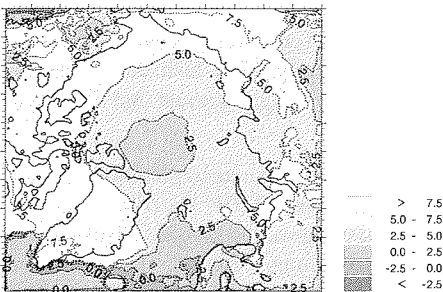
(b) Änderung des kurzwelligen Nettostrahlungsflusses am Boden (in W/m^2)



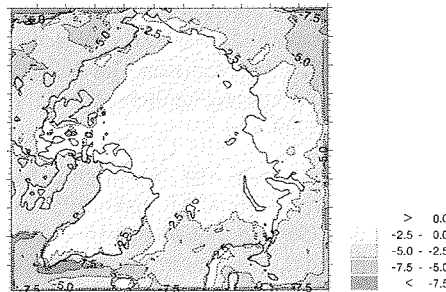
(c) Änderung des kurzwelligen Nettostrahlungsflusses am Oberrand der Atmosphäre (in W/m^2)



(d) Änderung des kurzwelligen Nettostrahlungsflusses am Boden (in W/m^2)



(e) Änderung des kurzwelligen Nettostrahlungsflusses am Oberrand der Atmosphäre (in W/m^2)



(f) Änderung des kurzwelligen Nettostrahlungsflusses am Boden (in W/m^2)

Abbildung 6.25.: Aerosolantrieb im kurzwelligen Nettostrahlungsfluß am Atmosphärenoberrand und am Boden für den Fall OR1 (a,b), OR2 (c,d) und OR3 (e,f) im Monat März 1990. Die Aerosolverteilung entspricht der von ABASIS. Bereiche unterhalb von $-15 W/m^2$ bzw. oberhalb von $15 W/m^2$ sind zusätzlich durch gestrichelte Isolinien gekennzeichnet.

6. Untersuchungen zur Klimawirkung des "Arctic Haze" mit HIRHAM4

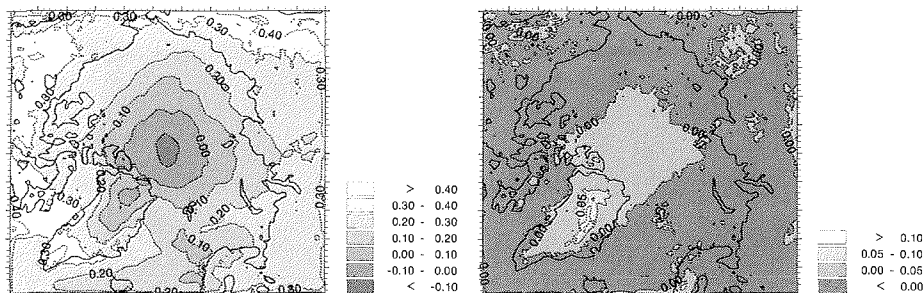


Abbildung 6.26.: Monatsgemittelte Gesamterwärmungsrate (K/Tag) innerhalb der Aerosolschicht (links) und am Boden (rechts) für den Fall OR1 im März 1990.

bestimmt. Man erkennt die deutliche Zunahme des kurzwelligeren Strahlungsantriebes am Atmosphärenoberrand wie auch am Boden, insbesondere über den dunklen Oberflächen wie dem eisfreien Atlantik und Pazifik.

Analog zur 3d-Simulation ARH25% wird in einem weiteren 1d-Experiment („OR3“) der Einfluß der relativen Luftfeuchtigkeit auf den Strahlungsantrieb untersucht. In diesem Fall ist das mittlere kurzwellige Signal am Oberrand der Atmosphäre um rund 9% und am Boden um 30% schwächer als beim Experiment OR1 (Tabelle 6.9), bedingt durch das geringere Extinktionsvermögen der hygrokopischen GADS-Komponenten WASO und SSAM. Als Folge der schwächeren Absorption solarer Strahlung durch die Aerosole und der damit verbundenen geringeren atmosphärischen Gegenstrahlung ist der langwellige Energiegewinn am Boden gegenüber OR1 um 90% geringer. Um den gleichen Prozentsatz nimmt auch die langwellige Abstrahlung in den Weltraum ab. Die geographische Verteilung des monatsgemittelten kurzwelligen Strahlungsantriebes für OR3 ist in den Abbildungen 6.25(e) und 6.25(f) dargestellt. Danach nimmt über den schnee- und eisbedeckten Regionen der positive kurzwellige Antrieb am Atmosphärenoberrand ab. Über dem Ozean ist der Antrieb aufgrund des verringerten Streuvermögens der WASO- und SSAM-Teilchen jetzt überwiegend leicht positiv. An der Erdoberfläche erkennt man die großräumige Abschwächung des kurzwelligen Energieverlustes. Im Vergleich zu ARH25% vergrößert sich der kurzwellige Gewinn am Atmosphärenoberrand um 24% und der kurzwellige Verlust am Boden um 42% (Tabelle 6.9 und 6.4).

Als nächstes wird die geographische Verteilung der monatsgemittelten Gesamterwärmungsrate für OR1 diskutiert. Innerhalb der Aerosolschicht resultiert mit Ausnahme der Gebiete nördlich von etwa 82°N und dem grönländischen Eisplateau eine Erwärmung, die nach Süden hin anwächst (Abbildung 6.26(a)). Über Kanada, Südgrönland und Ostsibirien erwärmt sich die Luft maximal um 0.4 K/Tag . In der Region nördlich von etwa 82°N ist die mittlere solare Einstrahlung im März noch zu gering, um die langwellige Ausstrahlung durch die Aerosole zu kompensieren. Folglich sinkt hier die Temperatur innerhalb der Aerosolschicht im Monatmittel leicht ab. Über Gebiete mit sehr hoher relativer Feuchte wie etwa dem grönländischen Hochplateau und dem Atlantik wird die Gesamt-Erwärmungsrate durch die verstärkte thermische Ausstrahlung reduziert. Über dem offenen Wasser verhindert zusätzlich das schwachen Reflexionsvermögen des Untergrundes eine stärkere Erwärmung der Aerosolschicht.

Aufgrund der erhöhten atmosphärischen Gegenstrahlung erwärmt sich die bodennahe Luftschicht über der inneren Arktis und Grönland maximal um 0.15 K/Tag , wenn dy-

6.3. Sensitivitätsstudien

namische Ausgleichsvorgänge nicht möglich sind (Abbildung 6.26(b)). Das Maximum tritt über dem Grönlandplateau mit der höchsten, mittleren relativen Feuchte auf. In den übrigen Gebieten überwiegt aufgrund der Reduktion der solaren Einstrahlung eine leichte Abkühlung bis -0.05 K/Tag.

Aus den Resultaten läßt sich zusammenfassend schlußfolgern: Durch die dynamischen Rückkopplungsprozesse mit dem Klimasystem wird die Stärke des solaren Aerosolstrahlungsantriebes sowohl am Atmosphärenoberrand wie auch am Boden reduziert. Die Rückwirkungen auf die Bewölkung bewirken eine Schwächung des kurzwelligen direkten Antriebes. Sind keine Wolken vorhanden, ist die Strahlungsbeeinflussung durch die Aerosole am stärksten. Hohe relative Feuchten sorgen für eine Zunahme des kurz- und langwelligen direkten Strahlungsantriebes.

7. Untersuchung der Klimawirkung des „Arctic Haze“ mit dem ASTAR-Aerosoldatensatz

In diesem Kapitel wird die Klimawirksamkeit des arktischen troposphärischen Aerosols auf der Basis von Messungen untersucht, die während der deutsch-japanischen ASTAR-Kampagne (Arctic Study of Tropospheric Aerosol and Radiation) vom 12. März bis 25. April 2000 im Raum Spitzbergen stattfanden.

Aus den Meßdaten wird ein Datensatz abgeleitet, der die optischen Parameter des arktischen Aerosols im regionalen atmosphärischen Klimamodell HIRHAM4 bereitstellt. Die notwendige Datentransformation wird am Beispiel einer typischen Haze-Situation durchgeführt, die durch eine troposphärische aerosoloptische Dicke $\delta_a > 0.1$ charakterisiert ist. Nach Untersuchungen mit dem 1d-Strahlungstranportmodell erfolgt eine HIRHAM4-Simulation für den Kampagnenmonat März 2000.

7.1. Meßkampagne ASTAR 2000

Im Mittelpunkt der ASTAR 2000-Kampagne standen die Untersuchung des arktischen Aerosols in der Troposphäre und die Bestimmung der klimarelevanten Aerosolparameter (YAMANOUCHI, 2000; YAMANOUCHI et al., 2002).

Die Messungen fanden sowohl an Bord des Forschungsflugzeugs des Alfred-Wegener-Instituts „Polar4“ als auch an der Koldewey-Station in Ny-Ålesund (78.95°N, 11.93°O) statt. Aus In-situ Messungen mit optischen Partikelzählern (OPC = Optical Particle Counter) und verschiedenen Arten von Aerosolsammlern und Impaktoren (Filter) am Boden und im Flugzeug konnten die Konzentration, die chemische Zusammensetzung und die Größenverteilung des Aerosols bestimmt werden. Nephelometer dienen der Bestimmung des Streu- und Rückstreuoeffizienten der Aerosole bei 3 Wellenlängen im sichtbaren Bereich (0.4 bis 0.75 μm). Mit Hilfe eines Particle Soot Absorption Photometer (PSAP) wurde der Absorptionskoeffizient bei 0.565 μm gemessen.

Weiterhin kamen auch Fernerkundungsverfahren zum Einsatz. Die Bestimmung der aerosoloptischen Dicke δ_a erfolgte durch bodengebundene und flugzeuggetragene Photometermessungen unter Einbeziehung der Satellitendaten von SAGE II (Stratospheric Aerosol and Gas Experiment). Das deutsche Koldewey Aerosol Raman Lidar (KARL) und das japanische MICRO Pulse Lidar (MLP) lieferten das Höhenprofil des Rückstreu- und Extinktionskoeffizienten. Diese Vertikalprofile ermöglichten eine Aussage darüber, welche Aerosolschichten welchen Beitrag zur am Boden gemessenen gesamt-optischen Dicke liefern. Durch Kombination des flugzeuggetragenen Photometer und des Raman Lidar KARL konnten zeitlich und räumlich fein strukturierte Aerosolschichten in der Troposphäre beobachtet werden. Das flugzeuggetragene Sonnenphotometer lieferte zusätzlich zum Vertikalprofil der spektralen optischen Dicke (bzw. des spektralen Extinktionskoeffizienten) des Aerosols auch die Phasenfunktion bzw. den Asymmetriefaktor in ausgewählten Luftschichten. Ergänzt wurden die Meßreihen durch FTIR-Messungen (FTIR = Fourier Transform Infrared Spectrometer). Die Messungen mit den Raman Lidar und den Photometern

7.1. Meßkampagne ASTAR 2000

Instrument	Meßgröße	Auflösung
Lidar	Rückstreuoeffizient Extinktionskoeffizient σ_{ext} Depolarisation	$\lambda = 0.532 \mu\text{m}, 1.064 \mu\text{m};$ Profil $\Delta h = 60 \text{ m}$ $\lambda = 0.532 \mu\text{m};$ Profil $\Delta h = 60 \text{ m}$ $\lambda = 0.532 \mu\text{m};$ Profil $\Delta h = 60 \text{ m}$
Photometer	columnare optische Dicke δ , Extinktionskoeffizient σ_{ext} , Phasenfunktion $P(\theta, \lambda)$	spektral $0.350 < \lambda < 1.065 \mu\text{m}$, Profil spektral $0.350 < \lambda < 1.065 \mu\text{m}$, Profil $\lambda = 0.861 \mu\text{m}, 0.532 \mu\text{m}$, Profil
FTIR	columnare optische Dicke δ	$8 \mu\text{m} < \lambda < 12 \mu\text{m}$
IN	Streuoeffizient σ_{streu} , Rückstreuoeffizient	3 Wellenlängen im Sichtbaren, Profil
OPC	Aerosolkonzentration, Größenverteilung $n(r)$	Profil, 5 Größenintervalle $0.1\text{-}1 \mu\text{m}$
Impaktoren und Filter	Aerosolkonzentration, Größenverteilung $n(r)$, chemische Eigenschaften	Profil, mehrere Größenintervalle
PSAP	Absorptionskoeffizient σ_{abs}	Profil, $\lambda = 0.565 \mu\text{m}$
SAGE II	Extinktionskoeffizient σ_{ext}	horizontal: 5° bis 76°N , Profil vom Atmo- sphärenoberrand bis 6.5 km Höhe

Tabelle 7.1.: Meßgrößen der verschiedenen Meßverfahren während ASTAR 2000

decken dabei den Wellenlängenbereich zwischen 0.35 und $1.065 \mu\text{m}$ ab. So verwendet das Raman Lidar einen Nd:YAG-Laser, der Licht der Wellenlänge $532 \mu\text{m}$ und $1060 \mu\text{m}$ erzeugt. Das im Einsatz befindliche Sonnenphotometer mißt bei den Wellenlängen $351, 371, 380, 416, 500, 532, 609, 675, 778, 861, 911, 947, 961, 1025, 1046$ sowie $1062 \mu\text{m}$ und das Sternphotometer bei $369, 380, 414, 443, 499, 531, 601, 671, 722, 777 \mu\text{m}$. Mit dem FTIR wird die aerosoloptische Dicke im mittleren Infrarot zwischen 8 und $12 \mu\text{m}$ gemessen. Die Tabelle 7.1 gibt einen Überblick über den Beitrag der verschiedenen Meßverfahren zur Bestimmung der Aerosolparameter.

7.2. Ableitung des Aerosoldatensatzes

Basierend auf den Meßergebnissen der ASTAR 2000-Kampagne wurde ein arktischer Aerosoldatensatz abgeleitet, der die optischen Aerosolparameter in einer zum „GADS“ analogen Form bereitstellt. Der Datensatz definiert eine neue, nutzerspezifische Klasse im GADS (Klasse 12, „HAZE“). Für die Ableitung des Datensatzes mußte eine Datentransformation vorgenommen werden, da die Messungen die optischen Eigenschaften Extinktion und Absorption nicht direkt bezogen auf ein Partikel erfassen, diese Informationen jedoch als Modelleingabe benötigt werden (Abbildung 7.1). Ebenfalls konnte das Massenmischungsverhältnis (MMV), das eine zentrale Größe im Modell zur Berechnung der vertikalen Verteilung der Aerosolparameter darstellt, nicht unmittelbar aus den Messungen bestimmt werden.

Der Weg der Datentransformation wurde gewählt, da eine direkte Dateneingabe der gemessenen Größen in das Modell eine umfangreiche Neuprogrammierung erforderlich gemacht hätte. Dies wurde zunächst zurückgestellt, da die Datenbasis, wie sie auf der Grundlage der ASTAR 2000-Kampagne gewonnen wurde, für das Modell nur eine Ein-Punkt-Messung darstellt. Der Weg über die direkte Dateneingabe ist erst nach Einbeziehung der räumlichen Verteilung der Aerosole und damit einer Vielzahl von Meßpunkten über Satellitendaten (SAGE II bzw. SAGE III) als sinnvoll anzusehen.

Das prinzipielle Vorgehen bei der Ableitung des Datensatzes besteht darin, daß auf der Basis der gemessenen Extinktions- und Absorptionsprofile unter Einbeziehung der gemessenen Teilchenzahl eine Reduktion auf eine Information pro Teilchen vorgenommen und gleichzeitig das MMV mit Hilfe der chemischen Teilcheneigenschaften abgeschätzt wurde. Diese Prozedur wurde für eine „Arctic Haze“-Situation ($\delta_a > 0.1$) und eine Background-Situation ($\delta_a < 0.06$) durchgeführt, die am 23. bzw. 26. März 2000 im Meßgebiet herrschten (HERBER et al., 2002).

Nach der Reduktion der Daten auf die entsprechenden Modellschichten wurden die als Mo-

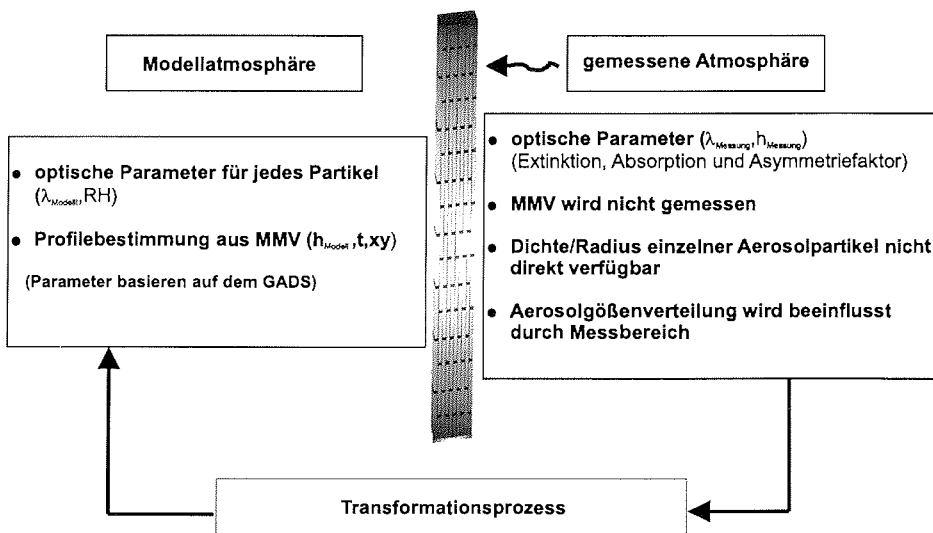


Abbildung 7.1.: Schematische Darstellung der Unterschiede zwischen Modellanforderungen einerseits und gemessener Atmosphäre andererseits.

