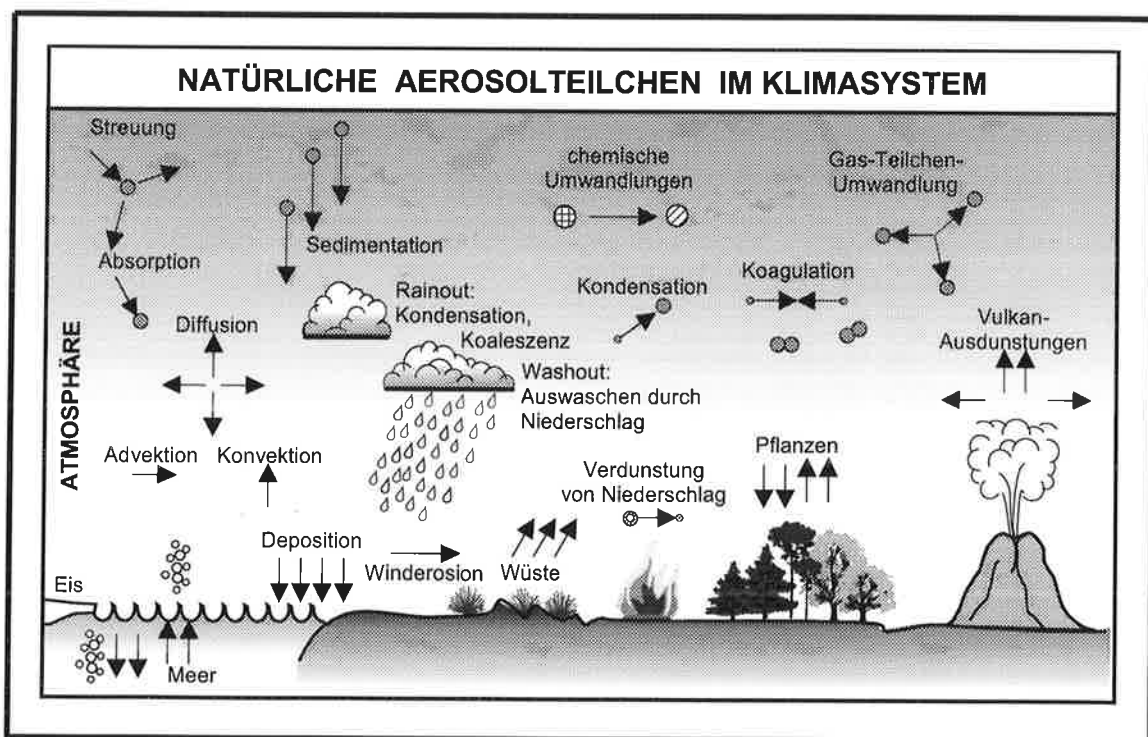




Max-Planck-Institut für Meteorologie

EXAMENSARBEIT Nr. 51



Globale natürliche Aerosolfelder
interaktiv berechnet mit dem
Aerosolteilchenmodul APMO
im Klimamodell ECHAM

von
Elke Keup-Thiel

HAMBURG, Januar 1998

Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades

Autor:

Elke Keup-Thiel

Max-Planck-Institut
für Meteorologie

MAX-PLANCK-INSTITUT
FÜR METEOROLOGIE
BUNDESSTRASSE 55
D - 20146 HAMBURG
GERMANY

Tel.: +49-(0)40-4 11 73-0
Telefax: +49-(0)40-4 11 73-298
E-Mail: <name> @ dkrz.de

Globale natürliche Aerosolfelder
interaktiv berechnet
mit dem Aerosolteilchenmodul APMO
im Klimamodell ECHAM

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Naturwissenschaften im Fachbereich
Geowissenschaften
der Universität Hamburg

vorgelegt von

Elke Keup-Thiel

aus Nordenham

Hamburg 1997

ISSN0938-5177

Als Dissertation angenommen vom Fachbereich Geowissenschaften
der Universität Hamburg

auf Grund der Gutachten von Prof. Dr. H. Graß
und Prof. Dr. L. Bengtsson

Hamburg, den 19.12.1997

Prof. Dr. G. Miehlich
(Sprecher des Fachbereichs Geowissenschaften)

wolfgang
sarah-christina
duschka

meine eltern
meine schwester

Der Kopf ist rund
damit das Denken die Richtung wechseln kann

« *Francis Picabia* »

Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wird das Aerosolteilchenmodul APMO zur Parameterisierung der Mikrophysik von Aerosolteilchen mit dem Ziel entwickelt, räumlich und zeitlich variable Aerosolteilchenfelder in der Troposphäre zu berechnen. Mit APMO werden als erste Anwendung globale natürliche Aerosolteilchenfelder in drei Größenklassen interaktiv im Klimamodell berechnet. Dazu wurden 3 Größenklassen — nucleus-mode, accumulation-mode und coarse-mode — ausgewählt, weil für diese typische mikrophysikalische und optische Eigenschaften gelten.

Die Quellflüsse der mineralischen Teilchen, die über Wüsten aufgewirbelt werden und die Quellflüsse der Seesalzteilchen, die über dem Meer entstehen, werden über empirische Ansätze abhängig von der Windgeschwindigkeit parameterisiert. Die anderen natürlichen Aerosolquellen über den Kontinenten werden als fester Quellfluß an Hand von Beobachtungsdaten abgeschätzt. Da über Schnee und Eisflächen in APMO keine Aerosolteilchen emittiert werden, unterliegen die Quellflüsse realistischen jahreszeitlichen Schwankungen. Es wurde eine einfache Abschätzung der Aerosolteilchenquelle in der Atmosphäre durch Gas-Teilchen-Umwandlung mit festem, aber vertikal abnehmendem Quellfluß durchgeführt.

In dem Modul werden die in der Troposphäre wichtigen Senkenprozesse wie trockene Deposition, Sedimentation, Rainout, Washout und Koagulation parameterisiert.

Es gibt eine größere trockene Deposition über Wald. Für das Rainout wurde eine Parameterisierung ausgewählt, die den Wolkenbedeckungsgrad miteinbezieht. Das Auswaschen durch Niederschlag (Washout) hängt von der Niederschlagsrate im Modell, der Teilchenzahldichte und der Kollisionseffizienz ab. Die von der Teilchenzahldichte abhängige Koagulation beschreibt die Wechselwirkung zwischen den Größenklassen.

Die durchgeführten Simulationen bestätigen, daß in jeder Größenklasse ein anderer Senkenprozeß dominiert; für den nucleus-mode die Koagulation, für den accumulation-mode das Rainout und für den coarse-mode die trockene Deposition.

Die mit APMO berechneten natürlichen Aerosolteilchenfelder zeigen im Vergleich mit Messungen und Beobachtungen eine gute Übereinstimmung. Als Ergebnisse werden jahreszeitlich gemittelte Teilchenzahldichten für Januar und Juli vorgestellt, auf denen die für die jeweilige Jahreszeit typischen Strukturen zu sehen sind. Im Januar ergeben sich beispielsweise über den Kontinenten der Nordhalbkugel deutlich geringere Teilchenzahldichten als im Juli. Außerdem gibt es mit der jahreszeitlichen Verlagerung der innertropischen Konvergenzzone (ITC) eine Nord- bzw. Süd-Verschiebung der tropischen Maxima und Minima der Aerosolteilchenzahl. Der indische Sommermonsun führt im Juli zu einem Minimum der Teilchenzahldichte aller drei Größenklassen. Der Transport von mineralischen Aerosolteilchen aus der Sahara über den Atlantik ist besonders im Januar gut erkennbar und stimmt qualitativ mit den auf Satellitenbildern erkennbaren Strukturen überein. Die aus den Ergebnissen der durchgeführten Berechnungen abgeleiteten Massenmischungsverhältnisse liegen in der gleichen Größenordnung wie Beobachtungsdaten.

Da Aerosolteilchen in der Natur in zeitlich und räumlich sehr variablen Konzentrationen und Eigenschaften auftreten und es keine ausreichenden flächendeckenden Messungen gibt, ist es sinnvoll und notwendig, ihre Verteilung zu simulieren. Aus mit APMO berechneten 3-dimensionalen Verteilungen der Aerosolteilchenzahldichte und den mittleren optischen Eigenschaften können 3-dimensionale Verteilungen der optischen Eigenschaften der Aerosolteilchen berechnet werden, die dann als Basis zur Bestimmung der Klimawirkung der Aerosolteilchen dienen.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	4
2	Das Klimamodell	7
2.1	Das Zirkulationsmodell der Atmosphäre ECHAM3.2sl	7
2.2	Das Tracer-Transportschema	7
2.3	Das semi-Lagrange'sche Advektionsschema	8
2.4	Physikalische Parameterisierungen des Klimamodells	8
2.4.1	Strahlung	8
2.4.2	Vertikale Diffusion	9
2.4.3	Konvektion	9
2.4.4	Stratuswolken	10
2.4.5	Bodenmodell	10
2.5	APMO in der Modellumgebung des Klimamodells	10
3	Das Aerosolteilchen-Modul	13
3.1	Transportgleichungen	13
3.2	Quellen der natürlichen Aerosolteilchen	15
3.2.1	Quellen am Boden	16
3.2.2	Natürliche Quellstärke über dem Meer	18
3.2.3	Natürliche Quellstärke über der Wüste	19
3.2.4	Natürliche Quellstärke über dem Kontinent	20
3.2.5	Quellen in der freien Atmosphäre	23
3.3	Senken der Aerosolteilchen	26
3.3.1	Trockene Deposition	26
3.3.2	Sedimentation	28
3.3.3	Rainout	29
3.3.4	Washout	30
3.4	Wechselwirkung der Aerosolteilchen — Koagulation	32

4	Ergebnisse	34
4.1	Modellexperimente	34
4.1.1	Aerosolteilchenfelder	34
4.1.2	Effizienz der Senken	42
4.1.3	Lebensdauer	56
4.2	Sensitivitätsexperimente	60
4.2.1	Variation des Rainout - Ansatzes	60
4.2.2	Veränderung der Verdunstungsparameterisierung	67
4.3	Validierung	70
4.3.1	Vergleich mit Beobachtungsdaten	70
4.3.2	Vergleich mit Modellierung	71
4.3.3	Masse der Aerosolteilchen als Interpretation	72
5	Diskussion und Ausblick	78
5.1	Diskussion	78
5.2	Ausblick	80
6	Literaturverzeichnis	82
7	Danksagung	89
8	Verzeichnis der wichtigsten verwendeten Symbole und Abkürzungen	90
9	ANHANG	92
9.1	Quellflüsse am Boden	92
9.2	ECHAM-Felder	94
9.3	BIOME - Feld	101

1 Einleitung

Ein Aerosol ist definiert als feste oder flüssige Materie in einem gasförmigen Medium (Junge, 1963). Typische Aerosolteilchen in der Atmosphäre sind zum Beispiel Seesalzteilchen, Staubteilchen, Sulfat- und Nitratteilchen, Ruß oder auch biogene Teilchen. Ihre Konzentration, ihre Größe, ihre Form und ihre chemische Zusammensetzung kann stark variieren. Sie beeinflussen den Strahlungshaushalt der Atmosphäre und sie spielen eine wichtige Rolle bei der Wolken- und Niederschlagsbildung. Neben dem direkten Einfluß der Aerosole auf den Strahlungshaushalt ist auch die indirekte Strahlungswirkung der Aerosolteilchen von großer Bedeutung. Sie können die mikrophysikalischen und optischen Eigenschaften der Wolken verändern (Grafl, 1988, Charlson, 1992, Penner et al., 1994).

Zur Untersuchung der Klimawirksamkeit von Aerosolteilchen werden optische Eigenschaften der Aerosolteilchen benötigt. Aus 3-dimensionalen Verteilungen der Aerosolteilchenzahl-dichte und den mittleren optischen Eigenschaften können 3-dimensionale Verteilungen der optischen Eigenschaften der Aerosolteilchen berechnet werden. Diese dienen als Basis zur Bestimmung der Klimawirkung der Aerosolteilchen. In der vorliegenden Arbeit wird ein Modul zur Parametrisierung der Mikrophysik von Aerosolteilchen in Klimamodellen entwickelt mit dem Ziel, räumlich und zeitlich variable natürliche Aerosolteilchenfelder in der Troposphäre zu berechnen.

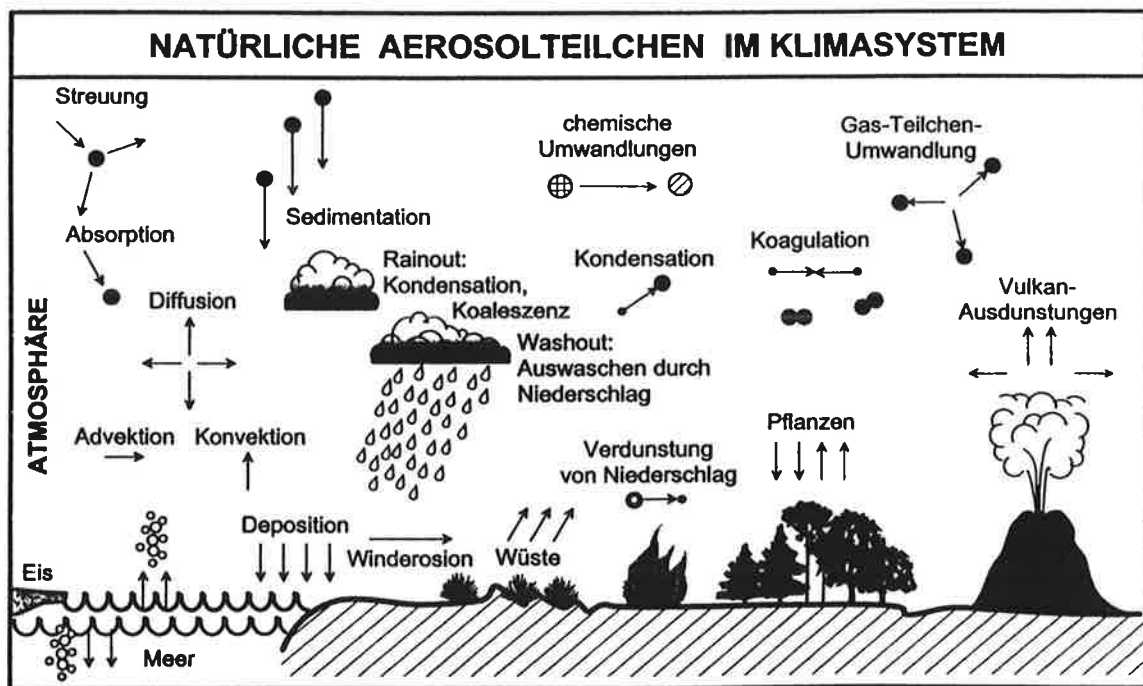


Abbildung 1.1: Schematische Darstellung aller Prozesse, die für die Beschreibung von natürlichen Aerosolteilchen im Klimasystem von Bedeutung sind.

Das Auftreten und die Wirkung natürlicher Aerosolteilchen im Klimasystem ist in Abbildung (1.1) schematisch dargestellt. Die Verteilung der Aerosolteilchen in der Atmosphäre ist abhängig von Transportprozessen wie Advektion und Konvektion sowie von Quellen, Senken und Umwandlungen. Ihre Teilchenzahldichte wird erhöht durch Quellprozesse wie Winderosion, Gas-Teilchen-Umwandlung, Emissionen von biogenen Teilchen, Biomassenverbrennung und Vulkanausgasungen. Senkenprozesse wie Kondensation, das Auswaschen durch Niederschlag, Sedimentation und trockene Deposition reduzieren die Aerosolteilchenzahldichte. Die Wechselwirkung zwischen den Aerosolteilchen erfolgt über die Koagulation. Die Klimawirkung der Aerosolteilchen hängt von ihrer Konzentration, ihrer Größe und ihren wellenlängenabhängigen optischen Eigenschaften ab; in der Abbildung (1.1) mit den Begriffen Absorption und Streuung schematisiert.

Bisherige Arbeiten zur Modellierung von Aerosolteilchen beziehen sich zumeist nur auf Transportmodelle mit vorgegebenen klimatologischen Daten, sogenannte 'off-line' Modelle (Rehkopf, 1984). Mit einem 2-dimensionalen globalen Transportmodell (Höhe, Breite) mit vorgegebenen mittleren Klimadaten hat erstmals Rehkopf (1984) Aerosolteilchenzahlen in drei Größenklassen berechnet. Er berechnete die Ausbreitung natürlicher und anthropogener Aerosolteilchen sowie die einiger Schwefelkomponenten für die Troposphäre. Die von Rehkopf berechneten troposphärischen Aerosolfelder sowie die Verteilung der Schwefelkomponenten wurden dann von Newiger (1985) verwendet, um den Einfluß der anthropogenen Aerosolteilchen auf den Strahlungshaushalt der Atmosphäre zu untersuchen. Newiger hat in ihrer Arbeit erstmals darauf hingewiesen, daß durch den Strahlungseinfluß anthropogener Aerosolteilchen die globale Erwärmung kompensiert werden könnte. Das 2-dimensionale Transportmodell wurde dann von Schult (1991) auf die Stratosphäre übertragen, um die Bedeutung der stratosphärischen Aerosolteilchen zu untersuchen.

Ein 3-dimensionales Transportmodell - MOGUNTIA - wurde von Zimmermann (1984) entwickelt, um die Verteilung atmosphärischer Spurenstoffe zu simulieren. MOGUNTIA wurde von Langner und Rohde (1991) hinsichtlich des Sulfatkreislaufes erweitert. Für den Transport von Aerosolteilchen ist es weniger geeignet, da es mit klimatologischen Monatsmittelwerten angetrieben wird.

Neuere Arbeiten zur Modellierung von Aerosolteilchen beziehen sich zumeist nur auf einzelne Aerosolkomponenten. Es gibt verschiedene Ansätze zu Modellierung von Wüstenstaub (Joussaume, 1990, Tegen et al., 1994) bzw. von Sahara-Staubausbrüchen (Wefers, 1990, Schulz et al., 1996), die jedoch nur extern ('off-line') berechnet werden. Erst in neueren Versuchen wird der interaktive Transport bevorzugt (I. Tegen, pers. Mitteilung), durch den eine direkte Wechselwirkung zwischen Modellklima und Aerosolteilchenzahl simuliert werden kann. Es gibt auch Untersuchungen über die Auswirkungen von Landnutzungsänderungen (Penner et al., 1991, Tegen et al., 1995). 'Landnutzungsänderungen' bedeutet hier, daß durch Waldrodungen und intensive landwirtschaftliche Nutzung in niederschlagsarmen Regionen die Bodenerosion erheblich zunehmen kann, was eine deutliche Erhöhung der Aerosolteilchenzahl zur Folge hat.

In der bisher benutzten Version des Klimamodells ECHAM sind feste, global gemittelte vertikale Verteilungen von Aerosolteilchen für verschiedene Aerosoltypen (maritime, kontinentale, urbane, stratosphärische und vulkanische Aerosolteilchen) angenommen worden (Tanre et al., 1984). Im Strahlungsmodell wird mit fester Vorgabe der optischen

Dicke sowie der Verteilung dieser Aerosoltypen der Strahlungseinfluß bestimmt. Es besteht kaum eine Übereinstimmung mit der aus Messungen und Modellen abgeleiteten optischen Dicke der Aerosole (z.B. GADS, Koepke et al., 1996), da Tanre et al. (1984) von einer dominierenden optischen Dicke über der Sahara ausgehen. Die optische Dicke, die in GADS enthalten ist, zeigt deutlich realistischere Strukturen (Koepke et al., 1996). Daher sollte die bisher in ECHAM verwendete Verteilung der Aerosolteilchen verbessert werden. Daß die Klimawirkung der Aerosolteilchen bedeutsam sein kann, haben die Berechnungen mit dem 2-dimensionalen Transportmodell gezeigt (Newiger, 1985, Graßl, 1988) sowie die Abschätzungen mit 1-dimensionalen Strahlungsmodellen (Charlson et al., 1992, Charlson et al., 1995) oder 3-dimensionalen Modellen mit vorgegebenen klimatologischen Daten (Kiehl et al., 1993). Diese Arbeiten beziehen sich jedoch nur auf die mögliche Strahlungswirkung von Sulfataerosol. Dies gilt ebenso für die Sensitivitätstests von Roeckner et al. (1995) mit dem Klimamodell ECHAM. Andreae (1995) gibt einen Überblick, wie zahlreich die Aerosolquellen sind und welche unterschiedliche Klimawirkung sie haben können. Er gibt eine Abschätzung der möglichen direkten und indirekten Strahlungswirkung der natürlichen und anthropogenen Aerosolteilchen an. Sulfataerosole können eine Klimaerwärmung durch Kohlendioxid reduzieren; sie dürfen bei zukünftigen Klimaszenarien nicht vernachlässigt werden. Dies gilt auch für die anderen Aerosoltypen; auch ihre Klimawirkung sollte in zukünftige Klimarechnungen einfließen.

Für eine realistische Berücksichtigung der Aerosole im Klimamodell ist mit dieser Arbeit das Aerosolteilchen-Modul APMO (APMO = Aerosol Particle Module) entwickelt worden, in dem die Quellen und Senken sowie die Wechselwirkungen der Aerosolteilchen interaktiv im Klimamodell parameterisiert werden. Da die Teilchengröße sowohl in der Mikrophysik als auch für die optischen Eigenschaften von Bedeutung ist, wird zwischen drei Aerosolgrößenklassen unterschieden. Die Aufteilung in den nucleus-mode (Aitkenkerne), den accumulation-mode (große Kerne) und den coarse-mode (Riesenkerne) bietet sich an, da die Aerosolteilchen in jeder Größenklasse typische mikrophysikalische Eigenschaften aufweisen (Junge, 1963). Mit APMO können dreidimensionale Aerosolteilchenverteilungen in drei Größenklassen interaktiv im Klimamodell berechnet werden. Die chemische Zusammensetzung der Aerosolteilchen wird zwar bei der Parameterisierung der Quellen berücksichtigt, aber im weiteren beim Transport nicht unterschieden.

In der vorliegenden Arbeit wird nach der Erläuterung der Motivation für diese Arbeit im Kapitel 1, in Kapitel 2 das verwendete Zirkulationsmodell der Atmosphäre beschrieben. Im Kapitel 3 folgt dann die Vorstellung des Aerosolteilchen-Moduls APMO. Es werden die berechneten oder abgeschätzten Quellflüsse der Aerosolteilchen in Bodennähe und in der Atmosphäre sowie die parameterisierten Senkenprozesse und die Koagulation als Wechselwirkung zwischen den drei Größenklassen beschrieben. Das Kapitel 4 beinhaltet die Darstellung der Ergebnisse der Januar- und Juli-Simulationen, zahlreicher Sensitivitätsexperimente und die Validierung der Modellergebnisse. Mit der Zusammenfassung der Ergebnisse und einem Ausblick auf weitere Anwendungen und mögliche Weiterentwicklungen des Aerosolteilchenmoduls schließt diese Arbeit ab.

2 Das Klimamodell

Zur Untersuchung der Klimawirksamkeit von Aerosolteilchen werden die optischen Eigenschaften der Aerosole benötigt. Diese können aus 3-dimensionalen Aerosolteilchenfeldern zusammen mit der Information über die optischen Eigenschaften der Aerosole wie das Absorptionsvermögen und das Streuverhalten global variabel berechnet werden. Es wurde daher ein Modul zur Berechnung der Transportvorgänge, der Umwandlungs-, Quell- und Senkenprozesse von Aerosolteilchen mit Hilfe von Parameterisierungsansätzen entwickelt mit dem Ziel, variable Felder der Teilchenzahldichte zu simulieren. Die Verwendung des Atmosphärenmodells (ECHAM3.2sl) bot sich an, da es ein Transportschema für Tracer enthält.

2.1 Das Zirkulationsmodell der Atmosphäre ECHAM3.2sl

Als Atmosphärenmodell wird die Hamburger Version des spektralen Vorhersagemodells des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersagen (ECMWF) verwendet; daher auch der Name ECHAM3.2sl. Die Zahl 3.2 steht für die Modellversion und die Abkürzung 'sl' für die Version mit der 'semi-Lagrange' berechneten horizontalen Advektion (Kap. 2.3). Für Klimarechnungen wurden die physikalischen Parameterisierungen des Vorhersagemodells in Hamburg modifiziert und erweitert (Roeckner et al., 1989, Roeckner et al., 1992). Prognostische Variablen des Modells sind die Vorticity, die Divergenz, die Temperatur, der Logarithmus des Bodendrucks, die spezifische Feuchte, das Wolkenwassermischungsverhältnis sowie - für diese Rechnungen - drei Aerosolteilchenzahldichten.

Die spektrale Auflösung des Modells erfolgt horizontal über 21 Wellenzahlen mit einer Dreiecksabschneidung bei der Wellenzahl 21, daher der Name T21-Modell. Im Spektralraum können die linearen Terme der Gleichungen exakt gelöst werden. Aufgrund des Abschneidefehlers kommt es zu einer Energieanhäufung bei den kleinen Wellenzahlen. Diese Energie wird mit Hilfe eines horizontalen Diffusionsschemas dissipiert. Die Berechnung der nichtlinearen Terme und die Parameterisierung der diabatischen Prozesse findet im Gitterpunktraum mit einer horizontalen Auflösung von 5.6 Grad statt. Die vertikale Auflösung des Modells erstreckt sich über 19 Niveaus mit einem nichtäquidistanten Schichtabstand. Verwendet wird ein hybrides Koordinatensystem; das heißt, in Bodennähe folgen die Niveaus der Erdoberfläche gemäß dem σ -System, mit zunehmender Höhe gehen die σ -Flächen in Druckflächen gemäß dem p -System über. Die Zeitintegration erfolgt nach dem 'leap-frog' Verfahren, der Zeitschritt des Modells beträgt bei T21-Auflösung 40 Minuten. Die Simulation des Klimas erfolgt bei vorgegebener klimatologischer Meeresoberflächentemperatur und Meereisverteilung. Es wird eine mittlere Orographie vorgeschrieben, die der Modellauflösung entspricht. Ebenso wird die Land-Seemaske der spektralen Auflösung angepaßt.

2.2 Das Tracer-Transportschema

Um die Ausbreitung von atmosphärischen Spurengasen und deren Wirkung auf das Klimasystem simulieren zu können, wurde ein Transport-Schema eingeführt (Feichter et al.,

1990). Dieses Transport-Schema ist ein Programm-Modul des Klimamodells ECHAM, in dem eine bestimmte Anzahl von Tracern interaktiv mit der Modellphysik transportiert werden. Die Ausbreitung eines Tracers geschieht auf dieselbe Weise wie der Transport von Wasserdampf. Es ist möglich, die Tracer-Konzentration zu initialisieren sowie Quellen und Senken vorzuschreiben. Das Tracer-Transportschema wurde mit den Radionukliden Blei ^{210}Pb und Beryllium ^7Be (Feichter et al., 1991, Brost et al., 1991) getestet. Weiter wurde das Transportschema verwendet, um den Schwefelkreislauf zu simulieren (Feichter et al., 1996). Hierfür wurden Quellen der Vorläuforgase Dimethylsulfid (*DMS*) und Schwefeldioxid (SO_2) fest vorgeschrieben (Unterroutine XTEMISS) und die trockene Deposition (ebenfalls Unterroutine XTEMISS) sowie das Auswaschen durch Niederschlag (Unterroutine XTWETDEP) für Schwefeldioxid (SO_2) und Sulfat (SO_4^{2-}) berechnet. Dieses Transport-Schema wird zur Simulierung des Transports der Teilchenzahldichte von natürlichem Aerosol in drei Größenklassen verwendet und weiterentwickelt.

2.3 Das semi-Lagrange'sche Advektionsschema

Bei den ersten Tracer-Studien wurden Nachteile der spektralen Auflösung des Klimamodells für diese Untersuchungen deutlich (Feichter und Heimann, 1990). Spektrale Modelle liefern im Falle großer Gradienten negative Konzentrationen, sie erzeugen ein 'overshooting' bzw. 'undershooting'. Es wurde daher ein semi-Lagrange'sches Advektionsschema (Williamson und Rasch, 1987, 1990) in das ECHAM-Klimamodell implementiert. Dies bedeutet, daß für einige prognostische Variablen — dazu gehören das Wasserdampf-mischungsverhältnis, das Wolkenwassermischungsverhältnis und das Tracer-Mischungsverhältnis bzw. hier die Aerosolteilchenzahldichte — die horizontale Advektion nicht spektral sondern über eine Rückwärtstrajektorie semi-Lagrange gerechnet wird. Dieses Verfahren ist zwar formerhaltend, aber nicht masseerhaltend und produziert auch negative Werte. Daher wurde gemäß Williamson und Rasch (1990) eine Interpolation des Windes mit dem 'Hermit cubic Polynomial'-Verfahren durchgeführt, um negative Konzentrationen als Folge der semi-Lagrange'schen Advektion auszuschließen. Dieses Verfahren ist positiv definit, gewährleistet jedoch auch keine Massenerhaltung. Um diese sicherzustellen, wurde zusätzlich ein 'Massen-Fixer' eingeführt, der die Masse des alten und neuen Zeitschritts kontrolliert. Bei Abweichungen erfolgt eine Korrektur derart, daß an den Gitterpunkten mit der größten Massenänderung auch am meisten korrigiert wird.

2.4 Physikalische Parameterisierungen des Klimamodells

2.4.1 Strahlung

In der Modell-Version ECHAM3.2sl wird das Kölner Strahlungsschema benutzt. Es verwendet eine 2-Strom-Approximation der Strahlungsflüsse. Die Strahlungsübertragungsgleichung wird für 6 Intervalle im langwelligen Spektralbereich und für 4 Intervalle im kurzwelligen Spektralbereich gelöst. Dabei wird die Gasabsorption von Wasserdampf, Kohlendioxid und Ozon sowie die Extinktion durch Aerosole einer fest vorgeschriebenen Verteilung und durch Wolken berücksichtigt. Die optischen Eigenschaften der Wolken werden gemäß Stephens (1978) parameterisiert.

Mit dem Aerosolteilchen-Modul APMO werden interaktiv 3-dimensionale Teilchenzahl-dichten bestimmt, die als Vorgabe für die Strahlungsberechnung dienen können. Die Strahlungsparameterisierung in dieser Klimamodellversion (ECHAM3.2sl) ist noch nicht in der Lage, diese Information zu nutzen. Die Berücksichtigung variabler Aerosolteilchen-zahlen wird erst in der neuen Version ECHAM4 mit neuem Strahlungscode möglich.

2.4.2 Vertikale Diffusion

Der turbulente Transport von Impuls, Wärme, Wasserdampf, Wolkenwasser und Aerosolteilchen wird für die Bodenschicht nach der Monin-Obukhov-Ähnlichkeitstheorie berechnet. Der Austauschkoeffizient hängt von der Rauigkeitslänge und der Richardson-Zahl ab. In der freien Atmosphäre wird der turbulente Transport mit einem turbulenten Diffusionsansatz (Louis, 1979) bestimmt. Der Austauschkoeffizient hängt ab von der Mischungsweglänge, der Windscherung und der Richardson-Zahl. Diese wird unter Verwendung der feuchtpotentiellen Temperatur berechnet (Brinkop, 1991), wodurch Wolken die Austauschprozesse modifizieren können. Infolgedessen stimmt die Temperaturschichtung in der Grenzschicht besser mit Beobachtungen überein und der vertikale Austausch zwischen Grenzschicht und freier Atmosphäre ist größer.

In dem Tracer-Transportschema werden die Quellen der Tracer (Unterroutine XTEMISS) als untere Randbedingung in die Gleichung der vertikalen Diffusion eingeführt. Dies wird von dem Aerosolteilchen-Modul APMO übernommen, aber erweitert um die Parameterisierung der windabhängigen Bodenquellen über dem Meer und den Wüsten (Kap. 3.2.1). Auch die trockene Deposition der Tracer wird in diesem Teil des Klimamodells (ebenfalls Unterroutine XTEMISS) berechnet. Der Depositionsfluß ist proportional zur Konzentration in der untersten Modellschicht und abhängig von einer vorgeschriebenen Depositionsgeschwindigkeit. In APMO wird zusätzlich die Waldverteilung des Klimamodells einbezogen und in der Parameterisierung der trockenen Deposition berücksichtigt (Kap.3.3.1).

2.4.3 Konvektion

Die Parameterisierung der Konvektion erfolgt nach Tiedke (1991). Das Massenflußschema berechnet den konvektiven Transport infolge hochreichender, flacher und mittelhoher Konvektion. Die Cumuluswolken werden durch ein Wolkenmodell parameterisiert, das auch den Einfluß von Entrainment und Detrainment auf die konvektiven Massenflüsse berücksichtigt. Der vertikale Transport der Tracer erfolgt durch Aufwind- (updrafts) und Abwindschläuche (downdrafts).

Die Berechnung des konvektiven Niederschlags erfolgt proportional zum Wolkenwasser-gehalt (Yanai et al., 1973). Es wird ein Vertikalprofil derart angenommen, daß die Niederschlagsbildung nahe der Wolkenbasis null ist. Damit soll berücksichtigt werden, daß kleine Cumuli keinen Niederschlag produzieren. Der im Konvektionsschema berechnete Niederschlag wird in APMO verwendet (APCWASH, Abb. 2.1), um das Auswaschen der Aerosolteilchen durch den konvektiven Niederschlag zu berechnen.

Die Verdunstung von konvektivem Niederschlag wird abhängig vom Sättigungsdefizit zur Umgebungsluft unterhalb der Wolkenbasis berechnet (Kessler, 1969). In APMO wird die Emission von Aerosolteilchen in die Atmosphäre als Folge der Verdunstung des konvektiven Niederschlags berechnet (APCEVA, Abb. 2.1).

2.4.4 Stratuswolken

Die Parameterisierung der Schichtwolken erfolgt nach einem prognostischen Wolkenschema, in dem eine Bilanzgleichung für das Wolkenwassermischungsverhältnis gelöst wird. Gemäß Sundqvist (1978) wird eine horizontale Teilbedeckung, abhängig von der relativen Feuchte berechnet. Die Wahl der kritischen relativen Feuchte zur Bestimmung des Bedeckungsgrades erfolgt abhängig von der Höhe und der thermischen Stabilität (Sasamori, 1975, Xu et al., 1991). Kondensation, Verdunstung und Niederschlagsbildung werden nach Sundqvist(1978) und Roeckner et al. (1992) parametrisiert. Die Berechnung des Niederschlags im Modell hängt vom Phasenzustand des Wolkenwassermischungsverhältnisses ab. Das Wolkenwasser wird daher diagnostisch in eine flüssige und eine Eisphase unterteilt. Die Unterscheidung zwischen Wasser und Eis wird temperaturabhängig nach Mateev (1984) und Rockel (1991) diagnostiziert.

Das Auswaschen der Aerosolteilchen in APMO erfolgt abhängig von der im Wolkenschema berechneten großräumigen Niederschlagsrate (APWAOUT, Abb. 2.1). Die Entfernung der Aerosolteilchen als Kondensationskern — das sogenannte Rainout — wird abhängig vom Bedeckungsgrad parameterisiert (APRAOUT, Abb. 2.1).

2.4.5 Bodenmodell

Das Bodenmodell erstreckt sich über 5 Schichten und berechnet den Wärme- und Wasserhaushalt des Bodens sowie seine Schneebedeckung. Der Einfluß der Vegetation auf den Wasserhaushalt wird über eine Parameterisierung der Evapotranspiration der Pflanzen berücksichtigt (Roeckner et al., 1992).

Die im Klimamodell berechnete Schneedecke spielt eine Rolle bei der Emission von Aerosolteilchen in Bodennähe in APMO (Kap. 3.2.1). Bei einer Schneedecke von mehr als 1 mm Wasseräquivalent werden in APMO keine Aerosolteilchen vom Boden emittiert bzw. durch Wind aufgewirbelt.

2.5 APMO in der Modellumgebung des Klimamodells

Die Berechnung der Teilchenzahldichte der Aerosolteilchen erfolgt interaktiv in den für APMO neu entwickelten Unterprogrammen. Abbildung (2.1) zeigt die Verknüpfung von APMO mit dem Klimamodell ECHAM3.2sl. In XTEMISS werden die Quellen am Boden fest vorgegeben oder abhängig vom Bodenwind berechnet. Außerdem wird in XTEMISS die trockene Deposition der Aerosolteilchen berechnet. In dem Unterprogramm APGPC wird die Quelle der Aerosole in der Atmosphäre (Gas-Teilchen-Umwandlung) mit Vertikalprofil vorgeschrieben. APCWASH ist eingegliedert in die Konvektionsparameterisie-

rung und berechnet die Verringerung der Teilchenzahldichte durch das Auswaschen der Aerosole als Folge konvektiver Niederschlagsereignisse. Ebenso eingegliedert ist die Verdunstung des konvektiven Niederschlags als Quelle der Aerosolteilchen in APCEVA. Im Anschluß an die Berechnung des Niederschlags aus Stratuswolken wird die Entfernung der Aerosolteilchen durch großräumigen Niederschlag in APWAOUT berechnet. In der Unterroutine APRAOUT wird die Entfernung der Aerosolteilchen über ihre Verwendung als Kondensationskern unter Berücksichtigung der horizontalen Teilbedeckung parametrisiert. APCOAG bestimmt die modale und intermodale Koagulation der Aerosolteilchen sowie die Anzahl der Teilchen, die von einer Größenklasse in die andere wandert. In APSEDI wird die Sedimentation für die Aerosolteilchen des coarse-mode berechnet, weil die Sedimentation in der Troposphäre nur für die großen Aerosolteilchen zu einer vertikalen Umverteilung beiträgt.

APMO und die Modellumgebung des ECHAM3.2sl

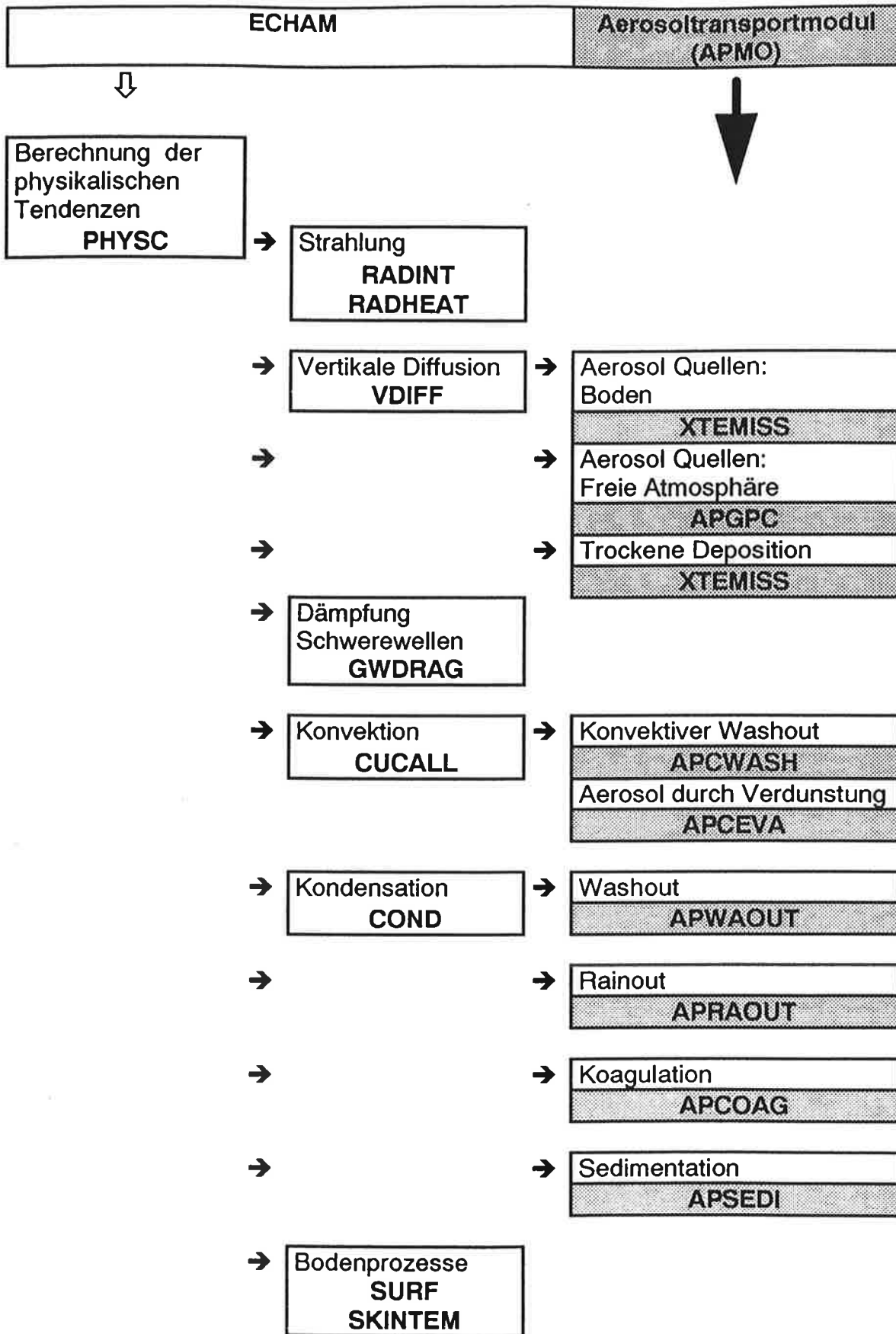


Abbildung 2.1: Einbettung von APMO in das ECHAM3.2sl, dargestellt als Flußdiagramm.

3 Das Aerosolteilchen-Modul

Das Aerosolteilchen-Modul APMO (Aerosol Particle Module) löst die Transportgleichung der Teilchenzahldichte von Aerosol in drei Größenklassen einschließlich Quellen und Senken. Zwischen folgenden Größenklassen wird unterschieden:

- **nucleus-mode** ($Radius < 0.1\mu m$)
- **accumulation-mode** ($0.1 \leq Radius \leq 1.0\mu m$)
- **coarse-mode** ($Radius > 1.0\mu m$)

Die Aufteilung der Aerosole in 3 Größenklassen erfolgt unabhängig von ihrer chemischen Zusammensetzung. Der Quellfluß am Boden und in der Atmosphäre ist unterschiedlich für jede Größenklasse. Jede Größenklasse ist gekennzeichnet durch charakteristische mikrophysikalische Eigenschaften, die sich in den radienabhängigen Parameterisierungen der Senkenprozesse und Wechselwirkungen niederschlagen.

3.1 Transportgleichungen

Der Transport der Aerosolteilchen mit dem Wind erfolgt im Klimamodell analog zum Wasserdampf- und Wolkenwassertransport (Feichter et al., 1990). Alle physikalischen Prozesse im Klimamodell, deren Skala unterhalb der zeitlichen und räumlichen Auflösung des Modells liegen, werden parameterisiert. Dies bedeutet, daß sie näherungsweise unter Verwendung empirischer Beziehungen, die physikalische Gesetzmäßigkeiten berücksichtigen, berechnet werden. Dies gilt auch für die mikrophysikalischen Prozesse, die zur Bildung, Entfernung und Umwandlung der Aerosolteilchen beitragen.

Die lokale zeitliche Änderung der Teilchenzahldichte des nucleus-mode (Gl. 3.1) erfolgt durch advektive, diffusive und konvektive Transporte. Sie wird erhöht durch die Quellflüsse am Boden und in der Atmosphäre sowie durch die Verdunstung des konvektiven Niederschlags. Die Teilchenzahldichte wird reduziert durch trockene Deposition, Rainout, Koagulation und das Washout infolge konvektiven und großräumigen Niederschlags. Die Änderung der Teilchenzahldichte des accumulation-mode (Gl. 3.2) erfolgt analog zum nucleus-mode mit dem Zusatz, daß kleinste Teilchen koagulieren und dadurch so stark anwachsen, daß sie in die Größenklasse des accumulation-mode wandern. Die Änderung der Teilchenzahldichte des coarse-mode (Gl. 3.3) erfolgt analog zum accumulation-mode mit dem Unterschied, daß es kaum Quellen in der Atmosphäre gibt, da die großen Aerosolteilchen vornehmlich am Boden emittiert werden. Quellen in der Atmosphäre gibt es für die coarse-mode Teilchen nur durch Koagulation der accumulation-mode Teilchen und durch Verdunstung des konvektiven Niederschlags. Die Sedimentation der coarse-mode Teilchen wird in Gl. 3.3 in dem Term, der die trockene Deposition beinhaltet, mitberücksichtigt. Eine ausführliche Beschreibung der einzelnen Prozesse erfolgt in den Kapiteln 3.2 bis 3.4.

Folgende Gleichungen der zeitlichen Änderung der Teilchenzahldichte der Aerosole in den drei Größenklassen werden gelöst (zur Übersichtlichkeit nur schematisch dargestellt):

- **nucleus-mode:**

$$\frac{\partial N}{\partial t} = ADV + DIFF + KONV + Q_{Boden} \quad (3.1)$$

$$+ Q_{Atmosphäre} + Q_{Verdunstung} - S_{trock.Deposition} - S_{Rainout}$$

$$- S_{Washout,großr.} - S_{Washout,konv.} - S_{Koagulation}$$

- **accumulation-mode:**

$$\frac{\partial N}{\partial t} = ADV + DIFF + KONV + Q_{Boden} \quad (3.2)$$

$$+ Q_{Atmosphäre} + Q_{Koagulation} + Q_{Verdunstung} - S_{trock.Deposition}$$

$$- S_{Rainout} - S_{Washout,großr.} - S_{Washout,Konv.} - S_{Koagulation}$$

- **coarse-mode:**

$$\frac{\partial N}{\partial t} = ADV + DIFF + KONV + Q_{Boden} \quad (3.3)$$

$$+ Q_{Koagulation} + Q_{Verdunstung} - S_{trock.Deposition}$$

$$- S_{Rainout} - S_{Washout,großr.} - S_{Washout,konv.}$$

N	:	Teilchenzahldichte
ADV	:	Advektion
DIFF	:	Diffusion
KONV	:	Konvektion
Q	:	Quellen
S	:	Senken

3.2 Quellen der natürlichen Aerosolteilchen

Hier wird gemäß der Definition von Jaenicke (1988) zwischen den Quellen am Boden (Bulk to particle conversion = BPC) und den Quellen in der Atmosphäre (Gas to particle conversion = GPC) unterschieden, da der jeweiligen Aerosolteilchen-Bildung unterschiedliche physikalische Prozesse zu Grunde liegen. In APMO werden die BPC-Quellen über dem Meer und über den Wüsten abhängig vom 10m-Wind des Klimamodells berechnet. Der Quellfluß der natürlichen Aerosolteilchen kontinentalen Ursprungs wie biogener Teilchen, Rußteilchen aus natürlichen Waldbränden und Aerosolen, die sich aus kontinuierlichen Ausdunstungen der Vulkane bilden, werden in APMO an Hand von Beobachtungsdaten abgeschätzt. Die GPC-Quelle wird in APMO ebenfalls aus Messungen abgeschätzt und es wird ein Vertikalprofil angenommen.

Aerosolteilchen	Jaenicke, 1988	IPCC, 1994	Hidy et al., 1995
Seesalz	180 - 2000	1000 - 10000	300 - 10000
mineralische Teilchen	7 - 1800	1000 - 3000	6.5 - 2000
Waldbrände	3 - 150	50 - 140	3 - 1500
Vulkane	4 - 90	4 - 10000	3.2 - 90
biogene Teilchen	80	26 - 80	—

Tab. 3.1: Abschätzungen der Quellstärke von natürlichen Aerosolteilchen [$\frac{Tg}{Jahr}$] in Bodennähe (BPC).

Die Quellstärken von Aerosolteilchen können aus Messungen der Aerosolteilchenmasse (Jaenicke, 1988) abgeschätzt werden. Die Abschätzung der globalen Aerosolmasse, die pro Jahr emittiert wird, basiert auf Punktmessungen, die abhängig von den lokalen klimatologischen Bedingungen und den Meßverfahren eine sehr große Schwankungsbreite aufweisen (Tab. 3.1 und Tab. 3.2). Aus den lokalen Messungen der Aerosolteilchenzahl bzw. der Aerosolmasse werden lokale Quellstärken abgeschätzt und diese dann auf das Jahr hochgerechnet. Eine andere Möglichkeit ist die Messung der optischen Dicke und Rückrechnung der Aerosolkonzentration. Allen Verfahren liegen viele Annahmen und Vermutungen zu Grunde. Eine weitere Möglichkeit bietet die Abschätzung der globalen Quellstärke aus globalen Modellen. Die beste Methode ist das Vorschalten eines eigenen Quellmodells.

Aerosolteilchen	Jaenicke, 1988	IPCC, 1994	Hidy et al., 1995
Sulfat	37 - 365	64 - 155	33 - 330
Nitrat	60 - 700	10 - 40	60 - 430
organische Teilchen	75 - 1095	40 - 200	75 - 1000

Tab. 3.2: Abschätzungen der Quellstärke von natürlichen Aerosolteilchen [$\frac{Tg}{Jahr}$] in der Atmosphäre (GPC). Nach Hidy et al. (1995) wird nicht allein der Quellfluß von organischen Teilchen aus Kohlenwasserstoffen angegeben, sondern dieser nur zusammen mit den Rußteilchen, die bei der Biomassenverbrennung entstehen.

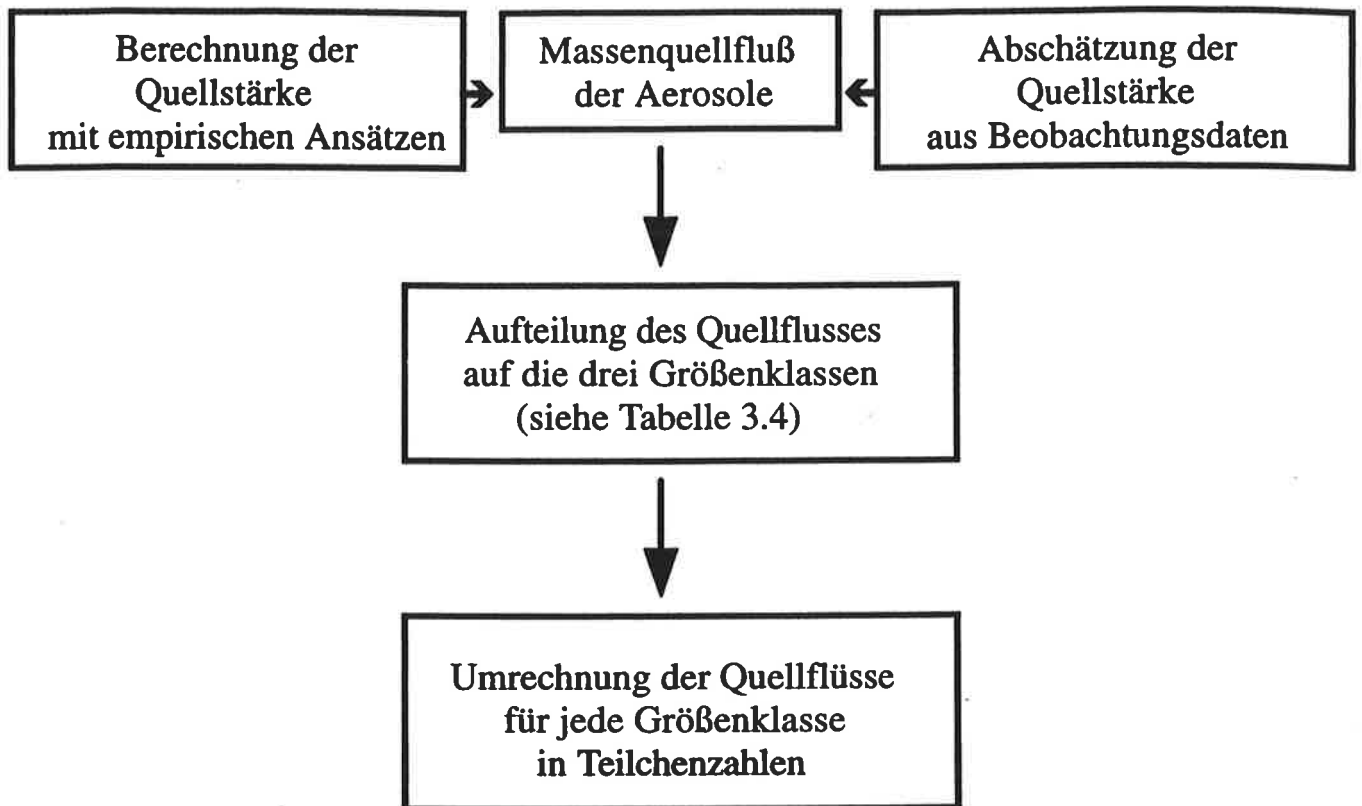


Abbildung 3.1: Umrechnenprozedur von der globalen oder lokalen Quellstärke zum Quellfluß in Teilchenzahlen für alle drei Größenklassen.

3.2.1 Quellen am Boden

Die Bildung von Aerosolteilchen am Boden aus fester oder flüssiger Materie hängt ab vom Bewuchs, der Bodenfeuchte und von der Beschaffenheit der Erdoberfläche sowie der Windgeschwindigkeit in Bodennähe. In APMO wird der Quellfluß über dem Meer und über Wüsten abhängig vom oberflächennahen Wind parameterisiert. Die anderen natürlichen Quellen über Land werden nach Jaenicke (1988) fest vorgegeben. Der berechnete oder abgeschätzte Quellfluß am Boden wird in dem vertikalen Diffusionsschema des Klimamodells berücksichtigt (Kap.2.4.2). Die Teilchenzahldichte des Aerosols wird aus dem Quellfluß der Aerosolteilchen, der als untere Randbedingung in die Diffusionsgleichung eingeht, berechnet.

Im folgenden wird die Umrechnenprozedur vom Massenquellfluß bis zum Quellfluß der Teilchenzahl für alle drei Größenklassen erläutert. Die detaillierte Beschreibung der Parameterisierung der Quellstärken abhängig von dem Erdoberflächentyp (Meer, Land, Wüste) folgt im Anschluß. Die Umrechnenprozedur ist schematisch in der Abbildung (3.1) dargestellt.

Unter Annahme einer Log-Normal-Verteilung (Gl. 3.4) werden die Aerosolteilchenmassen für jede Größenklasse in Teilchenzahlen umgerechnet. Hierzu wird die Gleichung (Gl. 3.4) über die jeweiligen Größenklassenintervalle integriert.

$$\frac{dN(r)}{d(\log r)} = \frac{N}{\sqrt{2\pi} \cdot \log \sigma} \exp\left(-\frac{(\log(\frac{r}{r_m}))^2}{2(\log \sigma)^2}\right) \quad (3.4)$$

wobei

- N : Teilchenzahldichte [cm^{-3}]
- r : Radius
- r_m : Median-Radius der Verteilung
- σ : geometrische Standardabweichung von r

Teilchenklasse	Land	Meer	Wüste
nucleus-mode	$5.4 \cdot 10^{-16}$	$8.4 \cdot 10^{-16}$	$1.83 \cdot 10^{-15}$
accumulation-mode	$1.6 \cdot 10^{-13}$	$1.3 \cdot 10^{-12}$	$0.97 \cdot 10^{-12}$
coarse-mode	$6.4 \cdot 10^{-11}$	$1.0 \cdot 10^{-10}$	$8.95 \cdot 10^{-10}$

Tab. 3.3: Massen eines mittleren Teilchens je Größenklasse in [$g/[\frac{1\text{Teilchen}}{cm^3}]$], für Land und Meer nach Jaenicke (1988) und für Wüsten abgeleitet aus GADS (Koepke et al., 1996).

Die für diese Umrechnung notwendigen Annahmen über die Dichte (Tab. 3.4), die Masse (Tab. 3.3) und die Breite der Aerosolteilchen-Verteilung (Tab. 3.4) werden für jede Aerosolteilchen-Größenklasse unterschiedlich über dem Land, dem Meer und den Wüsten gewählt (Jaenicke, 1988, Koepke et al., 1996).

	Land	Meer	Wüste
Dichte in [$\frac{g}{cm^3}$]	2.2	2.0	2.6
Breite der Verteilung	2.0	2.03	1.95 nucleus-mode 2.15 accumulation-,coarse-mode

Tab.3.4: Breite der log-normal-Verteilung und Dichte der Aerosolteilchen für Land und Meer aus Jaenicke(1988) und für Wüsten aus GADS.

Die emittierte Aerosolteilchenmasse wird dann unterschiedlich über dem Land (Tab. 3.8), den Wüsten (Gl. 3.7) und dem Meer (Gl. 3.5) auf die drei Größenklassen verteilt (Tab. 3.5). Aus der Quellstärke je Größenklasse und den Massen je Aerosolteilchen (Tab. 3.3) kann dann eine Quellstärke berechnet werden, die in die Transportgleichungen (Gl. 3.1-Gl. 3.3) eingeht.

Teilchenklasse	Land	Meer	Wüste
nucleus-mode	1.7	0.3	0.13
accumulation-mode	31.6	19.3	11.9
coarse-mode	66.7	80.4	88.0

Tab.3.5: Aufteilung der Aerosolteilchenmassen auf die 3 Größenklassen in [%], für Land und Meer aus Jaenicke (1988) und für Wüsten aus GADS.

3.2.2 Natürliche Quellstärke über dem Meer

Über dem Meer ist das Seesalz die wesentliche natürliche Aerosolteilchenquelle. Der Eintrag des Seesalzes in die Atmosphäre wird abhängig von dem 10m-Wind im Klimamodell parameterisiert (Lovett, 1978, Jaenicke,1988):

$$M_{Meer} = c_1 \cdot M = c_1 \cdot 4.26 \exp(0.16u) \quad (3.5)$$

und

$$F_{Meer} = M_{Meer} \cdot \frac{\Delta z_{19}}{\Delta t} \quad (3.6)$$

wobei

- F_{Meer} = Quellstärke [$\frac{\mu g}{m^2 s}$]
- M_{Meer} = modifizierte Massenkonzentration [$\frac{\mu g}{m^3}$]
- M = Massenkonzentration [$\frac{\mu g}{m^3}$] (Lovett, 1978)
- u = Betrag des 10m-Windes [$\frac{m}{s}$]
- c_1 = Parameter, abgeleitet aus der Lebensdauer (Tab. 3.6)
- Δz_{19} = Dicke der untersten Modellschicht [m]
- Δt = Zeitschritt des Modells [s]

Der aus Jaenicke (1988) und Lovett (1978) bekannte Ansatz wird für die Anwendung

im Klimamodell mit dem Parameter c_1 (Gl. 3.5) modifiziert. Die gemessene Massenkonzentration M gibt die Konzentration in der Atmosphäre an, die sich als eine Gleichgewichtskonzentration zwischen Quellen und Senken eingestellt hat. Sie enthält also eine Information über die Lebensdauer der Aerosolteilchen. Der Quellfluß für das Aerosol-Transportmodul sollte diese Information nicht enthalten, da eine Gleichgewichtskonzentration von dem Modul erst berechnet wird. Um diese Information zu eliminieren, wurde aus dem Kehrwert der typischen Lebensdauer von Aerosol ein konstanter Parameter abgeleitet (Tab. 3.6). Die Quellstärke über dem Meer F_{Meer} wird dann aus der parameterisierten Massenkonzentration M_{Meer} , der Dicke der untersten Modellschicht und dem Zeitschritt des Modell berechnet (Gl. 3.6).

	nucleus	accumulation	coarse
τ [Tage]	1.5	8	1.5
$c_1 = \tau^{-1}$ [$\frac{1}{Tage}$]	0.6	0.125	0.6

Tab.3.6: Typische Lebensdauer von Aerosolteilchen (Jaenicke,1988)

Aus der Quellstärke je Größenklasse F_{Meer} und den Massen je Aerosolteilchen (Tab. 3.3) kann dann über dem Meer ein Quellfluß von Seesalzteilchen berechnet werden, der in die Transportgleichungen (Gl. 3.1-Gl. 3.3) als Quellfluß am Boden eingeht. Er ist zusammen mit den anderen Quellflüssen dargestellt in der Abbildung des Quellflusses am Boden für den coarse-mode (Abb. 3.2). Es werden nur die Quellflüsse des coarse-mode gezeigt, da die Quellflüsse der großen Aerosolteilchen am Boden die jahreszeitabhängigen Schwankungen am besten wiedergeben.

3.2.3 Natürliche Quellstärke über der Wüste

Die natürlichen Quellen für Aerosolteilchen über der Wüste sind mineralische Aerosolteilchen oder Staub. Ihre Messung erfolgt gravimetrisch oder über eine Bestimmung der Aluminium- oder Eisenkonzentration (Duce, 1995). Die Aluminium- oder Eisenkonzentration gelten als Indikator für mineralische Aerosolteilchen.

Die Zuordnung der Wüstenregionen im Modell erfolgt nach Claussen (1994); er hat aus Beobachtungsdaten und Modellrechnungen Klimazonen klassifiziert. Aus Klimamittelwerten sowie Extremwerten der Temperatur, des Niederschlags, der Bodenfeuchte und der Sonnenscheindauer wird in dem BIOME - Modell (Claussen, 1993) bestimmt, wo welcher Pflanzentyp wachsen kann und wo keine oder kaum Pflanzen wachsen können. Ein BIOME-Feld, abgeleitet aus Beobachtungsdaten (ANHANG), wird in APMO benutzt, um Wüstenregionen zu kennzeichnen. Für die so definierten Wüstengebiete wird der Quellfluß mineralischer Teilchen abhängig von dem 10m-Wind im Klimamodell (Jaenicke,1988) bestimmt:

$$M_{Wüste} = c_2 \cdot M = c_2 \cdot 52.77 \exp(0.3u) \quad (3.7)$$

und

$$F_{Wüste} = M_{Wüste} \cdot \frac{\Delta z_{19}}{\Delta t} \quad (3.8)$$

wobei

- $F_{Wüste}$ = Quellstärke [$\frac{\mu g}{m^2 s}$]
- $M_{Wüste}$ = modifizierte Massenkonzentration [$\frac{\mu g}{m^3}$]
- M = Massenkonzentration [$\frac{\mu g}{m^3}$] (Jaenicke, 1988)
- u = Betrag des 10m-Windes [$\frac{m}{s}$]
- c_2 = Parameter, abgeleitet aus der Lebensdauer (Tab. 3.6)
- Δz_{19} = Dicke der untersten Modellschicht [m]
- Δt = Zeitschritt des Modells [s]

Aus dieser Quellstärke $F_{Wüste}$ und den Massen je Teilchen für Wüsten (Tab. 3.3) wird dann der Quellfluß der mineralischen Teilchen bestimmt. Gemäß (Tab. 3.5) wird dieser auf die 3 Größenklassen verteilt. Wiederum wird die Massenkonzentration mit dem Kehrwert der Lebensdauer modifiziert (c_2 , Tab. 3.7), um in APMO eine realistische mittlere Quellstärke über Wüsten zu erhalten. Dabei wird berücksichtigt, daß mineralische Teilchen eine etwas größere Lebensdauer als Seesalzteilchen haben.

[Tage]	nucleus-mode	accumulation-mode	coarse-mode
τ [Tage]	2	10	2
$c_2 = \tau^{-1}$ [$\frac{1}{Tage}$]	0.5	0.1	0.5

Tab.3.7: Typische Lebensdauer von Aerosolteilchen(Jaenicke,1988)

3.2.4 Natürliche Quellstärke über dem Kontinent

Die natürlichen Quellen für Aerosolteilchen über Land sind Waldbrände, Staubaufwirbelungen, Vulkane und Pflanzen. Es gelangen Asche, Staub- und Rußteilchen sowie Sporen und Pollen in die Atmosphäre. Um diesen Fluß abzuschätzen, wird eine mittlere Quellstärke angenommen (Tab. 3.8), in der alle natürlichen Quellen für Aerosolteilchen über Land ohne Wüsten berücksichtigt werden. Die Abschätzung des mittleren Quellflusses orientiert sich an den aus Messungen bekannten Werten (Tab. 3.1 bzw. Jaenicke, 1988). Die Erstellung des 2-dimensionalen Quellfeldes erfolgt extern abgeleitet aus Beobachtungsdaten (Jaenicke, 1988).

Aus der abgeschätzten globalen Quellstärke (Tab. 3.8) und der Masse je Aerosolteilchen (Tab. 3.3) für kontinentales Aerosol wird dann eine lokale Quellstärke bestimmt. Diese wird auf die drei Größenklassen verteilt (Tab. 3.5) und in XTEMISS als Quellfluß für jede Größenklasse eingelesen (Tab. 3.9).

	globale Quellstärke [$\frac{Tg}{Jahr}$]	kontinentale Quellstärke [$\frac{10^{-8}g}{m^2s}$]
Land	100	2.17

Tab. 3.8: Aus Beobachtungsdaten abgeschätzte Quellstärke (Tab. 3.1) über dem Kontinent, ohne Wüsten (Jaenicke, 1988).

	nucleus-mode	accumulation-mode	coarse-mode
Land	$0.64 \cdot 10^6$	$0.42 \cdot 10^5$	$0.22 \cdot 10^3$

Tab.3.9: Aus Beobachtungsdaten abgeschätzte Quellstärke über dem Kontinent (Tab. 3.8) für jede Größenklasse in [$\frac{Teilchen}{m^2s}$], ohne Wüsten (Jaenicke, 1988).

Es wird angenommen, daß es über Meereis, der Antarktis und schneebedeckten Gebieten keine Aerosolteilchenquellen gibt. Aus Messungen in der Antarktis ist bekannt, daß dort nur sehr geringe Teilchenzahldichten beobachtet werden (Parungo, et al., 1979; Ito, 1989; Wyputta, 1994).

Aus der Abhängigkeit des Quellflusses vom 10m-Wind in der untersten Modellschicht und der Annahme von Quellfreiheit über Meereis und Schnee ergibt sich eine klimatologische Variabilität, die sehr gut in den Abbildungen des Quellflusses für den coarse-mode zu erkennen ist (Abb. 3.2). Im Januar gibt es sehr große Quellflüsse von Seesalzteilchen über dem Nordatlantik von maximal 5500 [$\frac{Teilchen}{m^2s}$] und dem Nordpazifik von maximal 6000 [$\frac{Teilchen}{m^2s}$]. Im Juli sieht die Abbildung deutlich anders aus: die maximalen Seesalzquellflüsse befinden sich auf der Südhalbkugel im Bereich des Zirkumpolarstroms und erreichen Werte von 5000 bis 5500 [$\frac{Teilchen}{m^2s}$]. Die Quellflüsse über den Wüsten unterliegen ebenso jahreszeitlichen Schwankungen. Das Maximum befindet sich im Januar entsprechend den Windverhältnissen nahe der nordafrikanischen Westküste und beträgt 3500 bis 4000 [$\frac{Teilchen}{m^2s}$]. Im Juli ist es deutlich nach Osten verschoben und erreicht Werte von 3500 - 4500 [$\frac{Teilchen}{m^2s}$]. Die Abbildungen der Quellflüsse für den accumulation-mode und den nucleus-mode zeigen auch jahreszeitliche Schwankungen (siehe Anhang, Abb. 9.1 und Abb. 9.2). Sie sind jedoch weniger ausgeprägt, da bei der Aufteilung der Quellstärke (Tab. 3.5) der coarse-mode den größten Anteil erhält.

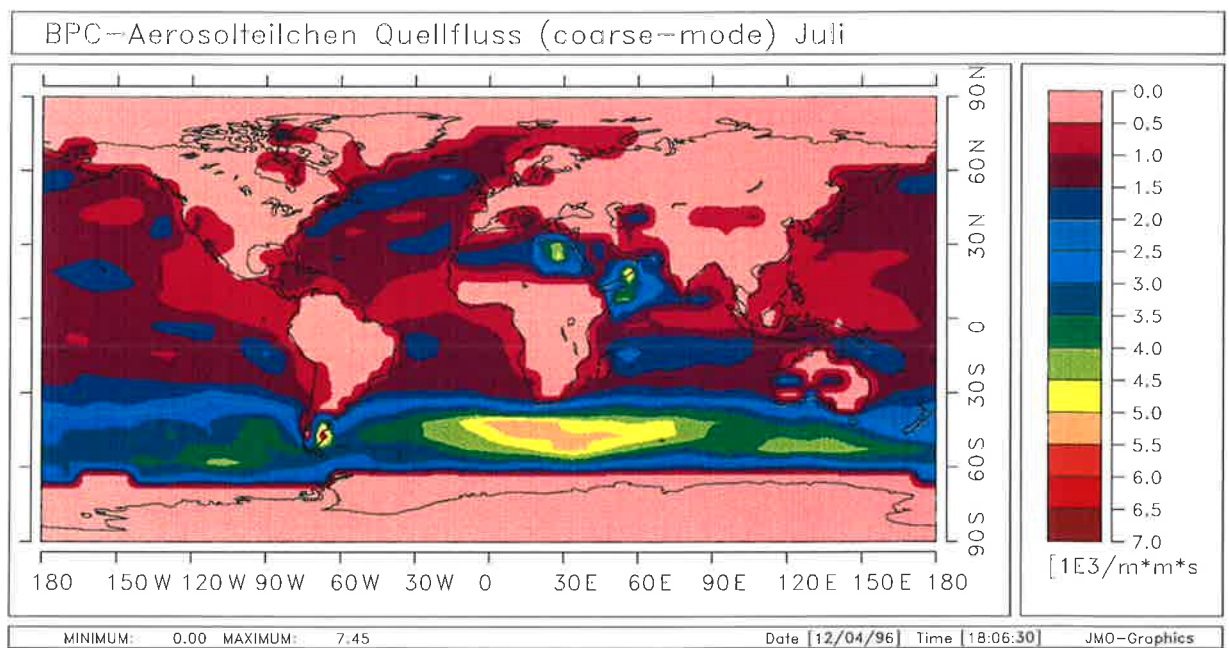
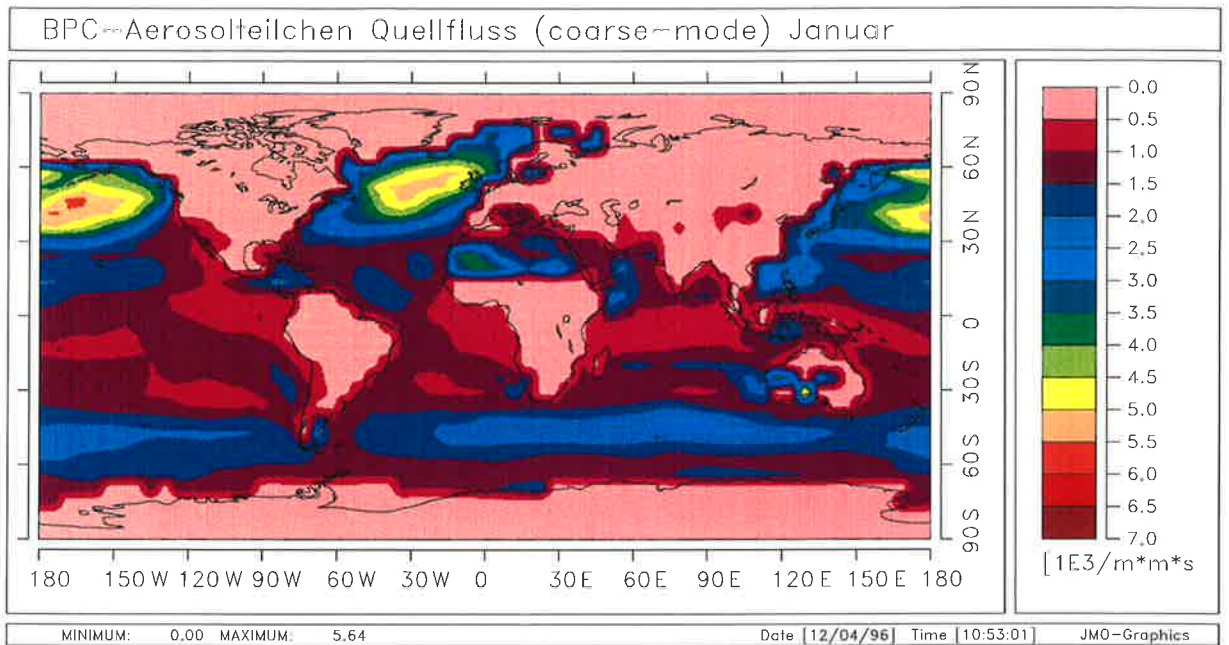


Abbildung 3.2: Horizontale Verteilung des Quellflusses der Aerosolteilchen des coarse-mode; obere Abbildung Januar, untere Abbildung Juli [$10^3 \frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^2 \text{s}}$].

3.2.5 Quellen in der freien Atmosphäre

- **Gas-Teilchen-Umwandlung**

Die Bildung von kleinsten Partikeln durch Agglomeration von Molekülen ist eine bedeutende Quelle der Aerosolteilchen im nucleus-mode. Die Bildung von kleinsten Aerosolteilchen kann nach der klassischen, thermodynamischen Theorie berechnet werden (Twomey, 1977). Die Bildungsrate von Kernen aus der Gasphase ist abhängig von der Temperatur und den Dampfdrücken der beteiligten Gase. Die natürlichen Aerosolteilchen, die durch die Gas-Teilchen-Umwandlung gebildet werden, setzen sich aus Sulfat-, Nitrat- und organischen Teilchen zusammen. Diese organischen Aerosolteilchen bilden sich aus Kohlenwasserstoffen, die vom Boden oder von der Vegetation emittiert werden oder verdunsten (Fehsenfeld et al., 1992).

Die Quellen in der Atmosphäre werden in APMO über eine feste Änderung der Tendenz der Teilchenzahldichte des Aerosols im Klimamodell, basierend auf Quellstärken nach Jaenicke (1988), abgeschätzt. Die Quellstärke von natürlichem Sulfat-, Nitrat- und organischen Teilchen wird mit $500 \left[\frac{Tg}{Jahr} \right]$ abgeschätzt (Tab. 3.2). Diese Zahl von $500 \left[\frac{Tg}{Jahr} \right]$ setzt sich zusammen aus der Abschätzung der Bildung von Sulfatteilchen mit $200 \left[\frac{Tg}{Jahr} \right]$, der Bildung von Nitratteilchen mit $200 \left[\frac{Tg}{Jahr} \right]$ und der Bildung organischer Teilchen mit $100 \left[\frac{Tg}{Jahr} \right]$. Die vertikale Verteilung der Aerosolteilchenquellen in der Atmosphäre wird unter Annahme eines Vertikalprofils parameterisiert. Die Aerosolbildung ist am größten in Bodennähe und nimmt mit der Höhe exponentiell ab (Jaenicke, 1992). Die Arktis und die Antarktis werden als quellfrei betrachtet, da nur natürliche Aerosolteilchenquellen berücksichtigt werden. In erster Näherung scheint dies gerechtfertigt, da alle gemessenen Teilchenzahlen, zum Beispiel über der Antarktis, um Größenordnungen kleiner sind als die Teilchenzahlen in anderen Regionen und die an der Georg-von-Neumeyer-Station gemessenen Aerosolteilchen dorthin transportiert worden sind (Wyputta, 1994, Münnich et al., 1989).

Bezogen auf die Erdoberfläche beträgt die Quellstärke dann $3.088 \cdot 10^{-8} \left[\frac{g}{m^2 \cdot s} \right]$. Die Umrechnung der Quellstärke in Teilchenzahlen erfolgt unter Verwendung der Messungen von Teilchenzahlen und Volumen des Background Aerosols von Jaenicke (1988) für alle drei Größenklassen. Unter der Annahme einer Dichte ($\rho = 1.77 \left[\frac{g}{cm^3} \right]$) für das Background Aerosol kann dann eine Masse je Aerosolteilchen bestimmt werden (Tab 3.10). Als mittlere Masse der Sulfat-, Nitrat- und organischen Teilchen wurde die Masse des Background Aerosol ausgewählt, da sie als typisch für die freie Atmosphäre gilt und am besten bekannt ist.

	nucleus-mode	accumulation-mode	coarse-mode
Background Aerosol	$7.8 \cdot 10^{-16}$	$1.1 \cdot 10^{-13}$	$8.5 \cdot 10^{-11}$

Tab. 3.10: Massen je $\frac{1 \text{ Teilchen}}{cm^3}$ in [g] für Background Aerosol, abgeleitet aus Jaenicke (1988)

Zusätzlich erfolgt eine Aufteilung der Quellen derart, daß 80 % der Teilchen dem nucleus-mode zugerechnet werden und 20 % dem accumulation-mode; der coarse-mode erhält keinen Anteil des Quellflusses in der Atmosphäre. Diese Aufteilung beinhaltet eine Abschätzung des schnellen Teilchenwachstums. Die zeitliche Auflösung des Klimamodells sehr grob, sie beträgt 40 Minuten. Daher ist es sinnvoll den Quellfluß auf den nucleus-mode und den accumulation-mode aufzuteilen, um das schnelle Anwachsen zu berücksichtigen.

- **Koagulation**

Da die Koagulation bezüglich der Größenklassen als Senke und als Quelle der Aerosolteilchen wirken kann, wird sie auch an dieser Stelle erwähnt. Im Kapitel 3.4 wird die Koagulation der Aerosolteilchen detailliert beschrieben. Infolge eines Zusammenpralls haften die Aerosolteilchen aus dem Grenzbereich der Größenklassen aneinander und gehören dann zu der nächst größeren Größenklasse. Dies ist eine wichtige Quelle für die Aerosolteilchen des accumulation-mode (Gl. 3.2) und auch für den coarse-mode (Gl. 3.3).

- **Verdunstung von konvektivem Niederschlag**

Die Verdunstung des konvektiven Niederschlags wird als Aerosolteilchenquelle in der Atmosphäre des reversibel im konvektiven Niederschlag enthaltenen Aerosols parameterisiert. Sie ist begrenzt auf die unteren Modellschichten, da die Verdunstung des Niederschlags nur unterhalb der konvektiven Modellwolken stattfindet. Die Aerosolteilchenquelle wird proportional zum Sättigungsdefizit der Umgebungsluft und zur Aerosolteilchenzahl im konvektiven Niederschlag bestimmt. Der verdunstete Regen wird als Produzent von Aerosolteilchen in der jeweiligen Größenklasse betrachtet.