7.2. Ableitung des Aerosoldatensatzes

deleingabe erforderlichen Parameter mit Hilfe der in Abbildung 7.2 spezifizierten Meßdaten und Formeln abgeleitet. Die notwendige Wellenlängenabhängigkeit wurde mit Hilfe von SHAW et al. (1993) bestimmt, da die Messungen entweder nur für eine Wellenlänge oder nur für einen begrenzten Wellenlängenbereich zur Verfügung standen (Tabelle 7.1). Die abgeleiteten mikrophysikalischen und optischen Eigenschaften der „Arctic Haze“-Komponente, die auf den Messungen während des Haze-Ereignisses am 23. März 2000 basieren, sind in den Tabellen A.6, A.7 und A.8 im Anhang wiedergegeben.

Als Kontrolle für die Güte der durchgeführten Transformation diene der Vergleich zwischen den direkt gemessenen und den im 1d-Strahlungstransportmodell berechneten Extinktions- und Absorptionsprofilen im Kurzwelligen. Dabei zeigt sich für beide Tage im Rahmen der Messungenauigkeit bzw. Fehlerbalken eine zufriedenstellende Übereinstimmung. Abbildung 7.3 zeigt den Vergleich für den 23. und 26. März 2000. Danach wird für 23. März die prinzipielle Struktur der gemessenen Profile sehr gut wieder gegeben, jedoch sowohl der Extinktions- als auch der Absorptionskoeffizient überschätzt. Im Falle des Absorptionskoeffizienten beträgt die Abweichung je nach Höhe 30 % bis 80 %.

Die zu hohe Abschätzung des Extinktions- und Absorptionskoeffizienten dürfte auf das Nichterfassen kleiner Partikel (z.B. stark absorbierende Rußpartikel mit einem Radius von $r \approx 0.0118 \mu\text{m}$) zurückzuführen sein, was durch den limitierten Meßbereich ($0.1 - 1 \mu\text{m}$) der im Flugzeug eingesetzten Partikelzähler bedingt war. Darauf deuten auch Messungen der Größenverteilung auf den in ca. 20 km entfernt liegenden, 474 m hohen Zeppelinberg hin. Diese zeigten eine trimodale Verteilung mit einem absoluten Maximum bei $r = 0.63 \mu\text{m}$ und zwei Sekundärmaxima bei $0.021 \mu\text{m}$ und $0.125 \mu\text{m}$, während die Flugzeugmessungen nur eine einmodale Verteilung mit einem Maximum bei $0.125 \mu\text{m}$ erfaßten (Treffeisen, pers. Kommunikation). Die Teilchenzahl stellt auch eine wesentliche Größe bei der Berechnung des MMV sowie der Radien und Dichte des Aerosolpartikel dar. Als weitere Fehlerquelle ist die erhebliche Ungenauigkeit bei der Absorptionsmessung zu nennen, die sowohl auf die erschwerten Meßbedingungen in der arktischen Atmosphäre als auch auf

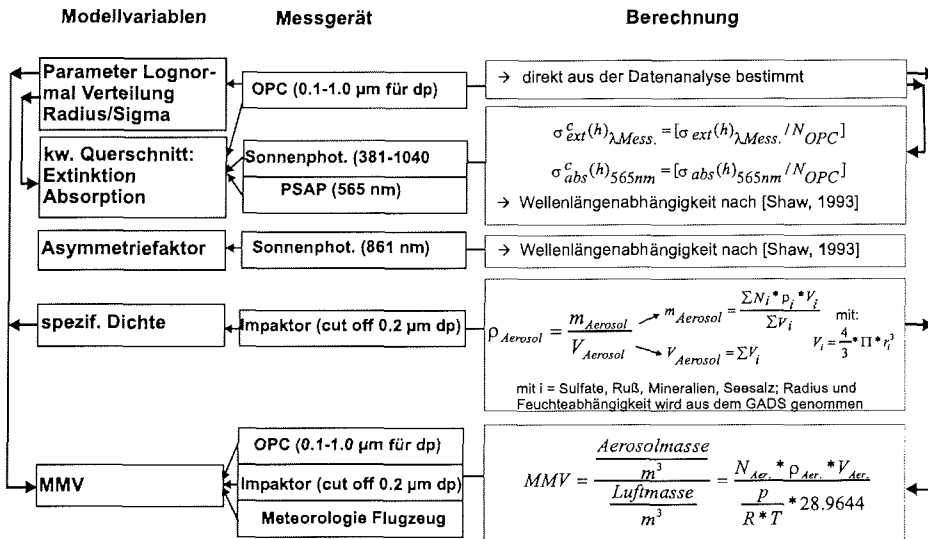


Abbildung 7.2.: Formeltechnische Ableitung des arktischen Aerosoldatensatzes nach Treffeisen (pers. Kommunikation).

7. Untersuchung der Klimawirkung des „Arctic Haze“ mit dem ASTAR-Aerosol datensatz

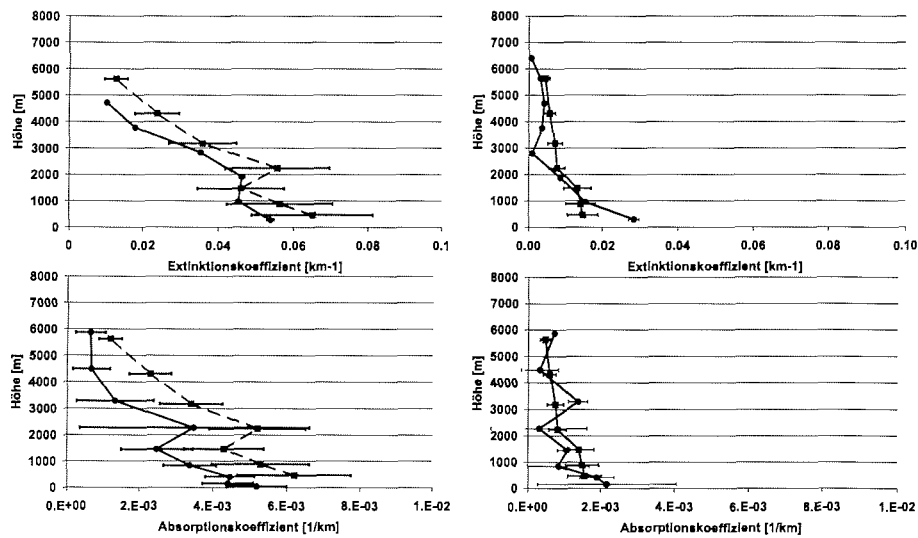


Abbildung 7.3.: Kontrolle der Datentransformation durch Vergleich der direkt gemessenen Profile für Extinktions- und Absorptionskoeffizient mit den aus dem Modell bestimmten Profilen auf der Basis des abgeleiteten Datensatzes für das erste Kurzwellenintervall ($0.2 - 0.68 \mu\text{m}$) am 23. März (links) und 26. März (rechts) 2000.

allgemeine Probleme bei der meßtechnischen Bestimmung der Absorption durch Aerosole zurückzuführen ist (Herber, pers. Kommunikation).

Am 26. März 2000 ist eine Überschätzung des Absorptions- und Extinktionskoeffizienten nicht zu erkennen. Im Gegensatz zum 23. März 2000 zeigen sowohl die Elementanalyse, die nahezu keine rußhaltigen Partikel bestimmt, als auch die Messungen der Aerosolgrößenverteilung am Zeppelinberg, daß an diesem Tag die Anzahl der kleinen Partikel deutlich geringer ist (HERBER et al., 2002).

7.3. Studien mit dem 1D-Strahlungstransportmodell

Für die zwei wolkenlosen Tage der ASTAR Kampagne, den

- 23. März 2000 mit erhöhter troposphärischer Aerosolbelastung („Arctic Haze“-Fall),
- 26. März 2000 mit unbelasteter Troposphäre („Background Aerosol“-Fall),

wurden die vertikalen Strahlungsflüsse und Erwärmungsraten mit dem 1D-Strahlungstransfermodell berechnet. Dabei wird das Aerosol über zwei unterschiedliche Wege berücksichtigt:

- Weg 1: direkte Eingabe der vertikalen Profile der gemessenen optischen Parameter (Absorptions-, Extinktionskoeffizient und Asymmetriefaktor)
- Weg 2: Eingabe der abgeleiteten optischen Parameter (Absorptions-, Extinktionsquerschnitt, Asymmetriefaktor), des mittleren Partikelradius und der Standardabweichung der Lognormal-Verteilung, der spezifischen Dichte und des vertikalen Profils des Massenmischungsverhältnisses.

Im folgenden werden für den 23. März 2000 der Weg 1 und Weg 2 miteinander verglichen. Die Darstellung für den 26. März 2000 beschränkt sich auf den Weg 2.

Die für die Modellsimulationen notwendigen Vertikalprofile der Temperatur, der Feuchte und des Ozons stammen von den Flugzeugmessungen bzw. von den in Ny-Ålesund gestarteten Ozonsonden. Aus den Flugzeugmessungen wurde eine mittlere Bodenalbedo A von 0.19 für den 23. März 2000 und von 0.85 für den 26. März 2000 bestimmt.

23. März 2000

Am 23. März 2000 wurde die insgesamt höchste Aerosolbelastung während der Kampagne gemessen. Mit einer integralen aerosoloptischen Dicke von 0.16-0.18 lag diese etwa dreimal so hoch wie der Hintergrundwert von rund 0.06 bei der Wellenlänge $0.532 \mu\text{m}$. Lidarmessungen in Ny-Ålesund zeigen eine stabile Aerosolschicht in den unteren 3 bis 4 Kilometern der Troposphäre.

Die Abbildung 7.4 zeigt die simulierten, kurzwelligen auf- und abwärtsgerichteten Strahlungsflüsse im aerosolfreien Fall sowie im Haze-Fall nach Weg 1 und Weg 2 für 12 UTC am 23. März 2000. Zusätzlich sind die entsprechenden Strahlungsflüsse eingezeichnet, die während des Fluges direkt gemessen wurden („Messung“). Die Berechnungen sowohl nach Weg 1 als auch Weg 2 zeigen, daß die Absorption und Streuung an den Aerosolen weniger solare Strahlung den Boden erreicht als in der aerosolfreien Troposphäre. Dabei wird die abwärtsgerichtete Sonnenstrahlung bei der Simulation nach Weg 2 aufgrund des höheren Extinktionskoeffizienten stärker geschwächt. Auch ist die Rückstreuung der solaren Strahlung oberhalb der Haze-Schicht (ca. oberhalb 3 km Höhe) bei Verwendung der abgeleiteten optischen Parametern stärker. Bei der Ableitung des Aerosoldatensatzes sind das Aerosol-Massenmischungsverhältnis und der Aerosol-Absorptionskoeffizient mit dem größten Fehlern behaftet (bis zu 25% Ungenauigkeit). Berücksichtigt man diese Unsicherheit, so zeigt sich eine recht gute Übereinstimmung zwischen Weg 1 und Weg 2. Die vertikal aufintegrierte optische Dicke beträgt im ersten kurzwelligen Spektralbereich ($0.2 - 0.68 \mu\text{m}$) für

7. Untersuchung der Klimawirkung des „Arctic Haze“ mit dem ASTAR-Aerosol datensatz

den Fall der direkt gemessenen optischen Parameter 0.17 und für den Fall der abgeleiteten optischen Parameter 0.19.

Die Abweichungen zwischen den simulierten Strahlungsflüsse (nach Weg 1 und Weg 2) und den direkt gemessenen Strahlungsflüssen lassen sich wie folgt erklären:

- Meßgenauigkeiten sowohl bei den Strahlungsmessungen als auch bei der Messung der optischen Parameter.
- Messungen finden im Gegensatz zur Modellsimulation nicht an einem Punkt statt. Für Flugzeugmessungen in den verschiedenen Höheniveaus lassen sich nur mittlere Werte für z.B. die Erdbodenalbedo und die meteorologischen Daten angeben (Meßbox hat eine Ausdehnung von etwa 5 km). Zudem ändert sich auch der Zenitwinkel der Sonne im zeitlichen Verlauf der Messung. Diese Einflüsse wurden bereits anhand der Sensitivitätsexperimente mit dem Modell abgeschätzt (vergleiche Kapitel 5.2).
- In der Realität vorhandene Cirruswolken sorgen für eine leichte Reduktion der solaren Einstrahlung.

In Abbildung 7.5 sind die simulierten aerosolbedingten Erwärmungsraten für beide Methoden dargestellt. Die stärkste Erwärmung von rund 0.3 K/Tag tritt in beiden Fällen im Bereich zwischen 2 bis 2.5 km Höhe auf. Im Bereich zwischen 3 bis 5 km Höhe weichen die Erwärmungsraten deutlicher voneinander ab. Die Überschätzung der Erwärmungsraten nach Methode 2 resultiert vor allem aus der Tatsache, daß unabhängig von der Höhe ein Aerosolgemisch gleicher Zusammensetzung angenommen werden mußte. Da die Aerosoleigenschaften über die Haze-Schicht in den unteren 2.5 Kilometer der Troposphäre gemittelt wurden, werden die Aerosole oberhalb davon durch eine Partikelanzahl und eine chemischen Zusammensetzung beschrieben, die von der Realität abweicht.

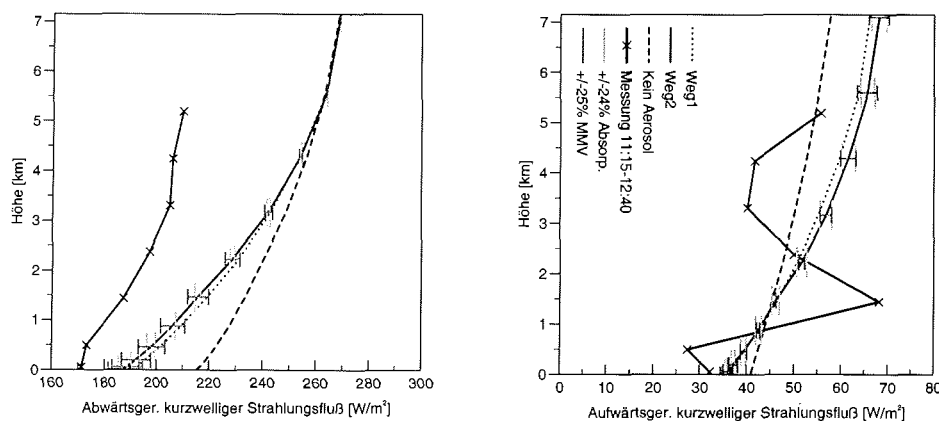


Abbildung 7.4.: Simulierte abwärtsgerichtete (links) und aufwärtsgerichtete (rechts) Strahlungsflüsse nach Weg 1 und Weg 2 im Vergleich zu den direkt gemessenen Strahlungsflüssen für 23. März 2000. Für Weg 2 sind zusätzlich die Fehlerbalken aufgrund der Unsicherheit bei der Bestimmung des Massenmischungsverhältnisses MMV und der Absorption eingezeichnet. Außerdem wurden die berechneten Strahlungsflüsse für eine aerosolfreie Troposphäre eingezeichnet.

7.3. Studien mit dem 1D-Strahlungstransportmodell

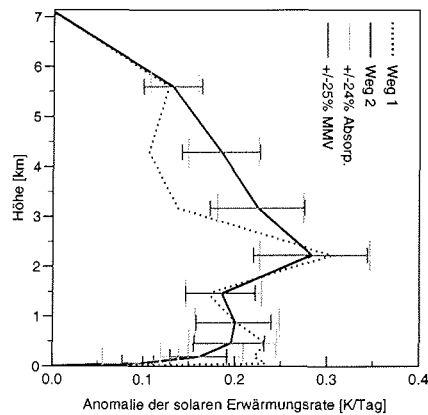


Abbildung 7.5.: Aerosolsignal in der solaren Erwärmungsrate berechnet nach Weg 1 und Weg 2 für den 23.03.2000 am Punkt Ny-Ålesund um 12 UTC. Bei Verwendung der abgeleiteten Aerosoleigenschaften sind die Fehlerbalken angegeben, die aus der Unsicherheit bei der Bestimmung des Massenmischungsverhältnisses (MMV) und des Absorptionsvermögens resultieren.

Vergleich 23. und 26. März 2000

Abbildung 7.6 zeigt den nach Weg 2 berechneten Aerosolantrieb in der Erwärmungsrate für den 23. März und 26. März 2000. Man erkennt, daß das Aerosol am 23. März leicht erwärmend (bis zu 0.3 K/Tag) wirkt. Die Erwärmung am Boden ist sehr gering, während sie in der unteren Troposphäre nicht vernachlässigbar ist. Am 26. März fällt die Erwärmungsrate deutlich kleiner aus. Dies liegt insbesondere an der geringen Konzentration und der unterschiedlichen chemischen Zusammensetzung des Aerosols.