Die Erhöhung der Teilchenzahldichte durch die Verdunstung des konvektiven Niederschlags ist im globalen Mittel nur sehr gering. Sie trägt im zonalen Mittel jedoch schon mit bis zu 2.5 % für den coarse-mode, nur 0.2 % für den accumulation-mode und ca. 1 % für den nucleus-mode (Abb. 3.3) zur Erhöhung der Teilchenzahldichte bei, wobei die Quelle lokal deutlich höher sein kann.

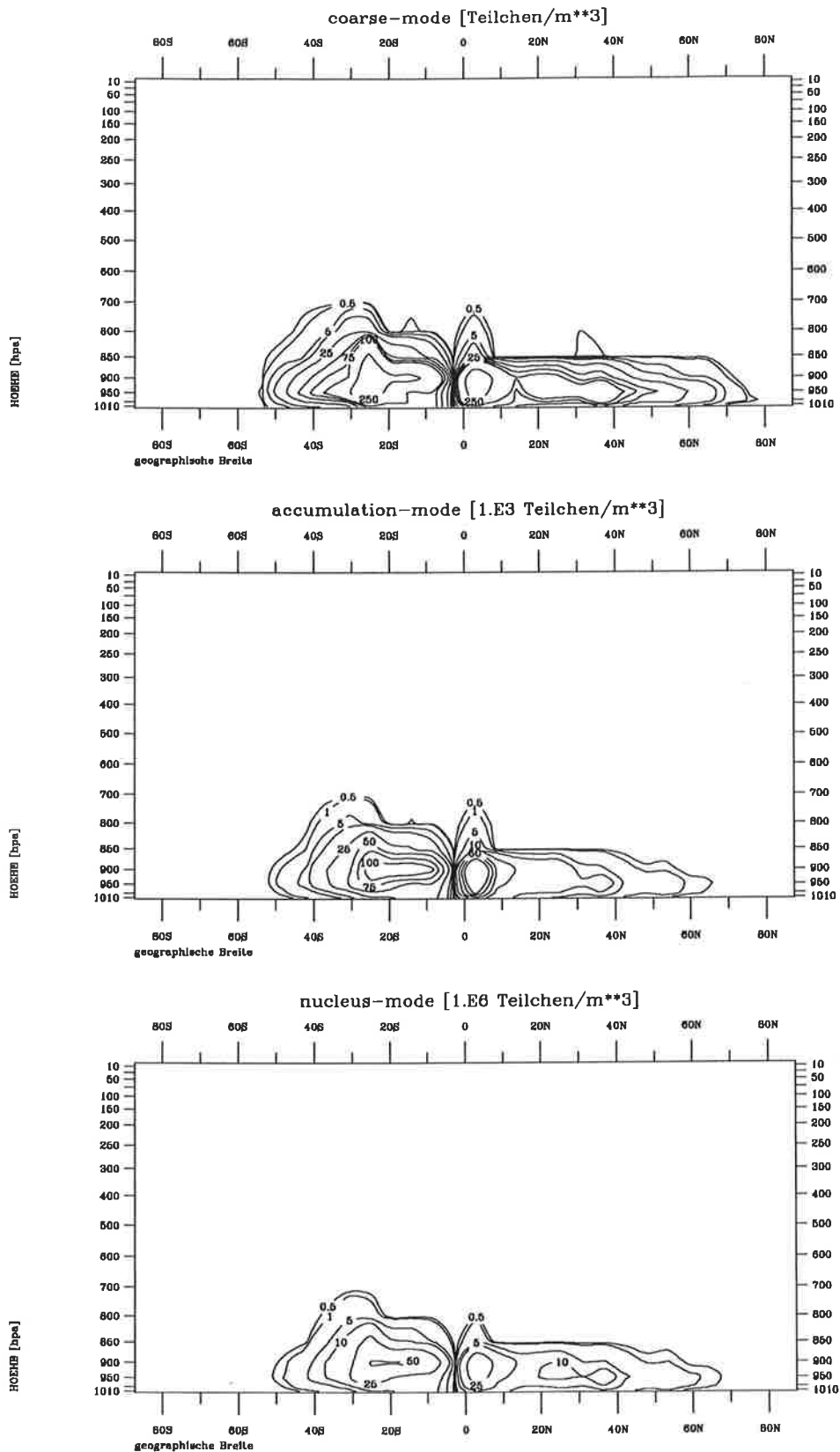


Abbildung 3.3: Zonal gemittelte Aerosolteilchen-Quelle durch die Verdunstung des konvektiven Niederschlags im Januar für den coarse-mode (obere Abb.), den accumulation-mode (mittlere Abb.) und den nucleus-mode (untere Abb.).

3.3 Senken der Aerosolteilchen

Aerosolteilchen werden an der Erdoberfläche direkt — trocken oder feucht — abgelagert oder mit dem Niederschlag deponiert. Die Ablagerung von Aerosolteilchen außerhalb von Wolken und Nebel in niederschlagsfreier Atmosphäre wird als trockene Deposition bezeichnet. Die feuchte Deposition bezeichnet die Ablagerung von Aerosolteilchen durch die Deposition von Nebel und Wolkentröpfchen. Als nasse Deposition wird die Entfernung von Aerosolteilchen aus der Atmosphäre durch Wolkenbildung und Niederschlag bezeichnet.

Im Aerosolteilchenmodul APMO werden ausschließlich die trockene und die nasse Deposition der Aerosolteilchen parameterisiert, da Nebel und Wolkentröpfchen im Klimamodell nicht diagnostiziert werden. Bei der nassen Deposition wird zwischen dem Senkenprozeß innerhalb einer Wolke bei der Wolkentropfenbildung, dem sogenannten Rainout und dem Auswaschen durch den Niederschlag, dem sogenannten Washout, differenziert. Für große Aerosolteilchen (coarse-mode) wird auch eine Sedimentation berechnet.

3.3.1 Trockene Deposition

Die trockene Deposition beschreibt das Heranführen der Aerosolteilchen an die Erdoberfläche und die Entfernung der Aerosolteilchen aus der bodennahen Grenzschicht aufgrund turbulenter Prozesse. Der Quotient aus Teilchenfluß F zur Teilchen-Konzentration N gilt als eine charakteristische Größe der trockenen Deposition mit der Dimension einer Geschwindigkeit, der Depositionsgeschwindigkeit v_d (Gl. 3.9, McMahon et al., 1979).

$$v_d = \frac{F}{N} \quad \wedge \quad v_d = f(r_{ap}, z_0, \rho_{ap}, u, \Gamma) \quad (3.9)$$

wobei

F	=	Teilchenfluß $[\frac{\text{Teilchen}}{m^2 s}]$
N	=	Teilchenzahldichte $[\frac{\text{Teilchen}}{m^3}]$
v_d	=	Depositionsgeschwindigkeit
r_{ap}	=	Radius der Aerosolteilchen
z_0	=	Oberflächenrauigkeit
ρ_{ap}	=	Dichte der Aerosolteilchen
u	=	Windgeschwindigkeit
Γ	=	Temperaturgradient

Die Depositionsgeschwindigkeit hängt von der Teilchengröße, der Oberflächenrauigkeit, der Dichte des Aerosols, der Windgeschwindigkeit und der Stabilität der Schichtung ab (Abb. 3.4, Ruijgrok et al., 1995). Der Wert der Depositionsgeschwindigkeit v_d kann bei Aerosolteilchen um drei Größenordnungen variieren (Pahl, 1990). Die Abhängigkeit der trockenen Deposition von der Teilchengröße (Garland, 1982; Ruijgrok et al., 1992, Ruijgrok et al., 1995) wird deutlich an einem Minimum der Depositionsgeschwindigkeit im

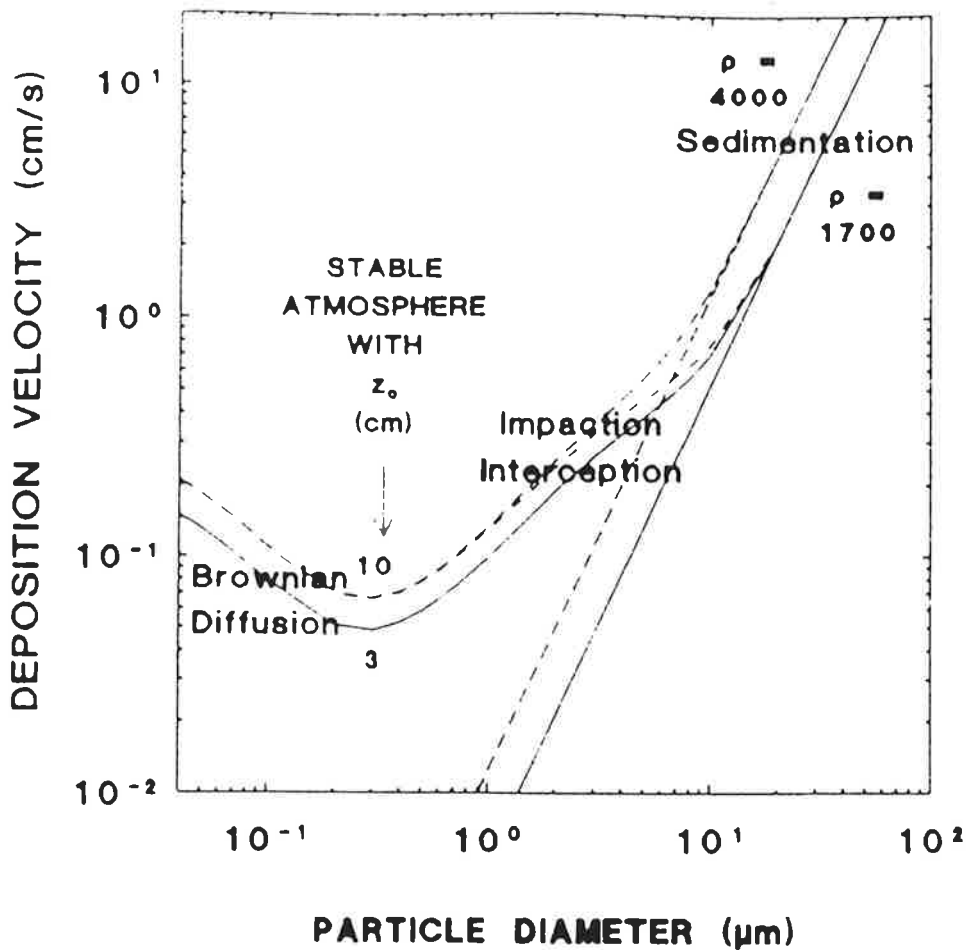


Abbildung 3.4: Typische Kurven für die Depositionsgeschwindigkeit von Aerosolteilchen in Abhängigkeit von ihrer Größe für verschiedene Oberflächenrauigkeiten z_0 in [cm] und Aerosoldichten ρ in [$\frac{kg}{m^3}$] (Ruijgrok et al., 1995).

Größenbereich des accumulation-mode (Abb. 3.4). Dies ist an Hand der wirkenden mikrophysikalischen Prozesse zu erklären. Für kleine Teilchen überwiegt die Brownsche Molekularbewegung als Mechanismus zur Anlagerung an die Erdoberfläche. Sie führt so zu einer größeren Depositionsgeschwindigkeit. Auf große Teilchen wirken Trägheitskräfte, die dann eine verstärkte Impaktion dieser Teilchen an der Erdoberfläche zur Folge haben. Die minimale Depositionsgeschwindigkeit für mittelgroße Teilchen ist darauf zurückzuführen, daß in diesem Größenbereich beide Prozesse keine so große Rolle spielen. An der Abbildung (3.4) wird deutlich, daß die trockene Deposition sich auch mit wachsender Rauigkeit und mit zunehmender Dichte der Aerosolteilchen erhöht. Die obere Grenze der Depositionsgeschwindigkeit für die coarse-mode Teilchen bildet die Gravitationskraft; so daß die Aerosolteilchen ab einer bestimmten Größe auf Grund ihres Gewichts herausfallen.

Im Klimamodell wird die Trockendeposition von Aerosolteilchen als Fluß zur Erdoberfläche berechnet. Sie geht als untere Randbedingung in das vertikale Diffusionsschema (Kap.2.4.2) ein. In APMO wird für jede der drei Größenklassen eine eigene Depositionsgeschwindigkeit vorgegeben, aufgeführt in Tabelle (3.11) (Garland, 1982, Ruijrok et al., 1995). Da die trockene Deposition über Wald infolge der größeren Rauigkeit höher ist (Pahl, 1990; Bernhard, 1982; McMahan et.al., 1978; Erisman et al., 1997), wird dort — gemäß der Waldverteilung im Klimamodell — die Depositionsgeschwindigkeit verdoppelt.

Die höhere Depositionsgeschwindigkeit gilt jedoch nur für den mit Wald bedeckten Teil des Gittervolumens.

Größenklasse	v_d [$\frac{cm}{s}$]	v_d^{Wald} [$\frac{cm}{s}$]
nucleus-mode	0.1	0.2
accumulation-mode	0.02	0.04
coarse-mode	0.2	0.4

Tab.3.11: In APMO verwendete Depositionsgeschwindigkeiten.

3.3.2 Sedimentation

Die Geschwindigkeit eines Aerosolteilchens in der Atmosphäre, unter Wirkung von Gravitationskraft und Widerstandskraft, wird als Sedimentationsgeschwindigkeit bezeichnet. Dieser mikrophysikalische Prozess spielt in der Troposphäre nur für den coarse - mode eine bedeutende Rolle, da sich die Fallgeschwindigkeit der Teilchen dann in der gleichen Größenordnung befindet wie die Vertikalgeschwindigkeit.

Die Berechnung der Sedimentationsgeschwindigkeit v_S erfolgt in APMO höhenabhängig unter der Annahme kugelförmiger Teilchen nach der Stokes - Cunningham - Gleichung (Pruppacher & Klett, 1978):

$$v_S(z) = \frac{2(\rho_{ap} - \rho_L(z)) \cdot r_{ap}^2 \cdot g}{9\eta(z)} \left[1 + \frac{\lambda(z)}{r_{ap}} \left(A + B \exp\left(-\frac{C \cdot r_{ap}}{\lambda(z)}\right) \right) \right] \quad (3.10)$$

wobei

- v_S = Sedimentationsgeschwindigkeit
- ρ_{ap} = Dichte der Aerosolteilchen = $2.0 \left[\frac{g}{cm^3}\right]$
- ρ_L = Luftdichte
- r_{ap} = Aerosolteilchenradius = $2.85 [\mu m]$ coarse-mode
- g = Schwerebeschleunigung
- η = Viskosität
- λ = mittlere freie Weglänge
- A = Konstante = 1.257
- B = Konstante = 0.4
- C = Konstante = 1.1

Die Sedimentation beschreibt das Heranführen der Teilchen an die Oberfläche, auf der diese dann trocken deponiert werden. In jeder Modellschicht wird die Teilchenzahldichte durch die herabfallenden Teilchen erhöht und durch die herausfallenden Teilchen verringert. In der untersten Modellschicht werden die Aerosolteilchen dann trocken deponiert.

3.3.3 Rainout

Das Rainout der Aerosolteilchen beschreibt die Verwendung von Aerosolteilchen als Kondensationskern bei der heterogenen Nukleation und die Anlagerung von Aerosolteilchen an Wolkentropfen innerhalb einer Wolke, auch Impaktion genannt.

Liegt in der Atmosphäre eine Übersättigung des Wasserdampfes vor und sind zusätzlich Aerosolteilchen vorhanden, so setzt die Wolkentropfenbildung mittels heterogener Nukleation ein. Dieser Prozeß wirkt vornehmlich auf die Aerosolteilchen des accumulation-mode. In der Wolke wird zwischen Aerosolteilchen im Wolkentropfen und Aerosolteilchen in der Wolkenluft unterschieden. Die Aufnahme von Aerosolteilchen der Wolkenluft durch einen Wolkentropfen wird als Impaktion bezeichnet. Die Impaktion ist neben der heterogenen Nukleation auch wichtig für die Aerosolteilchen des nucleus-mode und die des coarse-mode. Die großen Aerosolteilchen kollidieren in Folge ihrer größeren Trägheit häufig mit Wolkentropfen und die kleinsten Aerosolteilchen in Folge ihrer größeren Beweglichkeit. Die mikrophysikalischen Prozesse, die radienabhängig auf Aerosolteilchen in unterschiedlicher Effizienz wirken, sind von Schumann(1991) zusammenfassend dargestellt worden.

Aus Modellierungen der Wolkenmikrophysik ist bekannt (z.B. Flossmann et al., 1985), daß die Kondensationskernbildung zu einer Reduktion der Aerosolteilchenzahldichte um 48 % bis 94 % führen kann. Diese Schwankung hängt ab von der Größenverteilung der Aerosolteilchen und ihrer Zusammensetzung aus wasserlöslichen oder wasserunlöslichen Anteilen. Demgegenüber ist die Impaktion von Aerosolteilchen in der Wolke sehr viel geringer. Die theoretischen Untersuchungen (Flossmann et al., 1985, 1987) zur Rainout-Effizienz stimmen überein mit Messungen von Radke (1983) und Hegg et al. (1983). Sie stellten eine Abnahme der Teilchenzahl um 80 - 92 % in der Wolke für Aerosolteilchen größer als $0.1 \mu m$ fest. Über die Entfernung von kleinen Aerosolteilchen durch Rainout haben die bisherigen Messungen keine Erkenntnisse geliefert, da die meisten Meßgeräte erst Teilchen ab Radien größer als $0.1 \mu m$ registrieren können. Die kleinen Aerosolteilchen benötigen deutlich höhere Übersättigungen des Wasserdampfes, um als Kondensationskern aktiviert zu werden. Sie werden daher nicht so effektiv durch das Rainout aus der Atmosphäre entfernt (Rogers et al., 1991).

Größenklasse	Rainout-Effizienz
nucleus-mode	0.45
accumulation-mode	0.95
coarse-mode	0.85

Tab.3.12: In APMO verwendete Rainout-Effizienzen

In dem Aerosolteilchen-Modul APMO wird für den mit Wolken bedeckten Teil des Gittervolumens die Aerosolteilchenzahldichte um einen festen Anteil gemäß Rehkopf (1984) und Schumann (1991) für jede Größenklasse entsprechend Tabelle (3.12) reduziert. Die Effizienzen wurden als 'Mittelwerte' aus den Messungen von Schumann (1991) und den Berechnungen von Rehkopf (1984) abgeleitet. Die Abbildung (3.5) zeigt die Ergebnisse

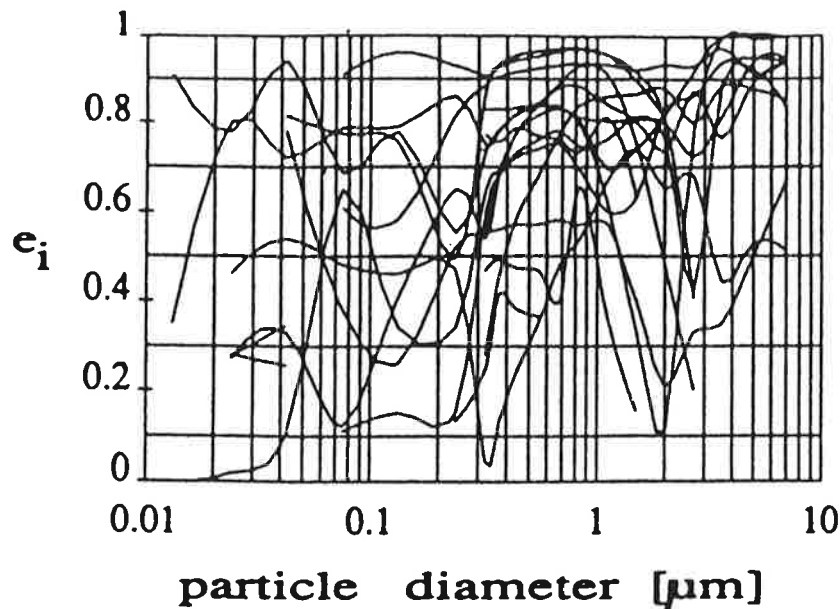


Abbildung 3.5: Effizienz des 'in-cloud-scavenging' e_i für Wolkentropfen und Eiskristalle als Funktion der Teilchengröße, aus 16 Fallstudien (Schumann, 1991).

von 16 Fallstudien, bei denen die Rainout-Effizienz von Wolkentropfen und Schneekristallen bestimmt wurde (Schumann, 1991). Bei fast allen Kurven ist ein Maximum im Größenklassenbereich des accumulation-mode zu erkennen, welches die Annahme einer recht hohen Effizienz für diese Größenklasse rechtfertigt. Die Varianz der 16 Fallstudien ist jedoch groß, dies gilt insbesondere für die Teilchen des nucleus-mode.

3.3.4 Washout

Aerosolteilchen werden durch Niederschlag oder Schneefall unterhalb der Wolken aus der Atmosphäre entfernt. Dieser Prozeß wird als Washout bezeichnet.

Während die Niederschlagsbildung in warmen Wolken durch Koagulation von Wolkentropfen abläuft, findet in Eiswolken eine Aggregation der Kristalle statt. In Mischwolken bilden sich Niederschlagstropfen über ein Anwachsen durch Gefrierprozesse, dem sogenannten Bergeron-Findeisen-Prozeß. In einer Wolke setzt der Niederschlag ein, wenn die Wolkentropfen oder die Schneekristalle so groß geworden sind, daß ihre Fallgeschwindigkeit größer als die Vertikalgeschwindigkeit in der Wolke ist.

Das Washout von Aerosolteilchen beschreibt den Kollisions-Koaleszenzprozeß von Niederschlagstropfen mit Aerosolteilchen, wodurch diese aus der Atmosphäre entfernt werden. Dieser Prozess hängt von der Niederschlagsrate, der Größenverteilung der Niederschlagstropfen, der Niederschlagsdauer, der Aerosolteilchengröße und der Art des Hydrometeors ab. Die Abhängigkeit des Washout von der Aerosolteilchengröße ist gekennzeichnet durch

die physikalischen Prozesse, die in der jeweiligen Größenklasse eine besondere Rolle spielen. Für kleine Aerosolteilchen (nucleus-mode) ist das Entfernen durch den Niederschlag abhängig von der Anzahl der Kollisionen zwischen Niederschlagstropfen und Aerosol. Je kleiner die Aerosolteilchen sind, um so größer ist ihre Beweglichkeit und um so eher werden sie während eines Niederschlagsereignisses ausgewaschen. Für große Teilchen (coarse-mode) erfolgt die Kollision von Niederschlagstropfen und Aerosol infolge der größeren Trägheit der Teilchen ebenso effektiv. Für mittelgroße Teilchen (accumulation-mode) sind beide physikalischen Prozesse nicht sehr effektiv, so daß in diesem Größenbereich das Entfernen von Teilchen durch Washout minimal ist (Tab. 3.13).

Die Parameterisierung des Washout von Aerosolteilchen (Gl. 3.11) im Klimamodell erfolgt nach Slinn et al. (1978). Die Reduktion der Teilchenkonzentration wird abhängig von der Niederschlagsrate P und der Koagulationseffizienz E berechnet.

$$N_1 = N_0 e^{-\frac{c}{R_m} \cdot P \cdot E(r, R_m) \cdot \Delta t} \quad (3.11)$$

wobei

- N_1 = Aerosolteilchenzahldichte, nach dem Niederschlagsereignis
- N_0 = Aerosolteilchenzahldichte, vor dem Niederschlagsereignis
- P = Niederschlagsrate
- $E(r, R_m)$ = Koagulationseffizienz
- r = Radius des Aerosolteilchens
- R_m = Radius des Regentropfens
- c = Konstante = 0.5

Die Koagulationseffizienz ist eine Funktion der Aerosolteilchengröße und der Regentropfengröße. Die in APMO verwendeten Koagulationseffizienzen sind in Tabelle (3.13) aufgeführt. Sie wurden gemäß Messungen von Radke et al. (1980) gewählt. Dieser Parameterisierungsansatz des Washout wird sowohl für den 'large scale' Niederschlag, im folgenden auch bezeichnet als extratropischer Niederschlag, als auch für den konvektiven Niederschlag verwendet. Im Klimamodell werden die Niederschlagsprozesse getrennt parameterisiert (Kap.2.4.3 und Kap. 2.4.4). Die verwendete Niederschlagsrate bezieht sich auf die Summe des Niederschlags der Eis- und Wasserphase. Es wird angenommen, daß ein Niederschlagstropfen mehrere Aerosolteilchen einfangen kann und daß Niederschlag nur durch den unbedeckten Teil des Gittervolumens fällt.

Größenklasse	Koagulation-Effizienz
nucleus-mode	0.55
accumulation-mode	0.15
coarse-mode	1.0

Tab.3.13: Koagulationseffizienzen aus Beobachtungen (Radke et al., 1980).

3.4 Wechselwirkung der Aerosolteilchen — Koagulation

Als Wechselwirkung zwischen den drei Größenklassen wird die Koagulation und Koaleszenz von Aerosolteilchen berechnet. Sie wirkt sowohl als Senke für die eine Größenklasse als auch als Quelle für die nächstgrößere Größenklasse.

Es wird zwischen der Brownschen Koagulation, der Koagulation in turbulenter Strömung und der Gravitationskoagulation unterschieden. Die Brownsche Koagulation beinhaltet das Zusammenprallen von Aerosolteilchen infolge ihrer Beweglichkeit, sie wird auch als thermische oder spontane Koagulation bezeichnet. In der Atmosphäre liegt insbesondere in Bodennähe eine turbulente Strömung vor, in der natürlich auch abhängig von der Teilchenkonzentration und dem Geschwindigkeitsgradienten Teilchen koagulieren können. Unter der Gravitationskoagulation versteht man das Zusammentreffen von Aerosolteilchen infolge unterschiedlicher Fallgeschwindigkeiten (Pruppacher & Klett, 1978).

In APMO wird die Brownsche Koagulation parameterisiert. Sie ist eine Senke für die Teilchen des nucleus-mode und accumulation-mode und eine Quelle für die Teilchen des accumulation-mode und coarse-mode. Durch die Brownsche Koagulation werden besonders die Teilchenzahlen der kleinsten Aerosolteilchen reduziert (Rehkopf, 1984).

Gemäß der klassischen Theorie der Koagulation (Fuchs, 1964) wird angenommen, daß die Aerosolteilchen kugelförmig sind und sich nach jeder Kollision ihre Anzahl um 1 verringert. Für monodisperses Aerosol gilt damit folgende Gleichung zur Änderung der Teilchenzahldichte N durch Koagulation:

$$\frac{dN}{dt} = -K_0 N^2 \quad (3.12)$$

wobei K_0 eine Koagulationskonstante ist. Mit der Einführung eines radienabhängigen Produktionsterms δ , der die Zunahme der Teilchenzahl in der betrachteten Größenklasse durch Koagulation und Koaleszenz von Teilchen aus der nächstkleineren Größenklasse beschreibt, lautet die Gleichung für polydisperses Aerosol (Walter, 1972):

$$\frac{dN}{dt} = \delta - \bar{K} N^2 \quad \wedge \quad \delta = \frac{dN_1}{dt} \quad (3.13)$$

dabei gibt N_1 die Anzahl der Aerosolteilchen an, die aus der kleineren Größenklasse in die nächstgrößere wandern und \bar{K} stellt eine mittlere Koagulationsfunktion dar, die wie folgt bestimmt werden kann:

$$\bar{K} = \frac{\int_0^\infty \int_0^\infty K(r_1, r_2) n(r_1, t) n(r_2, t) dr_1 dr_2}{\left(\int_0^\infty n(r, t) dr \right)^2} \quad (3.14)$$

mit

K = Koagulationskonstante
 $n(r, t)$ = Größenverteilungsfunktion

Die Gleichung (3.13) gilt für alle drei Größenklassen. Für den nucleus-mode ist der Produktionsterm δ gleich Null. Bei der Koagulation wird zwischen modaler und intermodaler Koagulation differenziert. Die modale Koagulation beschreibt die Verringerung der Teilchenzahldichte durch die Koaleszenz gleichgroßer Aerosolteilchen. Die intermodale Koagulation beinhaltet die Koaleszenz von Aerosolteilchen unterschiedlicher Größe. In APMO wird nur die Koagulation von Teilchen innerhalb des nucleus-mode, von Teilchen aus dem nucleus-mode mit Teilchen aus dem accumulation-mode und von Teilchen innerhalb des accumulation-mode berücksichtigt, weil sie den wesentlichsten Beitrag zur Änderung der Teilchenzahldichte liefert. In der integrierten Gleichung (3.15) hängt die Koagulation der Aerosolteilchen von der Teilchenzahldichte und einer mittleren Koagulationsfunktion (Rehkopf, 1984) ab.

$$N(t + \Delta t) = \frac{N(t)}{\overline{K} \cdot N(t) \cdot \Delta t + 1} \quad (3.15)$$

mit folgendem \overline{K}

$\left[\frac{cm^3}{s}\right]$	nucleus	accumulation
modal	$18.0 \cdot 10^{-10}$	$6.2 \cdot 10^{-10}$
intermodal	$75.0 \cdot 10^{-10}$	—
Grenzbereich	nuc \rightarrow acc	acc \rightarrow coa
	$5.0 \cdot 10^{-10}$	$3.2 \cdot 10^{-10}$

Tab.3.14: Mittlere Koagulationsfunktion \overline{K} nach Rehkopf (1984).

Koagulieren zwei Aerosolteilchen einer Größenklasse, so kann ein größeres Teilchen entstehen. Die Anzahl der Teilchen, die in die nächstgrößere Klasse wandern, wird separat bestimmt. Sie hängt ab von der Teilchenzahldichte im Wanderungsbereich — damit ist der Bereich nahe der Radiusgrenze der Klasse gemeint — und einer mittleren Koagulationsfunktion. Es wird analog zu Rehkopf (1984) davon ausgegangen, daß 2.5 % der Teilchen des nucleus-mode sich im Wanderungsgebiet befinden und 0.26 % der Teilchen des accumulation-mode.

4 Ergebnisse

Mit dem Aerosolteilchen-Modul APMO wurden Rechnungen unter Januar- und Julibedingungen, also ohne Jahresgang, durchgeführt. Das Klimamodell (ECHAM3.2sl) wurde für Januar und Juli jeweils über zwölf Monate integriert, um einen repräsentativen Gleichgewichtszustand des Modells zu erhalten. Als Ergebnisse der Modellsimulation werden im folgenden zeitliche Mittelwerte der letzten 7 Monate gezeigt.

4.1 Modellexperimente

Dieser Modellauf enthält die in Kapitel 3 beschriebenen Quellen- und Senkenprozesse. Der berechneten Aerosolteilchenzahldichte liegen ausschließlich natürliche Aerosolteilchenemissionen zu Grunde. Im folgenden werden zuerst die globalen Felder der Aerosolteilchen gezeigt und anschließend die Wirksamkeit der Senkenprozesse diskutiert.

4.1.1 Aerosolteilchenfelder

Vorge stellt werden die horizontalen Verteilungen der natürlichen Aerosolteilchendichte in der untersten Modellschicht für die drei Größenklassen, den nucleus-mode (Abb. 4.1), den accumulation-mode (Abb. 4.2) und den coarse-mode (Abb. 4.3), jeweils für Januar und Juli. Anschließend werden Vertikalschnitte der Teilchenzahldichte aller drei Größenklassen für Januar (Abb. 4.4) und Juli (Abb. 4.5) gezeigt.

Auf Abbildung (4.1), der Teilchenzahldichte des nucleus-mode, sind deutliche Strukturen erkennbar mit Maxima im Bereich der Subtropen und Tropen und einer Abnahme der Aerosolteilchenzahldichte in höheren Breiten. Im Januar erreicht die Teilchenzahldichte der kleinen Aerosolteilchen Werte von 12000 [$10^6 \frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^3}$] über der Sahara. Die innertropische Konvergenzzone (ITC) ist zu erkennen an Minima der Teilchenzahldichte mit Werten von ca. 5000 [$10^6 \frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^3}$] über Zentral- und Südafrika, Südamerika und dem tropischen Pazifik. Als Folge der starken tropischen Niederschläge werden die Aerosolteilchen dort besonders effektiv ausgewaschen (siehe Anhang, Abb. 9.6). Im Juli ist die Teilchenzahldichte der kleinen Aerosolteilchen über den Kontinenten der Nordhemisphäre deutlich größer als im Januar. Infolge der Schneebedeckung in Rußland und Nordamerika gibt es dort im Januar keine natürlichen Emissionen. Die Verlagerung der innertropischen Konvergenzzone nach Norden ist auf der Juli-Abbildung gut erkennbar. Die Teilchenzahldichte der kleinen Aerosolteilchen beträgt im Juli über dem tropischen Pazifik, Mittelamerika, Zentralafrika, Indien, dem indischen Ozean und Indonesien nur ca. 5000 [$10^6 \frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^3}$]. Ein ausgeprägtes Minimum von 3000 [$10^6 \frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^3}$] für die kleinen Aerosolteilchen liegt über Indien und dem Himalaya-Gebirge.

Die Verteilung der mittelgroßen Teilchen im Januar ist geprägt durch hohe Teilchenzahldichten von 150 bis 225 [$10^6 \frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^3}$] über der Sahara, Arabien und Indien. Der Transport von mineralischen Aerosolteilchen aus der Sahara mit den Nordostpassatwinden über den Atlantik ist auf allen drei Januar-Abbildungen zu erkennen, aber besonders deutlich auf

4 Ergebnisse

Mit dem Aerosolteilchen-Modul APMO wurden Rechnungen unter Januar- und Julibedingungen, also ohne Jahresgang, durchgeführt. Das Klimamodell (ECHAM3.2sl) wurde für Januar und Juli jeweils über zwölf Monate integriert, um einen repräsentativen Gleichgewichtszustand des Modells zu erhalten. Als Ergebnisse der Modellsimulation werden im folgenden zeitliche Mittelwerte der letzten 7 Monate gezeigt.

4.1 Modellexperimente

Dieser Modellauf enthält die in Kapitel 3 beschriebenen Quellen- und Senkenprozesse. Der berechneten Aerosolteilchenzahldichte liegen ausschließlich natürliche Aerosolteilchenemissionen zu Grunde. Im folgenden werden zuerst die globalen Felder der Aerosolteilchen gezeigt und anschließend die Wirksamkeit der Senkenprozesse diskutiert.

4.1.1 Aerosolteilchenfelder

Vorgestellt werden die horizontalen Verteilungen der natürlichen Aerosolteilchendichte in der untersten Modellschicht für die drei Größenklassen, den nucleus-mode (Abb. 4.1), den accumulation-mode (Abb. 4.2) und den coarse-mode (Abb. 4.3), jeweils für Januar und Juli. Anschließend werden Vertikalschnitte der Teilchenzahldichte aller drei Größenklassen für Januar (Abb. 4.4) und Juli (Abb. 4.5) gezeigt.

Auf Abbildung (4.1), der Teilchenzahldichte des nucleus-mode, sind deutliche Strukturen erkennbar mit Maxima im Bereich der Subtropen und Tropen und einer Abnahme der Aerosolteilchenzahldichte in höheren Breiten. Im Januar erreicht die Teilchenzahldichte der kleinen Aerosolteilchen Werte von 12000 [$10^6 \frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^3}$] über der Sahara. Die innertropische Konvergenzzone (ITC) ist zu erkennen an Minima der Teilchenzahldichte mit Werten von ca. 5000 [$10^6 \frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^3}$] über Zentral- und Südafrika, Südamerika und dem tropischen Pazifik. Als Folge der starken tropischen Niederschläge werden die Aerosolteilchen dort besonders effektiv ausgewaschen (siehe Anhang, Abb. 9.6). Im Juli ist die Teilchenzahldichte der kleinen Aerosolteilchen über den Kontinenten der Nordhemisphäre deutlich größer als im Januar. Infolge der Schneebedeckung in Rußland und Nordamerika gibt es dort im Januar keine natürlichen Emissionen. Die Verlagerung der innertropischen Konvergenzzone nach Norden ist auf der Juli-Abbildung gut erkennbar. Die Teilchenzahldichte der kleinen Aerosolteilchen beträgt im Juli über dem tropischen Pazifik, Mittelamerika, Zentralafrika, Indien, dem indischen Ozean und Indonesien nur ca. 5000 [$10^6 \frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^3}$]. Ein ausgeprägtes Minimum von 3000 [$10^6 \frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^3}$] für die kleinen Aerosolteilchen liegt über Indien und dem Himalaya-Gebirge.

Die Verteilung der mittelgroßen Teilchen im Januar ist geprägt durch hohe Teilchenzahldichten von 150 bis 225 [$10^6 \frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^3}$] über der Sahara, Arabien und Indien. Der Transport von mineralischen Aerosolteilchen aus der Sahara mit den Nordostpassatwinden über den Atlantik ist auf allen drei Januar-Abbildungen zu erkennen, aber besonders deutlich auf

der Abbildung des accumulation-mode (Abb. 4.2). Diese Wüstenstaubausbrüche sind aus Messungen (Duce, 1995, Laciš et al., 1995) und Satellitenbeobachtungen bekannt. Geringe Teilchenzahldichten der mittelgroßen Teilchen von etwa $25 [10^6 \frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^3}]$ gibt es im Januar in Südamerika, Südafrika und Indonesien infolge der tropischen Niederschläge (siehe Anhang, Abb. 9.6). Im Juli, bei verlagelter ITC, beträgt die Teilchenzahldichte infolge der tropischen Niederschläge über Mittelamerika und Zentralafrika nur $25-50 [10^6 \frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^3}]$. Die geringen Konzentrationen in Indien und über dem indischen Ozean sind mit den für Juli typischen Monsunniederschlägen zu erklären. Höhere Teilchenzahldichten über Rußland und Nordamerika im Juli ergeben sich aufgrund höherer Emissionen. Im Januar gibt es dort infolge der Schneebedeckung keine natürlichen Emissionen.

Auch auf der Abbildung (4.3), der Teilchenzahldichte des coarse-mode in Bodennähe, sind deutliche Strukturen zu finden. Hohe Konzentrationen der großen Aerosolteilchen werden über der Sahara erreicht. Die Teilchenzahldichte beträgt dort bis zu $0.4 [10^6 \frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^3}]$ im Januar und $0.35-0.375 [10^6 \frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^3}]$ im Juli. Im Januar ist der Transport der großen Sahara-Staubteilchen über den Atlantik gut erkennbar. Hingegen werden im Juli bei veränderter Zirkulation infolge der Verlagerung der ITC die Staubteilchen nach Norden transportiert. Auf beiden Abbildungen der großen Aerosolteilchen (Abb. 4.3) ist die australische Wüste als Region mit relativ hoher Konzentration von bis zu $0.275 [10^6 \frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^3}]$ gut erkennbar.

Die Teilchenzahldichte des coarse-mode ist im Januar über dem Nordatlantik und dem Nordpazifik gering, obwohl dort die Emission der Seesalz-Aerosolteilchen infolge des starken Bodenwindes hoch ist (Abb. 3.2). Da dort im Januar eine rege Zyklonentätigkeit typisch ist, die einhergeht mit Wolkenbildung und starken Niederschlägen, werden die Aerosolteilchen sehr schnell ausgewaschen (siehe Anhang, Abb. 9.5). Im Juli hingegen ist die Emission von Seesalz-Aerosol am größten in ca. 50 Grad südlicher Breite im Bereich der Westwindzone. Dort ist im Juli eine starke Zyklonentätigkeit, verbunden mit großräumigen Niederschlägen typisch, so daß die Teilchenzahldichte nur Werte von $0.1-0.15 [10^6 \frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^3}]$ erreicht.