So zeigen Impaktormessungen an diesem Tag ein nahezu vollständiges Fehlen von Rußpartikel, während am 23. März vermehrt rußhaltige Partikel bestimmt wurden. Rußpartikel absorbieren die Sonnenstrahlung aber gerade besonders stark und beeinflussen entscheidend die Erwärmungsrate. Es sei hervorgehoben, daß das Aerosolsignal nicht nur von der

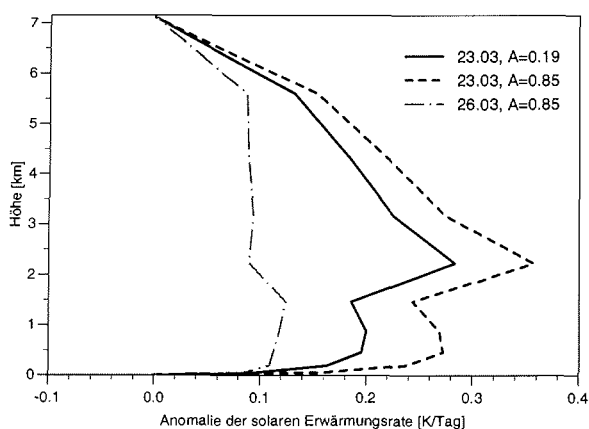


Abbildung 7.6.: Aerosolsignal in der solaren Erwärmungsrate berechnet für die beiden ASTAR Fälle 23.03. und 26.03.2000 am Punkt Ny-Ålesund für 12 UTC (A = Bodenalbedo).

7. Untersuchung der Klimawirkung des „Arctic Haze“ mit dem ASTAR-Aerosol Datensatz

chemischen Zusammensetzung abhängt. Wie bereits in Kapitel 5.2 gesehen, wird das Aerosolsignal auch stark von anderen Faktoren (z.B. andere meteorologische Bedingungen, Bodenalbedo, Zenitwinkel der Sonne) beeinflusst. Da Spitzbergen im Bereich der Eisrandzone liegt, soll hier der Einfluß der Bodenalbedo besonders betrachtet werden. Dazu wurde die Berechnung der aerosolbedingten Erwärmungsrate für den 23. März 2000 mit der höheren Bodenalbedo $A = 0.85$, die am 26. März 2000 gemessen wurde, wiederholt. In diesem Fall steigt die Erwärmung steigt um bis zu 38 % an.

7.4. Simulation mit dem regionalen Klimamodell HIRHAM4

Auf der Basis des abgeleiteten Datensatzes vom 23. März 2000 („Haze“, Klasse 12 im GADS) wird der ASTAR-Kampagnenmonat März 2000 mit dem regionalen Klimamodell HIRHAM4 simuliert. In der Horizontalen wird eine homogene Verteilung des Aerosol-Massenmischungsverhältnisses über die gesamte Arktis angenommen. Dabei tritt das Maximum des Massenmischungsverhältnisses in etwa 2.3 km Höhe auf. Das mittlere Aerosolsignal wird durch Differenzenbildung der Monatssimulationen mit und ohne Aerosol bestimmt.

7.4.1. Kontrolllauf März 2000

In der Abbildung 7.7 sind die monatsgemittelten Felder des solaren Nettostrahlungsflusses am Boden, der 2m-Temperatur, des Gesamtbedeckungsgrades, der relativen Feuchte in 850 hPa, des Geopotentials in 500 hPa und des Bodenluftdruckes für den März 2000 dargestellt.

Die Struktur des kurzwelligen Nettostrahlungsflusses am Boden spiegelt die Verteilung des mittleren Sonnenstandes und der Bodenalbedo wieder, modifiziert durch die Bewölkung. Der Energiegewinn reicht von 1 W/m^2 am Nordpol bis zu 70 W/m^2 an den Rändern des Integrationsgebietes. Analog zum März 1990 zeigt die Temperatur in 2 m Höhe die niedrigsten Werte über dem Grönlandplateau und der zentralen Arktis. Unterschiede ergeben sich über dem grönländischen Inlandeis mit bis zu 5°C höheren und über Ostsibirien bis zu 12°C niedrigeren Temperaturen. Aufgrund der geringeren Meereisbedeckung in der Barentssee ist es im Bereich von Nowaja Semlja bis zu 4°C wärmer. Deutliche Abweichungen sind in der Gesamtbedeckung festzustellen. Über der Beaufortsee und Baffinbai herrscht im Mittel eine Bedeckungsgrad von weniger als 45%. Eine hohe Gesamtbedeckung von z.T. über 90% tritt in einer Zone nordöstlich von Grönland bis in die Karasee hinein auf. Die relative Feuchte in 850 hPa ist gekennzeichnet durch hohe Werte von bis zu 90% über dem Nordatlantik, der Grönland- und Barentssee sowie über Skandinavien. Maximalwerte bis zu 95% treten über den Grönlandplateau und den Gebirgszügen Kanadas und Ostsibiriens auf. Minimalwerte von unter 40% findet man hingegen in der Beaufortsee und der ostsibirischen See. Die mittlere geopotentielle Höhe der 500 hPa-Druckfläche ist gekennzeichnet durch zwei troposphärische Wirbel mit Zentrum über der westlichen Arktis im Bereich des kanadischen Archipels und über der Barentssee. Der monatsgemittelte Bodenluftdruck zeigt ein Tiefdruckgebiet, das sich unterhalb des absoluten Minimums des 500 hPa-Geopotentials im Bereich der Barentssee befindet und einem Ausläufer bis in den isländischen Raum besitzt. Hoher Luftdruck erstreckt sich vom kanadischen Archipel bis nach Ostsibirien.

7.4. Simulation mit dem regionalen Klimamodell HIRHAM4

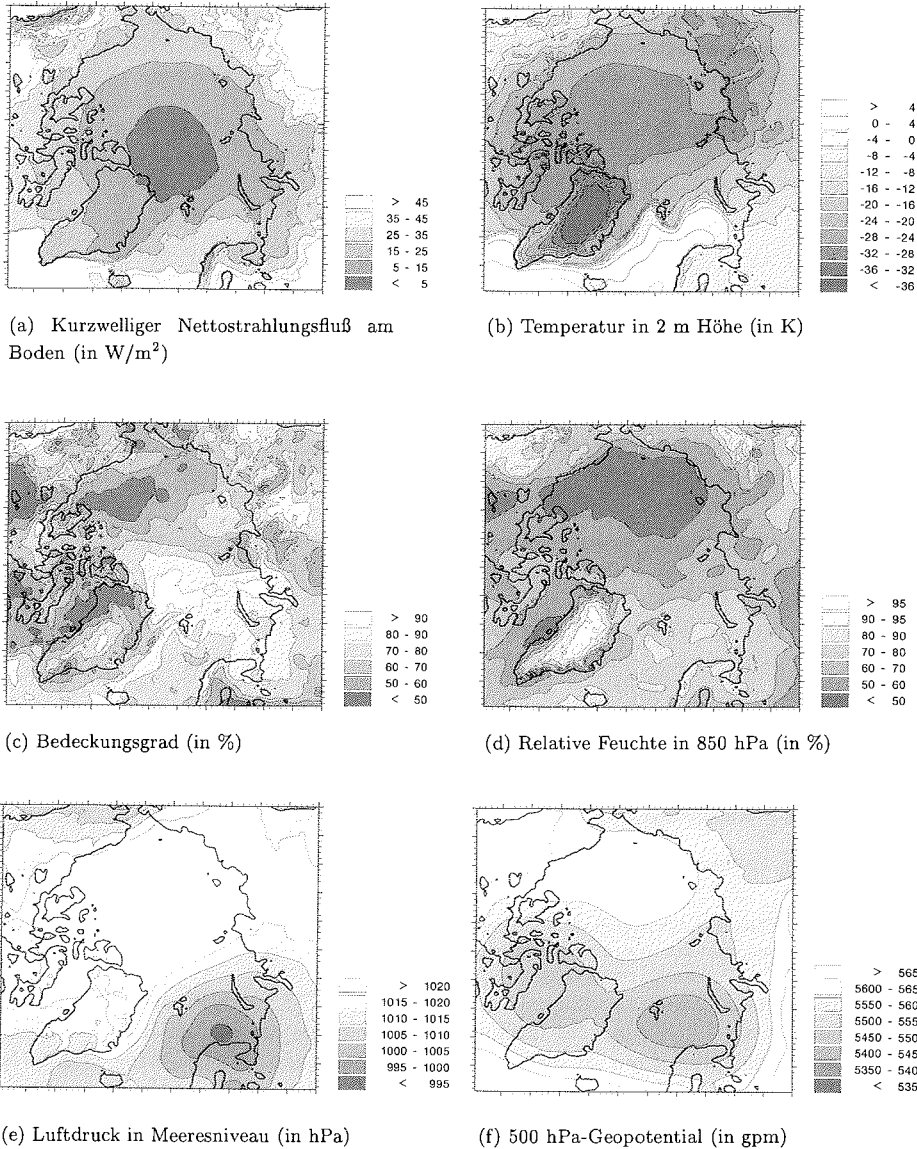


Abbildung 7.7.: Mittlere Felder im März 2000 ohne Berücksichtigung von Aerosol.

7.4.2. Aerosolsignal März 2000

Die Änderung des kurzwelligen Nettostrahlungsflusses am Boden, der bodennahen Temperatur, des Wolkenbedeckungsgrades und des Bodenluftdruckes gegenüber dem Kontrolllauf sind in Abbildung 7.8 dargestellt. Der kurzwellige Antrieb am Boden wächst mit Werten zwischen 0 und $-2.5 W/m^2$ in der zentralen Arktis auf bis zu $-7.5 W/m^2$ über dem Nordatlantik und Nordpazifik an. Für die gesamte Arktis resultiert ein kurzwelliger Energieverlust von $1.86 W/m^2$. Da sich gleichzeitig der langwellige Energieverlust am Boden

7. Untersuchung der Klimawirkung des „Arctic Haze“ mit dem ASTAR-Aerosol datensatz

um 0.63 W/m^2 vergrößert, resultiert ein Gesamt-Strahlungsantrieb von 1.23 W/m^2 (Tabelle 7.2). Am Oberrand der Atmosphäre errechnet sich insgesamt ein Energiegewinn durch den direkten Aerosoleffekt von 2.26 W/m^2 .

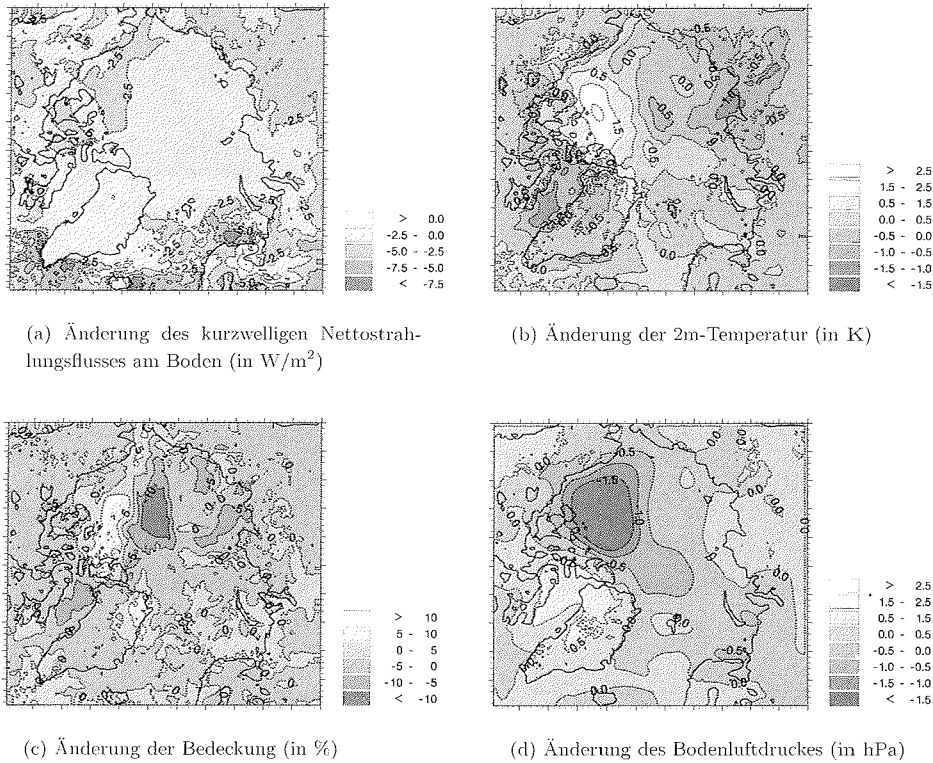


Abbildung 7.8.: Mittleres Aerosolsignal im kurzwelligen Strahlungsfluß am Boden, in der 2m-Temperatur, der Wolkenbedeckung und der Bodenluftdruckverteilung für den März 2000.

Das oberflächennahe Temperatursignal durch das Aerosol ist räumlich sehr verschieden und schwankt von -1.4 K über der Baffinbai und Laptevsee bis $+2.7 \text{ K}$ über der Beaufortsee. Im Raum Spitzbergen ist die Änderung der Temperatur sehr gering und leicht negativ (0 bis -0.5 K). Während im Mittel über alle Meereispunkte praktisch keine Temperaturänderung gegenüber dem Kontrolllauf feststellbar ist, errechnet sich für das gesamte Modellgebiet eine Abkühlung von -0.11 K (Tabelle 7.2). Der Temperaturanstieg über der kanadischen Arktis ist mit einer höheren spezifischen Feuchte in den bodennahen Luftschichten und einer Zunahme der Bewölkung verbunden. Gleichzeitig fällt der mittlere Bodenluftdruck um bis zu 3.1 hPa . Demgegenüber nimmt der Luftdruck über der Baffinbai und Grönland leicht um etwa 1 hPa zu. In Gebieten mit einem negativen Temperatursignal nimmt die Gesamtwolkenbedeckung überwiegend ab. Für die gesamte Arktis bewirken die Aerosole im Mittel einen Rückgang der mittleren Wolkenbedeckung um rund -1% . Parallel dazu wird die mittlere Niederschlagsmenge um -1% (0.16 mm) reduziert.

7.4. Simulation mit dem regionalen Klimamodell HIRHAM4

Parameter		Kontrolllauf	Aerosolantrieb
	Gesamt	-136.70	2.26
Strahlungsbilanz TOA	Land	-125.89	2.90
(W/m ²)	Eis	-146.34	2.15
	Ozean	-131.01	-0.24
	Gesamt	-21.49	-1.23
Strahlungsbilanz Boden	Land	-12.92	-1.54
(W/m ²)	Eis	-26.07	-0.56
	Ozean	-35.61	-3.30
	Gesamt	249.35	-0.11
2m Temperatur	Land	248.22	-0.27
(K)	Eis	246.79	0.01
	Ozean	270.52	-0.05
	Gesamt	68	-1
Bedeckungsgrad	Land	68	-1
(%)	Eis	67	-2
	Ozean	78	0.
	Gesamt	15.29	-0.16
Niederschlag	Land	10.76	-0.34
(mm)	Eis	5.46	0.06
	Ozean	97.67	-0.55

Tabelle 7.2.: Analog wie in Tabelle 6.2. Die Berechnung des Aerosolsignals für den März 2000 basiert auf dem ASTAR-Aerosoldatensatz.

8. Diskussion und Ausblick

8.1. Diskussion

In der Arktis treten vor allem im Frühjahr zeitweise hohe troposphärische Aerosolkonzentrationen auf. Diese sogenannten „Arctic Haze“-Ereignisse haben ihren Ursprung im Transport anthropogener Aerosole aus den Ballungszentren der mittleren Breiten in die Arktis. Eine Abschätzung der Klimawirksamkeit dieses Phänomens erscheint besonders wichtig, da die Arktis wegen ihrer hohen Sensitivität eine Schlüsselregion für Klimaveränderungen darstellt.

Die Untersuchung der Klimawirkung der arktischen Aerosole wird im Rahmen dieser Arbeit erstmalig mit einem hochauflösenden regionalen Klimamodell durchgeführt. Die Berücksichtigung der optischen Eigenschaften des „Arctic Haze“ erfolgt sowohl durch den Globalen Aerosoldatensatz (GADS) als auch durch Meßdaten, die während der ASTAR-2000-Kampagne gewonnen wurden.

Zunächst wird mit Hilfe eines 1d-Strahlungstransportmodells gezeigt, daß das Vorzeichen und die Stärke des direkten Aerosolstrahlungsantriebes stark von dem Reflexionsvermögen der Unterlage und dem Zenitwinkel der Sonne abhängt. Für die typischen Strahlungsbedingungen im arktischen Frühjahr (hohe Bodenalbido, niedriger Sonnenstand) berechnen wir einen positiven Antrieb am Oberrand der Atmosphäre. Über einer Unterlage mit geringem Reflexionsvermögen (z.B. Wasser) resultiert hingegen ein Energieverlust. Am Boden tritt aufgrund der Absorption solarer Strahlung durch die Aerosole ein Energieverlust auf, der über einer hellen Oberfläche wegen der intensiven Mehrfachstreuung zwischen der Aerosolschicht und der Unterlage deutlich geringer ausfällt als über einer dunklen Oberfläche.