Im Juli beträgt die Teilchenzahldichte des coarse-mode über dem Nordatlantik bis zu $0.2 [10^6 \frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^3}]$. Das ist mehr als im Januar, denn als Folge geringerer Niederschläge werden weniger Aerosolteilchen ausgewaschen (siehe Anhang, Abb. 9.6), aber im Juli werden im Nordatlantik auch weniger Aerosolteilchen emittiert (Abb. 3.2). Ähnliches gilt für die Teilchenzahldichte des coarse-mode in ca. 50 Grad südlicher Breite im Bereich der Westwindzone im Januar. Dort werden im Januar Teilchenzahldichten von bis zu $0.2 [10^6 \frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^3}]$ erreicht, obwohl die Aerosolteilchenquelle nur gering ist, aber die Verringerung der Teilchenzahldichte durch Niederschläge ist ebenfalls gering. Das Maximum im Nordpazifik vor der Westküste Nordamerikas ist darauf zurückzuführen, daß dort Rainout und Washout keine Aerosolteilchen entfernen. Als Senke wirkt allein die trockene Deposition und insofern sammeln sich dort Seesalzaerosole in der Atmosphäre an.

Die mit APMO berechnete Teilchenzahldichte hängt ab von der lokalen Quellstärke, den lokal unterschiedlich wirkenden Senkenprozessen und dem Transport mit dem Wind. Eine jahreszeitliche Änderung der Schneebedeckung und Ausdehnung des Meereises ändert die Emissionen natürlicher Aerosolteilchen. Dies erklärt den höheren globalen Mittelwert der Aerosolteilchenzahldichte im Juli gegenüber dem globalen Mittelwert im Januar (siehe Tab. 4.1). Der Unterschied zwischen Januar und Juli ist noch ausgeprägter am

Mittelwert über die Nordhemisphäre zu erkennen. Nicht nur der Einfluß der Schnee- und Eisbedeckung spielt hier eine Rolle, sondern auch die im Januar typischerweise höheren großräumigen Niederschläge, die die Teilchenzahldichte lokal sehr effektiv verringern, so daß sich dies auch im Hemisphärenmittelwert widerspiegelt.

Mittelwerte in [$10^6 \frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^3}$]	nucleus		accumulation		coarse	
	Januar	Juli	Januar	Juli	Januar	Juli
Global	7247	7419	49.0	55.8	0.074	0.075
Nordhemisphäre	7141	7835	52.6	66.9	0.069	0.072
Südhemisphäre	7353	7002	45.4	44.7	0.078	0.078

Tab.4.1: Globale Mittelwerte der Teilchenzahldichte in Bodennähe sowie Mittelwerte über die Nord- und Südhemisphäre für alle drei Größenklassen.

Die vertikale Verteilung der zonal gemittelten Teilchenzahldichte ist in Abbildung (4.4) dargestellt für Januar und in Abbildung (4.5) für Juli. Die Teilchenzahldichte der kleinen, mittelgroßen und großen Aerosolteilchen ist gekennzeichnet durch eine starke Abnahme mit der Höhe. Besonders deutlich ist die Abnahme im coarse-mode, dessen Hauptquelle sich am Boden befindet. Auffallend ist ein Minimum im Bereich der innertropischen Konvergenzzone, das sich im Januar in 5 - 10 Grad südlicher Breite befindet und im Juli in ca. 10 Grad nördlicher Breite entsprechend der jahreszeitlichen Verschiebung der ITC. Weiter ist eine Abnahme der Teilchenzahldichte von den niederen zu den höheren Breiten zu verzeichnen, da über eis- und schneebedeckten Gebieten keine Aerosolteilchen emittiert werden.

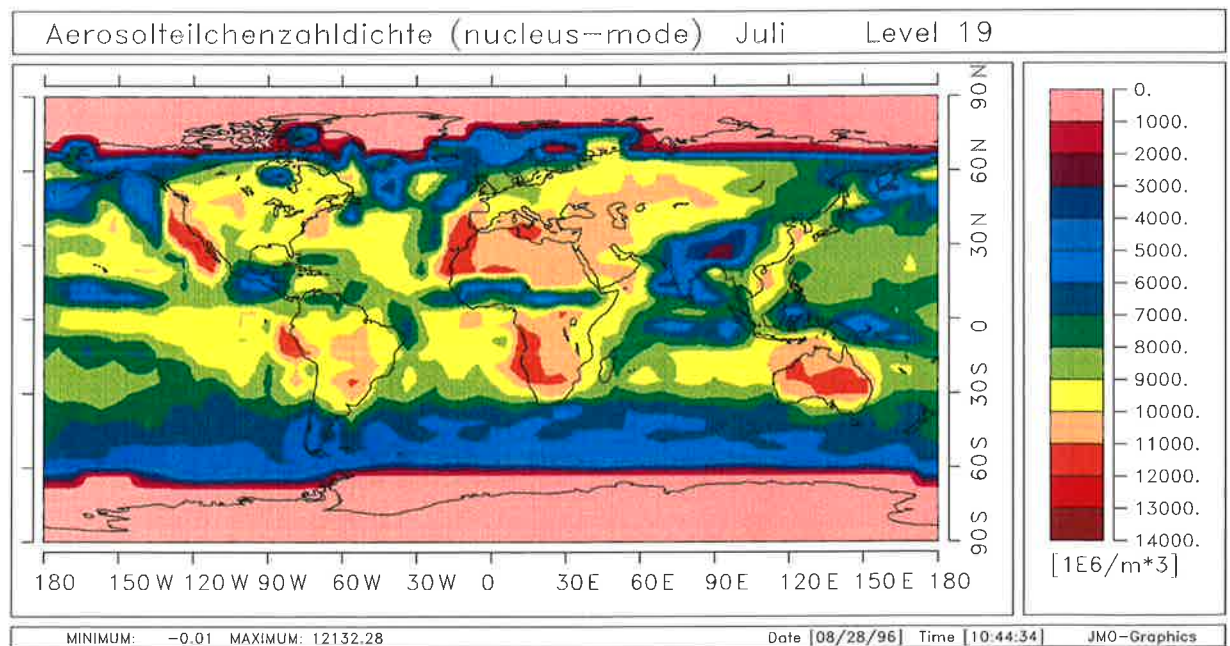
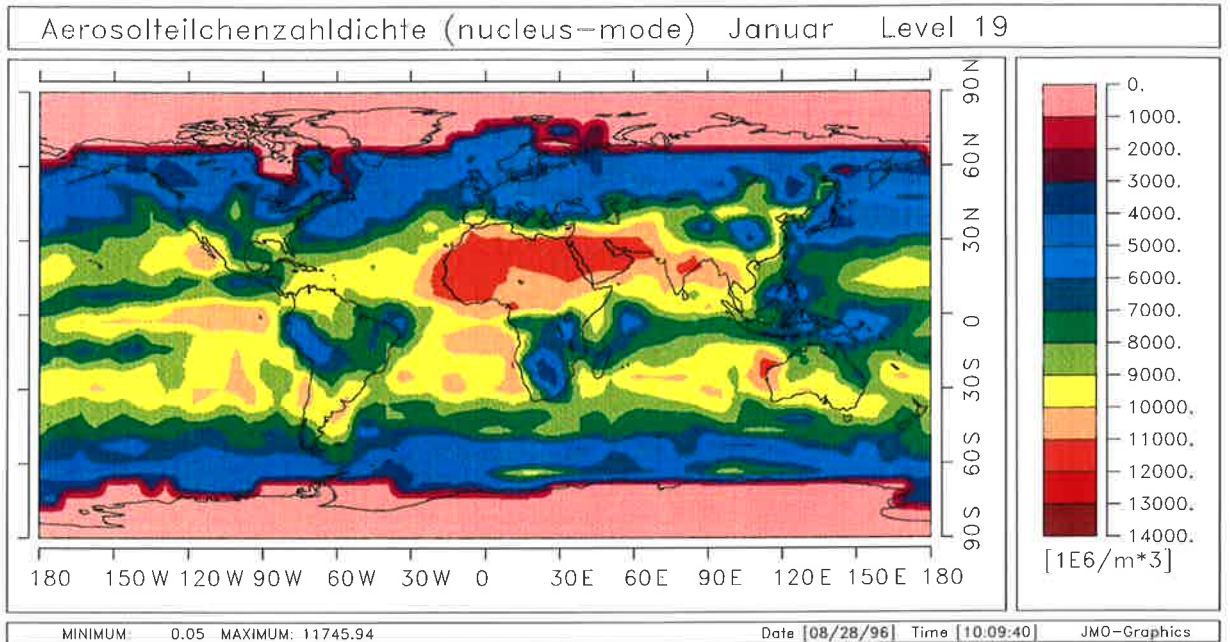


Abbildung 4.1: Horizontale Verteilung der Aerosolteilchenzahldichte [$10^6 \frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^3}$] des nucleus-mode in Bodennähe; obere Abbildung Januar, untere Abbildung Juli.

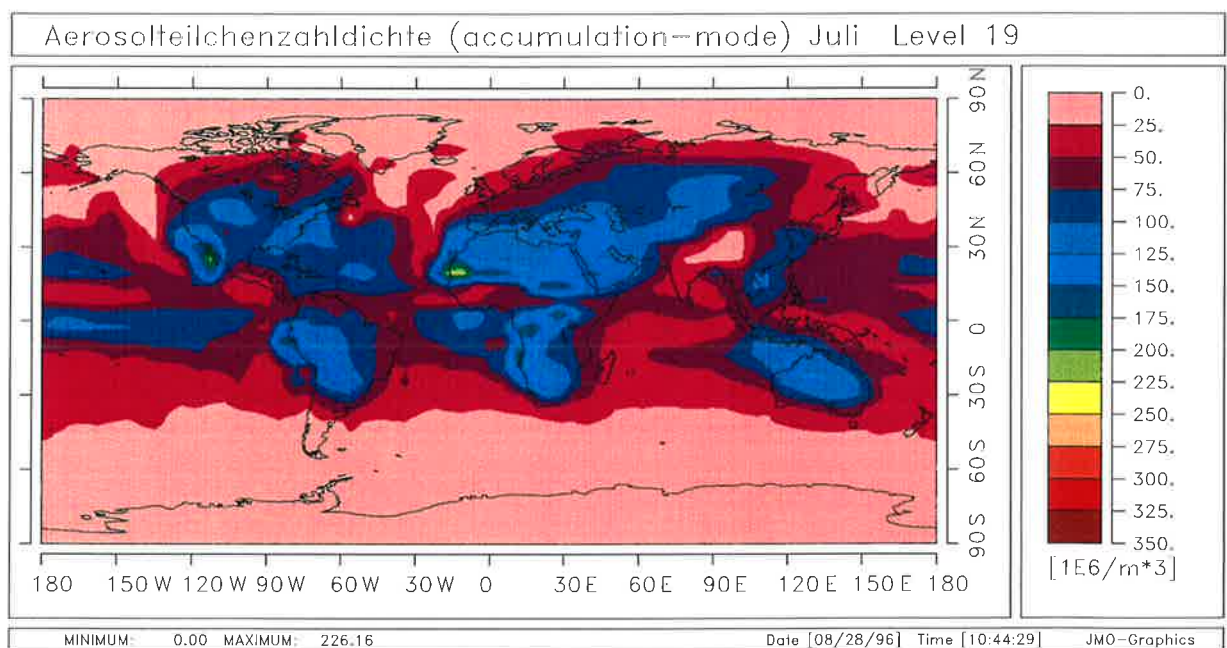
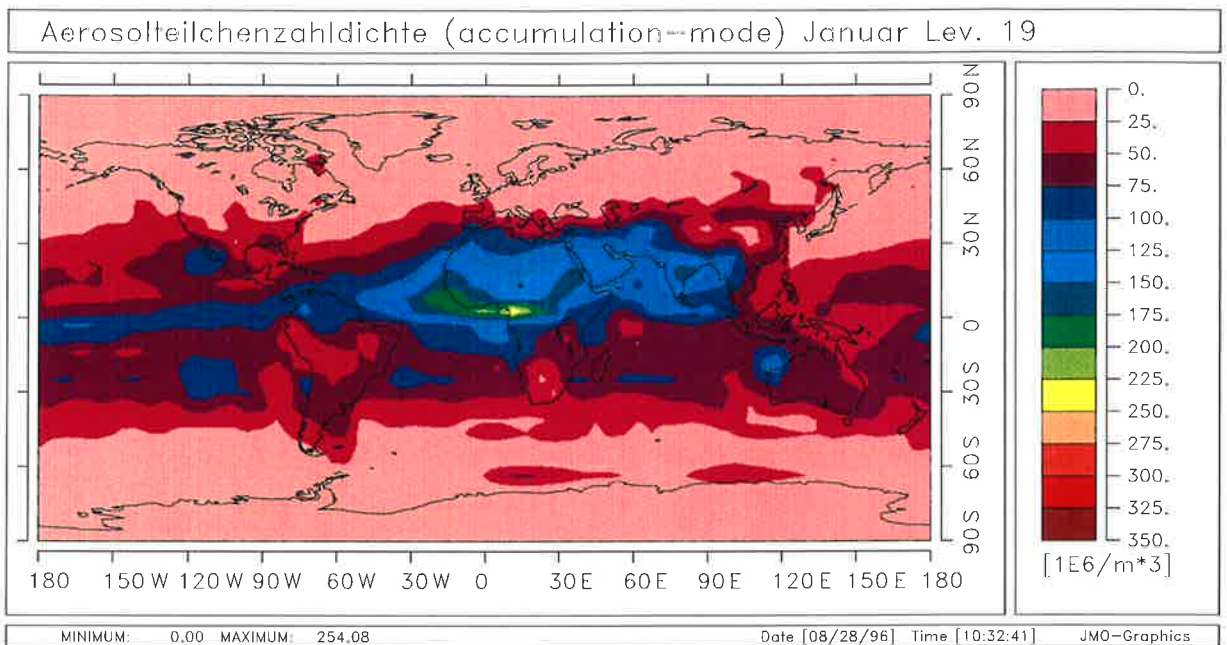


Abbildung 4.2: Horizontale Verteilung der Aerosolteilchenzahldichte [$10^6 \frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^3}$] des accumulation-mode in Bodennähe; obere Abbildung Januar, untere Abbildung Juli.

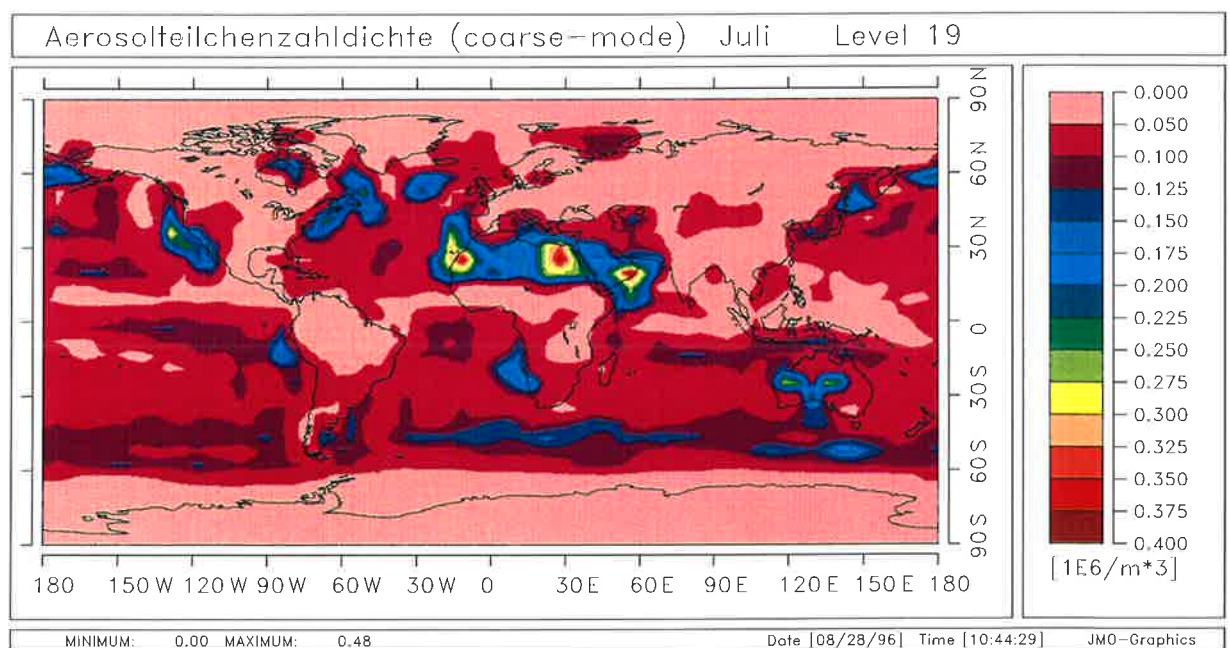
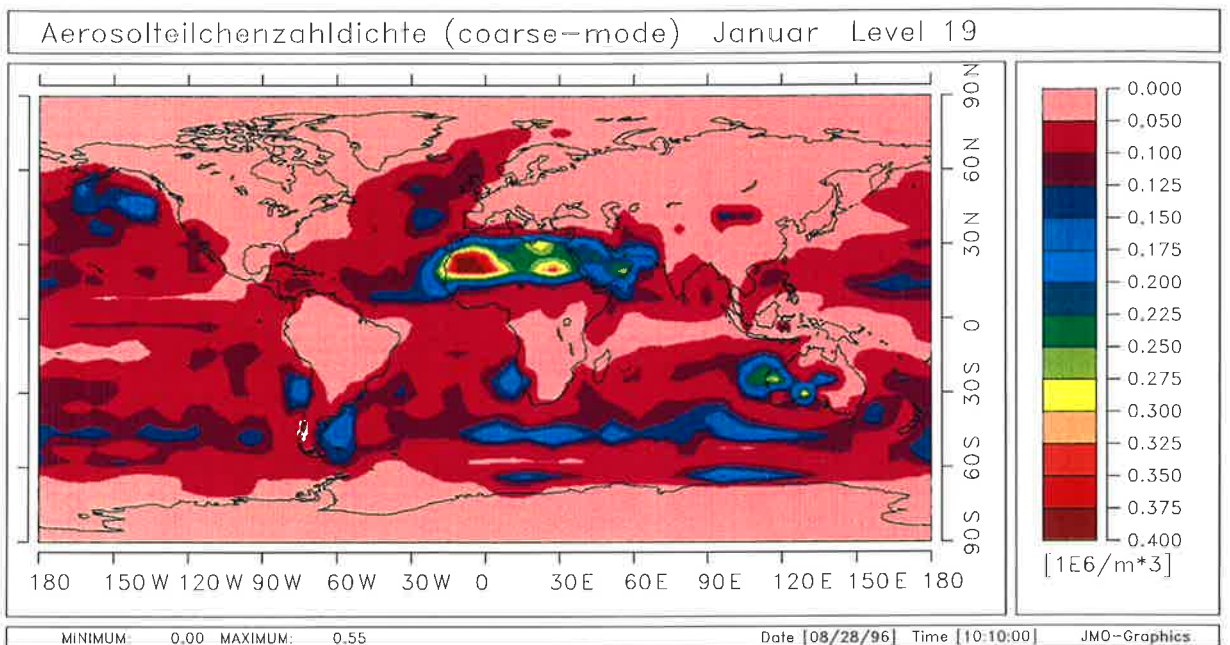


Abbildung 4.3: Horizontale Verteilung der Aerosolteilchenzahldichte [$10^6 \frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^3}$] des coarse-mode in Bodennähe; obere Abbildung Januar, untere Abbildung Juli.

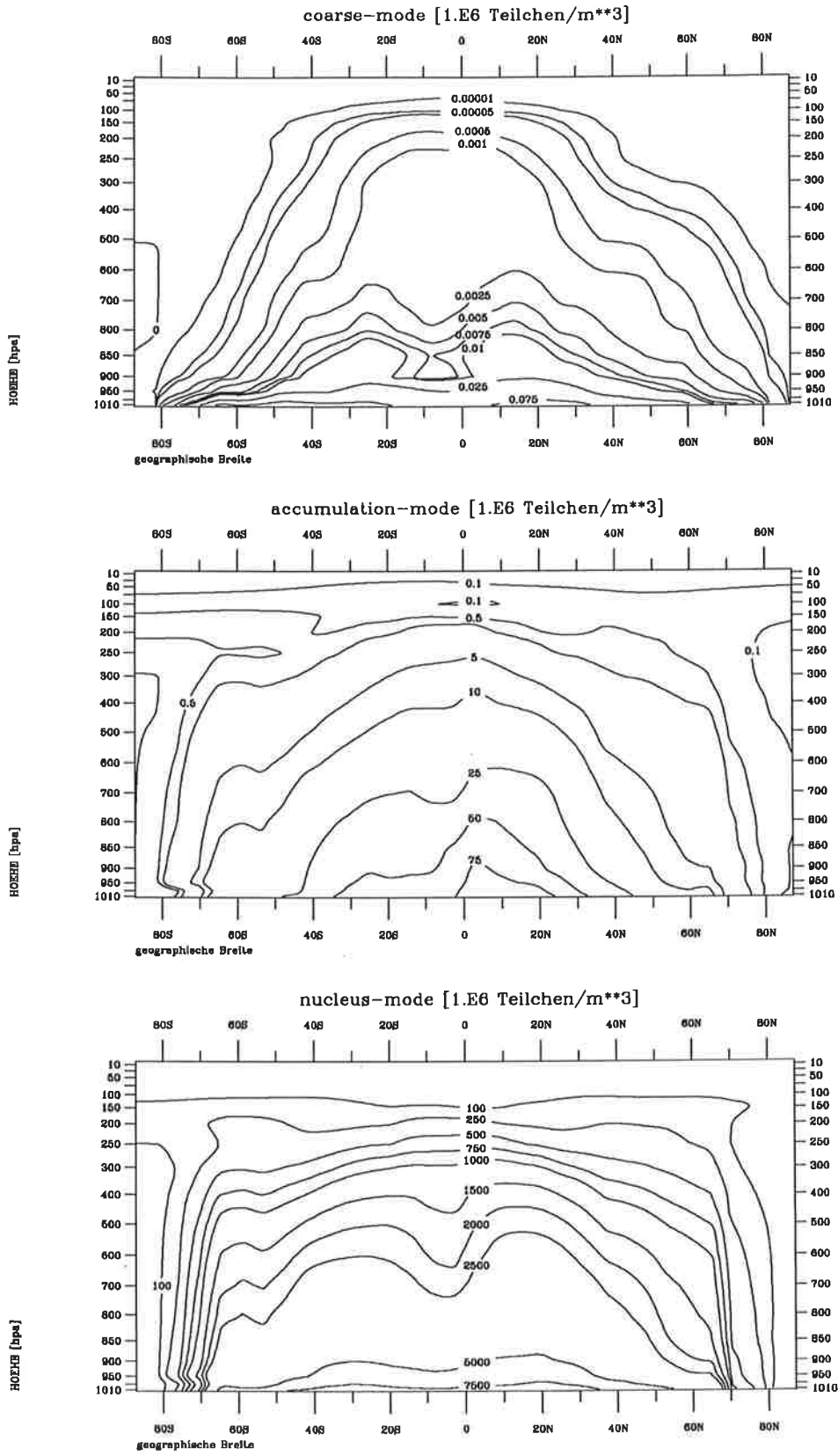


Abbildung 4.4: Vertikale Verteilung der Aerosolteilchenzahldichte der drei Größenklassen, zonal gemittelt für Januar in $[10^6 \frac{\text{Teilchen}}{m^3}]$.

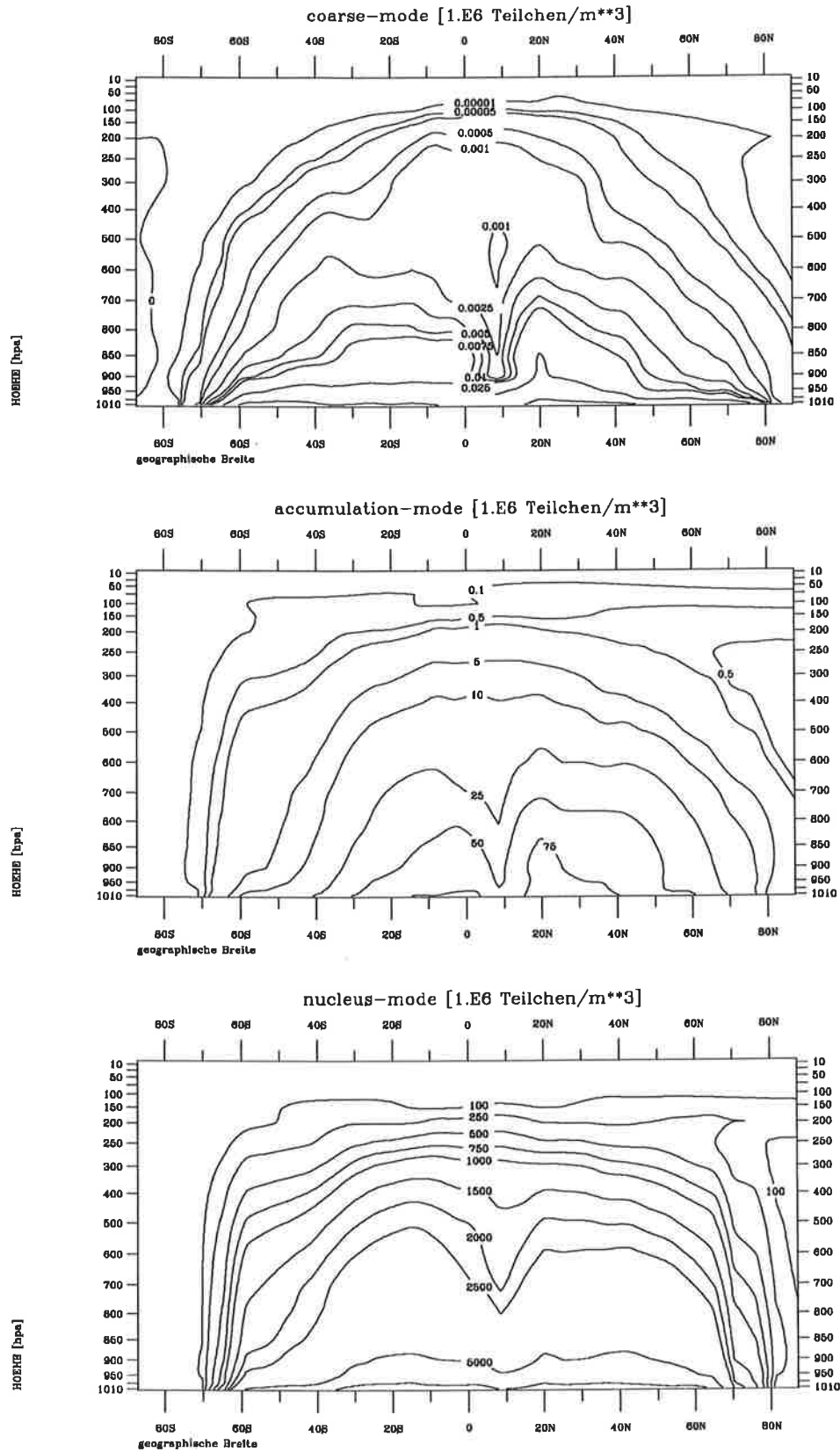


Abbildung 4.5: Vertikale Verteilung der Aerosolteilchenzahldichte der drei Größenklassen, zonal gemittelt für Juli in $[10^6 \frac{\text{Teilchen}}{m^3}]$.

4.1.2 Effizienz der Senken

In diesem Kapitel wird die Wirksamkeit der parameterisierten Senkenprozesse für jede Größenklasse ausführlich diskutiert. Es werden die trockene Deposition, das Auswaschen durch konvektiven und großräumigen Niederschlag, die Entfernung von Aerosolteilchen durch Kondensation und Wolkentropfenbildung sowie die Koagulation als Depositionsfluß bzw. als vertikales Integral über die Tendenzänderung der Teilchenzahldichte vorgestellt. Die Wirkung der Sedimentation der coarse-mode Teilchen wird nicht separat diskutiert, sie ist im trockenen Depositionsfluß enthalten.

• Trockene Deposition

Im folgenden werden die trockenen Depositionsflüsse aller drei Größenklassen für Januar und für Juli diskutiert. Der trockene Depositionsfluß der Aerosolteilchen des nucleus-mode (Abb. 4.6, unten) ist besonders groß über den tropischen Regionen, also im nördlichen Südamerika, in Zentralafrika, in Indien und in Südostasien. Er beträgt dort mehr als $14000 [10^3 \frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^2 \text{s}}]$. Diese Regionen mit sehr großer trockener Deposition sind zu erklären mit der angenommenen hohen Depositionsgeschwindigkeit über Waldgebieten verbunden mit hohen Teilchenzahldichten (Abb. 4.1). Die sekundären Maxima über Nordamerika und Ostasien sind auf die hohen trockenen Depositionsgeschwindigkeiten über Waldregionen zurückzuführen (siehe Anhang, Abb. 9.9). Die geringeren Depositionsflüsse über Europa sind mit geringeren Konzentrationen im Winter zu erklären, da nur natürliche Quellen berücksichtigt werden und infolge der Schneebedeckung keine Aerosole am Boden emittiert werden.

Für den accumulation-mode gilt ebenso, daß Regionen mit hoher Teilchenzahldichte verbunden sind mit hohen trockenen Depositionsraten. In Abbildung (4.6, Mitte) treten die tropischen Regenwaldregionen — wie auch beim nucleus-mode — deutlich als Maximum hervor. Über Zentralafrika, dem nördlichen Südamerika und Indien beträgt der Depositionsfluß mehr als $30 [10^3 \frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^2 \text{s}}]$. Für die Teilchen des accumulation-mode und des nucleus-mode ist die trockene Deposition im globalen Mittel jedoch nicht die wichtigste Senke (Tab. 4.2).

Für die großen Aerosolteilchen (coarse-mode) ist die trockene Deposition der Haupt-senkenprozeß (Tab. 4.2). Die nordafrikanischen Wüste (Abb. 4.6, oben) ist eine Region, in der durch Winderosion viele mineralische Teilchen in die Atmosphäre gelangen und durch Auswaschprozesse kaum Teilchen entfernt werden. Daher wird eine große Zahl von Aerosolteilchen an der Erdoberfläche trocken deponiert. Der trockene Depositionsfluß beträgt über der Sahara mehr als $500 [\frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^2 \text{s}}]$. Auch über der australischen Wüste ergibt sich im coarse-mode ein großer trockener Depositionsfluß von bis zu $400 [\frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^2 \text{s}}]$.

Im Juli sind die trockenen Depositionsflüsse auf der Nordhalbkugel deutlich größer (Abb. 4.7). Dies ist zu erklären mit den höheren Konzentrationen auf der Nordhalbkugel als Folge der geringen Schneebedeckung im Juli (siehe Anhang, Abb. 9.7). Es gelangen also mehr Teilchen in die Atmosphäre und somit können auch mehr Teilchen, besonders über den nordamerikanischen, den europäischen und den russischen Wäldern, trocken deponiert werden. Der Einfluß der geringeren Schneebedeckung im Juli ist deutlich auf den Abbildungen für alle Größenklassen deutlich zu erkennen.

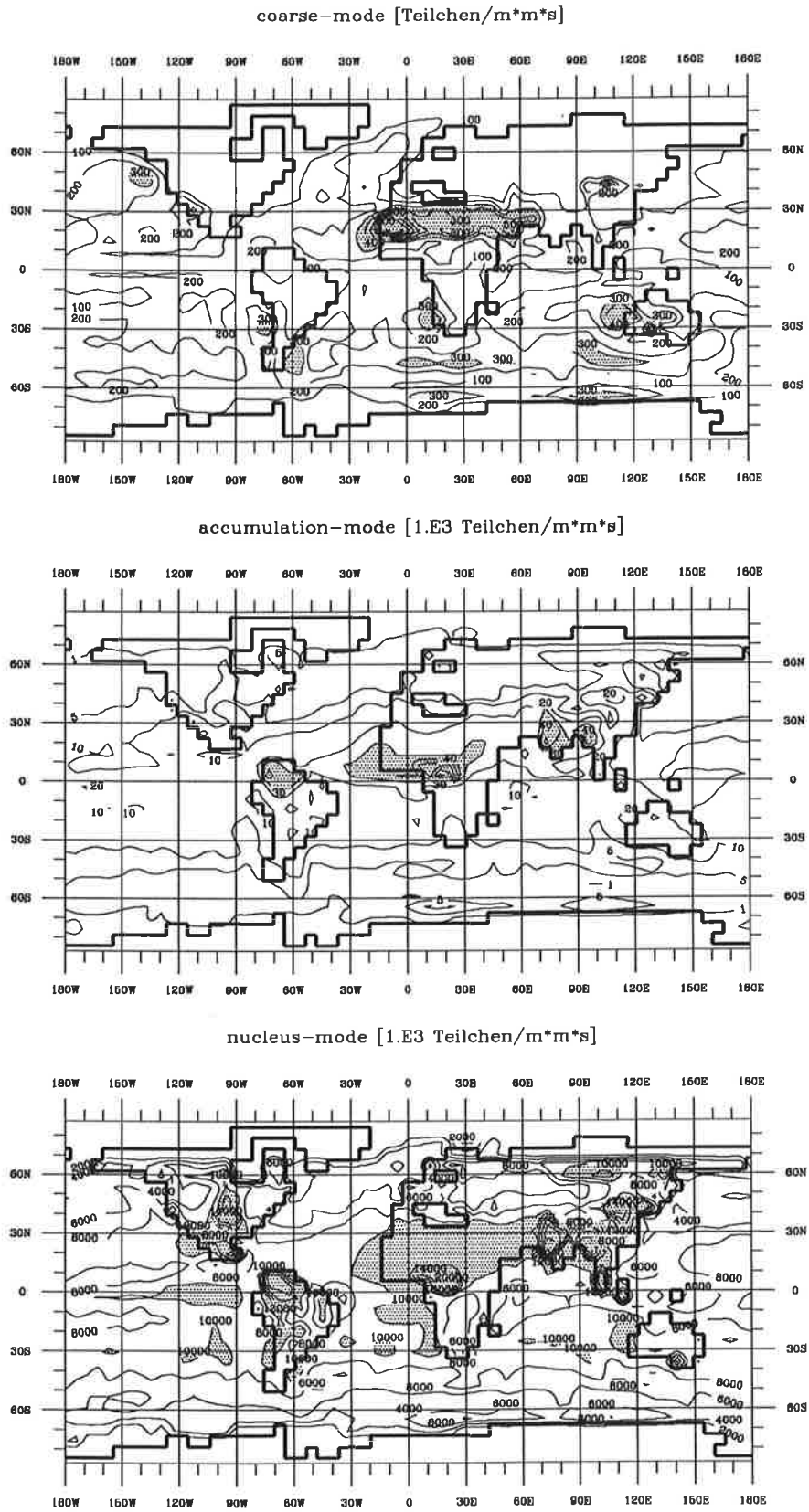


Abbildung 4.6: Horizontale Verteilung des trockenen Depositionsflusses für Januar in $\left[\frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^2 \text{ s}}\right]$.

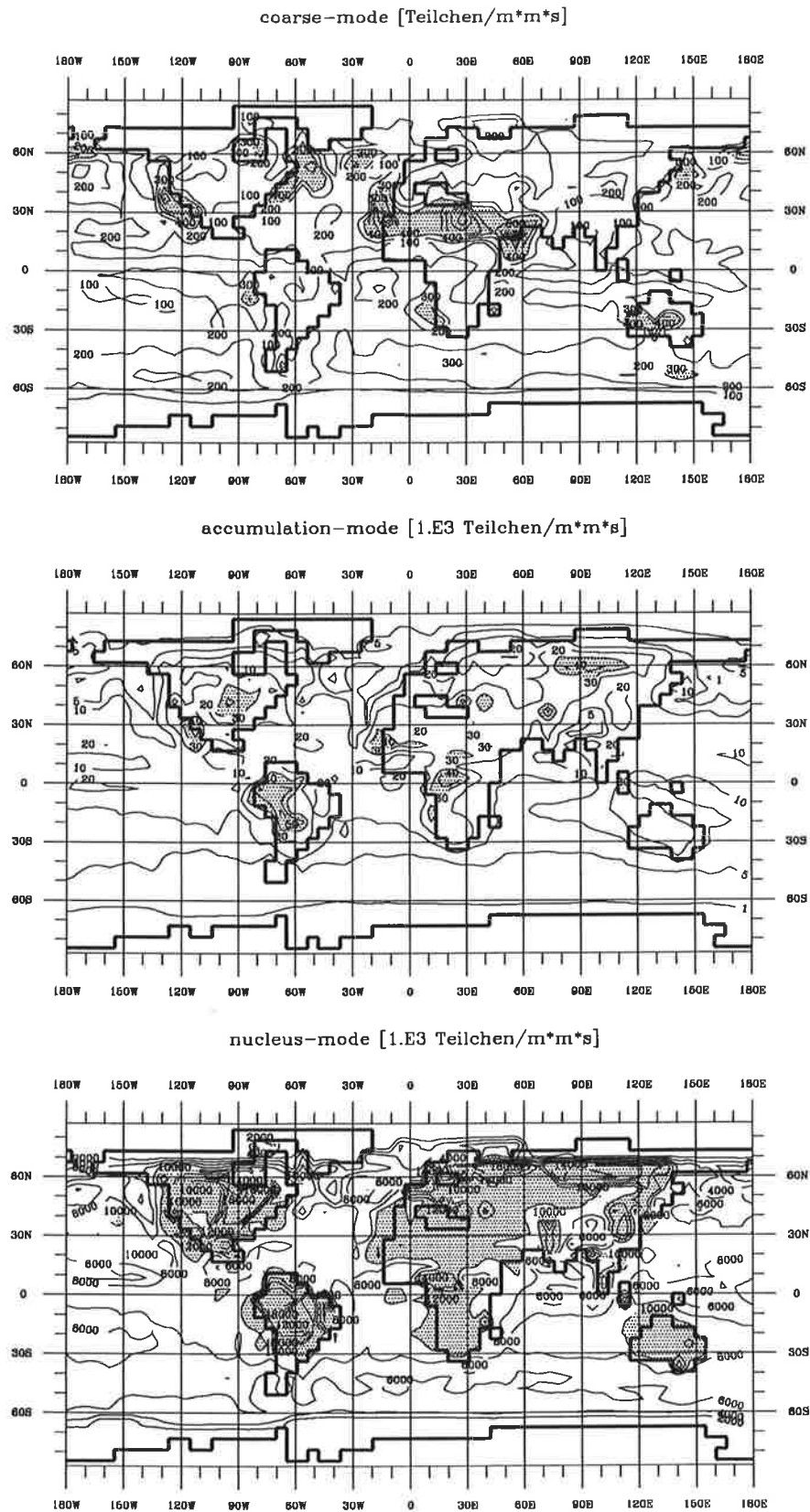


Abbildung 4.7: Horizontale Verteilung des trockenen Depositionsflusses für Juli in $\left[\frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^2 \text{ s}}\right]$.

Infolge der Verlagerung der ITC im Juli nach Norden verschieben sich die tropischen Niederschlagsgebiete. Dies hat zur Folge, daß es über den südamerikanischen Wäldern im Juli einen deutlich höheren Depositionsfluß gibt als im Januar. Er beträgt im Januar maximal $30 [10^3 \frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^2 \text{s}}]$, im Juli aber bis zu $50 [10^3 \frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^2 \text{s}}]$ für den accumulation-mode (Abb. 4.6, 4.7, Mitte). Auch im nucleus-mode ist diese Zunahme des trockenen Depositionsflusses im Juli feststellbar (Abb. 4.7, unten). Der trockene Depositionsfluß der kleinen Aerosolteilchen erreicht im Januar über dem nördlichen Südamerika Werte von $14000 [10^3 \frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^2 \text{s}}]$, im Juli beträgt er mehr als $18000 [10^3 \frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^2 \text{s}}]$.

- **Washout**

Das 'large scale' **Washout** gibt die Entfernung von Aerosolteilchen durch den Niederschlag aus der großräumigen Zirkulation an (siehe Anhang, Abb. 9.5); es wird im folgenden als **extratropisches Washout** bezeichnet.

Das extratropische Washout ist maximal in den Hauptniederschlagsgebieten des Modells. Diese liegen im Modell in ca. 40 bis 60 Grad geographischer Breite auf der Nordhalbkugel im Januar und auf der Südhalbkugel im Juli. Die horizontalen Verteilungen des extratropischen Washout-Depositionsflusses (Abb. 4.8) ähneln den Strukturen der Niederschlagsverteilung des Klimamodells (siehe Anhang, Abb. 9.5). Das extratropische Washout hat im globalen Mittel (Tab. 4.2), verglichen mit den anderen Senkenprozessen, nur einen relativ geringen Anteil. Es ist lokal, also in den Hauptniederschlagsgebieten, jedoch sehr effektiv an der Entfernung der Aerosolteilchen in allen drei Größenklassen beteiligt.

Die horizontalen Verteilungen des Washout-Depositionsflusses (Abb. 4.8) weisen im Januar deutliche Maxima von $70 [10^6 \frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^2 \text{s}}]$ für die kleinen, $100 [10^3 \frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^2 \text{s}}]$ für die mittelgroßen und bis zu $1000 [\frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^2 \text{s}}]$ für die großen Aerosolteilchen über dem Nordatlantik und dem Nordpazifik auf. Dort, wo infolge starker zyklonaler Tätigkeit viele Wolken entstehen, tritt auch ein entsprechend starker Niederschlag auf, der die Aerosolteilchen besonders effektiv auswäscht.

Im Juli ist der extratropische Washout-Depositionsfluß maximal auf der Südhalbkugel im Bereich der Westwindzone (Abb. 4.9). Der Washout-Depositionsfluß beträgt dort bis zu $50 [10^6 \frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^2 \text{s}}]$ für die kleinen, bis zu $75 [10^3 \frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^2 \text{s}}]$ für die mittelgroßen und bis zu $1000 [\frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^2 \text{s}}]$ für die großen Aerosolteilchen. Es findet also auf der jeweiligen Winterhalbkugel eine besonders effektive Wolken- und Niederschlagsbildung statt, die sich in dem nassen Depositionsfluß widerspiegelt. Daneben gibt es im Juli lokale Maxima des Washout-Depositionsflusses über Indien und dem östlichen Zentralafrika, bedingt durch die für Juli typischen Monsunniederschläge. Die etwas höheren Depositionsraten über Rußland und Nordamerika im Juli sind auf höhere Teilchenzahldichten im Sommer zurückzuführen. Es sind dann weniger Landflächen schneebedeckt und daher werden mehr natürliche Aerosolteilchen am Boden emittiert.

Das **konvektive Washout** gibt den Washout-Depositionsfluss durch konvektiven Niederschlag an. Das konvektive Washout ist in den Tropen von großer Bedeutung, da es lokal sehr effektiv Aerosolteilchen aus der Atmosphäre entfernt. Es ist besonders groß im Bereich der innertropischen Konvergenzzone.

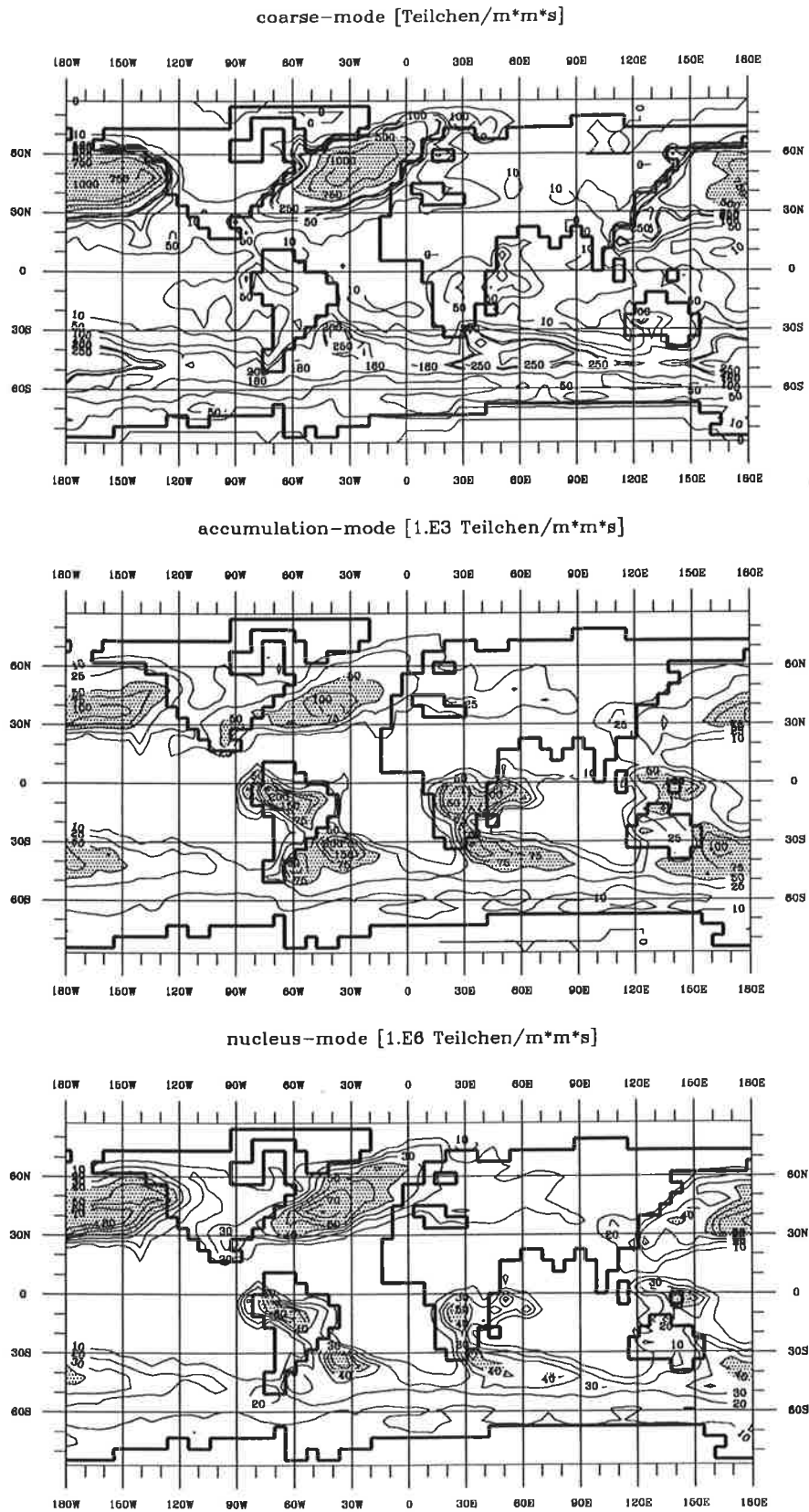


Abbildung 4.8: Horizontale Verteilung des extratropischen Washout Depositionsflusses für Januar in $\left[\frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^2 \text{ s}}\right]$.

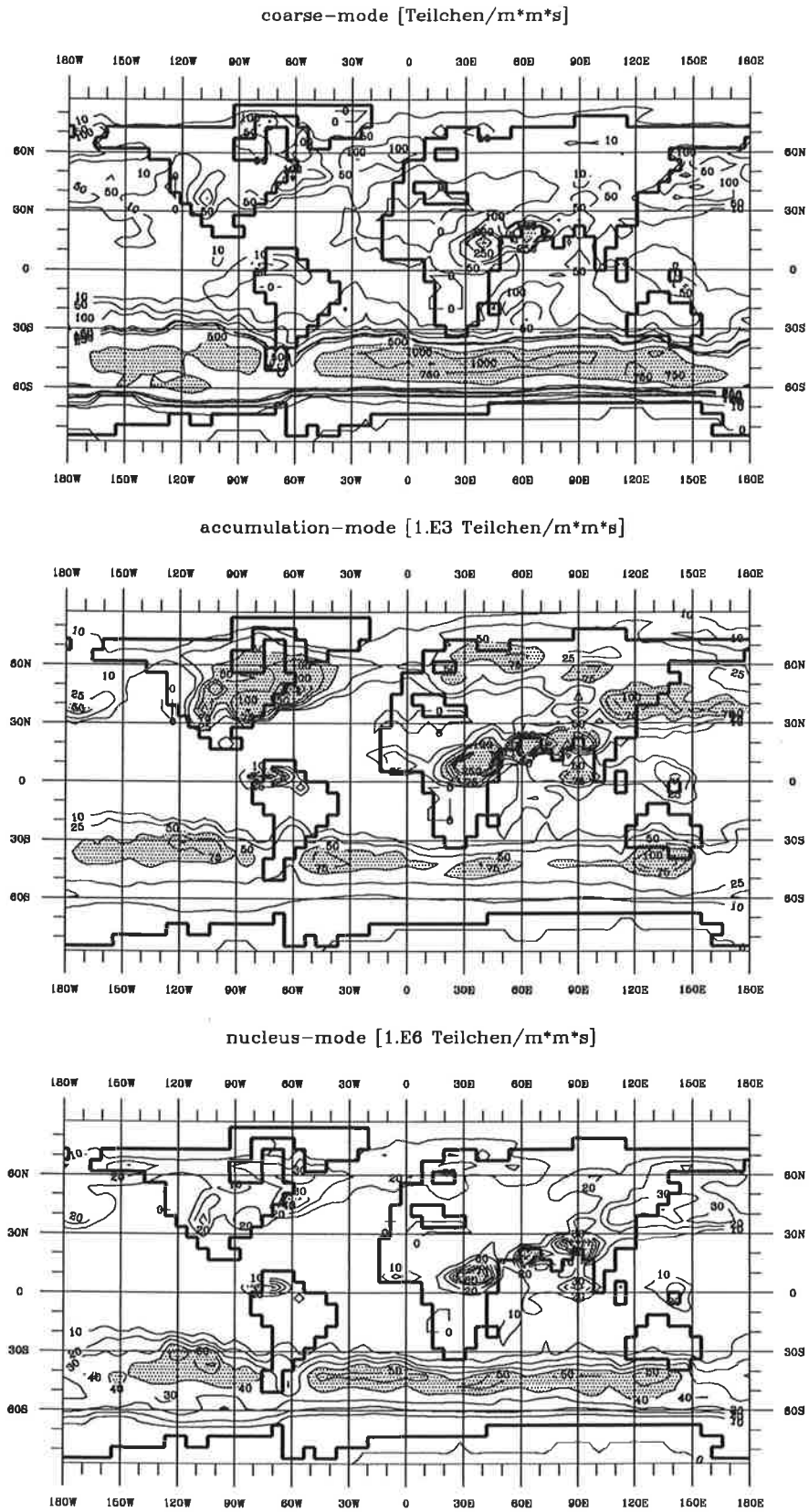


Abbildung 4.9: Horizontale Verteilung des extratropischen Washout Depositionsflusses für Juli in $\left[\frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^2 \cdot \text{s}}\right]$.

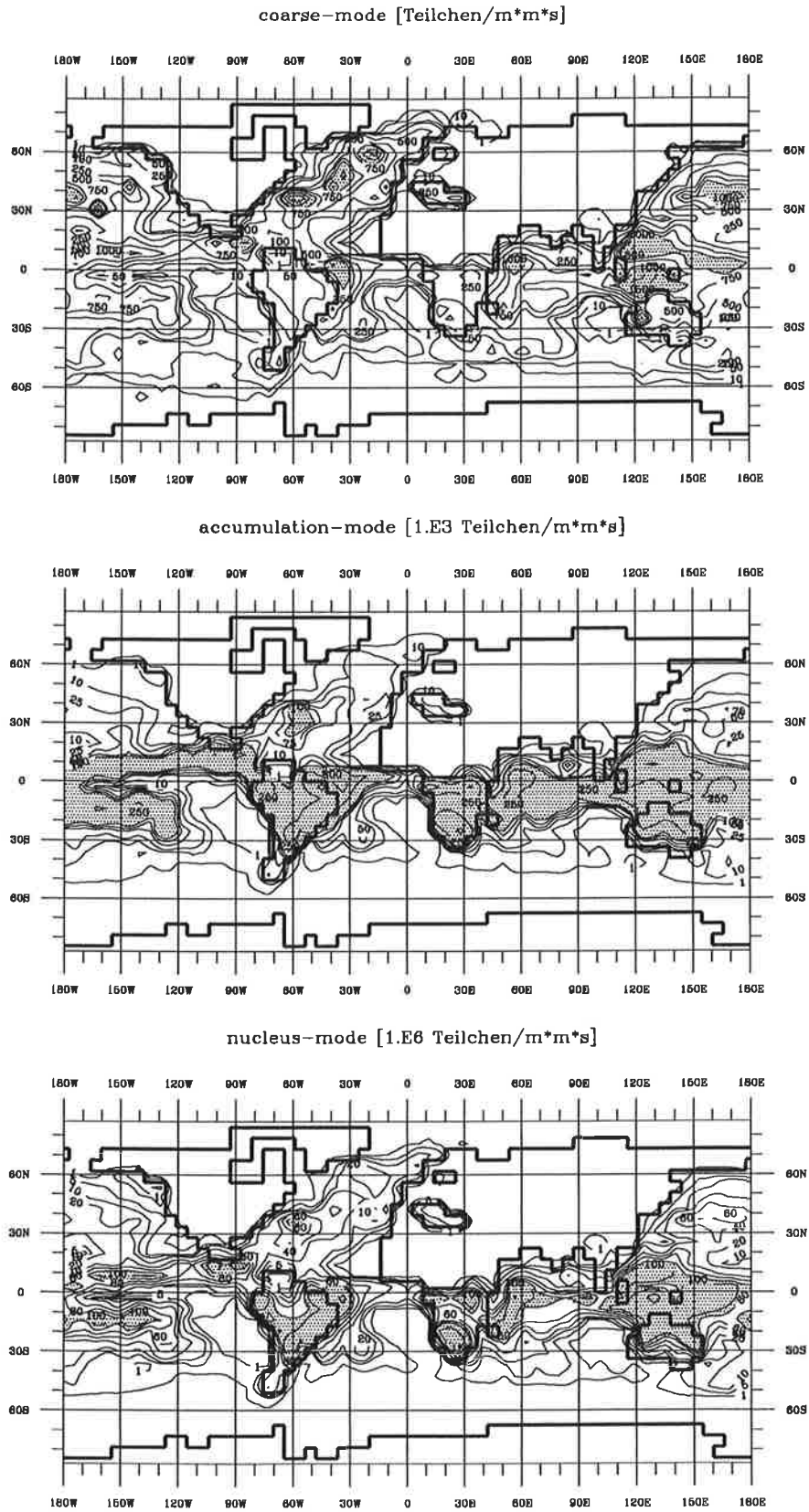


Abbildung 4.10: Horizontale Verteilung des konvektiven Washout Depositionsflusses für Januar in $\left[\frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^2 \text{ s}}\right]$.

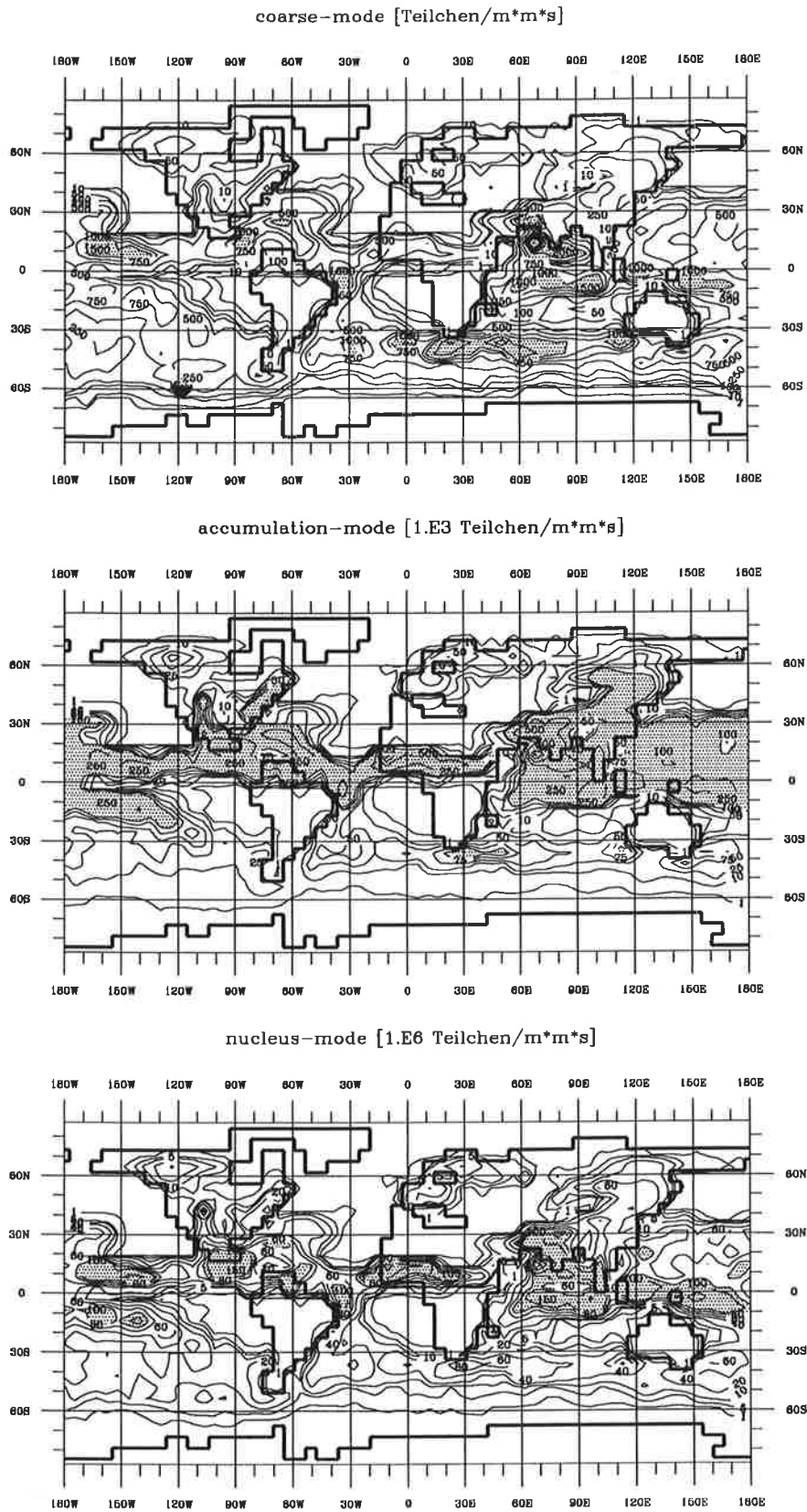


Abbildung 4.11: Horizontale Verteilung des konvektiven Washout Depositionsflusses für Juli in $\left[\frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^2 \text{s}}\right]$.

Die globalen Verteilungen der Depositionsflüsse (Abb. 4.10, Abb. 4.11) durch konvektiven Niederschlag weisen recht unterschiedliche Strukturen für die Monate Januar und Juli auf. Im Januar gibt es für alle Größenklassen hohe Werte über Südamerika und über Südafrika. Entlang der brasilianischen Küste werden im nucleus-mode mehr als $100 [10^6 \frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^2 \text{s}}]$ naß deponiert. Der konvektive Washout-Depositionsfluß ist dort auch für die mittelgroßen Teilchen recht hoch mit $250 [10^3 \frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^2 \text{s}}]$ und für die großen Aerosolteilchen beträgt er $500 [\frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^2 \text{s}}]$. Höchstwerte des Washout-Depositionsflusses für den coarse-mode werden im Nordatlantik, Nordpazifik und in Ostasien erreicht. Der Washout-Depositionsfluß des accumulation-mode ist im Januar maximal von 0 Grad bis 30 Grad südlicher Breite und für den nucleus-mode in 10 Grad nördlicher Breite bis 30 Grad südlicher Breite.

Im Juli gibt es Maxima über Mittelamerika, Zentralafrika, Indien, dem indischen Ozean und dem tropischen Pazifik. Dies stimmt überein mit der Verlagerung der ITC nach Norden im Sommer auf der Nordhalbkugel. Die gleichen Strukturen sind auch in der konvektiven Niederschlagsverteilung des Modells zu finden (siehe Anhang, Abb. 9.6). Gut zu erkennen sind ebenfalls die für Juli typischen Monsunnieberschläge über Indien und dem indischen Ozean mit Maxima im Depositionsfluß von mehr als $1000 [\frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^2 \text{s}}]$ für den coarse-mode, mehr als $500 [10^3 \frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^2 \text{s}}]$ für den accumulation-mode und bis zu $150 [10^6 \frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^2 \text{s}}]$ für den nucleus-mode.

Diese klimatologisch begründbaren Unterschiede in den konvektiven Depositionsflüssen für Januar und Juli sind auf den Abbildungen für alle drei Größenklassen gleichermaßen zu erkennen. Eine Ausnahme macht hier der Depositionsfluß des coarse-mode: über dem Nordatlantik und Nordpazifik gibt es im Januar hohe Depositionsflüsse und im Juli über den südhemisphärischen Ozeanen. Da in diesen Gebieten die Hauptseesalzteilchenquellen liegen, kann entsprechend mehr ausgewaschen werden. Seesalzteilchen sind eine der Hauptquellen der großen Teilchen.

Es wird auch eine Verdunstung von konvektivem Niederschlag unterhalb der Modellwolken in trockener Umgebungsluft berücksichtigt, so daß ein Teil der in den Niederschlag aufgenommenen Aerosole zurück in die Atmosphäre gelangt (Kap.3.).

● Rainout

Die Bestimmung der Teilchenzahlen, die als Kondensationskern aktiviert werden und anschließend Wolkentropfen bilden, hängt in APMO von der Anzahl der Aerosolteilchen und dem Bedeckungsgrad ab. Dieser Senkenprozeß für troposphärische Aerosolteilchen ist besonders effizient für die mittelgroßen Teilchen, wie auch Flossmann et al. (1985), Schumann (1991) und Gillani et al. (1995) betont haben. Das vertikale Integral über die Tendenzänderung der Teilchenzahldichte infolge des Rainout zeigen die Abbildungen (4.12) und (4.13).

Das Rainout ist besonders groß in den Westwindzonen der höheren Breiten, wo viele Wolken gebildet werden. Dort befinden sich auch die Maxima des Rainout-Flusses der nucleus-mode und accumulation-mode Teilchen im Januar. Die Regionen mit dem größten Rainout liegen auf Grund der im Juli insbesondere auf der Nordhalbkugel geringeren Bewölkung über den Kontinenten für den nucleus-mode ausschließlich in den höheren Breiten über den Ozeanen. Für die mittelgroßen Teilchen gibt es auch im Bereich der innertropischen Konvergenzzone große Rainout-Flüsse mit entsprechender klimatologischer Verschiebung zwischen Januar und Juli.

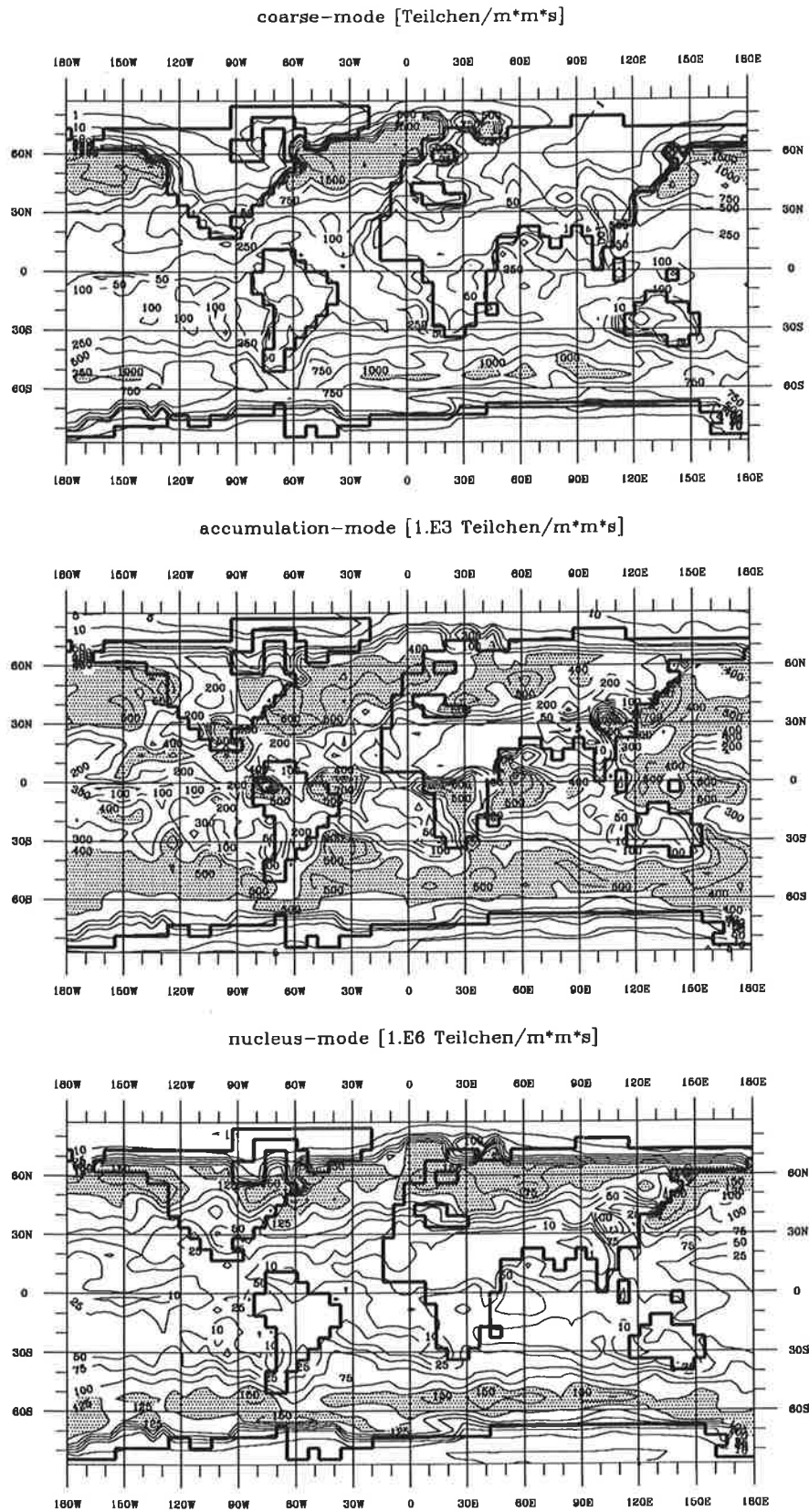


Abbildung 4.12: Horizontale Verteilung des Rainoutteilchenflusses für Januar in $\left[\frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^2 \text{s}}\right]$.

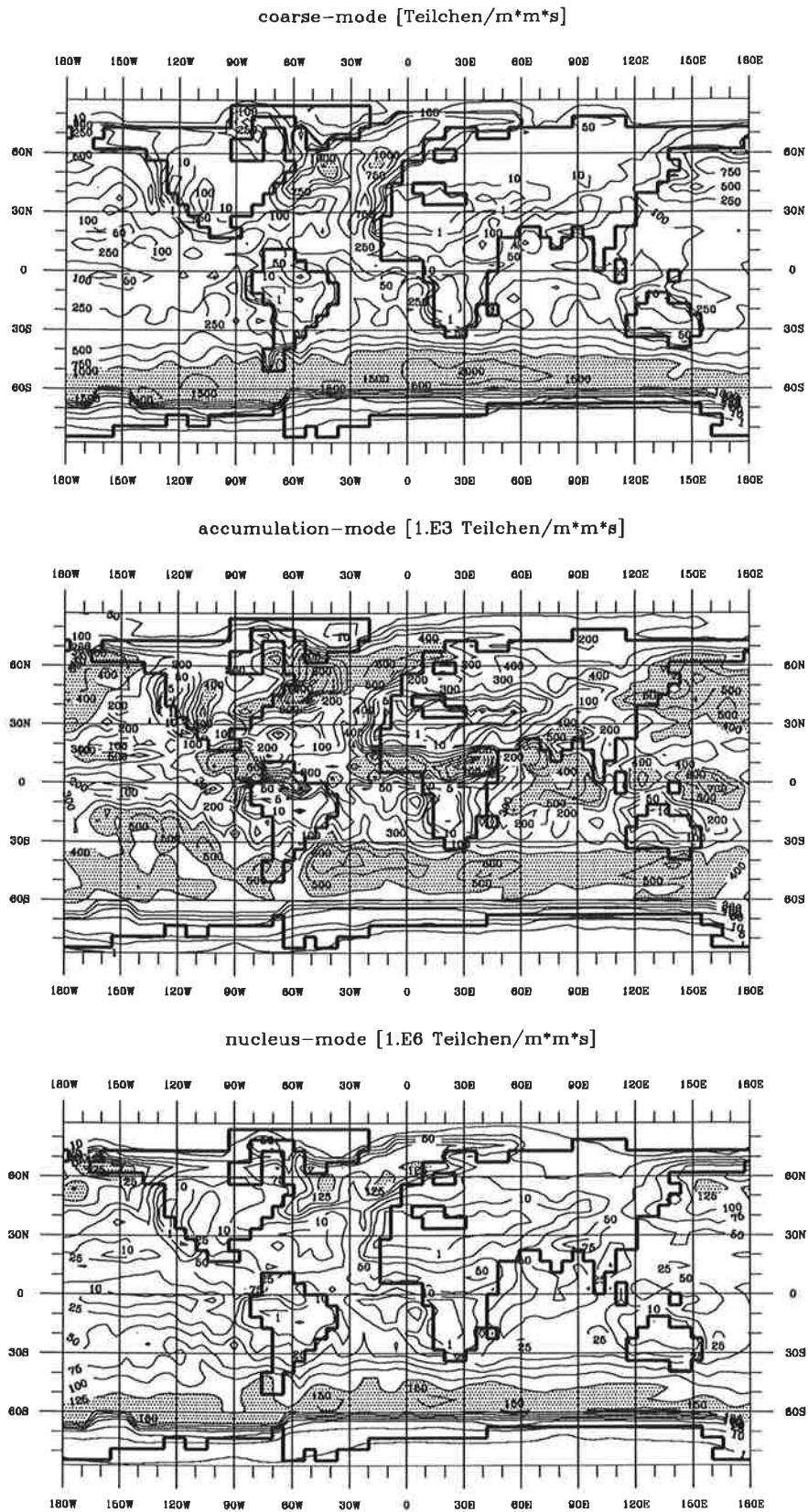


Abbildung 4.13: Horizontale Verteilung des Rainoutteilchenflusses für Juli in $\left[\frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^2 \cdot \text{s}}\right]$.

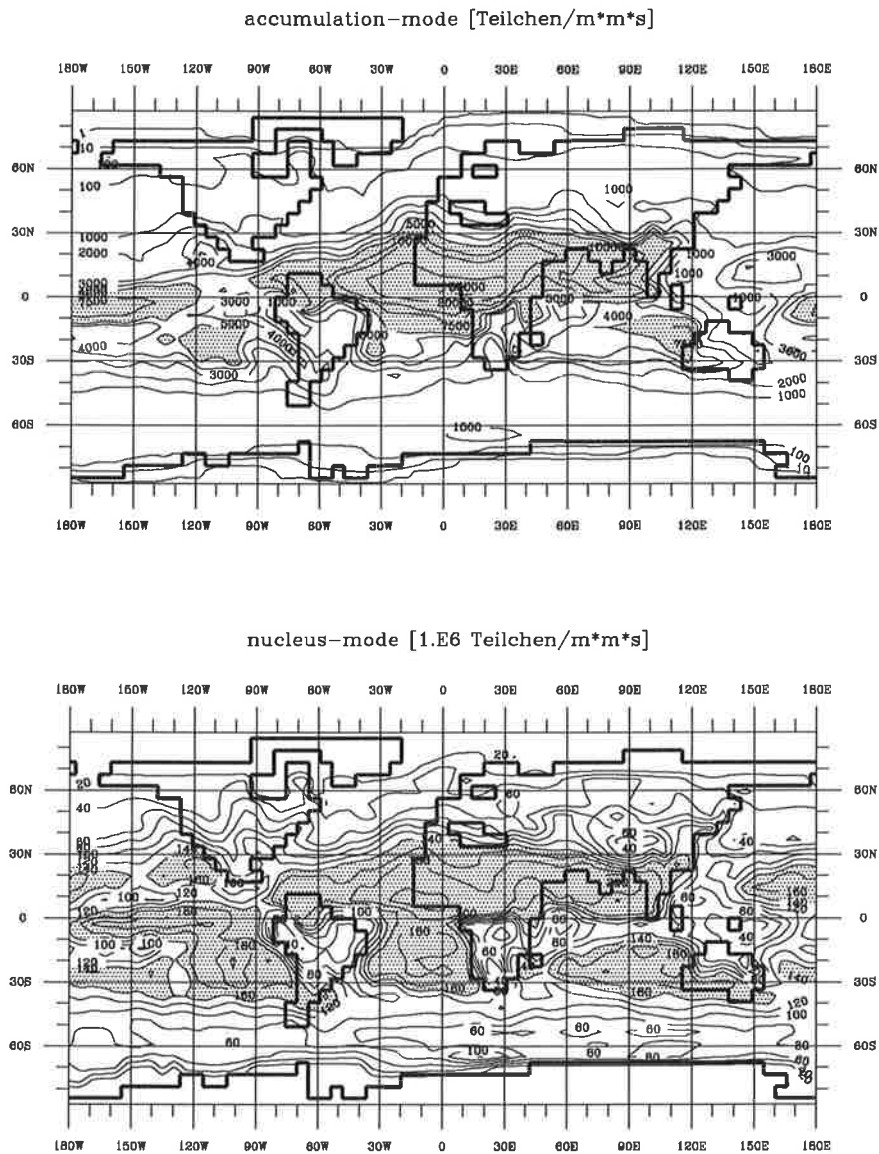


Abbildung 4.14: Horizontale Verteilung des Senkenflusses durch Koagulation für Januar in $\left[\frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^2 \text{s}}\right]$.

Das Rainout der coarse-mode Teilchen wird maximal im Bereich der höheren Breiten, über den Hauptquellgebieten der großen Seesalzteilchen. Diese liegen im Januar über dem Nordatlantik und dem Nordpazifik und im Juli über dem südhemisphärischen Ozean in ca. 50 – 60 Grad südlicher Breite.

• Koagulation

Die Koagulation gibt die Verringerung der Aerosolteilchenzahl durch modale Koagulation innerhalb des nucleus-mode und des accumulation-mode sowie durch

die intermodale Koagulation zwischen Aerosolteilchen des nucleus-mode und des accumulation-mode an. In den Abbildungen (4.14) und (4.15) werden die Teilchenflüsse bedingt durch Koagulation gezeigt.

Die globalen Strukturen der Senkenflüsse sind denen der Teilchenzahldichte im Januar (Abb. 4.1) und Juli (Abb. 4.2) sehr ähnlich, denn die Koagulation von Aerosolteilchen ist etwa proportional zum Quadrat ihrer Anzahl. Folglich liegen die Regionen mit großen Koagulationsraten im Bereich der Tropen und Subtropen; dort also, wo nur eine geringe oder keine Bewölkung vorliegt und daher kein Rainout oder Washout stattfindet.

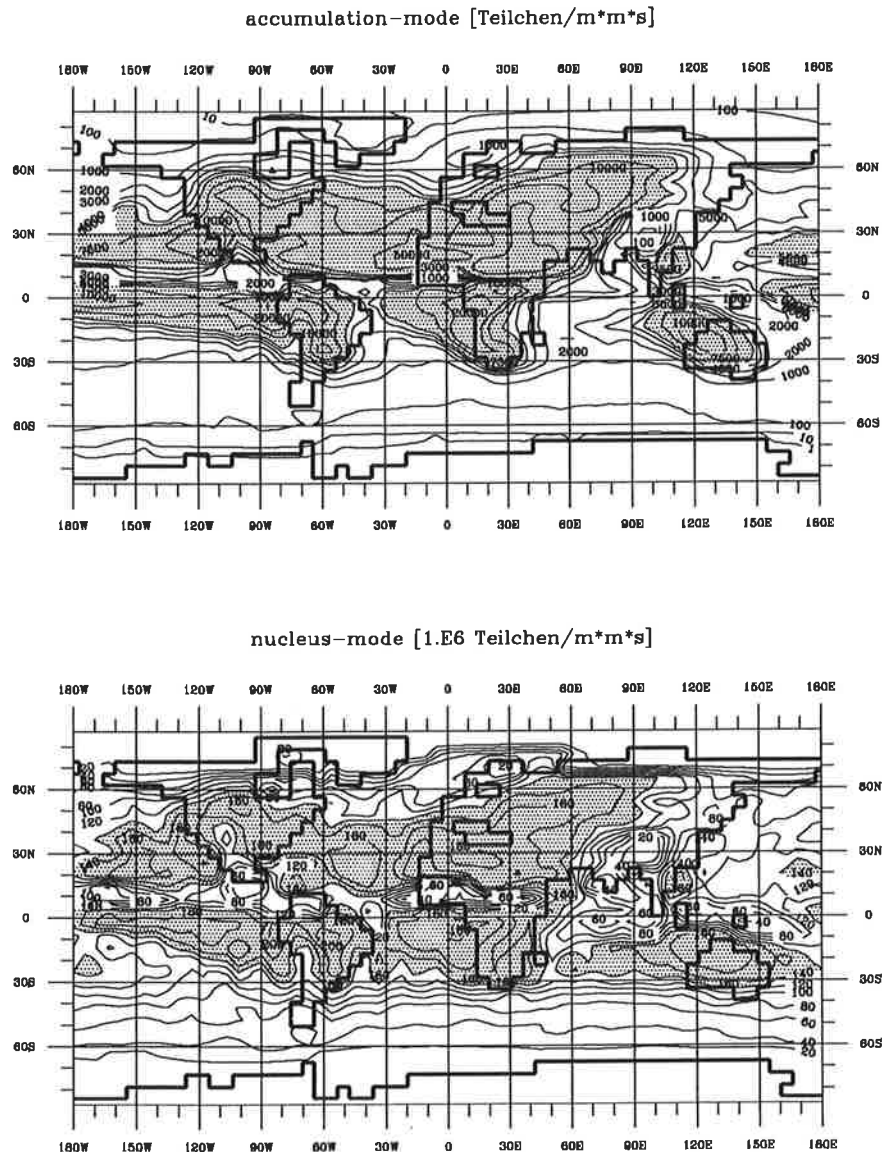


Abbildung 4.15: Horizontale Verteilung des Senkenflusses durch Koagulation für Juli in $\left[\frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^2 \text{ s}}\right]$.