Nach den 1d-Strahlungstransportberechnungen führt „Arctic Haze“ zu einer Erwärmung der Atmosphäre und einer leichten Abkühlung am Boden. Die Erwärmungsrate innerhalb der Aerosolschicht steigt bei relativer Luftfeuchtigkeit oberhalb von ca. 80% deutlich an. Ebenso wächst die Erwärmung mit Zunahme des Aerosol-Absorptionsvermögens. Wolken können in Abhängigkeit von ihrer Höhe und ihrem Wassergehalt den direkten Aerosoleffekt stark beeinflussen. Oberhalb der Aerosolschicht befindliche Wolken schwächen das Aerosolsignal in den Strahlungsflüssen und zwar um so stärker, je größer die optische Dicke der Wolke ist. Die 1d-Studien machen weiterhin deutlich, daß das arktische Aerosol im langwelligen Spektralbereich kaum wirksam ist.

Um die Klimawirkung des direkten Strahlungsantriebes durch „Arctic Haze“ zu untersuchen, wurden nach Einbau des GADS in das hochauflösende regionale Klimamodell HIRHAM4 März-Simulationen über acht Jahre (1983,1989-95) durchgeführt. Dabei wurde das HIRHAM4 am seitlichen und unteren Rand mit ECMWF-Analysedaten angetrieben und eine horizontale Gleichverteilung des Aerosols über die gesamte Arktis in einem Höhenbereich zwischen 300 und 2700 m angenommen. Es werden die Änderungen der Strahlungsflüsse, der Temperatur, der Bewölkung und des Niederschlages sowie des Geopotentials verursacht durch die Wechselwirkungen des direkten Aerosolstrahlungsantriebes mit dem Klimasystem betrachtet. Die wichtigsten Ergebnisse sind:

Der kurzwellige direkte Strahlungsantrieb am Oberrand der Atmosphäre beträgt für die gesamte Arktis im Mittel 3.6 W/m^2 . Das Maximum tritt dabei über den eis- und schneebedeckten Regionen bei relativ hohem Sonnenstand auf. Am Boden ergibt sich im Mittel ein solarer Energieverlust von -2.4 W/m^2 . Im Vergleich dazu ist der direkte Strahlungsantrieb im Langwelligen deutlich geringer. Im Mittel bewirken die Aerosole lediglich einen langwelligen Energiegewinn von 0.2 W/m^2 am Oberrand der Atmosphäre und von 0.7 W/m^2 am Boden.

Obwohl nur die Absorption und Streuung durch die Aerosole berücksichtigt wird, verändern sich nicht nur die Strahlungsflüsse, sondern auch die dynamischen Größen durch nichtlineare Wechselwirkungen im Modell. Ein wichtiger Wechselwirkungsmechanismus ist die Aerosol-Strahlungs-Wolken-Zirkulations-Rückkopplung. An den einzelnen Gitterpunkten führt der direkte Aerosolstrahlungsantrieb in der vertikalen Säule zu einer Änderung der diabatischen Erwärmungsrate, wodurch die regionalen Zirkulationsmuster sowie die regionalen Verteilungen von Luftfeuchte und Wolken modifiziert werden, was wiederum den direkten Aerosoleffekt beeinflusst. Die arktischen Aerosole wirken regional inhomogen sowohl erwärmend als auch abkühlend und verstärken bzw. reduzieren somit den Treibhauseffekt. Das regionale 2m-Temperatursignal schwankt im Mittel zwischen $+1$ und -1 K und zeigt eine starke interannuelle Variabilität, die bis zu 2 K beträgt. Der Grund hierfür ist die starke synoptische Variabilität und die damit verbundene Schwankung des regionalen Wettergeschehens. Die regionale Änderung der Luftfeuchte, Wolkenbedeckung und Bodenalbedo trägt zu einer signifikanten Änderung der Stärke und des Vorzeichens vom Aerosoleffekt bei. Im zonalen Mittel kommt es durch die Absorption solarer Strahlung zu einer Erwärmung (bis 0.5 K) innerhalb der Aerosolschicht und einer leichten Abkühlung (bis -0.1 K) in den bodennahen Luftschichten. Dadurch wird die thermischen Stabilität der unteren Troposphäre erhöht, was indirekt zu einer Reduktion der turbulenten fühlbaren und latenten Flüsse von der Erdoberfläche in die Atmosphäre führt. Oberhalb der Aerosolschicht überwiegt im zonalen Mittel eine leichte Abkühlung bis -0.1 K , die sich oberhalb der Tropopause fortsetzt. Folglich hat der Eintrag der Aerosole in die Troposphäre auch Auswirkungen auf die Temperaturverteilung in der unteren Stratosphäre.

Die Aerosole bewirken weitgehend eine barotrope Änderung in den regionalen dynamischen Mustern der Atmosphäre. Das mittlere regionale Aerosolsignal beträgt im Bodenluftdruckfeld zwischen -2.0 und $+0.5 \text{ hPa}$ sowie zwischen -10.0 und $+5.0 \text{ gpm}$ im Geopotential der 500 hPa -Druckfläche. Die Wolkenbedeckung und der Gesamtniederschlag werden im Mittel über die gesamte Arktis um -2.4% bzw. -1.8% reduziert.

Um die Schwankungsbreite des Aerosolsignals abzuschätzen, wurden verschiedene Sensitivitätsstudien mit HIRHAM4 für den März 1990 durchgeführt. Dabei zeigt sich, daß mit steigender relativer Luftfeuchtigkeit das Reflexionsvermögen durch die Aerosole zunimmt, wodurch sich der Strahlungsverlust am Boden vergrößert. Je stärker die Haze-Schicht in der arktischen Troposphäre angehoben wird, desto größer ist der kurzwellige Energiegewinn am Atmosphärenoberrand. Gleiches gilt, wenn man das Absorptionsvermögen der Aerosole vergrößert, ohne die Extinktion zu verändern.

Das Aerosolsignal ist auch von der Modellkonfiguration abhängig. Durch die Verwendung einer neuen Parametrisierung für die optischen Eigenschaften von Eiswolken nach EBERT und CURRY (1992) wird aufgrund der komplexen Wechselwirkungen im Klimamodell die räumliche Verteilung des aerosolbedingten Signals in den regionalen Mustern der Temperatur und Dynamik stark beeinflusst.

Analog zum März 1990 wurden HIRHAM4-Simulationen mit und ohne Aerosol für April und Mai 1990 durchgeführt. Die Berechnungen zeigen, daß sich mit zunehmender Sonneneinstrahlung über den Schnee- und Eisflächen der Arktis der Energiegewinn am Oberrand

8. Diskussion und Ausblick

der Atmosphäre und der Energieverlust an der Erdoberfläche verstärkt. Während im März 1990 die 2m-Temperatur durch die Aerosole für die gesamte Arktis im Mittel um 0.1 K ansteigt, kühlt sie sich in den beiden Folgemonaten geringfügig um -0.03 bzw -0.05 K ab. Die Amplitude des regionalen bodennahen Temperatursignals nimmt kontinuierlich gegenüber März 1990 ab.

In einer weiteren HIRHAM4-Simulation wurde zusätzlich die Wirkung der Aerosole auf die Wolkentröpfchenzahl berücksichtigt („erster indirekter Effekt“), die in der Strahlungsparametrisierung der Wasser- und Mischwolken eine wichtige Rolle spielt. Gegenüber der ursprünglichen Wolkenparametrisierung steigt die Wolkentröpfchenzahl innerhalb der Haze-Schicht an, wodurch im Klimamodell sowohl die kurzwellige Albedo als auch die langwellige Emissivität von Wasser- und Mischwolken erhöht wird. Der Aerosolstrahlungsantrieb am Atmosphärenoberrand ändert sich über der zentralen Arktis aufgrund der sehr niedrigen Märztemperaturen nur geringfügig. Demgegenüber resultiert über dem offenen Ozean eine Verstärkung des negativen kurzwelligen Strahlungsantriebes und über den stromabwärts liegenden Landmassen eine Abschwächung des positiven kurzwelligen Antriebes. Am Boden verstärkt sich der solare Energieverlust in diesen Gebieten weiter.

Um die saisonale Abhängigkeit des direkten Aerosolantriebes zu untersuchen, wurden Simulationen für März, April und Mai 1990 durchgeführt. Dabei zeigt sich, daß mit zunehmender Sonneneinstrahlung der Strahlungsantrieb durch die Aerosole anwächst. Gleichzeitig nimmt die Stärke des regionalen bodennahen Temperatursignals ab.

Um den direkten Aerosolstrahlungsantrieb ohne dynamische Rückkopplungsmechanismen abzuschätzen, wurde die Atmosphäre an den einzelnen HIRHAM4-Gitterpunkten in isolierte vertikale Säulen unterteilt, und anschließend die vertikalen Strahlungsflüsse mit und ohne Aerosol für den März 1990 mittels eines 1d-Strahlungstranfermodells berechnet. Für die gesamte Arktis steigt dann die positive Anomalie des kurzwelligen Nettostrahlungsflusses am Atmosphärenoberrand im Mittel um 42% auf 4.43 W/m^2 . Der mittlere solare Energieverlust am Boden nimmt um 50% auf -3.39 W/m^2 zu. Bei einer wolkenfreien Atmosphäre fällt der positive kurzwellige Strahlungsantrieb am Oberrand der Atmosphäre und der negative kurzwellige Strahlungsantrieb an der Erdoberfläche noch höher aus. Demzufolge wird der kurzwellige Strahlungsantrieb durch dynamische Wechselwirkungen und Rückkopplungen mit dem Klimasystem reduziert. Vor allem Wolken tragen insgesamt zur Schwächung des direkten Aerosolstrahlungsantriebes im Kurzwelligen bei.

Abschließend wurde eine HIRHAM4-Simulation des März 2000 mit einem Aerosoldatensatz durchgeführt, der auf Messungen während der ASTAR-2000-Kampagne basiert. Danach haben die Aerosole im Mittel eine abkühlende Wirkung auf die bodennahen Schichten von -0.11 K. Gemittelt über die gesamte Arktis beträgt der Strahlungsantrieb am Oberrand der Atmosphäre 2.26 W/m^2 und am Erdboden -1.23 W/m^2 . Das berechnete oberflächennahe Temperatursignal schwankt zwischen -1.4 und +2.7 K.

8.2. Ausblick

Für eine realistischere Beschreibung der Klimawirkung arktischer Aerosole ist es notwendig, die zeitliche und räumliche Aerosolverteilung im Klimamodell zu berücksichtigen. Hierzu kann man in Zukunft zwei unterschiedliche Ansätze verfolgen: Zum einen besteht die Möglichkeit, das Klimamodell HIRHAM4 mit einem Chemie-Transportmodell (CTM) zu koppeln, um die Bildung, den Transport, die chemischen Umwandlungen und die Senken des arktischen Aerosols direkt zeitlich und räumlich zu simulieren. Zum anderen kann

8.2. Ausblick

man die Nutzung von Satellitendaten der SAGEII/SAGEIII prüfen, um diese in das Modell HIRHAM4 einzubinden.

Darüberhinaus besteht die Notwendigkeit, den indirekten Aerosoleffekt im Klimamodell zu berücksichtigen. Dies gilt vor allem für den Aerosoleinfluß auf die Bildung und die Sedimentation von Eiskristallen. Allerdings besteht noch großer Forschungsbedarf, um die Wechselwirkungen zwischen Wolken und Aerosole insbesondere unter arktischen Bedingungen zu klären.

Bei der Bewertung gegenwärtiger und zukünftiger arktischen Klimaveränderungen durch Treibhausgase und Aerosole ist es zudem erforderlich, natürliche Klimaschwankungen wie z.B. die Nordatlantische Oszillation (NAO) (DORN, 2002) zu berücksichtigen.

A. Anhang

A.1. Modellschichten

In Tabelle A.1 sind die in den Gleichungen 4.13 und 4.14 auftretenden Parameter $A_{k+1/2}$ und $B_{k+1/2}$ sowie die Luftdruckwerte p_k und $p_{k-1/2}$ für einen Referenzdruck p_s von 1013 hPa zusammengestellt.

k	$A_{k+1/2}$ (Pa)	$B_{k+1/2}$	$p_{k+1/2}$ (hPa)	p_k (hPa)	H_k (m)
0	0.000000	0.0000000000	0.00	—	—
1	2000.000000	0.0000000000	20.00	10.00	26195
2	4000.000000	0.0000000000	40.00	30.00	22226
3	6046.110595	0.0003389933	60.80	50.40	19927
4	8267.927560	0.0033571866	86.08	73.44	18086
5	10609.513232	0.0130700434	119.34	102.71	16306
6	12851.100169	0.0340771467	163.03	141.18	14486
7	14698.498086	0.0706498323	218.55	190.79	12639
8	15861.125180	0.1259166826	286.16	252.36	10811
9	16116.236610	0.2011954093	364.97	325.57	9048
10	15356.924115	0.2955196487	452.93	408.95	7389
11	13621.460403	0.4054091989	546.89	499.91	5862
12	11101.561987	0.5249322235	642.77	594.83	4490
13	8127.144155	0.6461079479	735.78	689.28	3289
14	5125.141747	0.7596983769	820.83	778.30	2273
15	2549.969411	0.8564375573	893.07	856.95	1455
16	783.195031	0.9287469142	948.65	920.86	836
17	0.000000	0.9729851852	985.63	967.14	409
18	0.000000	0.9922814815	1005.18	995.41	155
19	0.000000	1.0000000000	1013.00	1009.09	34

Tabelle A.1.: Die für die Bestimmung der 19 vertikalen Schichten verwendeten Parameter $A_{k+1/2}$ (Pa) und $B_{k+1/2}$ (dimensionslos). Der Luftdruck an den Schichtgrenzen $p_{k+1/2}$ (hPa) wurde mit Gleichung (4.14) und Luftdruck in der Mitte der Schicht p_k (hPa) mit Gleichung (4.13) errechnet. Dabei wurde ein Bodendruck von $p_s = 1013$ hPa angenommen. H_k gibt die Höhe von p_k in Meter an.

A.2. Wolkeneigenschaften

In Tabelle A.2 sind die Koeffizienten der Gleichungen 4.42 bis 4.40 für den solaren Spektralbereich zusammengefaßt. Die Tabellen A.3 und A.4 enthalten die Koeffizienten der Gleichungen 6.2 bis 6.5 für den solaren und terrestrischen Spektralbereich.

A.2. Wolkeneigenschaften

Koeffizienten	Wassertröpfchen		Eisteilchen	
	0.2 – 0.68 μm	0.68 – 4.0 μm	0.2 – 0.68 μm	0.68 – 4.0 μm
a_0	1.870	1.966	1.906	2.167
a_1	-1.076	-1.078	-1.032	-1.063
b_0	0.999	0.985	0.999	0.985
b_1	–	0.014	–	0.005
b_2	–	-0.245	–	-0.006
b_3	–	0.005	–	-0.003
c_0	-0.788	0.792	0.770	0.836
c_1	0.107	-0.045	0.196	-0.199
c_2	-0.031	0.189	-0.118	0.461
c_3	0.	-0.083	0.025	-0.297
c_4	0.	0.	0.	0.063

Tabelle A.2.: Koeffizienten zur Bestimmung der optischen Wolkenparameter im Kurzwelligen entsprechend der ursprünglichen HIRHAM4-Parametrisierung.

Eisteilchen		
Koeffizienten	0.2 – 0.68 μm	0.68 – 4.0 μm
a (m^2g^{-1})	3.448×10^{-3}	3.448×10^{-3}
b (m^2g^{-1})	2.431	2.431
c	0.00001	0.12922
d (μm^{-1})	0.0000	5.013×10^{-4}
e	0.7661	0.8341
f (μm^{-1})	5.851×10^{-4}	5.352×10^{-4}

Tabelle A.3.: Die Koeffizienten der optischen Parameter von Eiswolken im Kurzwelligen entsprechend der Parametrisierung nach Ebert et al (1992). Die Werte wurden über die kurzwelligen Spektralintervalle von HIRHAM4 gemittelt.

Eisteilchen		
langw. Intervalle	Koeffizienten	
	α	γ
LWI	0.0020	1.118
LWII	0.0003	1.338
LWIII	0.0014	1.178
LWIV	0.0030	1.000
LWV	0.0060	0.595
LWVI	0.0020	1.118

Tabelle A.4.: Die Koeffizienten der optischen Parameter von Eiswolken im Langwelligen entsprechend der Parametrisierung nach Ebert et al.(1992). Die Werte wurden über die langwelligen Spektralintervalle LWI-VI von HIRHAM4 gemittelt. Die Unterteilung von LWI-VI ist in Tabelle 4.1 dargestellt.