Auf den Juli-Abbildungen ist deutlich zu erkennen, daß es im Nordsummer über den Kontinenten eine höhere Reduktion der Teilchenzahldichte durch Koagulation

gibt als im Januar. Der Senkenfluß durch Koagulation beträgt im Januar über Rußland für die mittelgroßen Teilchen maximal $1000 \left[\frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^2 \text{ s}} \right]$ im Juli hingegen $10000 \left[\frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^2 \text{ s}} \right]$.

Da durch die geringere Schneebedeckung mehr Aerosolteilchen in Bodennähe emittiert werden, ergeben sich im Juli über den Kontinenten der Nordhalbkugel größere Teilchenzahldichten als im Januar.

Um zu zeigen, wie effizient Aerosolteilchen im globalen Mittel aus der Atmosphäre entfernt werden, wurde zusätzlich der prozentuale Anteil jedes Senkenprozesses an der Gesamtzahl der Teilchen, die aus der Atmosphäre entfernt werden, getrennt für jede Größenklasse bestimmt. Dies wird zusammenfassend in der Tabelle (4.2) für Januar und in der Tabelle (4.3) für Juli aufgezeigt.

Effizienz der Senken			
in [%]	nucleus	accumulation	coarse
trockene Deposition	15.0	12.3	43.1
großräumiges Washout	6.0	5.4	11.2
konvektives Washout	12.5	18.5	17.4
Rainout	22.5	62.8	28.3
Koagulation	44.3	0.77	—

Tab.4.2: Anteil jedes Senkenprozesses am Gesamtverlust für jede Größenklasse als globales Mittel für **Januar**.

Effizienz der Senken			
in [%]	nucleus	accumulation	coarse
trockene Deposition	16.0	14.8	42.7
großräumiges Washout	5.3	5.1	12.3
konvektives Washout	14.6	21.4	19.8
Rainout	15.7	56.9	24.7
Koagulation	48.1	1.1	—

Tab.4.3: Anteil jedes Senkenprozesses am Gesamtverlust für jede Größenklasse als globales Mittel für **Juli**.

Die trockene Deposition ist im Juli um 1-2 % größer, infolge der im Sommer größeren Emissionen über den schneefreien Kontinenten der Nordhemisphäre. Das konvektive Washout ist im Juli 2-3 % größer als im Januar, was auf die verstärkte tropische Wolken- und Niederschlagsbildung, speziell im indischen Monsun, zurückzuführen ist. Das Rainout ist im Juli im globalen Mittel für alle Größenklassen um ca. 5 % geringer als im Januar, bedingt durch die im Juli — insbesondere auf der Nordhalbkugel — geringere Bewölkung. Als Folge der unterschiedlichen klimatologischen Bedingungen im Januar und Juli ist die Koagulation der kleinen Aerosolteilchen im Juli um ca. 4-5 % größer. Wenn weniger Teilchen durch Rainout und Washout verloren gehen, verstärkt sich im Sommer bei höheren Teilchenzahldichten zusätzlich die Effizienz der Koagulation.

4.1.3 Lebensdauer

Als Ergebnis der mikrophysikalischen Quellen- und Senkenprozesse und deren komplexen Wechselwirkungen kann die Lebensdauer der Aerosolteilchen berechnet werden. Die Lebensdauer τ wird zu jedem Modellzeitschritt bestimmt aus dem Quotienten der aktuellen Teilchenzahldichte N und der Tendenzänderung $\frac{\partial N}{\partial t}$ des letzten Zeitschritts (Gl. 4.1)

$$\tau_i = \frac{N_i}{\frac{\partial N_i}{\partial t}} \quad (4.1)$$

wobei $i = 1, 2, 3$ für die drei Größenklassen steht.

Vorge stellt werden die Vertikalschnitte der zeitlich und zonal gemittelten Lebensdauer der drei Größenklassen für Januar (Abb. 4.16) und Juli (Abb. 4.17). Es fällt auf, daß es sehr große Schwankungen der Lebensdauer gibt. Die höchste Lebensdauer mit mehr als 50 Tagen haben die Aerosolteilchen des nucleus-mode im Bereich der Tropen und Subtropen, wo nur in einem schmalen Band entlang der ITC Aerosolteilchen lokal effektiv durch konvektiven Niederschlag und Rainout aus der Atmosphäre entfernt werden. Dies gilt auch für die Teilchen des accumulation-mode. Sie haben eine relativ hohe Lebensdauer in den Tropen und Subtropen mit Maxima von mehr als 25 Tagen in den Subtropen, wo kaum Washout und Rainout stattfinden. In den höheren Breiten im Bereich der Westwindzone haben die Aerosolteilchen aller Klassen eine deutlich geringere Lebensdauer mit ca. 2.5 bis 7.5 Tagen für den accumulation-mode, ca. 2.5 bis 5 Tage für den nucleus-mode und nur 1 bis 2.5 Tage für den coarse-mode.

Die berechneten Lebensdauern für die Troposphäre sind für den accumulation-mode und den coarse-mode gut mit den von Jaenicke (1988) angegebenen zu vergleichen. Die Lebensdauer der nucleus-mode Aerosolteilchen wird in APMO insbesondere in den Subtropen deutlich überschätzt. Ursachen sind zum einen, daß die Quelle in der Atmosphäre nur relativ ungenau abgeschätzt wird und zum anderen, daß nur die natürlichen Quellen in der Atmosphäre berücksichtigt werden. Dadurch sind deutlich weniger Teilchen vorhanden und die Koagulation kann nicht so effektiv zu einer Verringerung der Teilchenzahl beitragen. Außerdem wird in APMO kein Feuchtwachstum berücksichtigt, ein wichtiger Prozeß für das Anwachsen der kleinsten Teilchen, durch den sie schon nach kurzer Zeit zur nächstgrößeren Größenklasse gehören.

Weiter gibt es ein vertikales Gefälle mit höheren Lebensdauern oberhalb von 200 hpa. Dies ist zu erklären mit der geringen Wirksamkeit der Senkenprozesse Rainout und Washout oberhalb der Tropopause. Außerdem führt selbst die Koagulation dort als Folge der geringen Teilchenzahldichte kaum zu einer Reduzierung der Teilchenzahl. Oberhalb der Tropopause spielt die Sedimentation eine große Rolle als Senke für alle Größenklassen. Da in dieser Arbeit nur troposphärische Aerosolteilchenfelder simuliert werden, wird den Randwerten oberhalb der Tropopause keine Bedeutung zugemessen. Die Stratosphäre ist mit 5 Schichten in einem troposphärischen Klimamodell mit 19 Schichten nur zu grob aufgelöst, um die Ergebnisse in dieser Region zu interpretieren. Allerdings scheinen die hohen Werte, insbesondere für den nucleus- und accumulation-mode plausibel, da Aerosolteilchen in der Stratosphäre eine höhere Lebensdauer haben (Schult, 1991). Die

Lebensdauer wird jedoch überschätzt, weil die Sedimentation für diese Größenklassen unberücksichtigt bleibt.

Beim Vergleich der Lebensdauern im Januar (Abb. 4.16) und Juli (Abb. 4.17) fällt auf, daß auf der jeweiligen Winterhalbkugel in den höheren Breiten die Lebensdauer geringer ist. Zum Beispiel beträgt die Lebensdauer der kleinen Teilchen in ca. 50 Grad nördlicher Breite 5 bis 7.5 Tage im Januar und 10 bis 25 Tage im Juli. Infolge der stärkeren zyklonalen Tätigkeit im Winter dienen die Aerosolteilchen als Kondensationskern oder sie werden mit dem Niederschlag ausgewaschen, so daß die vorhandenen Aerosolteilchen sehr schnell aus der Atmosphäre entfernt werden.

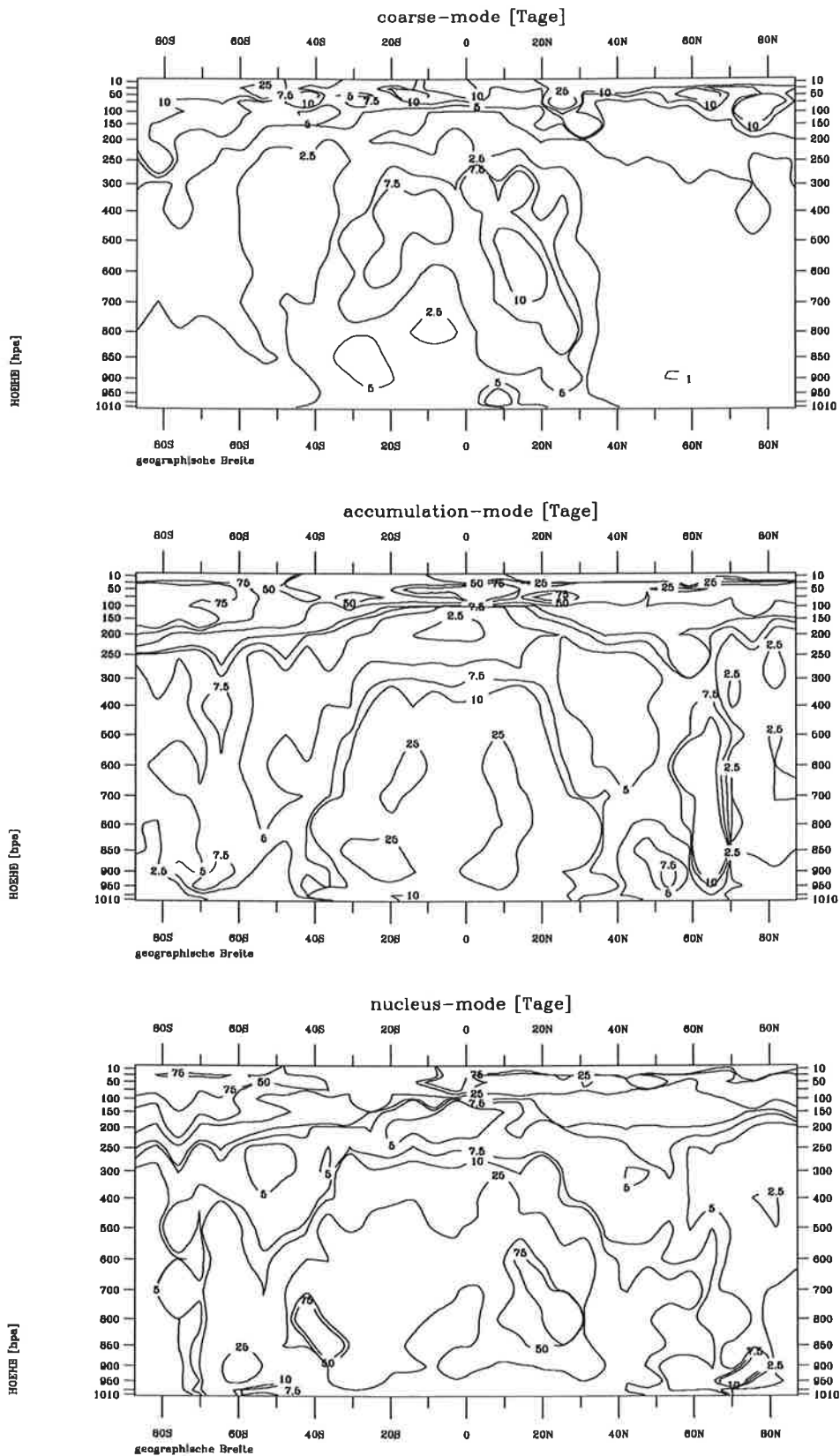


Abbildung 4.16: Vertikalschnitte der zonal gemittelten Lebensdauer der Aerosolteilchen für Januar in [Tagen].

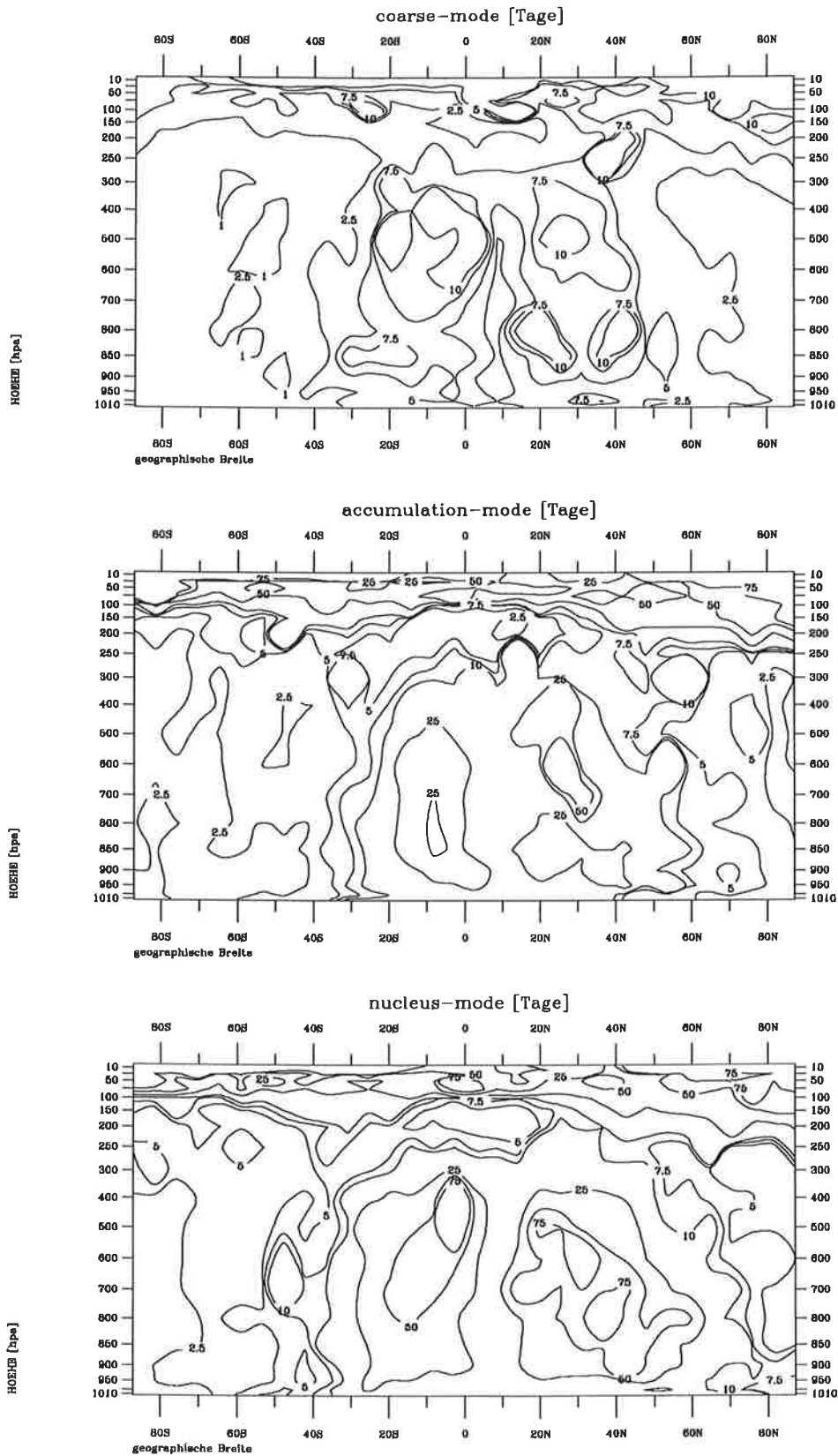


Abbildung 4.17: Vertikalschnitte der zonal gemittelten Lebensdauer der Aerosolteilchen für Juli in [Tagen].

4.2 Sensitivitätsexperimente

4.2.1 Variation des Rainout - Ansatzes

Der hier verwendete Rainout-Ansatz parameterisiert die Verwendung der Aerosolteilchen als Kondensationskerne für den mit Wolken bedeckten Teil des Gittervolumens. Es wurde eine möglichst einfache Parameterisierung gewählt, da es nicht möglich ist, in einem Klimamodell so komplexe Ansätze zu verwenden, wie ein mikrophysikalisches Wolkenmodell (Flossmann et al., 1985) sie enthält. Es wurde eine Abhängigkeit vom Wolkenbedeckungsgrad im Klimamodell eingeführt sowie eine unterschiedliche Effizienz, mit der Teilchen als Kondensationskern dienen. Diese wurde anhand von Messungen (Schumann, 1991) und Modellierung (Rehkopf, 1984) abgeschätzt. Um zu sehen wie empfindlich dieser Parameterisierungsansatz auf Änderungen reagiert, wurden mehrere Sensitivitätstests unter Januarbedingungen durchgeführt. Dargestellt werden die Ergebnisse als Differenz zwischen dem Kontrollexperiment und dem Sensitivitätsexperiment. Beim Kontrollexperiment wird davon ausgegangen, daß die Rainout-Effizienz für den nucleus-mode 0.75, für den accumulation-mode 0.95 und für den coarse-mode 0.85 beträgt.

• 1.Experiment: Unterscheidung des Rainouts nach Land und Meer

Die Effizienz, mit der Aerosolteilchen als Kondensationskern dienen, variiert zwischen 49 % und 98 % (Ahr et al., 1989, Flossmann et al., 1985), je nachdem, ob die Aerosolteilchen hydrophob oder hydrophil sind. In diesem Sensitivitätsexperiment wurde davon ausgegangen, daß Aerosolteilchen über dem Land infolge ihrer chemischen Zusammensetzung sehr wahrscheinlich eine geringere Wasserlöslichkeit haben. Ihr Bestreben, als Kondensationskern zu dienen, ist somit reduziert. In diesem Experiment unter Januarbedingungen werden die Rainout-Raten über dem Land im wolkenbedeckten Teil des Gittervolumens um 20% reduziert. Das bedeutet, daß im 1.Experiment für den nucleus-mode eine Rainout-Effizienz von 0.55 verwendet wird, für den accumulation-mode beträgt sie 0.75 und für den coarse-mode 0.65. Das Ergebnis wird dargestellt als Differenz zwischen dem Kontrollexperiment und dem Sensitivitätsexperiment (Abb. 4.18, Abb. 4.19).

Der Anteil des Rainout im Vergleich zu den anderen Senkenprozessen nimmt im globalen Mittel um ca. 0.8 % für jede Größenklasse ab. Die Differenz der Teilchenzahldichte zeigt im zonalen Mittel ein Maximum in ca. 40 Grad nördlicher Breite in Bodennähe (Abb. 4.18). Eine Verringerung der Rainout-Effizienz über den Kontinenten führt zu einer sichtbaren Erhöhung der Teilchenzahldichte genau dort, wo auch die Bewölkung recht groß ist. Die globalen Verteilungen zeigen, daß das Signal dieses 1. Experiments sich auf die Kontinente beschränkt. Lokal ist die Teilchenzahldichte um ca. 20 % höher. Dies gilt zum Beispiel für Teilchen des nucleus-mode über Rußland und Kanada (Abb. 4.19). Für den accumulation-mode ist dies ähnlich, es gibt deutlich höhere Teilchenzahldichten über Rußland und Nordamerika, aber auch über Europa. Für den coarse-mode sind die Änderungen nur gering, da es über den Kontinenten auf der Nordhalbkugel infolge der Schneebedeckung nur geringe Teilchenzahldichten gibt. Folglich kann das Rainout dort auch nicht sehr effektiv Aerosolteilchen aus der Atmosphäre entfernen und eine Reduktion der Rainouteffizienz zeigt kaum Wirkung.

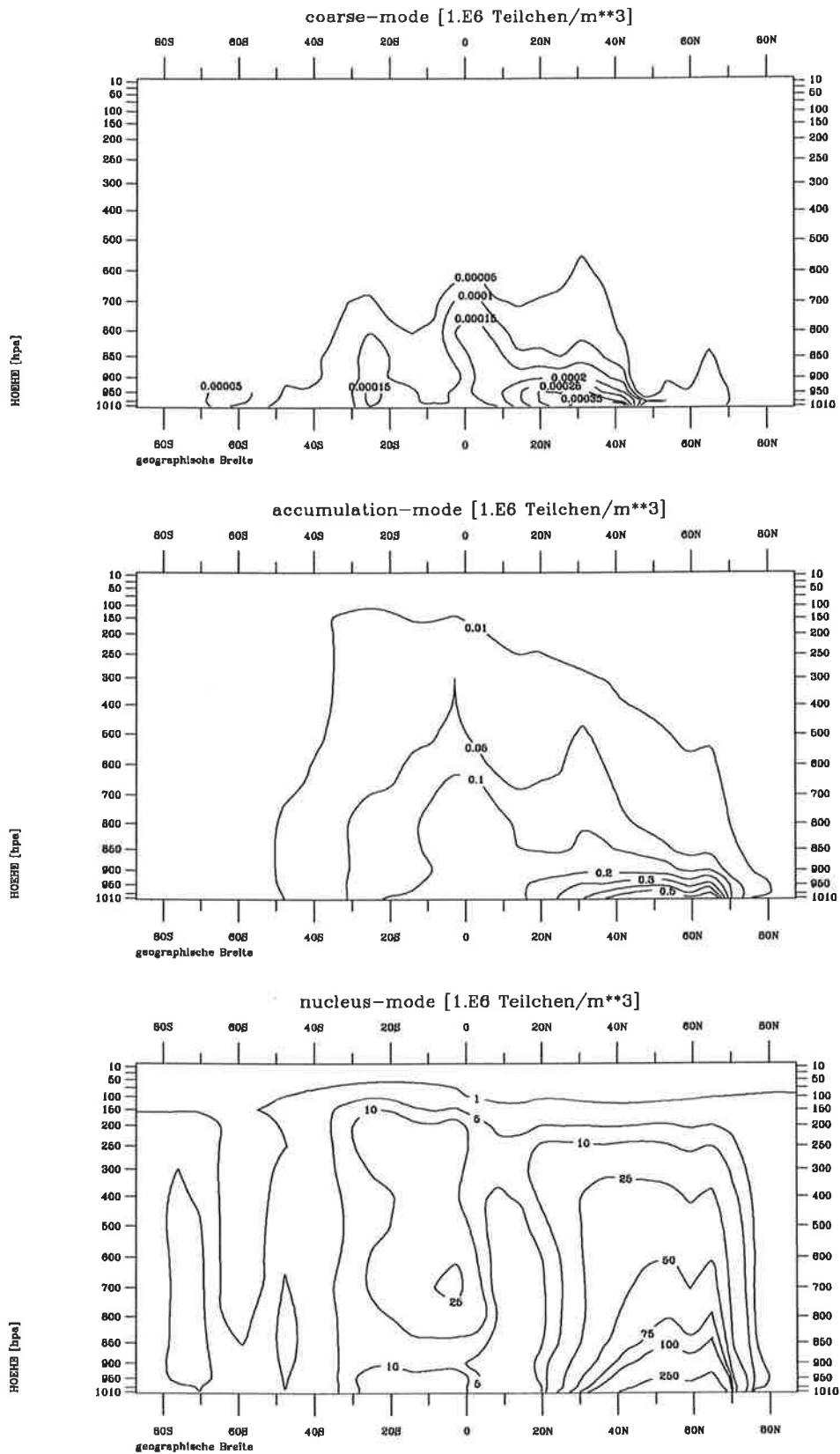


Abbildung 4.18: Zonalschnitt der Differenz der Teilchenzahldichte zwischen dem 1.Rainoutexperiment und dem Kontrollexperiment für den nucleus-mode(unten), den accumulation-mode (Mitte) und den coarse-mode (oben) in $[\frac{10^6 \text{ Teilchen}}{m^3}]$.

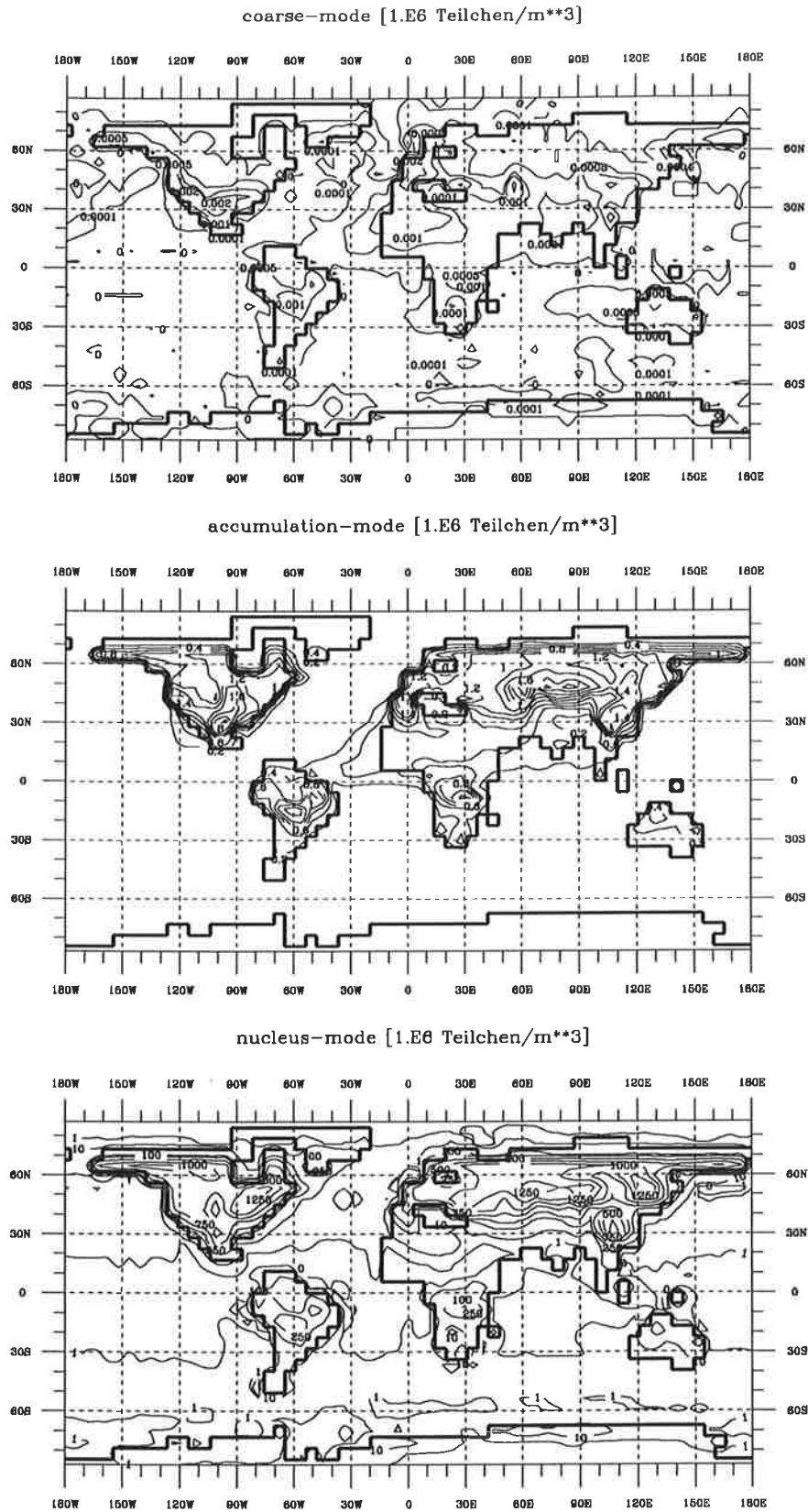


Abbildung 4.19: Horizontale Verteilung der Differenz der bodennahen Aerosolfelder zwischen dem 1.Rainoutexperiment und dem Kontrollexperiment für den nucleus-mode (unten), den accumulation-mode (Mitte) und den coarse-mode (oben) in $\left[\frac{10^6 \text{ Teilchen}}{\text{m}^3}\right]$.

- **2. Experiment: Reduktion des Rainout bei großer Anzahl von Kondensationskernen**

Der Anzahl der Wolkentropfen, die aus Aerosolteilchen aktiviert werden, hängt in großem Maße von der Übersättigung des Wasserdampfes ab. Dies bedeutet umgekehrt, daß selbst bei großem Angebot an Kondensationskernen ohne Übersättigung keine Wolkentropfen gebildet werden. Der Prozeß der Tropfenbildung schreitet nur solange fort, wie die Übersättigung des Wasserdampfes noch nicht abgebaut ist. Selbst bei großem Angebot an Aerosolteilchen tritt eine Stagnation der Wolkentropfenbildung ein, wenn die Übersättigung abgebaut ist. In der Literatur wird dieser Prozeß oft als 'Sättigungseffekt' bei der Teilchenaktivierung bezeichnet (Gillani et al., 1995). Die Entfernung von Aerosolteilchen über ihre Aktivierung als Kondensationskern steigt also nicht linear mit der Teilchenzahldichte, sondern nimmt bei sehr hohen Teilchenzahlen ab (Pruppacher & Klett, 1978).

Aus diesem Grund wurde ein Sensitivitätstest erdacht, der eine Abnahme der Rainout-Effizienz bei besonders hohen Teilchenzahldichten berücksichtigt. In der Tabelle (4.4) sind die Schwellwerte aufgeführt. Bei Erreichen des Schwellwertes wird die Rainout-Effizienz gemäß der Tabelle (4.5) in zwei Stufen reduziert. Die Festsetzung der Schwellwerte erfolgte willkürlich.

in [$\frac{10^8 \text{ Teilchen}}{\text{m}^3}$]	nucleus	accumulation	coarse
Stufe 1	5000	10	0.1
Stufe 2	10000	100	0.2

Tab.4.4: Schwellwerte der Teilchenzahldichte für das Rainout-Sensitivitätsexperiment

	nucleus	accumulation	coarse
Kontrollexperiment	0.75	0.95	0.85
Stufe 1	0.20	0.65	0.55
Stufe 2	0.10	0.45	0.55

Tab.4.5: Verwendete Rainout-Effizienzen für das Kontrollexperiment und für das Rainoutexperiment bei Stufe 1 und Stufe 2. Die Zuordnung der Stufen ist in Tabelle (4.4) aufgeführt.

Im globalen Mittel wird der Anteil des Rainout an den Senkenprozessen um 6 % für den nucleus-mode und um ca. 2 % für den accumulation-mode und den coarse-mode reduziert.

Die Vertikalschnitte der Differenz der Teilchenzahldichten weisen zonalsymmetrische Strukturen auf (Abb. 4.20). Die Zunahme der Teilchenzahldichte ist im accumulation-mode in den Tropen besonders hochreichend und am größten in

accumulation-mode in den Tropen besonders hochreichend und am größten in Bodennähe. Für die Aerosolteilchen des nucleus-mode ist die Zunahme der Teilchenzahldichte besonders hoch, da die Rainouteffizienz für die kleinen Teilchen am meisten reduziert wird. Die Maxima liegen hier zonalsymmetrisch in ca. 50 Grad geographischer Breite in Bodennähe. Die globale Differenzabbildung (Abb. 4.21) des nucleus-mode zeigt ebenso eine deutliche Erhöhung der Teilchenzahldichte bei verringertem Rainout. Über Rußland wird bei dieser Rainout-Annahme die Teilchenzahl des nucleus-mode um 50-70 % erhöht. Über Kanada liegt die Zunahme der Teilchenkonzentration bei 30-50 % und im Bereich des Zirkumpolarstroms schwankt die Zunahme um 45-75 %. Für den accumulation-mode ergibt sich eine geringere Zunahme der Teilchenzahldichte von ca. 14 % über Europa und max. 10 % über Rußland. Über Mittel- und Nordamerika beträgt die Zunahme der Teilchenzahldichte des accumulation-mode sogar nur noch 2-4 % und über Südamerika max. 7 %. Auf den Abbildungen des coarse-mode ist eine deutliche Zunahme der Teilchenzahl um 10-15 % über dem Zirkumpolarstrom zu verzeichnen, wenn die Effizienz des Rainout verringert wird. Die Zunahme der Teilchenzahl ist hingegen über dem Nordatlantik, dem Nordpazifik und dem indischen Ozean mit max. 5 % deutlich geringer. Diese Ergebnisse sind nicht verwunderlich, da in diesem Experiment wie in Tabelle (4.5) aufgeführt, die Reduktion der Rainout-Effizienz bei hoher Teilchenzahl für den nucleus-mode am größten ist.

Als Ergebnis der Rainoutsensitivitätstests wird deutlich, wie empfindlich die Teilchenzahldichte von der Rainoutparameterisierung abhängt. Für künftige Simulationen wäre eine Weiterentwicklung der Rainout-Parameterisierung sinnvoll. Das Rainout sollte dann zusätzlich von der Übersättigung des Wasserdampfes oder von der Teilchenzahl abhängen.

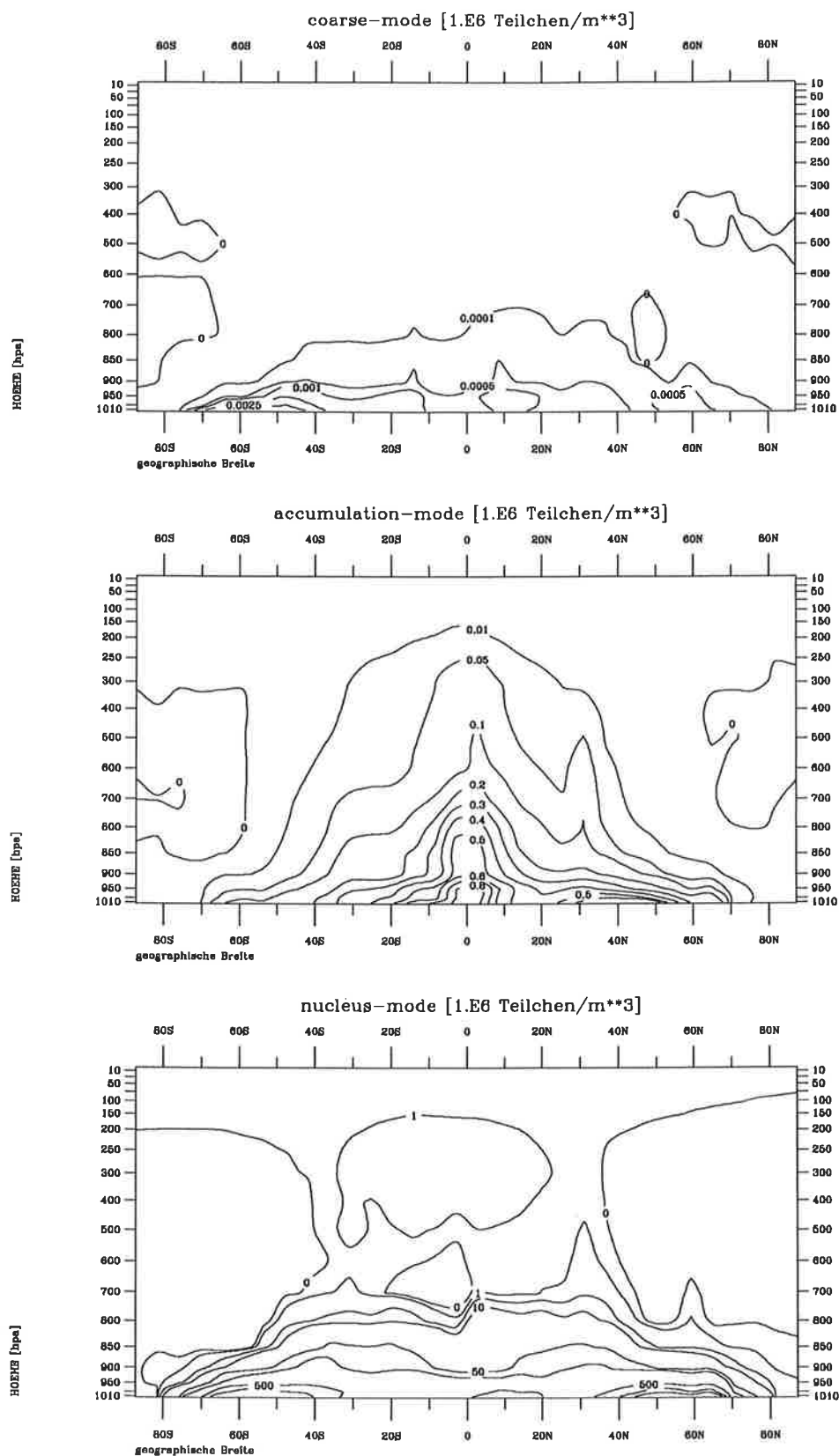


Abbildung 4.20: Zonalschnitt der Differenz der Aerosolteilchenzahldichte zwischen dem 2.Rainoutexperiment und dem Kontrollexperiment für den nucleus-mode (unten), den accumulation-mode (Mitte) und den coarse-mode (oben) in $10^6 \frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^3}$.

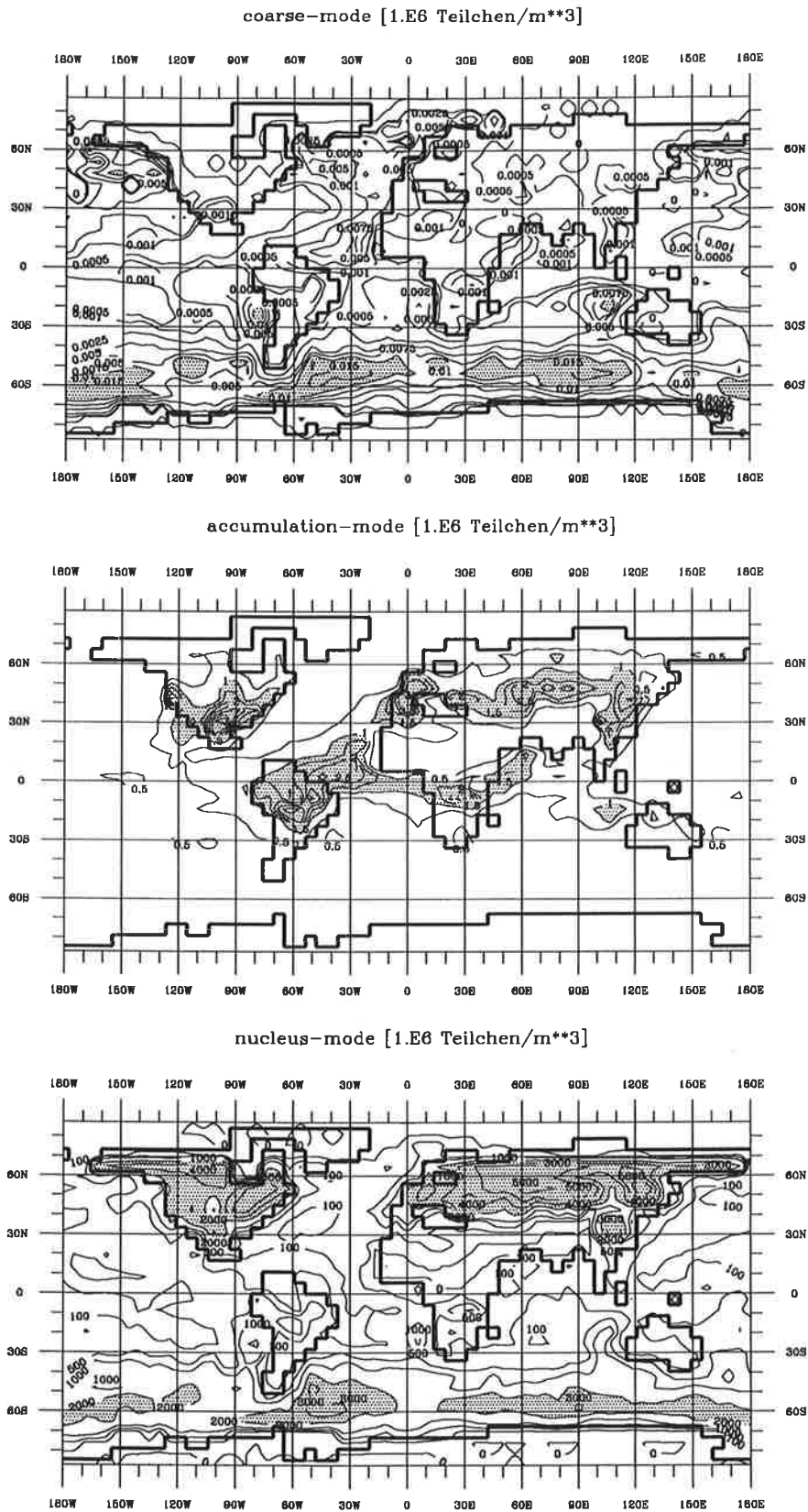


Abbildung 4.21: Horizontale Verteilung der Differenz der Aerosolteilchendichte zwischen dem 2.Rainoutexperiment und dem Kontrollexperiment für die Aerosolteilchen im nucleus-mode (unten), im accumulation-mode (Mitte) und im coarse-mode (oben) in $\left[\frac{10^6 \text{ Teilchen}}{m^3}\right]$.

4.2.2 Veränderung der Verdunstungsparameterisierung

Unter der Annahme, daß Aerosolteilchen, wenn sie verdunsten, ihre Größe verändern, wurde der folgende Sensitivitätstest vorgenommen. Es wird davon ausgegangen, daß 50 % der Aerosolteilchen im Niederschlag, wenn dieser verdunstet, derart angewachsen sind, daß die Aerosole der nächstgrößeren Größenklasse angehören. Zusätzlich wird angenommen, daß etwa 50 % der Aerosolteilchen wasserlöslich sind und daher nicht wieder verdunsten können. Hieraus ergibt sich ein Faktor von 0.25 bzw. ein Anteil von 25 % für die Größenklassen des nucleus-mode und des accumulation-mode, der bei Verdunstung in die nächstgrößere Größenklasse wandert. Für den coarse-mode ändert sich definitionsgemäß nichts. Um beim Übergang der Aerosolteilchen von einer Größenklasse in die nächste näherungsweise die Masse zu erhalten, wurde ein Normierungsfaktor eingeführt. Dieser Normierungsfaktor zur Bestimmung der Teilchenzahl, die bei der Verdunstung in die nächstgrößere Größenklasse wandert, wird aus den mittleren Massen je Aerosolteilchen bestimmt (Kap.3).

$$N_{n,n+1} = \frac{m_n}{m_{n+1}} \quad (4.2)$$

wobei $n=1,2,3$ für die drei Größenklassen steht. Für den nucleus-mode beträgt der Quotient $N_{1,2} = 0.000789$ und für den accumulation-mode beträgt der Quotient $N_{2,3} = 0.011$.

Als Ergebnis dieses Sensitivitätstests werden zonal gemittelte Vertikalschnitte der drei Größenklassen als Differenz zwischen dem Experiment mit geänderter Verdunstungsparameterisierung und dem Kontrollexperiment gezeigt (Abb. 4.22). Für den nucleus-mode und den accumulation-mode zeigen die Abbildungen ausschließlich negative Differenzen. Das bedeutet, daß durch die Verdunstung von konvektivem Niederschlag weniger Teilchen in die Atmosphäre gelangen. Sie wandern statt dessen in die nächstgrößere Größenklasse. Beim coarse-mode ist die Differenz positiv, was eine Zunahme der Teilchenzahldichte bedeutet. Durch die Verdunstung des konvektiven Niederschlags gelangen bei der obigen Annahme also wesentlich mehr große Aerosolteilchen in die Atmosphäre als in dem Kontrollexperiment. Die Maxima liegen in den Subtropen in ca. 900 hpa und sind zum Teil doppelt so groß wie in dem Kontrollexperiment. Aus diesem Grund wird zusätzlich die Differenz der Teilchenzahldichte in dieser Höhe vorgestellt. Die horizontalen Verteilungen der Aerosole in ca. 920 hpa (Gitterschicht 16, Abb. 4.23) zeigen eine deutliche Zunahme der Konzentration in den Subtropen mit einem Anwachsen der Teilchenzahldichte um ca. 5 % über Südamerika, Indien und über dem indischen Ozean, aber auch im Bereich des subtropischen Atlantiks und des subtropischen Pazifiks. Dies war zu erwarten, da dies Regionen sind, in denen konvektive Niederschläge in ungesättigter Umgebungsluft verdunsten können.

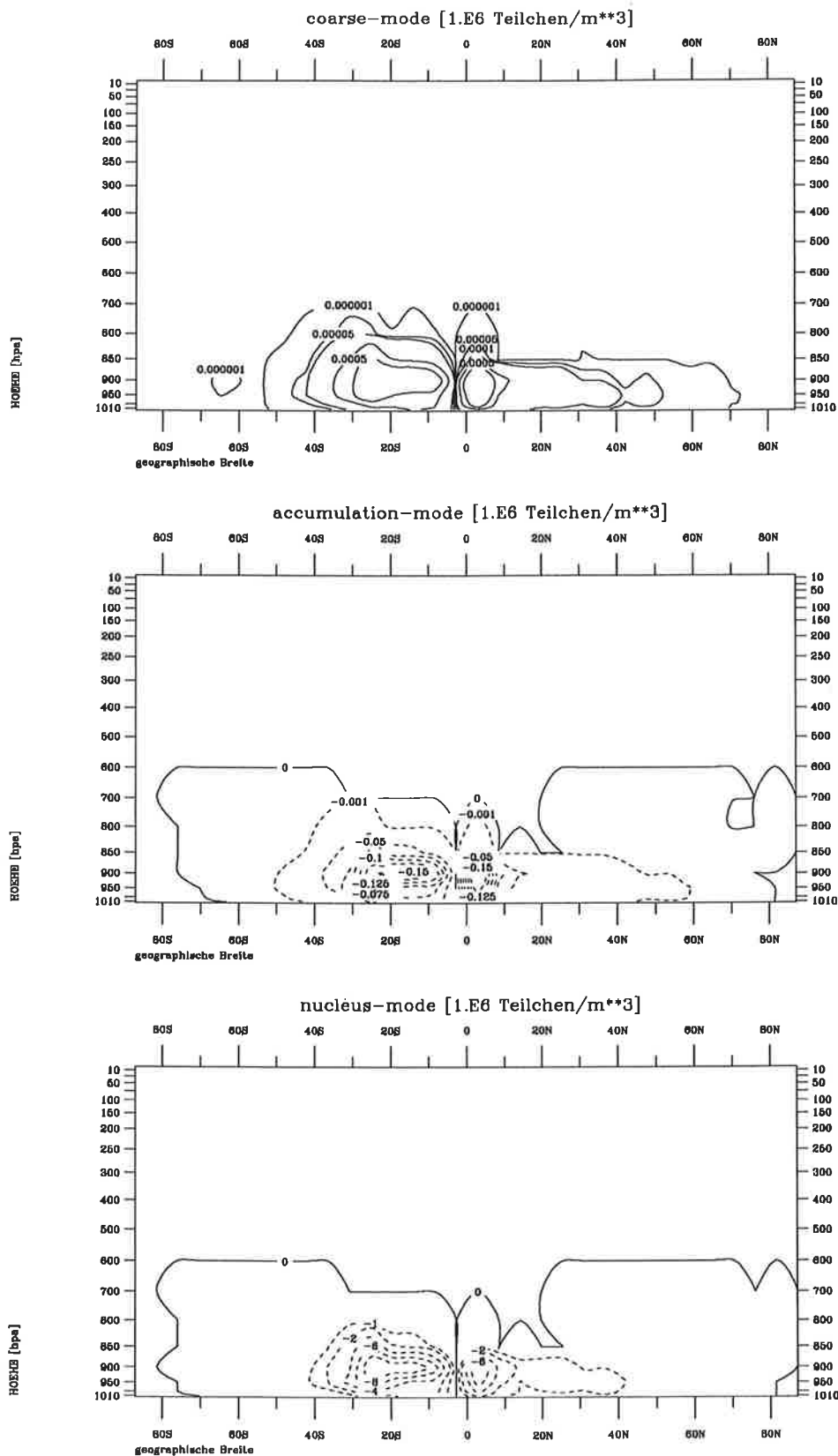


Abbildung 4.22: Zonalschnitt der Aerosolquelle durch Verdunstung, dargestellt als Differenz zwischen dem Sensivitätsexperiment und dem Kontrollexperiment für den nucleus-mode (unten), den accumulation-mode (Mitte) und den coarse-mode (oben) in $[10^6 \frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^3}]$.

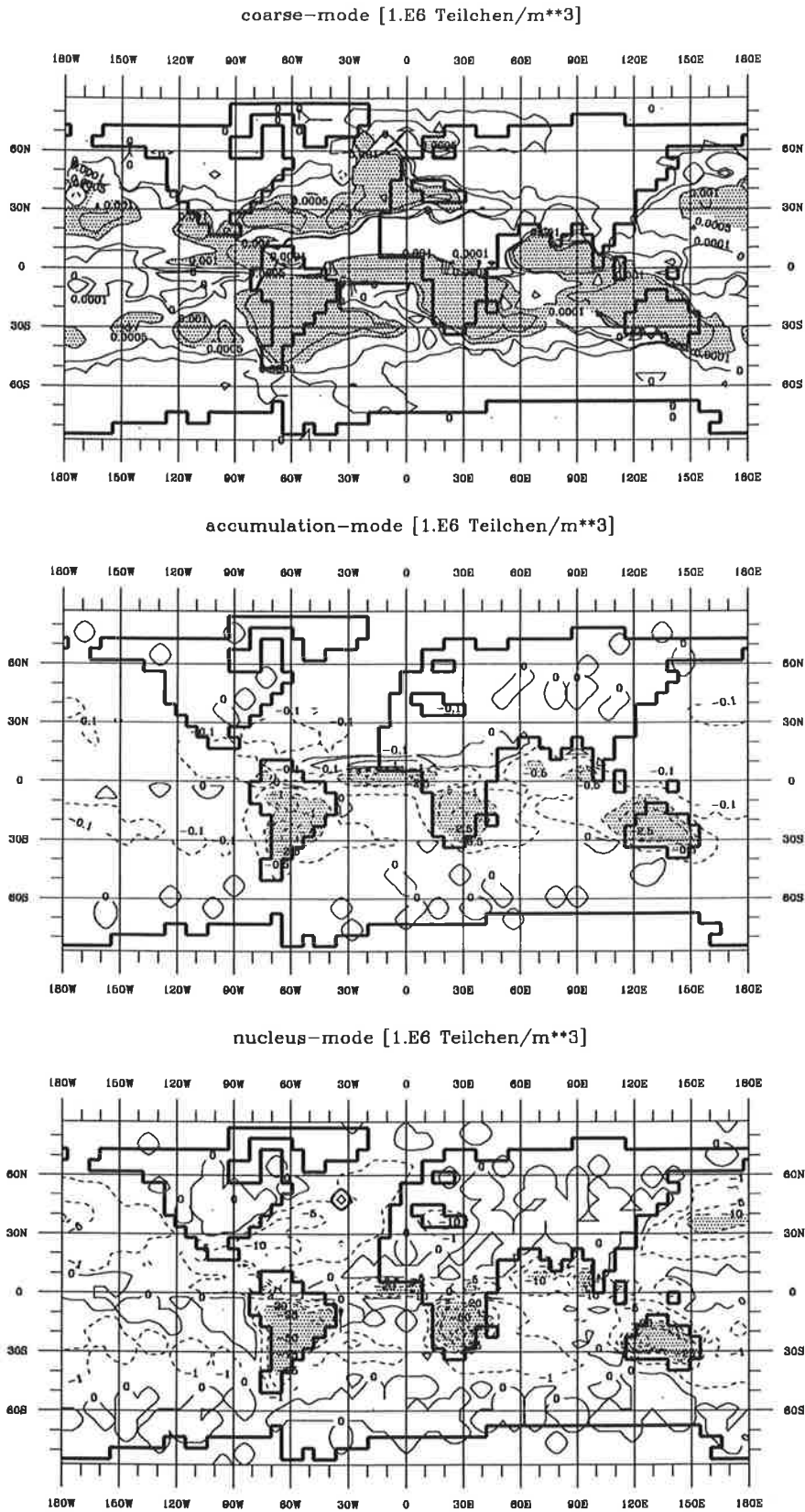


Abbildung 4.23: Horizontale Verteilung der Differenz der Teilchenzahldichten in ca. 920 hpa (Niveau 16) zwischen dem Sensivitätsexperiment und dem Kontrollexperiment für den nucleus-mode (unten), den accumulation-mode (Mitte) und den coarse-mode (oben) in $10^6 \frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^3}$.

4.3 Validierung

Aerosolteilchenkonzentrationen sind gekennzeichnet durch eine hohe räumliche und zeitliche Variabilität infolge ihrer relativ geringen Lebensdauer. Die Messungen von Aerosolteilchen sind in erster Linie Punktmessungen. Sie werden oft nur für einen bestimmten Zeitraum durchgeführt oder es werden nicht alle Aerosolkomponenten erfaßt, das heißt, es wird nur eine Spezies bestimmt. Außerdem werden unterschiedliche Parameter gemessen. Abhängig vom Gerätetyp wird erst ab einer bestimmten Größe gemessen. Die Messungen weisen eine Genauigkeit von ca. 10 - 20 % auf (Jaenicke, 1988). Relativ gut bekannt ist die chemische Zusammensetzung der atmosphärischen Aerosolteilchen und ihre Größenverteilung für bestimmte Regionen. Die Messung der Größenverteilungen hängt jedoch empfindlich von dem Größenbereich ab, in dem gemessen wird. Aus Satellitenbeobachtungen sind zumeist nur optische Parameter wie das Rückstreuvermögen und die optische Dicke bekannt. Die Satellitenmessungen beziehen sich bisher nur auf wolkenfreie Gebiete.

Dies alles erschwert die Validierung der berechneten Aerosolteilchenzahldichten, da in einem Klimamodell Gitterpunktmittelwerte sowie Zeitmittelwerte berechnet werden und diese Werte nur hinsichtlich ihrer Größenordnung den Punktmessungen (Momentaufnahmen) nahe kommen können. Diese Argumentation betont gleichzeitig die Notwendigkeit weiterer Messungen, insbesondere der Weiterentwicklung von Satellitenmessungen; soll aber auch auf die Problematik des Vergleichs von Messungen mit Modellergebnissen hinweisen.

4.3.1 Vergleich mit Beobachtungsdaten

- **Satellitenbeobachtungen**

Es gibt erste Satellitenmessungen der Aerosol-Rückstreuung für Dezember - Februar und Juni - August von Husar (Lacis et al., 1995). Das dort dargestellte Signal entspricht der optischen Dicke mal 1000; ausgewertet wurden nur die Messungen über den Ozeanen. Die Abbildungen von Husar (Lacis et al., 1995) zeigen deutliche Strukturen mit Maxima über dem tropischen Atlantik, wo der Sahara-Staub über das Meer transportiert wird. Die gleichen Strukturen über dem Atlantik sind auch in den Abbildungen 4.1 bis 4.3 deutlich zu erkennen. Die beste Übereinstimmung gibt es für den Nordwinter. Im Nordsommer ist der Transport im Modell etwas weiter nördlich zu finden, als die Messungen der optischen Dicke es zeigen. Dies ist auf einen Defekt in der Zirkulation des Klimamodells ECHAM3 zurückzuführen (Roeckner et al., 1992). Das Azorenhoch liegt im Sommer auf der Nordhemisphäre im ECHAM3 zu weit östlich, was eine Überschätzung des meridionalen Transports der mineralischen Aerosolteilchen zur Folge hat. Realistischer wäre ein Transport nach Westen wie die Satellitenmessungen es zeigen.

- **Messungen**

Für den Vergleich der Modellsimulationen mit Beobachtungen wird der globale Aerosoldatensatz GADS (Koepke et al., 1996) herangezogen. In dem globalen Ae-

rosoldatensatz werden die Teilchenzahldichte, das Massenmischungsverhältnis und die optischen Eigenschaften für 10 Aerosolkomponenten aus Messungen, Beobachtungen und Modellen zusammengestellt. In GADS werden 10 Aerosolkomponenten unterschieden:

- wasserunlösliche Teilchen
- wasserlösliche Teilchen
- Ruß
- Seesalz(accumulation-mode und coarse-mode)
- mineralische Teilchen(nucleus-, accumulation- und coarse-mode, transportiertes mineralisches Aerosol)
- Schwefelsäuretröpfchen

Vorteil von GADS ist die Verwendung der gleichen drei Größenklassen wie in AP-MO: Nachteil, daß die Daten sich nicht nur auf natürliches Aerosol beziehen, sondern auch auf anthropogenes. Dies erschwert den Vergleich zwischen GADS und Modellrechnungen, in denen nur natürliche Aerosolquellen berücksichtigt werden. Daher werden für einen direkten Vergleich anthropogen wenig beeinflusste Regionen herangezogen, wie Wüstenregionen und ein Teil der Ozeane.

In der GADS - Veröffentlichung (Koepke et al., 1996) wird das Massenmischungsverhältnis der mineralischen Aerosolteilchen der 3 Größenklassen addiert und zusammen mit dem transportierten mineralischen Aerosol für Januar dargestellt. Für die Sahara werden über der Wüste Werte von 250 bis 350 $\frac{\mu\text{g}}{\text{m}^3}$ gemessen, über dem Atlantik werden typische Massenkonzentrationen von ca. 150 bis 300 $\frac{\mu\text{g}}{\text{m}^3}$ erreicht. Für die australische Wüste werden Werte von 50 bis 100 $\frac{\mu\text{g}}{\text{m}^3}$ beobachtet, für die Namib-Wüste Werte von 25 bis 50 $\frac{\mu\text{g}}{\text{m}^3}$.

Weiter wird im GADS - Artikel das gesamte Massenmischungsverhältnis aller Aerosolkomponenten gezeigt, wobei über den Ozeanen vornehmlich Messungen der Seesalzteilchen und die Berechnung der Seesalzkonzentrationen abhängig vom bodennahen Wind die Quelle der Daten bilden. Für Januar werden hier Konzentrationen von 50 -100 $\frac{\mu\text{g}}{\text{m}^3}$ über dem Nordatlantik und dem Nordpazifik als typisch angesehen.

4.3.2 Vergleich mit Modellierung

Ein Vergleich mit den Teilchenzahlen der Rechnungen von Rehkopf(1984) mit einem 2-dimensionalen, zonal gemittelten Modell ergibt eine gute Übereinstimmung hinsichtlich der Größenordnung der zonalen Mittelwerte in Bodennähe. Bei Rehkopf (1984) betragen die Teilchenzahldichten des coarse-mode $0.01 [10^6 \frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^3}]$, die des accumulation-mode 50 bis 100 $[10^6 \frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^3}]$ und die des nucleus-mode mehr als 1000 $[10^6 \frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^3}]$ im Januar in Bodennähe. Der Vergleich bezieht sich auf die Simulation von Rehkopf (1984) mit ausschließlich natürlichen Emissionen. Die Werte stimmen gut überein für die großen und mittelgroßen Teilchen (Abb. 4.4). Die Teilchenzahldichte der kleinen Aerosolteilchen ist in APMO jedoch größer, was wahrscheinlich auf die einfache Abschätzung der Gas-Teilchen-Umwandlung in APMO zurückzuführen ist. Dies ist sicherlich auch ein Grund

dafür, daß die Abnahme der Teilchenzahldichte mit der Höhe bei Rehkopf (1984) deutlich größer ist. Auf der anderen Seite wird der vertikale Transport der Aerosolteilchen in einem zonal gemittelten, 2-dimensionalen Modell nicht so gut aufgelöst wie im Klimamodell und vielleicht unterschätzt.

Auffallend sind die zonalsymmetrischen Strukturen auf den Abbildungen (4.4) und (4.5), die von dem zonal gemittelten Modell nicht simuliert werden. Aerosolteilchen stellen eine regional und zeitlich sehr variable Größe dar. Sie unterliegen in einem zonal gemittelten Transportmodell mit vorgegebenen klimatologischen Werten, wie Rehkopf es verwendete, nicht der zeitlichen und räumlichen Variabilität, die ein Klimamodell ermöglicht.

4.3.3 Masse der Aerosolteilchen als Interpretation

Zur Bestimmung der Quellflüsse der Aerosolteilchen aus Messungen wird zur Berechnung der Teilchenzahl die Masse jedes Aersolteilchens jeder Größenklasse benötigt. Die genaue Umrechnprozedur wird in Kapitel 3.2 beschrieben und hängt von der chemischen Zusammensetzung und der Größenverteilung des Aerosols ab. Bei den Quellen wird zwischen Seesalzaerosol, Wüstenstaub, kontinentalem Aerosol (Tab. 3.3) und Background Aerosol (Tab. 3.10) unterschieden. Jede Aerosolkomponente hat eine spezifische Masse, die sich um Größenordnungen unterscheiden kann. Die Teilchenzahldichte hängt sehr empfindlich von der Aerosolmasse ab. Bei der Berechnung der natürlichen Aerosolfelder werden die verschiedenen Quellen, denen jeweils unterschiedliche Größenverteilungen zugrunde liegen und somit auch unterschiedliche Massen je Teilchen, durchmischt. Da der Transport in nur drei Klassen unabhängig von ihrer chemischen Zusammensetzung erfolgt, kann bei dem Ergebnis keine chemische Zusammensetzung angegeben werden. Für die Rückrechnung der Teilchenzahldichte in Aerosolmasse kann nicht einfach die Ausgangsmasse der Aerosolquellen benutzt werden, da ein Transport und folglich auch eine Durchmischung stattgefunden hat. Aus diesem Grund werden verschiedene gewichtete Mittelwerte aus den Aerosolmassen der berücksichtigten Aerosolkomponenten berechnet, die dann zur Interpretation der Ergebnisse von APMO dienen.

	nucleus	accumulation	coarse
m_{Land}	$5.4 \cdot 10^{-16}$	$1.6 \cdot 10^{-13}$	$6.4 \cdot 10^{-11}$
m_{Meer}	$8.4 \cdot 10^{-16}$	$1.3 \cdot 10^{-12}$	$1.0 \cdot 10^{-10}$
$m_{Background}$	$7.8 \cdot 10^{-16}$	$1.1 \cdot 10^{-13}$	$8.5 \cdot 10^{-11}$
$m_{Wüste}$	$1.8 \cdot 10^{-15}$	$9.7 \cdot 10^{-13}$	$8.9 \cdot 10^{-10}$
m_{gew1}	$7.5 \cdot 10^{-16}$	$9.5 \cdot 10^{-13}$	$8.9 \cdot 10^{-11}$
m_{gew2}	$7.5 \cdot 10^{-16}$	$3.6 \cdot 10^{-13}$	$8.9 \cdot 10^{-11}$

Tab.4.6: Massen je Teilchen in $[g/[\frac{1\text{Teilchen}}{cm^3}]]$; für Land, Meer und Background aus Jaenicke(1988) und für Wüsten aus Koepke et al. (1996); m_{gew1} und m_{gew2} daraus abgeleitete mittlere Massen.

Die Umrechnung der Teilchenzahldichte, die in APMO berechnet wird, in Aerosolmasse erfolgt unter verschiedenen Annahmen, um die möglichen Interpretationen der Ergebnisse zu veranschaulichen. Zuerst wurde die Unterteilung in Land, Meer, Wüste beibehalten, dann wurde jedoch mit zwei verschiedenen gewichteten Mittelwerten gerechnet.

Der in Tabelle (4.6) aufgeführte gewichtete Mittelwert m_{gew1} wird entsprechend der Land- und Meerverteilung (70 % Meer und 30 % Land) aus den Massen je Teilchen (Tab. 3.3) berechnet. Der zweite gewichtete Mittelwert m_{gew2} wird aus 30 % m_{gew1} und 70 % $m_{Background}$ gebildet. Dieser Mittelwert m_{gew2} bringt nur für den accumulation-mode eine deutliche Änderung in der Aerosolmasse je Teilchen. Dies erscheint sinnvoll, da die Quelle der Teilchen des accumulation-mode sich in Bodennähe aus den Quellen der Gas-Teilchen-Umwandlung und den Quellen an der Erdoberfläche (BPC) zusammensetzt.

Das Ergebnis der Umrechnung der zeitlich gemittelten Teilchenzahlen in Massen wird als zonales Mittel im untersten Modellniveau für jede Größenklasse dargestellt. Die Abbildungen (4.24) - (4.26) zeigen die zonalen Mittelwerte über Land gemittelt. Dabei wird unterschieden in einen Umrechnungsfaktor für die gesamte Landfläche und einen getrennt nach Land und Wüste. Für den nucleus-mode und den coarse-mode werden die Kurven der Umrechnung mit m_{gew1} sowie m_{gew1} und $m_{Wüste}$ nur über Wüsten in Abbildung (4.24) bzw. Abbildung (4.26) gegenübergestellt. Der gewichtete Mittelwert m_{gew2} bringt für diese beiden Größenklassen keine Änderung. Anders ist dies beim accumulation-mode, Abbildung (4.25) enthält die Umrechnung mit m_{gew2} sowie m_{gew2} und $m_{Wüste}$.

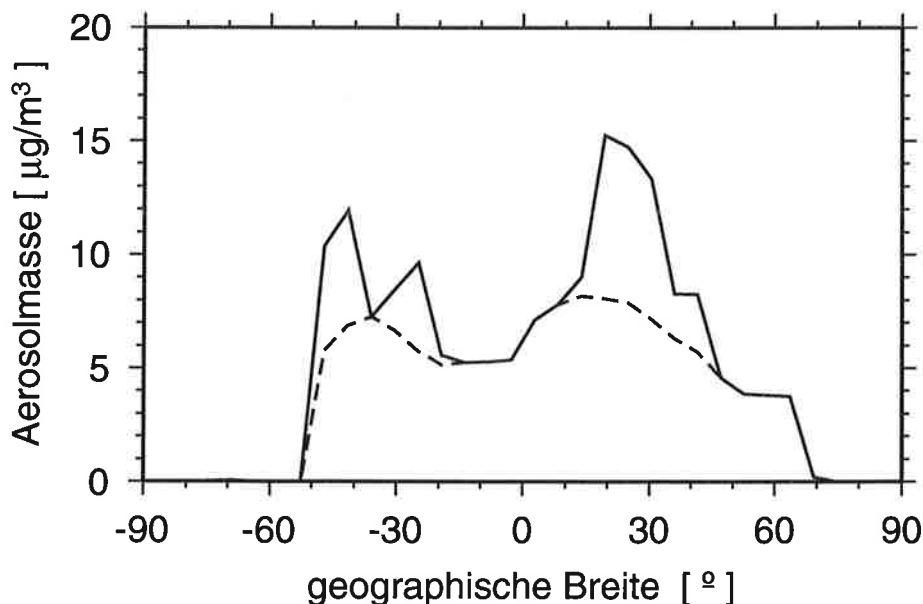


Abbildung 4.24: Zonal gemittelte Aerosolmasse des nucleus-mode über Land im Januar [$\frac{\mu g}{m^3}$], (durchgezogen = Umrechnung mit m_{gew1} und nur über Wüsten mit $m_{Wüste}$, gestrichelt = Umrechnung mit m_{gew2}).

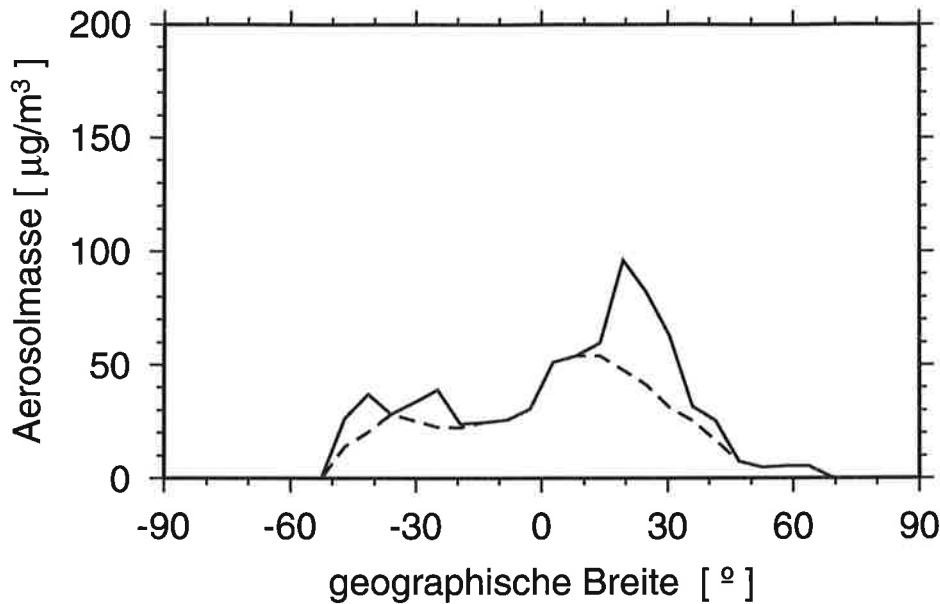


Abbildung 4.25: Zonal gemittelte Aerosolmasse des accumulation-mode über Land im Januar [$\frac{\mu g}{m^3}$], (durchgezogen = Umrechnung mit m_{gew2} und nur über Wüsten mit $m_{Wüste}$, gestrichelt = Umrechnung mit m_{gew2}).

Im zonalen Mittel finden wir eine maximale Aerosolmasse in ca. 20 Grad nördlicher Breite in allen drei Größenklassen, die eindeutig der Sahara zuzuordnen ist. Dies gilt besonders für die durchgezogene Linie, die das Massenmischungsverhältnis angibt, das man erhält, wenn man über Wüsten mit der typischen Masse je Teilchen $m_{Wüste}$ rechnet und über dem restlichen Land den gewichteten Mittelwerte m_{gew1} für die Umrechnung verwendet. Die Summe der Massenmischungsverhältnisse aller drei Größenklassen für Januar (nucleus ca. $15 \frac{\mu g}{m^3}$, accumulation ca. $90 \frac{\mu g}{m^3}$ und coarse ca. $170 \frac{\mu g}{m^3}$) beträgt in dieser Breite ca. $275 \frac{\mu g}{m^3}$ im zonalen Mittel über Land und liegt damit den Messungen, die GADS zu Grunde liegen, sehr nahe. Gemäß GADS beträgt das Massenmischungsverhältnis für Januar über der Sahara ca. $300 \frac{\mu g}{m^3}$ (lokales Maximum von ca. $380 \frac{\mu g}{m^3}$). Da sich in ca. 30 bis 40 Grad nördlicher Breite die asiatische Wüste Gobi befindet, sind die zonalen Mittelwerte der Aerosolmassen auch dort recht hoch für alle drei Größenklassen.

In ca. 30 Grad südlicher Breite befindet sich die südafrikanische Wüste Namib und in dieser Breite liegt auch die australische Wüste. Die Summe der Massenmischungsverhältnisse aller drei Größenklassen für Januar beträgt im zonalen Mittel über Land maximal $120 \frac{\mu g}{m^3}$ in dieser Breite. In GADS beträgt das Massenmischungsverhältnis über der südafrikanischen Wüste 25 bis $50 \frac{\mu g}{m^3}$ und über der australischen Wüste 50 bis $100 \frac{\mu g}{m^3}$. Auch in dieser Region stimmen die Ergebnisse von APMO gut mit den Beobachtungen überein. Das Maximum in ca. 50 Grad südlicher Breite ist auf die kalten Wüsten in Südamerika (Atacama, Patagonien) zurückzuführen. In GADS treten dort keine ausgeprägten Werte auf.

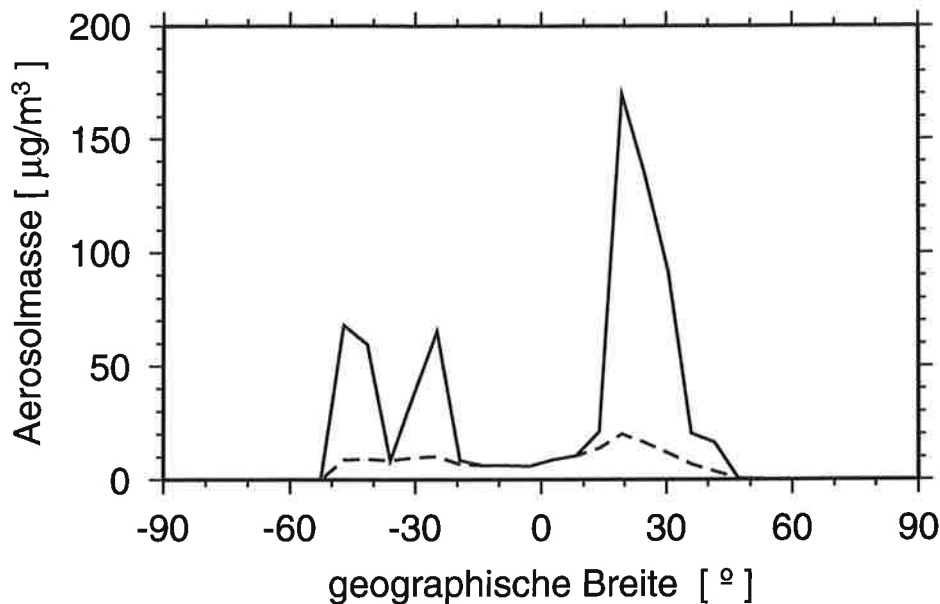


Abbildung 4.26: Zonal gemittelte Aerosolmasse des coarse-mode über Land im Januar [$\frac{\mu g}{m^3}$], (durchgezogen = Umrechnung mit Umrechnung m_{gew1} und nur über Wüsten mit $m_{Wüste}$, gestrichelt = Umrechnung mit m_{gew1}).

Auf den Abbildungen (4.24) - (4.26) wird bewußt der Wert der zwei unterschiedlichen Umrechnungen gemeinsam dargestellt, um die mögliche Interpretation der Ergebnisse zu zeigen. Die berechneten Aerosolmassenmischungsverhältnisse hängen empfindlich von den Umrechnungsfaktoren ab. Für die Regionen, in denen eine gute Durchmischung der Aerosolteilchen stattgefunden hat, wird das Massenmischungsverhältnis zwischen der durchgezogenen und der gestrichelten Kurve liegen. Insbesondere für die über den Atlantik transportierten mineralischen Teilchen wird die Masse mit dem Faktor m_{gew1} völlig unterschätzt. Eine realistische Interpretation der Masse ist nur bei separater Behandlung der Komponenten möglich. Dies gilt nicht nur für die mineralischen Aerosolteilchen, sondern genauso für die anderen Aerosolkomponenten (Seesalz, Ruß, Sulfat etc.).

Im weiteren werden zusätzlich die über Land gemittelten Massen mit Einzelmessungen, zusammengestellt nach Duce (1995), verglichen. Die von APMO berechneten Werte liegen gut in der Größenordnung der Messungen. Beispielsweise wurden auf Teneriffa Massenmischungsverhältnisse von $0.06 - 380 [\frac{\mu g}{m^3}]$ gemessen und auf Barbados $0.0084 - 240 [\frac{\mu g}{m^3}]$. Außerdem wird in diesem Artikel betont, daß die größten Wüstenstaubausbrüche der Sahara in den Wintermonaten (Dezember - Februar) auftreten und deutlich geringere Staubaussbrüche in den Sommermonaten (Juli - August). Auch dies konnte mit APMO simuliert werden, da die Quelle der mineralischen Teilchen abhängig vom Bodenwind berechnet wird. Neuere Messungen in der Wüste Gobi geben einen Bereich von $47 - 260 [\frac{\mu g}{m^3}]$ als typisches Massenmischungsverhältnis des mineralischen Aerosols an. Die Wüste Gobi liegt in ca. 30 bis 40 Grad nördlicher Breite; die in den Abbildungen (4.24) bis (4.26) dargestellten zonalen Mittelwerte über Land geben einen mittleren Wert für die Sahara, überlagert mit der Wüste Gobi, an. In APMO beträgt das Massenmischungsverhältnis als zonales Mittel über Land in ca. 30 Grad nördlicher Breite etwa $180 [\frac{\mu g}{m^3}]$ als Summe

über die drei Klassen ($10 \frac{\mu\text{g}}{\text{m}^3}$ im nucleus-mode, $60 \frac{\mu\text{g}}{\text{m}^3}$ im accumulation-mode und $110 \frac{\mu\text{g}}{\text{m}^3}$ im coarse-mode).

Der Vergleich des globalen Aerosoldatensatzes GADS (Koepke et al., 1996) über den Ozeanen mit den Ergebnissen von APMO zeigt, daß es in den wesentlichen Strukturen keine Übereinstimmung gibt. In 60 Grad nördlicher Breite, wo bei GADS die Konzentrationsmaxima für Seesalzaerosol mit $75 - 100 \frac{\mu\text{g}}{\text{m}^3}$ liegen, treten in APMO zonal gemittelt über die Ozeane nur $11.5 \frac{\mu\text{g}}{\text{m}^3}$ auf. In GADS wurde aus Mangel an Beobachtungsdaten über den Ozeanen eine Massenkonzentration abhängig vom bodennahen Wind (Klimadaten) berechnet. Für Januar ergeben sich über dem Nordatlantik und dem Nordpazifik maximale Konzentrationen; für Juli in ca. 60 Grad südlicher Breite im Bereich der Westwindzone, entsprechend dem Muster der klimatologischen Windfelder. Diese sind zwar in den Quellflüssen von APMO zu erkennen, nicht aber in den berechneten Teilchenzahldichten oder Massenmischungsverhältnissen. In den Regionen mit relativ starken Bodenwinden liegen auch die außertropischen Zyklonen, die mit starker Bewölkung und Niederschlag verbunden sind. Die dort emittierten Seesalzaerosole werden somit sehr effektiv ausgewaschen, folglich sind die Maxima in den Gleichgewichtskonzentrationen nicht mehr zu finden. Es war also zu erwarten, daß die Ergebnisse von APMO in diesen Regionen nicht mit GADS übereinstimmen.

Daß die in APMO berechnete Teilchenzahldichte über dem Meer realistisch ist, zeigt ein Vergleich mit Seesalzmessungen von Savoie (Tegen, 1997).