A.3. Aerosoleigenschaften

Die Tabelle A.5 zeigt die 8 Feuchteklassen, die im Globalen Aerosol Datensatz (GADS) verwendet werden. Die mikrophysikalischen Eigenschaften der GADS-Aerosolkomponenten sind in Tabelle A.6 zusammengefaßt. Desweiteren sind in Tabelle A.7 und A.8 die optischen Parameter Extinktions-, Absorptionsquerschnitt und Asymmetriefaktor für die GADS-Komponenten in den Spektralintervallen $0.2 - 0.68 \mu\text{m}$ und $0.68 - 4.0 \mu\text{m}$ angegeben. Anschließend sind für die Komponenten WASO, SOOT und SSAM der Extinktions-, der Absorptionsquerschnitt, die Einfachstrealbedo und der Asymmetrieparameter in den 8 Feuchteklassen und den kurz- und langwelligen Wellenlängenintervallen des HIRHAM4 dargestellt (Abbildungen A.1 bis A.3).

Feuchtklasse	relative Luftfeuchtigkeit U
1	$0\% \leq U < 25\%$
2	$25\% \leq U < 60\%$
3	$60\% \leq U < 75\%$
4	$75\% \leq U < 85\%$
5	$85\% \leq U < 92.5\%$
6	$92.5\% \leq U < 96.5\%$
7	$96.5\% \leq U < 98.5\%$
8	$98.5\% \leq U \leq 100\%$

Tabelle A.5.: Festlegung der Feuchteklassen für die optischen Parameter des GADS.

Mikrophysikalische Aerosoleigenschaften					
Nummer	Aerosolkomponente	Name	r_m [μm]	σ	ρ [g/cm^3]
1	Water-insoluble	INSO	0.4710	2.51	2.0
2	Water-soluble	WASO	0.0212	2.24	1.8
3	Soot	SOOT	0.0118	2.00	1.0
4	Sea-salt (Nuc)	SSNM	0.0300	2.03	2.2
5	Sea-salt (Acc)	SSAM	0.2090	2.03	2.2
6	Sea-salt (Coa)	SSCM	1.7500	2.03	2.2
7	Mineral (Nuc)	MINM	0.0700	1.95	2.6
8	Mineral (Acc)	MIAM	0.3900	2.00	2.6
9	Mineral (Coa)	MICM	1.9000	2.15	2.6
10	Mineral-transported	MITR	0.5000	2.20	2.6
11	Sulphate droplets	SUSO	0.0695	2.03	1.7
12	Arctic Haze**	HAZE**	0.0630	1.33	2.2

Tabelle A.6.: Die mikrophysikalischen Eigenschaften der Komponenten des Aerosol Datensatzes. Die Abkürzungen bedeuten: Nuc = Nucleation-Mode, Acc = Accumulation-Mode, Coa = Coarse-Mode, r_m = Modenradius und ρ = spezifische Dichte eines trockenen Teilchens und σ = Standardabweichung der Lognormal-Verteilung. **) Die Werte für die HAZE-Komponente basieren auf Messungen am 23. März 2000 während der ASTAR-Kampagne.

A.3. Aerosoleigenschaften

Optische Aerosoleigenschaften im 1. SW-Bereich				
Aerosol Komponente	Name	Extinktionsquerschnitt [cm ² /Teilchen]	Absorptionsquerschnitt [cm ² /Teilchen]	Asymmetriefaktor
Water-insoluble	INSO	0.84E-07	0.24E-07	0.84
Water-soluble	WASO	0.51E-10	0.18E-11	0.62
Soot	SOOT	0.74E-11	0.55E-11	0.37
Sea-salt (Nuc)	SSNM	0.47E-10	0.15E-15	0.61
Sea-salt (Acc)	SSAM	0.99E-08	0.97E-13	0.70
Sea-salt (Coa)	SSCM	0.54E-06	0.36E-10	0.78
Mineral (Nuc)	MINM	0.80E-09	0.59E-10	0.67
Mineral (Acc)	MINM	0.30E-07	0.61E-08	0.78
Mineral (Coa)	MICM	0.77E-06	0.29E-06	0.85
Mineral-transported	MITR	0.57E-07	0.14E-07	0.82
Sulphate droplets	SUSO	0.82E-09	0.72E-16	0.71
Arctic Haze**	HAZE**	0.22E-08	0.21E-09	0.59

Tabelle A.7.: Optische Eigenschaften der GADS-Komponenten für eine relative Feuchte kleiner 25% (1. Feuchtekategorie) im 1. kurzwelligen Spektralbereich (0.25 – 0.68 μm) des HIRHAM4. **) Die Werte für die HAZE-Komponente basieren auf Messungen am 23. März 2000 während der ASTAR-Kampagne.

Optische Aerosoleigenschaften im 2. SW-Bereich				
Aerosol Komponente	Name	Extinktionsquerschnitt [cm ² /Teilchen]	Absorptionsquerschnitt [cm ² /Teilchen]	Asymmetriefaktor
Water-insoluble	INSO	0.80E-07	0.13E-07	0.84
Water-soluble	WASO	0.76E-11	0.81E-12	0.44
Soot	SOOT	0.16E-11	0.15E-11	0.14
Sea-salt (Nuc)	SSNM	0.49E-11	0.46E-13	0.35
Sea-salt (Acc)	SSAM	0.62E-08	0.42E-10	0.67
Sea-salt (Coa)	SSCM	0.62E-06	0.22E-07	0.75
Mineral (Nuc)	MINM	0.18E-09	0.81E-11	0.49
Mineral (Acc)	MINM	0.28E-07	0.21E-08	0.69
Mineral (Coa)	MICM	0.85E-06	0.20E-06	0.81
Mineral-transported	MITR	0.61E-07	0.60E-08	0.72
Sulphate droplets	SUSO	0.19E-09	0.22E-10	0.54
Arctic Haze**	HAZE**	0.65E-09	0.13E-09	0.72

Tabelle A.8.: Optische Eigenschaften der GADS-Komponenten für eine relative Feuchte kleiner 25% (1. Feuchtekategorie) im 2. kurzwelligen Spektralbereich (0.68 – 4.0 μm) des HIRHAM4. **) Die Werte für die HAZE-Komponente basieren auf Messungen am 23. März 2000 während der ASTAR-Kampagne.

A. Anhang

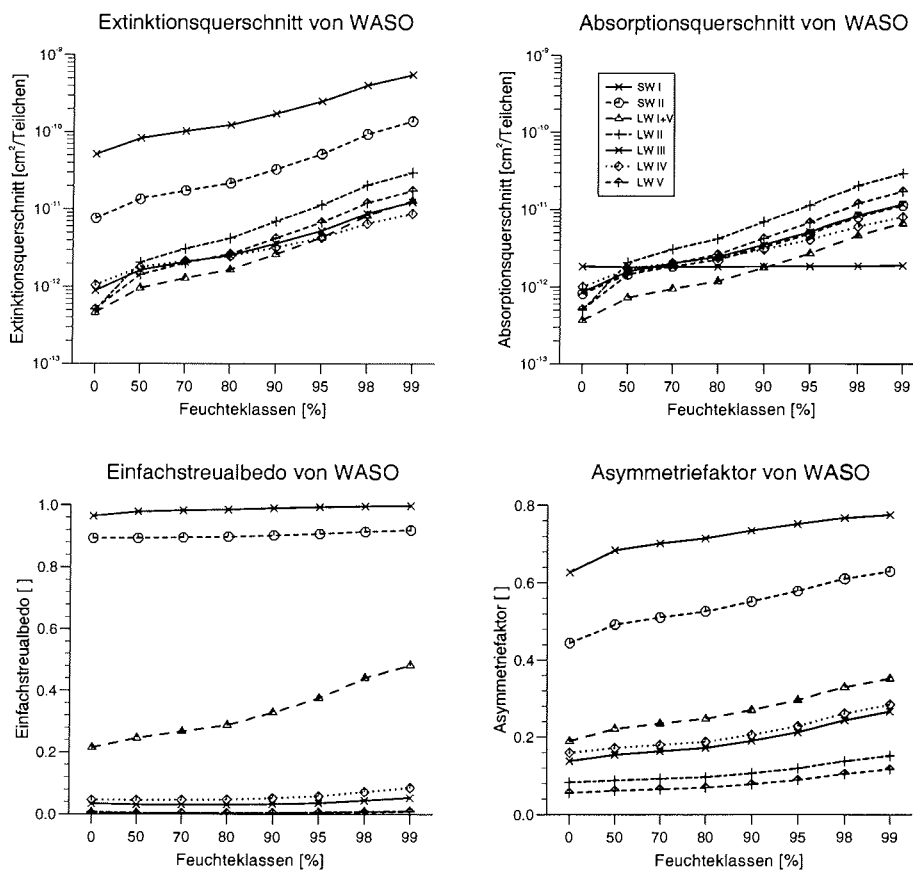


Abbildung A.1.: Der Extinktions- und Absorptionsquerschnitt, die Einfachstreueralbedo und Asymmetriefaktor der Komponente WASO in Abhängigkeit der 8 Feuchteklassen. SWI u. SWII sowie LWI-VI kennzeichnen die kurz- und langwelligen Spektralintervalle nach Tabelle 4.1.

A.3. Aerosoleigenschaften

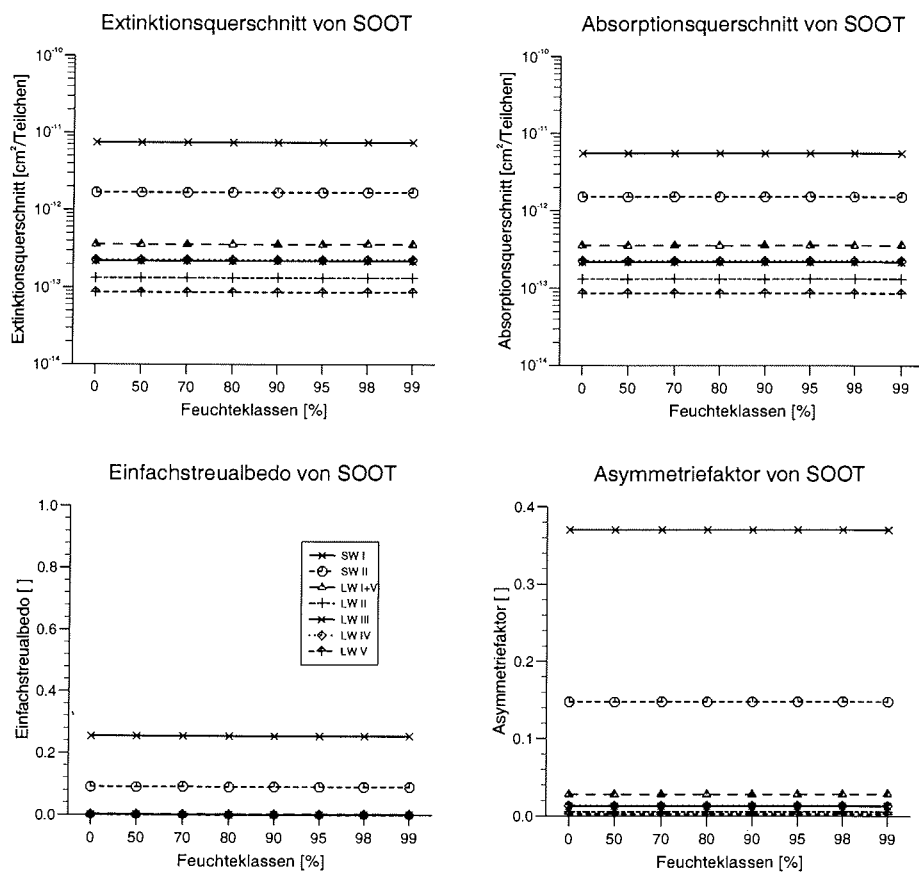


Abbildung A.2.: Der Extinktions- und Absorptionsquerschnitt, die Einfachstreuabedo und der Asymmetriefaktor der Komponente SOOT in Abhängigkeit der 8 Feuchteklassen. SWI u. SWII sowie LWI-VI kennzeichnen die kurz- und langwelligen Spektralintervalle nach Tabelle 4.1.

A. Anhang

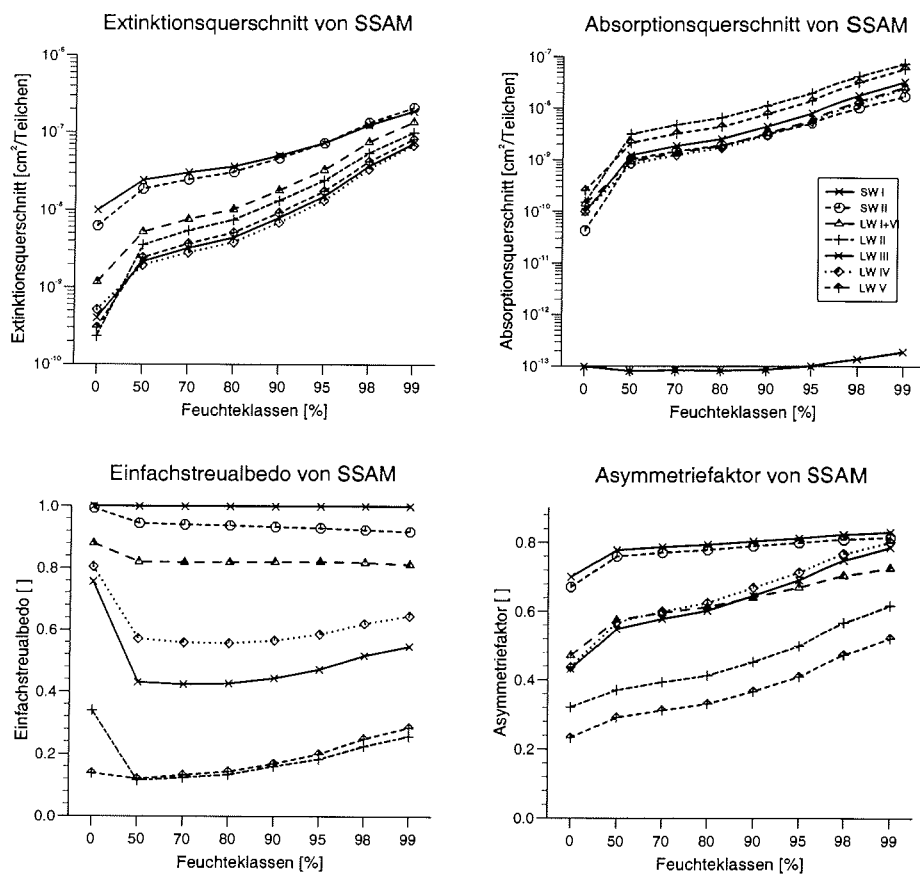


Abbildung A.3.: Der Extinktions- und Absorptionsquerschnitt, die Einfachstreueralbedo und der Asymmetriefaktor der Komponente SSAM in Abhängigkeit der 8 Feuchteklassen. SWI u. SWII sowie LWI-VI kennzeichnen die kurz- und langwelligen Spektralintervalle nach Tabelle 4.1.

Verzeichnis der Akronyme und Symbole

Akronyme

ASTAR	Arctic Study of Tropospheric Aerosol and Radiation
AWI	Alfred-Wegener-Institut
CCN	Konzentration der Kondensationskerne
CDNC	Konzentration der Wolkenröpfchen
CWP	Wolkenwasserweg
DMS	Dimethylsulfid
ECHAM4	4. Generation des Hamburger Klimamodells
ECMWF	European Center for Medium-Range Weather Forecasts
FTIR	Fourier Transformed Infrared Spectrometer
GADS	Global Aerosol Data Set
HIRHAM	Klimamodell zusammengesetzt aus <u>HIRLAM</u> und <u>ECHAM</u>
HIRLAM	High Resoluted Limited Area Model
IFN	Ice Forming Nuclei
IN	Ice Nuclei
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
IWP	Eiswasserweg
KARL	Koldewey Aerosol Raman Lidar
LWP	Flüssigwasserweg
MPL	Micro Pulse Lidar
OPC	Optical Particle Counter
PICASSO-CENA	Pathfinder Instruments for Clouds and Aerosol Spaceborne Observations - Climatologies Etendue des Nuages et des Aerosol
PSAP	Particle Soot Absorption Photometer
SAGE II	Stratospheric Aerosol and Gas Experiment II
STG	Strahlungstransportgleichung
WCP	World Climate Project

A. Anhang

Nomenklatur

	<u>Beschreibung</u>	<u>Einheit</u>
Wolkeneis	Massenmischungsverhältnis von Wolkeneis	kg kg ⁻¹
Wolkenflüssigwasser	Massenmischungsverhältnis von Wolkenflüssigwasser	kg kg ⁻¹
Wolkenwasser	Summe von Wolkenflüssigwasser und Wolkeneis	kg kg ⁻¹
Flüssigwassergehalt	Masse des Wolkenflüssigwasser pro Kubikmeter trockener Luft	g m ⁻³
Eiswasserweg	vertikal integriertes Wolkeneis	gm ⁻²
Flüssigwasserweg	vertikal integriertes Wolkenflüssigwasser	gm ⁻²
Wolkenwasserweg	Summe aus Eis- und Flüssigwasserweg	gm ⁻²

Symbole

Lateinische Buchstaben

<u>Symbol</u>	<u>Beschreibung</u>	<u>Wert</u>	<u>Einheit</u>
<i>A</i>	Bodenalbedo		-
<i>a</i>	Erdradius	6.371x10 ⁶	m
<i>B</i>	Planckfunktion		W m ²
<i>b</i>	Bedeckungsgrad		-
<i>C_c</i>	Kondensationsrate im wolkenbedeckten Teil der Gitterbox		kg kg ⁻¹ s ⁻¹
<i>C_{ctr}</i>	Kondensationsrate im wolkenfreien Teil der Gitterbox		kg kg ⁻¹ s ⁻¹
<i>c</i>	Lichtgeschwindigkeit	330	m s ⁻¹
<i>c_p</i>	spezifische Wärmekapazität bei konstanten Druck	1869.46	J kg ⁻¹ K ⁻¹
<i>E</i>	Sättigungsdampfdruck		Pa
<i>E_{ctr}</i>	Verdunstungsrate im wolkenfreien Teil der Gitterbox		kg kg ⁻¹ s ⁻¹
<i>e</i>	Dampfdruck		Pa
<i>F_l</i>	Nettostrahlungsfluß		W m ⁻²
<i>F_l</i>	langwelliger Nettostrahlungsfluß		W m ⁻²
<i>F_o</i>	extraterrestrischer solarer Strahlungsfluß		W m ⁻²
<i>F_S</i>	kurzwelliger Nettostrahlungsfluß		W m ⁻²
<i>f</i>	Coriolisparameter		s ⁻¹
<i>f_l</i>	Flüssigwasseranteil		-
<i>g</i>	Asymmetriefaktor		-
<i>g*</i>	effektiver Asymmetriefaktor		-
<i>G</i>	Erdbeschleunigung	9.80665	m s ⁻²
<i>h</i>	Plancksche Konstante	6.626x10 ⁻³⁴	J s
<i>K</i>	Boltzmann-Konstante	1.381x10 ⁻²³	J K ⁻¹
<i>K_i</i>	Massenextinktionskoeffizient für Eiswolken		m ² g ⁻¹
<i>K_l</i>	Massenextinktionskoeffizient für Wasserwolken		m ² g ⁻¹

A.3. Aerosoleigenschaften

<u>Symbol</u>	<u>Beschreibung</u>	<u>Wert</u>	<u>Einheit</u>
L	Strahldichte		$\text{W m}^{-2} \text{s r}^{-1}$
m_w	Masse des Wassers		kg
m_l	Masse der Luft		kg
m_T	Masse eines Teilchens		kg
N	Teilchenkonzentration		m^{-3}
N_i	Konzentration der Eisteilchen		m^{-3}
N_l	Konzentration der Wolkentröpfchen		m^{-3}
dN/dr	Größenverteilung der Partikel		
$n(r)$	Teilchenkonzentration im Radiusintervall dr		m^{-3}
Pc	Niederschlagsbildung im wolkenbedeckten Teil der Gitterbox		$\text{kg kg}^{-1} \text{s}^{-1}$
p	Druck		hPa
p_s	Bodendruck		hPa
Q_q	Quellen und Senken von q		kg s^{-1}
Q_T	diabatische Wärmequellen und -senken		K s^{-1}
Q_T^{rad}	diabatische Wärmequelle u. -senke infolge von Absorption u. Emission von Strahlung		K s^{-1}
Q_w	Quellen und Senken von q_w		kg s^{-1}
Q_X^{con}	Quellen und Senken des Parameters x ($= T, q, q_w$) durch großräumige Kondensation		$(x) \text{s}^{-1}$
q	spezifische Feuchte		kg kg^{-1}
q_w	Wolkenwasser		kg kg^{-1}
q_{wl}	Wolkenflüssigwasser		kg kg^{-1}
q_{wi}	Wolkeneiswasser		kg kg^{-1}
R	Reflektionsvermögen		-
R	spezifische Gaskonstante feuchter Luft		$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$
R_d	spezifische Gaskonstante trockener Luft		$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$
R_i	Reibungskräfte		$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$
r	Abstand vom Erdmittelpunkt		m
r_d	Diffusionskoeffizient		
r_m	Modenradius		10^{-6} m
r_e	effektiver Radius		10^{-6} m
r_{ei}	effektiver Radius des Eisteilchenspektrums		10^{-6} m
r_{el}	effektiver Radius des Wolkentröpfchenspektrums		10^{-6} m
r_v	mittlerer Volumenradius des Wolkentröpfchenspektrums		10^{-6} m

A. Anhang

<u>Symbol</u>	<u>Beschreibung</u>	<u>Wert</u>	<u>Einheit</u>
t	Zeit		s
T	Temperatur		°C oder K
T_o	Erstarrungspunkt von Wasser (bezogen auf Normdruck 1013,25 hPa)	0	°C
T_v	virtuelle Temperatur		°C oder K
U	relative Feuchte		%
U_{crit}	kritische relative Feuchte		%
U_{sat}	relative Sättigungfeuchte		%
u	longitudinale Windkomponente		m s ⁻¹
V_T	Volumen eines Teilchens		m ³
v	meridionale Windkomponente		m s ⁻¹
z	geometrische Höhe		m

Griechische Buchstaben

<u>Symbol</u>	<u>Beschreibung</u>	<u>Wert</u>	<u>Einheit</u>
α	= 90° - θ , Sonnenhöhenwinkel		°
δ	optische Dicke		-
δ^*	effektive optische Dicke		-
δ_a	optische Dicke der Aerosole		-
δ_c	optische Dicke der Wolken		-
δ_g	molekulare Absorption		-
ϵ_i	Emissivität von Eiswolken		-
ϵ_l	Emissivität von Wasserwolken		-
η	Vertikalkomponente im σ -System		-
θ	Zenitwinkel		°
λ	Wellenlänge		10 ⁻⁶ m
λ^*	geographischer Längengrad		°
μ	Cosinus des Zenitwinkels		°
μ_0	Cosinus des Sonnenzenitwinkels		°
ξ	Azimutwinkel		°
ρ	Dichte		kg m ⁻³
ρ_w	Dichte flüssigen Wassers	1000	kg m ⁻³
ρ_{Luft}	Dichte der Luft		kg m ⁻³
ρ_T	Dichte eines Teilchens		kg m ⁻³
σ	Standardabweichung		-
σ	= p/p_s		-
σ_{ext}	Extinktionskoeffizient		m ⁻¹
σ_{abs}	Absorptionskoeffizient		m ⁻¹
σ_{streu}	Streukoeffizient		m ⁻¹
σ_{ext}^c	Extinktionsquerschnitt		cm ² /Teilchen
σ_{abs}^c	Absorptionsquerschnitt		cm ² /Teilchen
σ_{streu}^c	Streuquerschnitt		cm ² /Teilchen

A.3. Aerosoleigenschaften

<u>Symbol</u>	<u>Beschreibung</u>	<u>Wert</u>	<u>Einheit</u>
Φ	Geopotential		m^2s^{-2}
Υ	Transmissivität		-
ϕ	geographischer Breitengrad		°
Ω	Winkelgeschwindigkeit der Erdrotation	7.292×10^{-5}	s^{-1}
ω	vertikale Geschwindigkeitskomponente im p -System		Pa s^{-1}
ω	Einfachstreuabdo		-
ω^*	effektive Einfachstreuabdo		-

Danksagung

Diese Dissertation entstand am Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung (AWI) in Potsdam im Rahmen des Projekts „Klimawirkung arktischer Aerosole“. Ich verbinde mit dieser Zeit viele schöne Erinnerungen und möchte all denen danken, die mich auf verschiedenste Art unterstützt haben.

Mein besonderer Dank gilt meinem Doktorvater Herrn Prof. Dr. Klaus Dethloff und Frau Dr. Annette Rinke für die engagierte wissenschaftliche Betreuung. Ihre Ideen und Denkanstöße hatten wesentlichen Einfluß auf das Gelingen der Arbeit.

Herrn Prof. Dr. Hans Graf und Herrn Prof. Dr. Justus Notholt sei für ihre spontane Bereitschaft gedankt, diese Arbeit zu begutachten.

Herrn Dr. Andreas Herber, Frau Dr. Renate Treffeisen und den japanischen Kollegen danke ich für die gute Zusammenarbeit und die Bereitstellung des Aerosoldatensatzes im Rahmen der ASTAR-2000-Kampagne.

Frau Ines Hebestedt stand als Ansprechpartner für das HIRHAM4-Modell und computer-technische Probleme ständig zur Verfügung. Dafür danke ich ihr sehr herzlich. In diesem Zusammenhang danke auch ich meinem Kollegen Wolfgang Dorn, der vor allem bei Latex-Problemen immer ein offenes Ohr hatte.

An dieser Stelle sei auch das angenehme Arbeitsklima und die freundliche Atmosphäre am AWI erwähnt. Allen dafür verantwortlichen Kolleginnen und Kollegen, insbesondere den Modellierern, danke ich hiermit.

Nicht zuletzt danke ich für die seelische Unterstützung meinem Freund Dirk Schweizer, meiner Mutter und meinem Vater, der leider während der Fertigstellung dieser Arbeit verstarb.

Literaturverzeichnis

- AMAP (1998): AMAP Assessment Report: Arctic Pollution Issues, Arctic Monitoring and Assessment Programs (AMAP), Oslo, Norway.
- Asselin, R. (1972): Frequency filter for time integrations, *J. Geophys. Res.*, **100**, 487–490.
- Barrie, L. A. (1986): Arctic air pollution: an overview of current knowledge, *Atmos. Environ.*, **20**, 643–663.
- Barrie, L. A. (1996): Occurrence and trends of pollution in the arctic troposphere, in *Chemical Exchange between the atmosphere and polar snow*, Springer Verlag, S. 93–130.
- Barrie, L. A. und R. M. Hoff (1985): Five years of air chemistry observations in the Canadian Arctic, *Atmos. Environ.*, **19**, 1995–2010.
- Becker, E., J. Notholt und A. Herber (1999): Tropospheric aerosol measurements in the Arctic by FTIR-emission and star photometer extinction spectroscopy, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 1711–1714.
- Blanchet, J. und E. Girard (1995): Water-vapor temperature feedback in the formulation of continental Arctic air: Implications for climate, *Total. Environ.*, **161**, 793–802.
- Blanchet, J. und R. List (1987): On the radiative effects of anthropogenic aerosol components in the Arctic and snow, *Tellus*, **39B**, 293–317.
- Blanchet, J. P. (1989): Toward estimation of climatic effects due to arctic aerosols, *Atmos. Environ.*, **23**, 2609–2625.
- Blanchet, J.-P. (1994): Mechanism of direct and indirect climate forcing by aerosols in the Arctic region, J. Wiley & Sons, Chichester.
- Bodhaine, B. A. und E. G. Dutton (1993): A long-term decreases in the Arctic haze at Barrow, Alaska, *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 947–950.
- Boucher, O. und T. L. Anderson (1995): General circulation model assessment of the sensitivity of direct climate forcing by anthropogenic sulfate aerosols to aerosol size and chemistry, *J. Geophys. Res.*, **100**, 26117–26134.
- Boucher, O. und U. Lohmann (1995): The sulfate-CCN-cloud albedo effect: A sensitivity study, *Tellus*, **47B**, 281–300.
- Brinkop, S. und E. Roeckner (1995): Sensitivity of a general circulation model to parameterizations of cloud-turbulence interactions in the atmospheric boundary layer, *Tellus*, **47A**, 197–220.
- Bugalho, M. L., A. M. Silva und W. von Hoyningen-Huene (1998): Evaluation of spectral aerosol properties from sunphotometer and nephelometer measurement during ACE-2 CLEARCOLUMN, *J. Atmos. Sci.*, **29(SI)**, 263–264.
- Cess, D. R. (1983): Arctic aerosols: model estimates of interactive influences upon the surface-troposphere radiation budget, *Atmos. Environ.*, **17**, 2555–2564.
- Charlson, R., J. Langer, H. Rodhe, C. B. Leovy und S. G. Warren (1991): Perturbation of the Northern Hemisphere radiative balance by backscattering from anthropogenic sulfate aerosols, *Tellus*, **43AB**, 152–163.

LITERATURVERZEICHNIS

- Christensen, J., O. Christensen, P. Lopez, E. van Meijgaard und M. Botzet (1996): The HIRHAM4 regional atmospheric climate model, DMI Sci. Rep. 96-4, Dan. Meteorol. Inst., Kopenhagen, 51 S.
- Chuang, C. C., J. E. Penner, J. M. Prospero, K. E. Grant und G. H. Rau (2000): Effects of anthropogenic aerosols on cloud susceptibility: a sensitivity study of radiative forcing to aerosol characteristics and global concentration, *Lawrence Livermore National Laboratory Internal Report*, Lawrence Livermore National Laboratory, CA, USA.
- Chuang, C. C., J. E. Penner, A. S. Tylor, K. E. Grossman und J. J. Walson (1997): An assessment of the radiative effects of anthropogenic sulfate, *J. Geophys. Res.*, **102**, 3761–3778.
- Chylek, V., P. Ramaswamy und R. J. Cheng (1984): Effect of graphitic carbon on the albedo of clouds, *J. Atmos. Sci.*, **41**, 3076–3084.
- Clarke, A. D., R. J. Charlson und L. F. Radke (1984): Airborne observations of arctic aerosol, IV: optical properties of arctic haze, *Geophys. Res. Lett.*, **11**, 405–408.
- Claussen, M., U. Lohmann und E. R. U. Schulzweida (1994): A Global Data Set of Land-Surface Parameter, Report No. 135, Max-Planck Institut für Meteorologie, Hamburg.
- Cooke, W. F., H. Lioussé, H. Cachier und J. Feichter (1999): Construction of a $1^\circ \times 1^\circ$ fossil-fuel emission dataset for carbonaceous aerosol and implementation and radiative impact in the ECHAM-4 model, *J. Geophys. Res.*, **104**, 22137–22162.
- Covert, D. und J. Heintzenberg (1993): Size distribution and chemical properties of aerosol at Ny-Alesund, Svalbard, *Atmos. Environ.*, **27A**, 2989–2997.
- Curry, J. A., F. G. Meyer, L. F. Radke, C. A. Brock und E. E. Ebert (1990): Occurrence and characteristics of lower tropospheric ice crystals in the Arctic, *Intern. Jour. Climat.*, **10**, 749–764.
- Curry, J. A., W. B. Rossow, D. Randall und J. L. Schramm (1996): Overview of Arctic cloud and radiation characteristics, *J. Climate*, **9**, 1731–1764.
- d’Almeida, G. A., P. Koepke und E. P. Shettle (1991): Atmospheric Aerosols—Global climatology and radiative characteristics, A. Deepak Publ., Hampton, VA, USA.
- Deepack, A. und H. Gerber (1983): Report of the experts meeting on aerosol and their climatic effects, Wcp-55, WMO, Geneva.
- Dethloff, K., C. Abegg, A. Rinke, I. Hebestadt und V. Romanov (2001): Sensitivity of Arctic climate simulations to different boundary-layer parameterizations in a regional climate model, *Tellus*, **53A**, 1–26.
- Dethloff, K., A. Rinke, R. Lehmann, J. Christensen, M. Botzet und B. Machenhauer (1996): Regional climate model of the Arctic troposphere, *J. Geophys. Res.*, **101**, 23401–23422.
- Dorn, W. (2002): Natürliche Klimavariationen der Arktis in einem regionalen hochauflösenden Atmosphärenmodell, Berichte zur Polar- und Meeresforschung 416, Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven, 136 pp.
- Dreiling, V. und W. Friederich (1997): Spatial distribution of the arctic haze aerosol size distribution in western and eastern Arctic, *Atmos. Res.*, **44**, 133–152.
- Duemenil, L. und E. Todini (1992): A rainfall-runoff scheme for use in the Hamburg climate model, in J.P.O’Kane (Hg.), *Advances in Theoretical Hydrology, EGS Series on Hydrological Science*, Elsevier Press, Amsterdam, Bd. 1, S. 129–157.
- Dulac, F., D. Tanre, G. Bergametti, P. Buat-Menard, M. Desbois und D. Sutton (1992): Assessment of the African airborne dust mass over western Mediterranean sea using Metosat data, *J. Geophys. Res.*, **97**, 2489–2506.

LITERATURVERZEICHNIS

- Dutton, E., J. DeLuisi und G. Herbert (1989): Shortwave aerosol optical depth of Arctic haze measured on board the NOAA WP-3D during AGASP-II, April 1986, *J. Atmos. Chem.*, S. 71–79.
- Ebert, E. E. und J. A. Curry (1992): A Parameterization of Ice Cloud Optical Properties for Climate Models, *J. Geophys. Res.*, **97**, 3831–3836.
- Ekman, A. (2002): Small-scale patterns of the sulfate aerosol climate forcing simulated with a high-resolution regional climate model, *Tellus*, **54B**, 143–162.
- Emery, C. A., R. Haberle und T. P. Ackermann (1992): A one-dimensional modeling study of carbonaceous haze effects on the springtime Arctic environment, *J. Geophys. Res.*, **97**, 20599–20613.
- Everett, J., B. B. Fitzharris und B. Maxwell (1998): The Arctic and the Antarctic. The Regional Impact of the Climate Change: An Assessment of Vulnerability. A Special Report of IPCC Working Group II, Cambridge University Press, Cambridge, 85–103.
- Feichter, J., U. Lohmann und I. Schult (1997): The atmospheric sulfur cycle in ECHAM-4 and its impact on the shortwave radiation, *Climate Dynamics*, **13**, 235–246.
- Fouquart, Y. und B. Bonnel (1980): Computations of solar heating of the Earth's atmosphere: A new parameterization, *Beitr. Phys. Atmos.*, **53**, 35–62.
- Fouquart, Y. und H. Isaka (1992): Sulfur emission, CNN, clouds and climate: a review, *Ann. Geophysicae*, **10**, 462–471.
- Ghan, S., R. Easter, E. G. Chapman, H. Abdul-Razzak, Y. Zhang, L. R. Leung, N. S. Laulainen, R. D. Saylor und A. Zaveri (2001): A physically based estimate of radiative forcing by anthropogenic sulfate aerosol, *J. Geophys. Res.*, **106**, 5279–5293.
- Girard, E. und J.-P. Blanchet (2001): Microphysical parametrization of arctic diamond dust, ice fog, and thin stratus for climate models, *J. Geophys. Res.*, **58**, 1181–1197.
- Grant, K. E., C. C. Chuang, A. S. Grossman und J. E. Penner (1999): Modeling the spectral optical properties of ammonium sulfate and biomass aerosols: Parameterization of relative humidity effects and model results, *Atmos. Environ.*, **33**, 2603–2620.
- Gustafsson, N. (1993): HIRLAM2 final report, HIRHAM Tech. Rep. 9, SMHI, 126 S.
- Guzzi, R., J. P. Burrows, E. Cattani, M. Cervino, T. Kurosu, C. Levoni und F. Torricella (1998): GOME Cloud and Aerosol DATA Products Algorithmus Development, Techn. Ber., ESA Contract 11572/95/NL/CN, Final Report.
- Harris, J. M. (1994): Analysis of 10-day isentropic flow patterns for Barrow, Alaska: 1985–1992, *J. Geophys. Res.*, **99**, 25845–25855.
- Hass, H. (1991): Description of the EURAD Chemistry-Transport-Model, Version 2. (CTM), Institute of Geophysics and Meteorology, University of Cologne, 83. Aufl.
- Haywood, J. und V. Ramaswamy (1998): Global sensitivity studies of the direct radiative forcing due to anthropogenic sulfate and black carbon aerosols, *J. Geophys. Res.*, **103**, 6043 – 6058.
- Haywood, J., V. Ramaswamy und L. J. Donner (1997): A limited-area-model case study of the effects of sub-grid scale variations in relative humidity and cloud upon the direct radiative forcing of sulfate aerosol, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 143–146.
- Haywood, J. und K. Shine (1995): The effect of anthropogenic sulfate and soot aerosol on the clear sky planetary radiation budget, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 603–606.
- H.C.Davies (1974): Size distribution of atmospheric particles, *J. Geophys. Res.*, **5**, 293–300.
- Heintzenberg, J. (1982): Size-segregated measurements of particulate elemental carbon and aerosol light absorption at remote arctic locations, *Atmos. Environ.*, **16**, 2461–2469.

LITERATURVERZEICHNIS

- Heintzenberg, J. (1989): Arctic Haze: Air pollution in polar regions, *Ambio*, **18**, 50–55.
- Heintzenberg, J., H.-C. Hansson und H. Lannefors (1981): The chemical composition of arctic haze at Ny-Alesund, Spitsbergen, *Tellus*, **33B**, 162–171.
- Heintzenberg, J. und C. Leck (1994): 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.
- Herber, A. (2000): Persönliche Mitteilung.
- Herber, A., A. Rinke und R. Treffeisen (2002): DFG Abschlußbericht - Untersuchung der Klimawirkung des arktischen troposphärischen Aerosols durch Messung und Modellierung, DFG 2766/1-1, S 1-40.
- Heymsfield, A. J. (1977): Precipitation development in stratiform ice clouds. A microphysical and dynamical study, *J. Atmos. Sci.*, **34**, 367–381.
- Holton, J. (1992): An Introduction to Dynamic Meteorology, International Geophysics Series, Academic Press, Inc., San Diego, 3. Aufl., 511 S.
- Hopper, J., L. Worthy und N. B. A. Trivett (1994): Atmospheric observations of black carbon, carbon dioxide, and methane in the high arctic, *Atmos. Environ.*, **28**, 3047–3054.
- Hsu, N. C., J. R. Herman, P. K. Bhartia, C. J. Selfor und O. Torres (1996): Detection of biomass burning smoke from TOMS measurements, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 745–748.
- Hurrell, J. W. (1995): Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation, *Science*, **269**, 676–679.
- Hursar, R. B., J. M. Prospero und L. L. Stowe (1997): Characterization of tropospheric aerosols over the oceans with the NOAA advanced very high resolution radiometer optical thickness operational product, *J. Geophys. Res.*, **102**, 16889–16909.
- Igonatov, A., L. L. Stowe, S. M. Sakerin und G. K. Korotaev (1995): Validation of the NOAA/NESDIS satellite aerosol product over the North Atlantic in 1989, *J. Geophys. Res.*, **100**, 5123–5132.
- Inverson, T. und E. Joranger (1985): Arctic air pollution and large scale atmospheric flow, *Atmos. Environ.*, **19**, 2099–2108.
- IPCC (1996): Climate Change 1995. The Science of Climate Change, University Press, Cambridge, 572 S.
- IPCC (2001): Climate Change 2000, Universal Press, Cambridge, 944 S.
- Jaeschke, W., N. Beltz, J. P. Dierssen, W. Haunold, U. Krischke, A. Reinecke, T. Salkowski und J. v. Trümbach (1997): Measurements of the distribution of trace substances in the Arctic troposphere, *Atmos. Res.*, **44**, 199–221.
- Johnson, D. W. (1993): Parameterization of the cloud topped boundary layer: Aircraft Measurements., ECMWF Workshop Proceedings 'Parameterization of the cloud topped boundary layer', Reading, 77–117.
- Jones, A., D. L. Roberts und A. Slingo (1994): A climate model study of the indirect radiative forcing by anthropogenic sulphate aerosols, *Nature*, **370**, 450–453.
- Jones, A., D. L. Roberts und M. J. Woodage (1999): The indirect effects of anthropogenic sulphate aerosol simulated using a climate model with an interactive sulphur cycle, *Hadley Centre Technical Note*, **14**, 38pp.
- Jones, A. und A. Slingo (1996): Predicting cloud droplet effective radius and the indirect sulphate aerosol forcing using a general circulation model, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **122**, 1573–1595.

LITERATURVERZEICHNIS

- Joseph, J., W. Wiscombe und J. Weinman (1976): The Delta-Eddington approximation for radiative transfer, *J. Clim. Appl. Meteorol.*, **33**, 2452–2459.
- Junge, C. (1963): *Air Chemistry and Radioactivity*, Academic Press, New York.
- Kiehl, J. T. und B. P. Briegleb (1993): The relative roles of sulfate aerosols and greenhouse gases in climate forcing, *Science*, **260**, 311–314.
- Kiehl, J. T., T. L. Schneider, P. J. Rasch, M. C. Barth und J. Wong (2000): Radiative forcing due to sulfate aerosols from simulations with the National Center for Atmospheric Research Community Climate Model, Version 3, *J. Geophys. Res.*, **105**, 1441–1457.
- King, M. D., L. F. Radke und P. V. Hobbs (1993): Optical properties of maritime stratocumulus clouds modified by ships, *J. Geophys. Res.*, **98**, 2729–2739.
- Koch, D., D. Jacob, I. Tegen, D. Rind und M. Chin (1999): Tropospheric sulfur simulation and sulfate direct radiative forcing in the Goddard Institute for Space Studies general circulation model, *J. Geophys. Res.*, **104**, 23799–23822.
- Köpke, P., M. Hess, I. Schult und E. P. Shettle (1997): Global Aerosol Data Set, Report Nr. 23, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, 44 S.
- Langmann, B., M. Herzog und H. Graf (1998): Radiative forcing of climate by sulfate aerosols as determined by a regional circulation chemistry transport model, *Atmos. Environ.*, **32**, 2757–2768.
- Leaitch, W. R., R. M. Hoff, S. Melnichuk und A. Hogan (1984): Anthropogenic aerosol effects on cloud emissivity and surface temperatures, *J. Clim. Appl. Meteorol.*, **23**, 916–928.
- Leiterer, U. (1991): Klimaschwankungen und Aerosoltransport in der Antarktis und Arktis, *Z. Meteorol.*, **41**, 343–349.
- Leiterer, U. und J. Graeser (1990): Arctic Haze - März 1989, *Z. Meteorol.*, **40** (1), 64–66.
- Leiterer, U., D. Nagel und R. Stolte (1997): Typical vertical profiles of aerosol spectral extinction coefficients derived from observations of direct solar radiation during the aircraft experiments Arctic Haze 94/95 and Merisec 93/94, *Atmos. Res.*, **44**, 73–88.
- Leontyeva, E. und K. Stamnes (1993): Estimation of cloud thickness from ground-based measurements of incoming solar radiation in the Arctic, *J. Clim.*, **7**, 1013–1044.
- Liou, K.-N. (1986): Influence of cirrus clouds on weather and climate processes: a global perspective (Review), *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1167–1199.
- Lohmann, U., C. C. Feichter, C. Chuang und J. E. Penner (1999): Predicting the number of cloud droplets in the ECHAM GCM, *J. Geophys. Res.*, **104**, 9169–9198.
- Lohmann, U. und J. Feichter (1997): Impact of sulfate aerosols on albedo and lifetime of clouds: A sensitivity study with the ECHAM4 GCM, *J. Geophys. Res.*, **100**, 13685–13700.
- Lohmann, U. und J. Feichter (2001): Can the direct and semi-direct aerosol effect compete with indirect effect on a global scale?, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 159–161.
- Lohmann, U., J. Feichter, J. Penner und R. Leaitch (2000): Indirect effect of sulfate and carbonaceous aerosols: A mechanistic treatment, *J. Geophys. Res.*, **105**, 12193–12206.
- Louis, J. F. (1979): A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere, *Bound. Layer Meteorol.*, **17**, 187–202.
- MacCracken, M., R. Cess und G. Potter (1986): The climatic effect of Arctic aerosols: An illustration of climate feedback mechanisms with one- and two-dimensional climate models, *J. Geophys. Res.*, **91**, 14445–14450.

LITERATURVERZEICHNIS

- Machenhauer, B. (1988): The HIRLAM final report, HIRLAM Tech. Rep. 5, Dan. Meteorol. Inst., Kopenhagen.
- Maxwell, J. (1982): Climate of the Canadian Arctic islands and the adjacent water, *Climatol. Stud.*, **30**.
- McCormick, M. P. und P. H. Wang (1995): Satellite occultation measurements of the Earth's atmosphere using SAMM II, SAGE and SAGEII, Seiten 183–202.
- McFarlane, N. A., J.-P. Boer, G. J. and Blanchet und M. Lazare (1992): The Canadian Climate Centre second-generation general circulation model and its equilibrium climate, *J. Climate*, **5**, 1013–1044.
- Mie, G. (1908): Beiträge zur Optik trüber Medien speziell kolloidaler Metallösungen, *Ann. d. Phys.*, **4**, 377–445.
- Miller, M., T. Palmer und R. Swinbank (1989): Parameterization and influence of sub-grid scale orography in general circulation and numerical weather prediction models, *Met. Atm. Phys.*, **40**, 84–109.
- Miller, R. und I. Tegen (1998): Climate response to soil dust aerosols, *J. Clim.*, **11**, 3247–3267.
- Mitchell, J. F. B. und T. C. Johns (1997): On modification of global warming by sulfate, *J. Clim.*, **10**, 245–267.
- Mocrette, J.-J., L. Smith und Y. Fouquart (1986): Pressure and temperature dependence of the absorption in longwave radiation parameterizations, *Beitr. Phys. Atmos.*, **59**, 455–469.
- Myhre, G., F. Storal, K. Restad und I. Isaksen (1988): Estimates of the direct radiative forcing due to sulfate and soot aerosols, *Tellus*, **50B**, 463–477.
- Nagel, D. (1999): Analyse der optischen Eigenschaften des arktischen Aerosols, Dissertation, Universität Leipzig.
- Nagel, D. und A. Herber (1998): Vertical distribution of the spectral aerosol optical depth in the Arctic from 1993 to 1996, *J. Geophys. Res.*, **103**, 1857–1870.
- Nordeng, T. (1994): Extended versions of the convective parameterization scheme at ECMWF and their impact on the mean and transient activity of the model in the tropic, Technical Memorandum No. 206, ECMWF, Reading.
- Orvig, S. (Hg.) (1970): Climates of Polar Region, Bd. 14, Elsevier Publishing Company, Amsterdam-London-New York, world survey of climatology Aufl.
- Osterkamp, T. (1994): Evidence for warming and thawing of discontinuous permafrost in Alaska (abstract), *EOS*, **75(44)**, 85, Suppl.
- Ottar, B., J. M. Pacyna und T. C. Berg (1986): Aircraft measurements of air pollution in the Norwegian Arctic, *Atmos. Environ.*, **20**, 87–100.
- Palmer, T., G. Shutts und R. Swinbank (1986): Alleviation of a systematic westerly bias in general circulation and numerical weather prediction models through an orographic gravity wave drag parameterization, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **112**, 1001–1039.
- Parungo, F., J. F. Boatman, H. Sievering, S. W. Wilkinson und B. B. Hicks (1994): Trends in global marine cloudiness and anthropogenic sulfur, *J. Clim.*, **7**, 434–440.
- Penner, J. E. und C. C. K. G. Chuang (1998): Climate forcing by carbonaceous and sulfate aerosols, *Clim. Dyn.*, **14**.
- Pilinis, C., S. N. Pandis und J. H. Seinfeld (1995): Sensitivity of direct climate forcing by atmospheric aerosols to aerosol size and composition, *J. Geophys. Res.*, **100**, 18739 – 18754.

LITERATURVERZEICHNIS

- Qian, Y. und F. Giorgi (1999): Interactive coupling of regional climate and sulfate aerosol models over Eastern Asia, *J. Geophys. Res.*, **104**, 6477–6499.
- Raatz, W. E. (1984): Observations of Arctic Haze during the Ptarmigan weather reconnaissance flights, 1948–1961, *Tellus*, **36B**, 126–136.
- Raatz, W. E. (1991): The climatology and meteorology of Arctic air pollution, in E. D. Hinkley (Hg.), *Pollution of the Arctic atmosphere*, Elsevier Sci. Publ., New York, USA, S. 13–42.
- Radke, L. F., J. A. J. Coagley und M. King (1989): Direct and remote sensing observations of the effect of the ships on clouds, *Science*, **246**, 1146–1149.
- Rahn, K. und N. Heidam (1981): Progress in the Arctic air chemistry, 1977–80, *Atmos. Environ.*, **15**, 1234–1248.
- Randall, D. A., J. Curry, D. Battisti, G. Flato, R. Grumbine, S. Hakkinen, R. Martinson, D. Preller, J. Walsh und J. Weatherly (1998): Status and outlook for large scale modeling of atmosphere-ice-ocean interactions in the Arctic, *Amer. Meteor. Soc.*, **79**.
- Rasch, P. J., C. Barth, J. T. Kiehl, S. E. Schwartz und C. M. Benkovitz (2000): A description of the global sulfur cycle and its controlling processes in the National Center for Atmospheric Research Community Climate Model, Version 3, *J. Geophys. Res.*, **105**, 1367–1385.
- Rinke, A. und K. Dethloff (1997): Regional hochaufgelöste Simulationen der Arktis, *Ann. Meteorol.*, **34**, 165–166.
- Rinke, A. und K. Dethloff (2000): On the sensitivity of a regional Arctic climate model to initial and boundary conditions, *Climate Res.*, **14**, 101–113.
- Rinke, A., K. Dethloff und J. Christensen (1997): Simulation and validation of Arctic radiation and clouds in a regional climate model, *J. Geophys. Res.*, **102**, 29833–29847.
- Rinke, A., K. Dethloff und J. Christensen (1999): Arctic winter climate and its interannual variation simulated by a regional climate model, *J. Geophys. Res.*, **104**, 19027–19038.
- Rockel, B., E. Raschke und B. Weyres (1991): A parameterization of broad band radiative transfer properties of water, ice and mixed clouds, *Beitr. Phy. Atmos.*, **64**, 1–12.
- Rödel, W. (1994): Physik unserer Umwelt, Springer Verlag, Berlin.
- Roeckner, E., E. Arpe, L. Bengtsson, M. Christoph, M. Claussen, L. Dümenil, M. E. M. Giorgetta, U. Schlese und U. Schulzweida (1996): The atmospheric general circulation model ECHAM4: Model description and simulation of present-day climate, Report Nr. 218, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, 90 S.
- Roeckner, E., L. Bengtsson, J. Feichter, J. Lelieveld und H. Rodhe (1999): Transient climate change simulations with a coupled atmosphere-ocean GCM including the tropospheric sulfur cycle, *J. Clim.*, **12**, 3004–3032.
- Rogers, R. R. und M. K. Yauk (1991): A short course in cloud physics, Pergamon Press.
- Rosen, H. und A. Hansen (1984): Role of combustion-generated carbon particles in the absorption of solar radiation in the Arctic haze, *Geophys. Res. Lett.*, **11**, 461–464.
- Rosen, H., T. Novakov und B. Bodhaine (1980): Soot in the Arctic, *Atmos. Environ.*, **15**, 1371–1375.
- Rosknecht, R. J. A. und M. A. K. Khalil (1993): Anthropogenic contributions to the carbonaceous content of aerosols over the Pacific Ocean, *Atmos. Environ.*, **27A**, 1297–1307.
- Rothrock, D. A., Y. Yu und G. A. Maykut (1999): Thinning of the Arctic cyclones and the mild Siberian winters of the cycle., *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 3469–3472.

LITERATURVERZEICHNIS

- Rotstayn, L. D. (1999): Indirect forcing by anthropogenic aerosols: A global climate model calculation of the effective radius and cloud lifetime effects, *J. Geophys. Res.*, **104**, 9369–9380.
- Schultz, I. und J. Feichter (1997): Effect of black carbon and sulfate on the Global Radiation Budget, *J. Geophys. Res.*, **10**, 30107–30117.
- Serreze, M. (1995): Climatological aspect of the cyclone development and decay in the Arctic, *Atmos. Ocean*, **51**, 147 – 164.
- Serreze, M., J. Walsh, F. Chapin III, M. Osterkamp, V. Dyurgerov, V. Romanovsky, C. Oechel, J. Morison, T. Zhang und R. G. Barry (2000): Observational evidence of recent change in the northern high-latitude environment, *Clim. Change*, **46**, 159 – 207.
- Shaw, G. E. (1982): Atmospheric turbidity in the polar regions, *J. Appl. Meteor.*, **21**, 1080–1088.
- Shaw, G. E. (1985): Aerosol measurements in Central Alaska, 1982–1984, *Atmos. Environ.*, **19**, 2025–2031.
- Shaw, G. E., K. Stamnes und Y. X. Hu (1993): Arctic Haze: perturbation to the radiation field, *Meteorol. Atmos. Phys.*, **51**, 227–235.
- Skuratov, S. (1997): Vertical profiles of Arctic Haze aerosol in spring 1994 obtained by using spectrophotometric measurements, *Atmos. Res.*, **44**, 113–124.
- Staebler, R., D. Toom-Sauntry, L. Barrie, U. Langendörfer, U. Lehrer, S.-M. Li und H. Dryfhout-Clark (1999): Physical and chemical characteristics of aerosols at Spitsbergen in the spring of 1996, *J. Geophys. Res.*, **104**, 5515–5529.
- Sundquist, H. (1978): A parameterization scheme for non-convective condensation including prediction for cloud water content, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **104**, 677–690.
- Sundquist, H., E. Berge und J. Kristjansson (1989): Condensation and Cloud Parameterization Studies with a Mesoscale Numerical Weather Prediction Model, *Mon. Weath. Rev.*, **117**, 1641–1657.
- Tanre, D., J. F. Geleyn und J. Slingo (1984): First results of the introduction of an advanced aerosol-radiation interaction in the ECMWF low resolution global model, DEE-PAK Publishing.
- Tegen, I. und A. Lacis (1996): Modeling of particle size distribution and its influence on the radiative properties of mineral dust, *J. Geophys. Res.*, **101**, 19237–19244.
- Thompson, D. W. J. und J. M. Wallace (1998): The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1297–1300.
- Tiedtke, M. (1989): A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models, *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1779–1800.
- Toon, O. B. und J. B. Pollack (1976): A global average model of atmospheric aerosols for radiative transfer calculations, *J. Appl. Meteor.*, **15**, 225–246.
- Twomey, S. (1974): Pollution and the planetary albedo, *Atmos. Environ.*, **8**, 1251–1256.
- Vinnikov, K., A. Robock, R. Stouffer, J. Walsh, C. Parkinson, D. Cavalieri, D. Mitchell, J. Garrett und V. Zakharov (1999): Global warming and northern hemisphere sea ice extent, *Science*, **286**, 1934–1937.
- Vinogradova, A. A. und V. A. Egorov (1996): Long-range pollutant transport into the Russian Arctic, *Atmos. Ocean. Phys.*, **32**, 731–737.
- Wallace, J. M., Y. Zhang und L. Bajuk (1996): Interpretation of interdecadal trends in the Northern Hemisphere surface air temperature, *J. Clim.*, **9**, 249–259.

LITERATURVERZEICHNIS

- Warneck, P. (1988): Chemistry of the natural atmosphere, Academic Press, San Diego, USA.
- Washington, W. und D. Williamson (1977): A description of a NCAR GCM's. General Circulation Models of the Atmosphere, Academic Press, S.111-172.
- Weller, G. (1998): Regional impacts of climate Change in the Arctic and Antarctic, *Ann. Glaciol.*, **27**, 543–552.
- Wendling, P., R. Wendling, W. Renger, D. S. Covert, J. Heintzenberg und P. Moerl (1985): Calculated radiative effects of arctic haze during a pollution episode in spring 1983 based on ground-based and airborne measurements, *Atmos. Environ.*, **19**, 2181–2193.
- Whitby, K. (1978): The physical characteristics of sulfur aerosols, *Atmos. Environ.*, **12**, 135–159.
- Winkler, P. (1988): The Growth of Atmospheric Aerosol Particles with Relative Humidity, *Physica Scripta*, **37**, 223–230.
- Wiscombe, W. (1977): The Delta-Eddington Approximation for a Vertically Inhomogeneous Atmosphere., Techn. Ber., NCAR/TN-21 + STR, Boulder, Colorado, USA.
- Xu, K. M. und S. K. Kruger (1991): Evaluation of cloudiness parameterizations using a cumulus ensemble model, *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 342–367.
- Yamanouchi, T. (2000): Forthcoming Arctic field campaign ASTAR 2000 (Arctic Study of Tropospheric Aerosol and Radiation), *Memoirs of National Institute of Polar Research, Special Issue*, **54**.
- Yamanouchi, T., A. Herber, M. Shiobara, S. Yamagata, K. Hara, K. and Sato, R. Treffeisen, M. Yabuki, R. Schuhmacher und O. Schrems (2002): Arctic Study of Tropospheric Aerosol and Radiation (ASTAR 2000) Campaign: An overview and first results, *J. Geophys. Res.*, eingereicht.
- Young, K. C. (1993): Microphysical processes in clouds, Oxford University Press.

Abbildungsverzeichnis

2.1. Strahlungsantrieb der unterschiedlichen anthropogenen Einflußfaktoren . . .	15
2.2. Lage der Polarfront im Januar und Juli	19
2.3. Mittlere bodennahe Strömungsrichtungen im Winter	20
5.1. Gemessenes vertikales Temperatur-, Feuchte- und Ozonprofil in NyÅlesund am 18.04.96	50
5.2. Vertikale Nettostrahlungsflüsse mit und ohne „Arctic Haze“	51
5.3. Direkter Aerosolantrieb in der vertikalen Erwärmungsrate	51
5.4. Direkter Aerosolantrieb im vertikalen Nettostrahlungsfluß und in der vertikalen Erwärmungsrate bei einem um 10 bzw. 50% höheren kurzwelligeren Aerosol-Absorptionskoeffizienten bei unveränderter Extinktion	52
5.5. Feuchteabhängigkeit des direkten Aerosolantriebes in der vertikalen Erwärmungsrate und den Strahlungsflüssen	53
5.6. Direkter Aerosolantrieb in der vertikalen Erwärmungsrate innerhalb der Haze-Schicht abhängig von der Bodenalbedo und dem Sonnenhöhenwinkel .	54
5.7. Direkter Aerosolantrieb im Nettostrahlungsfluß am Boden und Atmo- sphärenoberrand abhängig von der Bodenalbedo und dem Sonnenhöhenwinkel	55
5.8. Höhenabhängigkeit des direkten Aerosolantriebes in der Erwärmungsrate am Atmosphärenoberrand, in der Haze-Schicht und am Boden	56
5.9. Direkter Aerosolantrieb in der vertikalen Erwärmungsrate ohne und mit Wolken	57
5.10. Aerosolantrieb in der Erwärmungsrate innerhalb der Haze-Schicht abhängig vom Sonnenhöhenwinkel und von der Wolkenposition	58
5.11. Aerosolantrieb in der Erwärmungsrate innerhalb der Haze-Schicht abhängig vom Sonnenhöhenwinkel und von der optischen Wolkendicke	58
6.1. Monatgemittelte Felder für den Monat März basierend auf den Jahren 1983 und 1989-1995 ohne Berücksichtigung von Aerosol.	62
6.2. Monatgemittelte Felder für den Monat März basierend auf den Jahren 1983 und 1989 bis 1995 ohne Berücksichtigung von Aerosol.	63
6.3. Aerosolsignal im März bei Mittelung über die Jahre 1983 und 1989 bis 1995	66
6.4. Aerosolsignal im März bei Mittelung über die Jahre 1983 und 1989 bis 1995	68

6.5. Höhen-Breiten-Schnitt der zonal gemittelten Änderung von Temperatur und Bedeckungsgrad (in %) durch „Arctic Haze“ für den Monat März basierend auf den Jahren 1983 und 1989 bis 1995	68
6.6. Ensemble-Standardabweichung des mittleren Aerosolsignals im März. Den Berechnungen liegen Simulationen der Jahre 1983 und 1989–1995 zugrunde.	69
6.7. Monatsgemittelte Felder des CTRL für März 1990.	71
6.8. Monatsgemittelte Felder des CTRL für März 1990.	72
6.9. Vertikal aufintegrierte aerosoloptische Dicke im 1. kurzwelligen Spektralbereich (0.2 – 0.68 μm) für ABASIS im März 1990.	73
6.10. Monatsgemitteltes Aerosolsignal „ABASIS minus CTRL“ für März 1990. . .	74
6.11. Monatsgemitteltes Aerosolsignal „ABASIS minus CTRL“ für März 1990. . .	75
6.12. Vertikalprofil der Temperatur, der Wolkenbedeckung und der spezifischen Feuchte für den Kontrolllauf März 1990 und das dazugehörige Aerosolsignal an ausgewählten Punkten	76
6.13. Aerosolantrieb im kurzwelligen Nettostrahlungsfluß an der Erdoberfläche in Abhängigkeit vom Sonnenwinkel und von der Bodenalbedo für ABASIS . .	77
6.14. Monatsgemitteltes Aerosolsignal „A<800 minus CTRL“ (a,b) und „A>2700 minus CTRL“ (c,d) für März 1990.	78
6.15. Vertikal aufintegrierte aerosoloptische Dicke im 1. kurzwelligen Spektralbereich 0.2 – 0.68 μm für ARH25% im März 1990.	80
6.16. Monatsgemitteltes Aerosolsignal „ARH25% minus CTRL“ für März 1990. .	81
6.17. Monatsgemitteltes Aerosolsignal „AABS+10% minus CTRL“ für März 1990.	83
6.18. Monatsgemitteltes Aerosolsignal „AEIS minus CTRL“ im März 1990. .	85
6.19. Mittlere 2m-Temperaturverteilung für den Kontrolllauf und das dazugehörige Aerosolsignal im April und Mai 1990	88
6.20. Aerosolantrieb im kurzwelligen Nettostrahlungsfluß am Atmosphärenoberrand und an der Erdoberfläche bei Mittelung über alle Meereispunkte für März, April und Mai 1990	90
6.21. Mittlere Wolkenröpfchenkonzentration nach der originalen ECHAM4-Parametrisierung und der Parametrisierung von Boucher et al. (1995) für kontinentale und maritime Wolken für ABABIS	91
6.22. Mittleres Aerosolsignal „IND minus CTRL“ für März 1990.	93
6.23. Prozentualer Anteil des Flüssigwassers einer Wolke in Abhängigkeit von der Umgebungstemperatur	93
6.24. Schematische Darstellung der Wechselwirkungen zwischen den Aerosolen und den Nettostrahlungsfluß sowie der Temperatur am Boden	96
6.25. Aerosolantrieb im kurzwelligen Nettostrahlungsfluß am Atmosphärenoberrand und am Boden für OR1, OR2 und OR3 im Monat März 1990	97

Abbildungsverzeichnis

6.26. Monatsgemittelte Erwärmungsrate innerhalb der Aerosolschicht und am Boden für OR1 im März 1990	98
7.1. Unterschiede zwischen Modellanforderungen und gemessener Atmosphäre .	102
7.2. Ableitung des arktischen Aerosol Datensatzes	103
7.3. Vergleich der direkt gemessenen Profile für Extinktions- und Absorptionskoeffizient mit den aus dem Modell bestimmten Profilen auf der Basis des abgeleiteten Datensatzes	104
7.4. Simulierte abwärtsgerichtete und aufwärtsgerichtete Strahlungsflüsse nach Weg 1 und Weg 2	106
7.5. Aerosolsignal in der solaren Erwärmungsrate nach Weg 1 und Weg 2 für den 23.03.2000 am Punkt Ny-Ålesund um 12 UTC	107
7.6. Aerosolsignal in der solaren Erwärmungsrate berechnet für die ASTAR Fälle 23.03. und 26.03.2000 am Punkt Ny-Ålesund für 12 UTC	107
7.7. Mittlere Felder im März 2000 ohne Berücksichtigung von Aerosol.	109
7.8. Mittleres Aerosolsignal für den März 2000	110
A.1. Optische Eigenschaften der Komponente WASO in den 8 Feuchteklassen und Breitbandintervallen der HIRHAM4-Strahlungsparametrisierung	120
A.2. Optische Eigenschaften der Komponente SOOT in den 8 Feuchteklassen und Breitbandintervallen der HIRHAM4-Strahlungsparametrisierung	121
A.3. Optische Eigenschaften der Komponente SSAM in den 8 Feuchteklassen und Breitbandintervallen der HIRHAM4-Strahlungsparametrisierung	122

Tabellenverzeichnis

2.1. Aus Messungen abgeleitete optische Parameter des „Arctic Haze“	22
2.2. Veröffentlichungen verschiedener Autoren über den kurzwelligen Strahlungsantrieb durch „Arctic Haze“	23
4.1. Breitbandintervalle der Strahlungsparametrisierung im HIRHAM4	39
4.2. Massenmischungsverhältnisse der den „Arctic Haze“ bildenden GADS-Komponenten	48
4.3. Optische Parameter des „Arctic Haze“ abgeleitet aus einer Mischung der GADS-Komponenten WASO, SOOT und SSAM.	48
6.1. Flächen- und monatsgemittelte Nettostrahlungs- und Wärmeflüsse für den Kontrolllauf sowie die dazugehörigen Aerosolantriebe am Atmosphärenober- rand und am Boden bei Mittelung über die Märzmonate der Jahre 1983 und 1989 bis 1995	67
6.2. Übersicht über durchgeführte Sensitivitätsstudien	70
6.3. Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre und am Boden, bodenna- he Temperatur, Wolkenbedeckung und Niederschlag im Monatsmittel für CTRL März 1990 sowie das dazugehörige Aerosolsignal in Abhängigkeit von Höhe der Haze-Schicht	79
6.4. Wie in Tabelle 6.3, jedoch für den Fall von trockenem Aerosol (ARH25%) bzw. für den Fall eines um 10% erhöhten Aerosol-Absorptionsvermögens bei konstanter Gesamtextinktion (AABS+10%) im März 1990	82
6.5. Optische Wolkeneigenschaften nach der ursprünglichen HIRHAM- Parametrisierung und nach Ebert et al. (1992)	85
6.6. Wie in Tabelle 6.4, jedoch bei Verwendung der Parametrisierung für Eis- wolken nach Ebert et al. (1992).	86
6.7. Wie in Tabelle 6.3, jedoch für April und Mai 1990	89
6.8. Änderung des Aerosolsignals bei zusätzlicher Berücksichtigung der indirek- ten Effekts gegenüber ABASIS	92
6.9. Nettostrahlungsflüsse und der dazugehörige Aerosolantrieb am Atmo- sphärenoberrand und Boden für OR1, OR2 und OR3 im März 1990.	96
7.1. Meßgrößen der verschiedenen Meßverfahren während ASTAR 2000	101

Tabellenverzeichnis

7.2. Analog Tabelle 6.3, jedoch für den März 2000 basierend auf dem ASTAR-Aerosoldatensatz	111
A.1. Parameter zur Festlegung der Modellschichten des HIRHAM4	116
A.2. Koeffizienten zur Bestimmung der optischen Wolkeneigenschaften entsprechend der ursprünglichen HIRHAM4-Parametrisierung im Kurzwelligen . .	117
A.3. Koeffizienten zur Bestimmung der optischen Eigenschaften von Eiswolken nach Ebert et al. (1992) im Kurzwelligen	117
A.4. Koeffizienten zur Bestimmung der optischen Eigenschaften von Eiswolken nach Ebert et al. (1992) im Langwelligen	117
A.5. Festlegung der Feuchteklassen für die optischen Parameter des GADS. . . .	118
A.6. Mikrophysikalische Eigenschaften der Komponenten des Aerosoldatensatzes (GADS)	118
A.7. Optische Eigenschaften der GADS-Komponenten im 1. kurzwelligen Spektralbereich des HIRHAM4	119
A.8. Optische Eigenschaften der GADS-Komponenten im 2. kurzwelligen Spektralbereich des HIRHAM4	119