Massenmischungsverhältnis in $[\frac{\mu\text{g}}{\text{m}^3}]$	Januar		Juli	
	Messung	APMO	Messung	APMO
Barbados	15 ± 6	19	12 ± 4	12
Miami	8 ± 1.5	12	6 ± 5	19
Midway	15 ± 6	19	9 ± 2.5	40
Oahu	19 ± 7	12	10.5 ± 3	23

Tab.4.7: Messungen der Seesalzkonzentration von Savoie; verglichen mit den Massenmischungsverhältnissen abgeleitet aus den Ergebnissen von APMO.

In Tabelle (4.7) sind Stationen aufgeführt, für die Messungen des Seesalzaerosols vorliegen. Für den Vergleich wurden die in APMO berechneten Teilchenzahldichten (Abb. 4.1 - 4.3) mit der typischen Masse von Seesalzaerosol (Tab. 4.6) in ein Massenmischungsverhältnis umgerechnet, wobei 10 % der accumulation-mode Aerosolteilchen und alle coarse-mode Aerosolteilchen an den entsprechenden Gitterpunkten als Seesalz interpretiert wurden. Wie die Tabelle (4.7) zeigt, bewegen sich die Massenmischungsverhältnisse in etwa in vergleichbaren Größenordnungen.

Zum Abschluß soll eine Gegenüberstellung der in APMO berechneten Quellflüsse über dem Meer mit den aus Beobachtungen bekannten Abschätzungen (Kap. 3.2, Tab. 3.1) die Glaubwürdigkeit der Ergebnisse unterstreichen. Hierzu wurden die über die Ozeane

global gemittelten Quellflüsse auf das Jahr hochgerechnet. Der Quellfluß der Seesalz-Aerosolteilchen liegt mit ca. 1700 bis 1800 $[\frac{Tg}{Jahr}]$ (Tab. 4.8) sehr gut im Bereich dessen, was aus Messungen (Jaenicke, 1988) bekannt ist.

Januar	nucleus	accumulation	coarse
Teilchenquellfluß $[\frac{1}{m^2s}]$	$0.69 \cdot 10^3$	$0.6 \cdot 10^1$	$0.15 \cdot 10^4$
Massenquellfluß $[\frac{Tg}{Jahr}]$	0.006	0.08	1700
Juli	nucleus	accumulation	coarse
Teilchenquellfluß $[\frac{1}{m^2s}]$	$0.73 \cdot 10^3$	$0.63 \cdot 10^1$	$0.16 \cdot 10^4$
Massenquellfluß $[\frac{Tg}{Jahr}]$	0.006	0.09	1800

Tab.4.8: Globale Quellflüsse über dem Meer für Januar und Juli, hochgerechnet auf das Jahr

5 Diskussion und Ausblick

5.1 Diskussion

Mit dem Aerosolteilchenmodul APMO werden natürliche Aerosolteilchenfelder in drei Größenklassen interaktiv im Klimamodell berechnet. Es wurden 3 Größenklassen ausgewählt, weil für jede Größenklasse typische mikrophysikalische und optische Eigenschaften gelten. Die Aufteilung in den nucleus-mode, den accumulation-mode und den coarse-mode wurde schon von Junge (1963) eingeführt. Sie hat einen sowohl historisch als auch physikalisch begründeten Hintergrund.

Da Aerosolteilchen in der Natur in zeitlich und räumlich sehr variablen Konzentrationen auftreten und es keine ausreichenden flächendeckenden Messungen gibt, ist es sinnvoll und notwendig, ihre Verteilung zu simulieren. Mit APMO können Aerosolteilchenfelder berechnet werden, die im Vergleich mit Messungen und Beobachtungen realistisch sind. Dieses Ergebnis ist eine wesentliche Grundlage für die weitere Berechnung der Klimawirksamkeit der Aerosole und deren Rückwirkung auf die klimatologischen Felder.

Die ausgewählten Parameterisierungsansätze beruhen oft auf sehr einfachen Annahmen. Es gibt zahlreiche empirische Ansätze zur Parameterisierung der Quelle von Seesalzteilchen über dem Ozean, bei denen jeweils die Massenkonzentration der Seesalzteilchen mit der Windgeschwindigkeit in Beziehung gesetzt wird (Blanchart et al., 1980; Lovett, 1978). Neuere Ansätze geben verschiedene Formeln an, mit denen in Abhängigkeit von Regenereignissen (R.Marks, 1990) und Schaumkronen die Quelle von Seesalzaerosol über dem Ozean (Marks et al., 1989; Gong et al., 1997) bestimmt wird. Im ersten Versuch erscheint es ausreichend, als wesentlichste Einflußgröße nur eine 10m-Windabhängigkeit zu berücksichtigen. Denn es ist in erster Linie wichtig, die Seesalzquelle nichtlinear zu parameterisieren. Dies gilt in ähnlicher Form für Wüstenregionen; auch die Quelle der Wüstenstaubteilchen sollte in erster Näherung nichtlinear sein. Diese Forderung wird in APMO erfüllt. Da über Schnee und Eisflächen in APMO keine Aerosolteilchen emittiert werden, unterliegen die Quellflüsse realistischen jahreszeitlichen Schwankungen.

Es wurde eine einfache GPC-Abschätzung mit festem, aber vertikal unterschiedlichem Quellfluß durchgeführt. Da nur natürliche Aerosolteilchenfelder berechnet werden, ist dies auch zu rechtfertigen. Für die Untersuchung anthropogener Aerosolteilchen ist eine genauere Parameterisierung der GPC unbedingt notwendig. Dies gilt insbesondere im Hinblick auf die geplante Kopplung des Aerosolteilchenmoduls mit dem Schwefelkreislauf (Feichter et al., 1996) in ECHAM4.

In jeder Größenklasse ist ein anderer Prozeß als wesentliche Senke bekannt. Für den nucleus-mode spielt die Koagulation die größte Rolle zur Verringerung der Teilchenzahldichte. Für den accumulation-mode ist das Rainout der wichtigste Senkenprozeß und für den coarse-mode die trockene Deposition. Dieses Ergebnis hinsichtlich der Senkenprozesse wurde von APMO bestätigt (Tab. 4.2 und 4.3).

Für das Rainout wurde eine Parameterisierung ausgewählt, die den Wolkenbedeckungsgrad miteinbezieht. Für zukünftige Weiterentwicklungen wäre es wünschenswert, eine Abhängigkeit von der Übersättigung des Wasserdampfes in die Parameterisierung zu in-

tegrieren. Dieser Einfluß wurde mit dem 2.Sensitivitätstest zum Rainout gezeigt. Die aus Messungen in Wolken bekannten Übersättigungen werden in einem Klimamodell nicht erreicht, daher wurde auf eine diesbezügliche Abhängigkeit verzichtet.

Es gibt in APMO eine größere trockene Deposition über Wald, einer Region in der typischerweise die trockene Deposition erhöht ist. Die angenommene Depositionsgeschwindigkeit liegt im Rahmen dessen, was aus der Literatur bekannt ist. Neue Erkenntnisse können einfach durch Angabe einer anderen Depositionsgeschwindigkeit berücksichtigt werden.

Das Auswaschen durch Niederschlag (Washout) hängt von der Niederschlagsrate im Modell ab. Eine Weiterentwicklung im Hinblick auf die unterschiedlichen Niederschlagsformen ist denkbar. Hierzu müssen jedoch geeignete Kollisionseffizienzen aus Messungen vorliegen.

Als Ergebnisse werden jahreszeitlich gemittelte Teilchenzahldichten für Januar und Juli vorgestellt, auf denen die für die jeweilige Jahreszeit typischen Strukturen zu sehen sind. Im Januar ergeben sich deutlich geringere Teilchenzahldichten über den Kontinenten auf der Nordhalbkugel, da diese schneebedeckt sind, wodurch die Emission im Winter auf der Nordhemisphäre deutlich geringer ist. Außerdem gibt es eine Verschiebung der tropischen Maxima und Minima, die auf die jahreszeitliche Verlagerung der ITC zurückzuführen ist. Der indische Sommermonsun ist auf den Juli-Abbildungen der Teilchenzahldichte aller drei Größenklassen als Minimum deutlich erkennbar (Abb. 4.1-4.3). Der Transport von mineralischen Aerosolteilchen aus der Sahara über den Atlantik ist besonders im Januar gut erkennbar und stimmt qualitativ mit den auf Satellitenbildern erkennbaren Strukturen überein. Die aus den Ergebnissen abgeleiteten Massenmischungsverhältnisse liegen in der gleichen Größenordnung wie Beobachtungsdaten.

APMO ermöglicht die Berechnung einer Lebensdauer der Aerosolteilchen jeder Größenklasse. Sie kann als ein Realitätsmaß für die Beurteilung von APMO angesehen werden. Die zonal gemittelten Lebensdauern der nucleus-, accumulation- und coarse-mode Aerosolteilchen werden in Kapitel 4.1.3 für die Monate Januar und Juli vorgestellt. Sie ergeben vorwiegend realistische Lebensdauern für den coarse-mode von 1 bis 2.5 Tagen, in den Tropen und Subtropen auch bis zu einer Woche. Im accumulation-mode haben die Aerosolteilchen erwartungsgemäß eine größere Lebensdauer von ca. 5 Tagen in den Extratropen und mehr als 10 Tagen in den Tropen und Subtropen. Die Lebensdauer der nucleus-mode Aerosolteilchen ist nur in den Extratropen realistisch mit 2.5 bis 5 Tagen, aber unrealistisch hoch in den Subtropen. Dies könnte daran liegen, daß die Quelle der nucleus-mode Aerosolteilchen in der Atmosphäre nur sehr einfach abgeschätzt wurde und keine Gas-Teilchen-Umwandlung berechnet wird. Sehr wahrscheinlich wird die Aerosolteilchenquelle für den nucleus-mode in den Tropen und Subtropen überschätzt. Außerdem fehlt ein Senkenprozeß für den nucleus-mode: das Anwachsen der kleinsten Aerosolteilchen durch Feuchtequellung. Inwieweit dieser Senkenprozeß für die kleinsten Aerosolteilchen gerade in den relativ trockenen Subtropen Bedeutung hat, kann momentan nicht abgeschätzt werden.

Es besteht eine große Sensitivität der Ergebnisse hinsichtlich der Aerosolmasse je Teilchen. Dies gilt für die Abschätzung der Quellflüsse genauso wie für die Interpretation der Ergebnisse. In Messungen wird meistens nur die Aerosolmasse bestimmt, aber nicht die Aerosolteilchenzahl. Detaillierte Messungen hierzu, auch mit Angabe einer Schwan-

kungsbreite abhängig von der relativen Feuchte, werden benötigt. Bei der Auswertung von Messungen unter Annahme einer mittleren Verteilungsfunktion sollten die Integrationsgrenzen genau angegeben werden, um die Ergebnisse vergleichbar zu machen.

5.2 Ausblick

Die mit APMO berechneten Aerosolfelder können nach der Implementierung von APMO in ECHAM4 verwendet werden, um den direkten Einfluß der natürlichen Aerosolteilchen auf das Klima zu bestimmen. Die Strahlungsroutine des ECHAM4 (Roeckner et al., 1996) enthält aus GADS (Koepke et al., 1996) abgeleitete mittlere optische Eigenschaften für 10 Aerosolkomponenten, normiert auf 1 Teilchen / cm^3 .

Neben der direkten Klimawirksamkeit ist auch die indirekte Klimawirkung der Aerosolteilchen über veränderte optische Eigenschaften der Wolken von großer Bedeutung. Mit der Entwicklung des mikrophysikalischen Aerosolteilchen-Moduls ist eine Verbesserung bzw. Weiterentwicklung der Wolken-Parameterisierung in Klimamodellen möglich. Eine Kopplung des Aerosolteilchenmoduls APMO mit dem neuen Wolkenmikrophysikschema für stratiforme Wolken (Lohmann, 1996) ist denkbar. In dem neuen Wolkenmikrophysikschema wird die Autokonversionsrate von Wolkentröpfchen abhängig von ihrer Anzahl berechnet.

Zunehmend von Interesse ist nicht nur die Klimawirkung der Aerosolteilchen, sondern auch die Deposition der Aerosolteilchen über Land und Meer. Neben dem Stichwort 'Düngung der Ozeane' ist inzwischen nicht nur die Deposition über den Ozeanen von Interesse sondern ebenso die 'Düngung' der Landflächen mit Aerosolteilchen natürlichen und anthropogenen Ursprungs. Hierzu können mit APMO Aussagen gemacht werden.

Eine genaue Angabe der Aerosolteilchenzahl ist auch von Interesse bei der Modellierung chemischer Prozesse, da auf der Oberfläche der Aerosolteilchen zahlreiche chemische Umwandlungen stattfinden. In diesem Zusammenhang ist die Zahl der Seesalzteilchen und ihre Oberfläche von besonders großer Bedeutung.

Eine weitere mögliche Anwendung von APMO ist die Durchführung von Paläo-Klimarechnungen. Die Simulation könnte mit Analysen von Eisbohrkernen verifiziert werden.

Für die Ausweitung von APMO auf anthropogene Quellen ist die Parameterisierung der Gas-Teilchen-Umwandlung eine notwendige Bedingung. Als zukünftiges Vorhaben bietet sich eine Kopplung von APMO mit dem Schwefelkreislauf (Feichter et al., 1996) an, so daß die Sulfatquelle im Aerosolteilchenmodul von der interaktiv im Schwefelkreislauf berechneten Sulfatmasse abhängt. Übergeordnetes Ziel soll sein, neben den natürlichen auch die anthropogenen Aerosolteilchenfelder zu berechnen, um somit den Einfluß der anthropogenen Aerosolteilchen auf das Klima bestimmen zu können.

Eine Verbesserung der Rainout-Parameterisierung könnte durch die Unterscheidung der Wolken über Land bzw. Meer erzielt werden, da die Zusammensetzung der Aerosolteilchen variiert (siehe Sensitivitätstest zu Rainout Kap. 4.2.1). Wichtig wäre auch eine differenzierte Darstellung der Abhängigkeit der Rainout-Parameterisierung von der Übersättigung mit Wasserdampf, um die Nukleation nicht zu überschätzen. Außerdem sollte eine sich auflösende Wolke wieder als Aerosolteilchenquelle wirken.

Es gibt verschiedene Ansätze, um das Aufquellen hygroscopischer Teilchen zu bestimmen. Da diese Ansätze aus beobachteten relativen Feuchten abgeleitet wurden, können sie nicht auf das Klimamodell übertragen werden, weil die relative Feuchte im Klimamodell sehr einfach bestimmt wird. Sie erreicht im Modell niemals so hohe Werte, wie sie in der Natur vorkommen, um Wolken zu bilden. Daher wurde bei der Entwicklung von APMO auf eine Abhängigkeit des Aerosolteilchenwachstums von der relativen Feuchte vorerst verzichtet; diese sollte jedoch zukünftig berücksichtigt werden.

Aufgrund der hohen Variabilität der Teilchenzahlen sollte in zukünftigen Rechnungen mit dem Klimamodell ECHAM4 eine höhere räumliche und zeitliche Auflösung gewählt werden. Um realistische Ergebnisse bei vertretbarem rechnerischem Aufwand zu erhalten, wird eine T30-Auflösung angestrebt (Feichter et al., 1996).

Für die Validierung der Ergebnisse von APMO wäre es notwendig weitere Messergebnisse von Aerosolteilchen, ihrer Masse und ihren mikrophysikalischen Eigenschaften zu erhalten. Der Vergleich von Punktmessungen mit den Mittelwerten über ein Gittervolumen bleibt jedoch unbefriedigend. Messungen sind auch von großem Interesse, um die Parameterisierungsansätze zu überprüfen und zu verbessern. Insbesondere die Auswertung von Satellitendaten sollte vorangetrieben werden. Denn sie bieten sich besonders an zum Vergleich mit Klimamodellierungen, weil sie flächendeckend sind. Bisher bekannt sind nur Abbildungen der optischen Dicke über den Ozeanen für wolkenlose Fälle (Lacis et al., 1995). Die Auswertung von wolkenlosen Fällen allein ist einseitig aber immerhin ein Anfang, da Bodenmessungen, gerade über dem Ozean, kaum vorliegen. Die Auswertung von wolkenlosen Fällen allein ermöglicht nicht die Erkennung der Biomassenverbrennung vom Satelliten. Neueste Arbeiten (Herman et al., 1997) ermöglichen die Identifizierung ausschließlich mineralischer Aerosolteilchen sowie Rußteilchen auch über Landflächen, machen aber noch keine Angaben zur optischen Dicke oder zur Aerosolteilchenzahl.

6 Literaturverzeichnis

- Ahr, M., A.I.Flossmann und H.R.Pruppacher, 1989** : On the effect of the chemical composition of atmospheric aerosol particles on nucleation scavenging and the formation of a cloud interstitial aerosol, *Journal of Atmospheric Chemistry*, No 9, p. 465-478.
- Andreae, M.O., 1995**: Climatic effects of changing atmospheric aerosol levels, in: A. Henderson-Sellers (ed), *World Survey of Climatology*, Vol. XVI, Future climates of the world.
- Bernhardt, I., 1982**: Die trockene Deposition von Schwefeldioxid, 2. Teil des Abschlußberichts des F+E-Vorhabens Nr. 10402618, Universität Hamburg, 1982, p. 49.
- Blanchard, D.C., and A.H.Woodcock, 1980**: The production concentration and vertical distribution of sea salt aerosol, *Ann. N.Y. Acad. Sci.*, p. 330-347.
- Brinkop, S., 1991**: Inclusion of cloud processes in the ECHAM-PBL-parametrization. In: R.Sausen (ed.): *Studying Climate with the Atmospheric Model ECHAM*, Meteorologisches Institut der Universität Hamburg, Large scale atmospheric modelling, Report No.9, p. 5-14.
- Brost, R.A., J.Feichter und M.Heimann, 1991**: Three-Dimensional Simulation of ^{7}Be in a Global Climate Model, *JGR*, 96(D12), p. 22,423.
- Charlson, R.J. und J.Heintzenberg (Eds.), 1995**: Aerosol forcing and climate, Dahlem Workshop Reports, *Environm. Sci. Res. Report 17*, John Wiley & Sons, pp. 416.
- Charlson, R.J., S.E. Schwartz, J.M. Hales, R.D. Cess, J.A. Coakley, Jr., J.E. Hansen und D.J.Hofmann, 1992**: Climate forcing by anthropogenic aerosols, *Science*, 255, p. 423-430.
- Claussen, M., 1993**: Shift of BIOME patterns due to simulated climate variability and climate change, Report No. 115, MPI für Meteorologie, pp. 30.
- Claussen, M., 1995**: Modelling Bio-Geophysical Feedback in the Sahel, Report No. 163, MPI für Meteorologie, pp. 26.
- Duce, R.A., 1995**: Sources, distributions and fluxes of mineral aerosols and their relationship to climate, in R.J.Charlson and J.Heintzenberg (eds.) *Aerosol forcing and climate*, John Wiley & Sons, p. 43-72.
- Erismann, J.W., G. Draaijers, J. Druyzer, P. Hofschreuder, N. Van Leeuwen, F. Römer, W. Ruijgrok, P. Wyers und M. Gallagher, 1997**: Particle Deposition to Forests — Summary of results and applications, *Atmospheric Environment*, Vol. 31, No. 3, p. 321-332.
- Fehsenfeld, F., J. Calvert, R. Fall, P. Godan, A.B. Guenther, C.N. Hewitt, B. Lamb, S. Liu, M. Trainer, H. Westberg and P. Zimmermann, 1992**: Emissions of volatile organic compounds from vegetation and the implications for atmospheric chemistry, *Global Biogeochemical Cycles*, Vol. 6, No. 4, p. 389-430.

- Feichter, J., E. Roeckner, U. Schlese und M. Windelband, 1990:** Tracer transport in the Hamburg climate model. Proceedings, 18. ITM on air pollution modelling and its applications. Vancouver, Canada, May 1990.
- Feichter, J., R.A. Brost und M. Heimann, 1991:** Three-Dimensional Modeling of the Concentration and Deposition of ^{210}Pb Aerosols, Journal of Geophysical Research, 96(D2), p. 22 447.
- Feichter, J. und M. Heimann, 1990:** A comparison of three-dimensional atmospheric transport models by means of Simulations of Radon-222. Meteorologisches Institut Universität Hamburg, Large scale atmospheric modelling, Report No.8, pp. 29.
- Feichter, J., E. Kjellström, H. Rohde, F. Dentener, J. Lelieveld, G.-J. Roelofs, 1996:** Simulation of the tropospheric sulfur cycle in a global climate model, Atmospheric Environment 30, p. 1693-1707, 1996.
- Feichter, J., U. Lohmann, and I. Schult, 1996:** The atmospheric sulfur cycle and its impact on the shortwave radiation. , Rep. Nr. 216, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg; submitted to Clim. Dyn., pp. 39.
- Flossmann, A.I., W.D. Hall und H.R. Pruppacher, 1985:** A theoretical study of the wet removal of atmospheric pollutants. Part I: The redistribution of aerosol particles captured through nucleation and impaction scavenging by growing cloud drops. Journal of Atmos. Science, Vol.42, No.6, p. 583 - 606.
- Flossmann, A.I., H.R. Pruppacher and J.H. Topalian, 1987:** A theoretical study of the wet removal of atmospheric pollutants. Part II: The uptake and redistribution of $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ particles and SO_2 gas simultaneously scavenged by growing cloud drops. Journal of Atmos. Science, Vol.44, No.20, p. 2912 - 2923.
- Fuchs, N.A., 1964:** The mechanics of aerosol, Pergamon Press, pp. 408.
- Garland, J.A., 1982:** in: Georgii, H.W. und Pankrath, J. (eds.): Deposition of atmospheric pollutants. Reidel publishing company, Dordrecht, Boston, London, p. 9-16.
- Gillani, N.V., S.E. Schwartz, W.R. Leitch, J.W. Strapp and G.A. Isaac, 1995:** Field observations in continental stratiform clouds: partitioning of cloud particles between droplets and unactivated interstitial aerosols, Journal of Geophysical Research, 100, p. 18687-18706.
- Gong, S.L., L.A. Barrie, J.M. Prospero, D.L. Savoie, G.P. Ayers, J.P. Blanchet and L. Spacek, 1997:** Modelling sea salt aerosols in the atmosphere, II. Atmospheric Concentrations and fluxes, submitted and accepted in JGR, pp. 25.
- Graßl, H., 1988:** What are the radiative and climatic consequences of the changing concentration of atmospheric aerosol particles? In: The changing atmosphere, F.S. Rowland and I.S.A. Isaksen (eds), John Wiley and Sons, Dahlem Konferenz, p. 187-199.
- Hegg, D.A. and P.V. Hobbs, 1983:** Preliminary measurements on the scavenging of sulfate and nitrate by clouds. Precipitation scavenging, Dry deposition and resuspension, Vol.I, Elsevier Science, p. 78-89.

- Herman, J.R., P.K.Bhartia, O.Torres, C.Hsu, C.Seftor and E.Celarier, 1997:** Global distribution of UV-absorbing aerosols from Nimbus-7/TOMS data, submitted to JGR.
- Hidy, G.M. and M.Wolf, 1995:** Projection of trends in anthropogenic aerosol sources, in: R.J. Charlson and J.Heintzenberg (eds.), *Aerosol forcing of climate*, John Wiley & Sons, p. 171-181.
- IPCC-Report, 1994:** Radiative Forcing of Climate Change, Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, pp. 339.
- Ito, T., 1989:** Antarctic submicron aerosols and long range transport of pollutants, *AMBIO*, Vol. 18, No. 1, p. 34-41.
- Jaenicke, R., 1988:** Aerosol physics and chemistry, in: G.Fischer (ed.), *Landolt-Börnstein New Series, Vol.4, Met. Subvol.b: Physical and chemical properties of the air*, Springer Verlag Berlin, p. 291-457.
- Jaenicke, R., 1992:** Vertical distributions of atmospheric aerosol, in: N.Fukuta und P.E.Wagner (eds.), *Nucleation and Atmospheric Aerosols, Proceedings of the thirteenth International Conference on Nucleation and Atmospheric Aerosols*, p. 417-426.
- Jonas, P.R., R.J. Charlson and H. Rohde, 1994:** Aerosols, aus: IPCC-Report 1994, p. 130-162.
- Joussaume, S., 1990:** Three-Dimensional simulations of the atmospheric cycle of desert dust particles using a general circulation model, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 95, D2, p. 1909-1941.
- Junge, C.E., 1963:** Air chemistry and radioactivity, *International Geophysical Series*, Vol. 4, pp. 382.
- Kessler, E., 1969:** On the distribution and continuity of water substances in atmospheric circulation, *Meteorological Monographs*, 10, Americ. Meteor. Soc., Boston, MA.
- Kiehl, J.T. and B.P. Briegleb, 1993:** The relative role of sulfate aerosols and greenhouse gases in climate forcing, *Science* 260, p. 311-314.
- Koepke, P., M.Hess, I.Schult and E.P. Shettle, 1996:** Global Aerosol Data Set, submitted to *Theoretical and Applied Climatology*.
- Lacis, A.A. and M.I.Mishchenko, 1995:** Climate forcing, climate sensitivity and climate response: a radiative modelling perspective of atmospheric aerosols, in R.J. Charlson and J.Heintzenberg (ed.), *Aerosol forcing of climate*, John Wiley & Sons, p. 11-42.
- Langner, J. and H.Rohde, 1991:** A global three-dimensional model of the global sulfur cycle, *Journal of Atmospheric Chemistry*, No. 13, p. 225-263.

- Lohmann, U., 1996:** Sensitivität des Modellklimas eines globalen Zirkulationsmodells der Atmosphäre gegenüber Änderungen der Wolkenmikrophysik, Max-Planck-Institut, Examensarbeit Nr. 41, p. 135.
- Lovett, R.F., 1978:** Quantitative measurements of airborne sea salt in the north atlantic, *Tellus*, 30, p. 350-364.
- Mateev, L.T. 1984:** *Cloud Dynamics*, *Atm. Sci. Library*, D.Reidel Publishing Company, Dordrecht, pp. 340.
- Marks, R. and E.C. Monahan, 1989:** Relationships between marine aerosols oceanic whitecaps and low elevation winds during the HEXMAX experiment in the north sea, in *Climate and Health Implications of Bubble-Mediated Sea-Air Exchange*, E.C. Monahan and M.S. van Patten (eds.), Connecticut Sea Grant College Program, Groton, p. 83-99.
- Marks, R., 1990:** Preliminary investigations on the influence of rain on the production, concentration and vertical distribution of sea salt aerosol, *Journal of Geophys. Research*, Vol. 95, No. C12, p. 22299-22304.
- McMahon, T.A. und P.J. Denison, 1979:** Empirical atmospheric deposition parameters. A survey. *Atm. Environment*, No.13, p. 571 - 585.
- Newiger, M. 1985:** Einfluß anthropogener Aerosolteilchen auf den Strahlungshaushalt der Atmosphäre, *Hamburger Geophysikalische Einzelschriften*, Universität Hamburg, Heft 73, pp. 88.
- Pahl, S., 1990:** Parametrisierung der trockenen Deposition in einem mesoskaligen Transport- und Strömungsfeld. Diplomarbeit Universität Hamburg, pp. 98.
- Parungo, F., E. Ackermann, W. Coldwell and H.K. Weichmann, 1979:** Individual particle analysis of antarctic aerosol, *Tellus*, 31, p. 521-529.
- Penner, J.E., 1991:** The role of human activity and land use change in atmospheric chemistry and air quality, *Proceedings of the Global Change Institute on Global LandUseChange*, edited by B. Turner, pp. 45.
- Penner, J.E., R.J. Charlson, J.M. Hales, N. Laulainen, R. Leifer, T. Novakov, J. Ogren, L.F. Radke, S.E. Schwartz and L. Travis, 1994:** Quantifying and minimizing uncertainty of climate forcing by anthropogenic aerosols, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, No 75, p. 375-400.
- Pruppacher, H.R. und J.D. Klett, 1978 :** *Microphysics of clouds and precipitation*, pp. 714.
- Radke, L.F., P.V. Hobbs and M.W. Eltgroth, 1980:** Scavenging of aerosol particles by precipitation, *J. of Appl. Met.*, 19, p. 715-722.
- Rehkopf, J., 1984:** Ein zweidimensionales globales Ausbreitungsmodell für Aerosole und Schwefelkomponenten, *Hamburger Geophys. Einzelschriften*, Heft 71, pp. 107.

- Rockel, B., E. Raschke und B. Weyers, 1991:** A parameterization of broad band radiative transfer properties of water, ice and mixed clouds, *Beitr. Phys. Atmosph.*, 64, p. 1-12.
- Roeckner, E., L. Dümenil, E. Kirk, F. Lunkeit, M. Ponater, B. Rockel, R. Sausen und U. Schlese, 1989:** The Hamburg version of the ECMWF model (ECHAM). Research activities in atmospheric and oceanic modelling. NMO/TD No.322.
- Roeckner, E., M. Rieland und E. Keup, 1991:** Modelling of clouds and radiation in the ECHAM-Model, in: ECMWF/WCRP-workshop, cloud radiative transfer and the hydrological cycle, 1991, Workshop proceedings, Reading (UK), p. 199-222.
- Roeckner, E., K. Arpe, L. Bengtsson, S. Brinkop, L. Dümenil, M. Esch, E. Kirk, F. Lunkeit, M. Ponater, B. Rockel, R. Sausen, U. Schlese, S. Schubert, M. Windelband, 1992:** Simulation of the present day climate with the ECHAM-MODEL: Impact of model physics and resolution. Max-Planck-Institut für Meteorologie, Report No.93, Okt. 1992.
- Roeckner, E., T. Siebert and J. Feichter, 1995:** Climatic Response to Anthropogenic Sulfate Forcing Simulated with a general circulation model, in: R.J. Charlson and J. Heintzenberg (eds.), *Aerosol forcing of climate*, John Wiley & Sons, p. 349-362.
- Roeckner, E., K. Arpe, L. Bengtsson, M. Christoph, M. Claussen, L. Dümenil, M. Esch, M. Giorgetta, U. Schlese, U. Schulzweida, 1996:** The atmospheric general circulation model ECHAM4: model description and simulation of the present day climate. Max-Planck-Institut für Meteorologie, Report No.218, September 1996.
- Rogers, R.R. und M.K. Yau, 1991:** A short course in cloud physics. Pergamon Press, pp. 293.
- Ruijgrok, W., K.W. Nicholson, C.L. Davidson, 1992:** Dry deposition of particles, Background document prepared for a workshop on deposition, Göteborg, 3.-6. Nov. 1992.
- Ruijgrok, W., C.L. Davidson, und K.W. Nicholson, 1995:** Dry deposition of particles, *Tellus Series B*, Vol. 47, No.5, p. 587-601.
- Ruijgrok, W., H. Tieben und P. Eisinga, 1997:** The dry deposition of particles to a forest canopy: A comparison of model and experimental results, *Atmospheric Environment*, Vol. 31, No. 3, p. 399-415.
- Sasamori, T., 1975:** A statistical model for stationary atmospheric cloudiness, liquid water content and rate of precipitation, *Mon. Wea. Rev.*, 103, p. 1037-1049.
- Schult, I., 1991:** Bildung und Transport von Aerosolteilchen in der Stratosphäre und ihre Bedeutung für den Strahlungshaushalt, Max-Planck-Institut, Examensarbeit Nr. 11, pp. 142.

- Schulz, M., Y. Balkanski, F. Dulac und W. Guelle, 1996:** Treatment of aerosol size distribution in a global transport model, validation with satellite-derived observations for a Saharan dust episode, submitted to Journal of Geophysical Research.
- Schumann, T., 1991:** Aerosol and Hydrometeor concentrations and their chemical composition during winter precipitation along a mountain slope—III. size differentiated in-cloud scavenging efficiencies. *Atm. Environment*, Vol.25A, No.34, p. 809-824.
- Slinn, W.G.N., L. Hasse, B.B. Hicks, A.W. Hogan, D. Lal, K.O. Munnich, P.S. Liss, G.A. Sehmel und O. Vittori, 1978:** Some aspects of the transfer of atmospheric trace constituents past the air-sea interface. *Atm. Environment*, Vol.12, p. 2055-2087.
- Sundquist, H., 1978:** A parameterization scheme for non-convective condensation including prediction of cloud water content, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 104, p. 677-690.
- Tanre, D., J., F. Geleyn and J. Slingo, 1984:** First Results of the introduction of an advanced Aerosol-Radiation interaction in the ECMWF low resolution model, in *Aerosols and their climatic effects*, H.E. Gerber and A. Deepak (eds), p. 133-177.
- Tegen, I. und I. Fung, 1994:** Modelling of mineral dust in the atmosphere: sources, transport and optical thickness, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, D11, p. 22897-22914.
- Tegen, I. und I. Fung, 1995:** Contributions to the atmospheric mineral aerosol load from land surface modifications, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 100, D9, p. 18707-18726.
- Tegen, I. et al., 1997:** Contributions of different aerosol species to the global aerosol extinction optical thickness: Estimates from model results, submitted to *JGR-Atmospheres*.
- Tiedke, M., 1991:** Aspects of cumulus parametrizations. Seminar proceedings: Tropical and extratropical interactions, 1990, ECMWF, Reading, GB.
- Twomey, S., 1977:** *Atmospheric aerosols*, Elsevier Scientific Publ. Comp., Amsterdam, Oxford, New York, p. 302.
- Walter, H., 1972:** Theoretische Studien zur Koagulation und Größenverteilung von Kondensationsaerosolen. Diss. Universität Erlangen-Nürnberg, pp. 108.
- Wefers, M., 1990:** Numerische Simulation der globalen 3-dimensionalen Verteilung arider Aerosolpartikel ohne Berücksichtigung der nassen Deposition, Doktorarbeit, Universität Mainz.
- Williamson, D.L. und P.J. Rasch, 1987:** Shape preserving interpolation for semi-Lagrangian transport. Workshop proceedings: Techniques for horizontal discretization in numerical weather prediction models, 2-4 Nov.1987, ECMWF, Reading, GB.
- Wyputta, U., 1994:** Untersuchungen zum Spurenstofftransport in die Antarktis anhand von Messungen an der Georg-von-Neumeyer-Station, *Berichte aus dem Zentrum für Meeres- und Klimaforschung, Reihe A Meteorologie*, Nr. 15, pp. 129.

- Yanai, M., S. Ebensen und J.-H. Chu, 1973:** Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large scale heat and moisture budgets, *Journal of Atmospheric Science*, 30, p. 611-627.
- Xu, K.M. und S.K. Krueger, 1991:** Evaluation of cloudiness parameterizations using a cumulus ensemble model, *Mon. Wea. Rev.*, 119, p. 342-367.
- Zimmermann, P.H., 1984:** Ein dreidimensionales numerisches Transportmodell für atmosphärische Spurenstoffe, Doktorarbeit, Universität Mainz, pp. 163.

7 Danksagung

Ich danke Herrn Prof. Dr. Hartmut Graßl für die Initiierung und Betreuung meiner Arbeit sowie das Korrektur lesen. Unsere — leider seltenen — aber intensiven Diskussionen haben die Arbeit entscheidend mitgeprägt. Herrn Prof. Dr. Lennart Bengtsson danke ich für die Durchsicht der Arbeit und die kritischen Diskussionen im letzten Abschnitt der Doktorarbeit.

Ein ganz besonderer Dank gilt Frau Dr. Ingrid Schult, die die Anregung gab diese Doktorarbeit auszuschreiben. Ich danke ihr für die kritische und diskussionsreiche Betreuung und dem sehr sorgfältigen Korrektur lesen. Sie hat sich auch nach ihrem Ausscheiden aus dem Institut sehr um den Fortgang der Arbeit bemüht.

Herrn Dr. Johann Feichter danke ich für die Bereitstellung des Transportschemas für das Klimamodell. Er und auch Herr Ulrich Schlese haben mir bei zahlreichen modelltechnischen Problemen weitergeholfen.

Herrn Dr. Martin Claußen danke ich für die Überlassung des BIOME-Datensatzes, Frau Dr. Ina Tegen für den Austausch von Seesalzmessungen und Frau Marion Grunert für die Fertigstellung einer Grafik.

Zu guter letzt sei allen Mitarbeitern und Mitarbeiterinnen gedankt, die bei zahlreichen Fragen und Problemen immer ein offenes Ohr hatten und mir weitergeholfen haben. Besonders hervorheben möchte ich die Diskussionen mit Frau Anke Allner, Herrn Dr. Georg Hoffmann, Frau Dr. Claudia Timmreck und Frau Dr. Ulrike Lohmann.

Diese Arbeit wurde mit Mitteln des Bundesministeriums für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie (BMBF) und aus Mitteln des Max-Planck-Instituts für Meteorologie gefördert.

8 Verzeichnis der wichtigsten verwendeten Symbole und Abkürzungen

A	Konstante
ADV	Advektion
APMO	Aerosolteilchen-Modul (= Aerosol Particle MOdul)
B	Konstante
BIOME	Klassifizierung der Kontinente in Vegetationszonen auf der Basis von Beobachtungsdaten
BPC	Teilchenbildung aus festem oder flüssigem Material in Bodennähe (= Bulk to Particle Conversion)
C	Konstante
c_1	Parameter, der Quellstärke über dem Meer
c_2	Parameter, der Quellstärke über der Wüste
c	Konstante
$DIFF$	Diffusion
$E(r, R_m)$	Koagulationseffizienz von Aerosolteilchen und Regentropfen
F	Teilchenfluß
F_{Meer}	Quellstärke über dem Meer
$F_{Wüste}$	Quellstärke über der Wüste
GADS	Globaler Aerosoldatensatz (= Global Aerosol Data Set)
GPC	Gas-Teilchen-Umwandlung (= Gas to Particle Conversion)
g	Schwerebeschleunigung
ITC	Innertropische Konvergenzzone
K_0	Koagulationskonstante
\bar{K}	mittlere Koagulationsfunktion
M	Massenkonzentration
M_{Meer}	modifizierte Massenkonzentration über dem Meer
$M_{Wüste}$	modifizierte Massenkonzentration über der Wüste
m	Masse je Aerosolteilchen
m_{gew1}, m_{gew2}	mittlere Masse je Aerosolteilchen
N	Teilchenzahldichte
$KONV$	Konvektion
$n(r)$	Größenverteilungsfunktion der Aerosolteilchen
P	Niederschlagsrate
Q	Quellen
R_m	Radius des Regentropfens
r	Radius des Aerosolteilchens
r_m	Median-Radius der Aerosol-Größenverteilung
S	Senken
t	Zeit
Δt	Modellzeitschritt
u	Windgeschwindigkeit
v_d	Depositionsgeschwindigkeit
v_s	Sedimentationsgeschwindigkeit

z	Höhe
Δz_{19}	Dicke der untersten Modellschicht
z_0	Oberflächenrauigkeit
δ	Produktionsterm in der Koagulationsgleichung für polydisperses Aerosol
η	Viskosität
Γ	Temperaturgradient
λ	mittlere freie Weglänge
ρ_{ap}	Dichte der Aerosolteilchen
ρ_{Land}	Dichte der Aerosolteilchen über dem Land
ρ_{Meer}	Dichte der Aerosolteilchen über dem Meer
$\rho_{Wüste}$	Dichte der Aerosolteilchen über der Wüste
ρ_L	Luftdichte
σ	geometrische Standardabweichung von r
τ	Lebensdauer der Aerosolteilchen

9 ANHANG

9.1 Quellflüsse am Boden

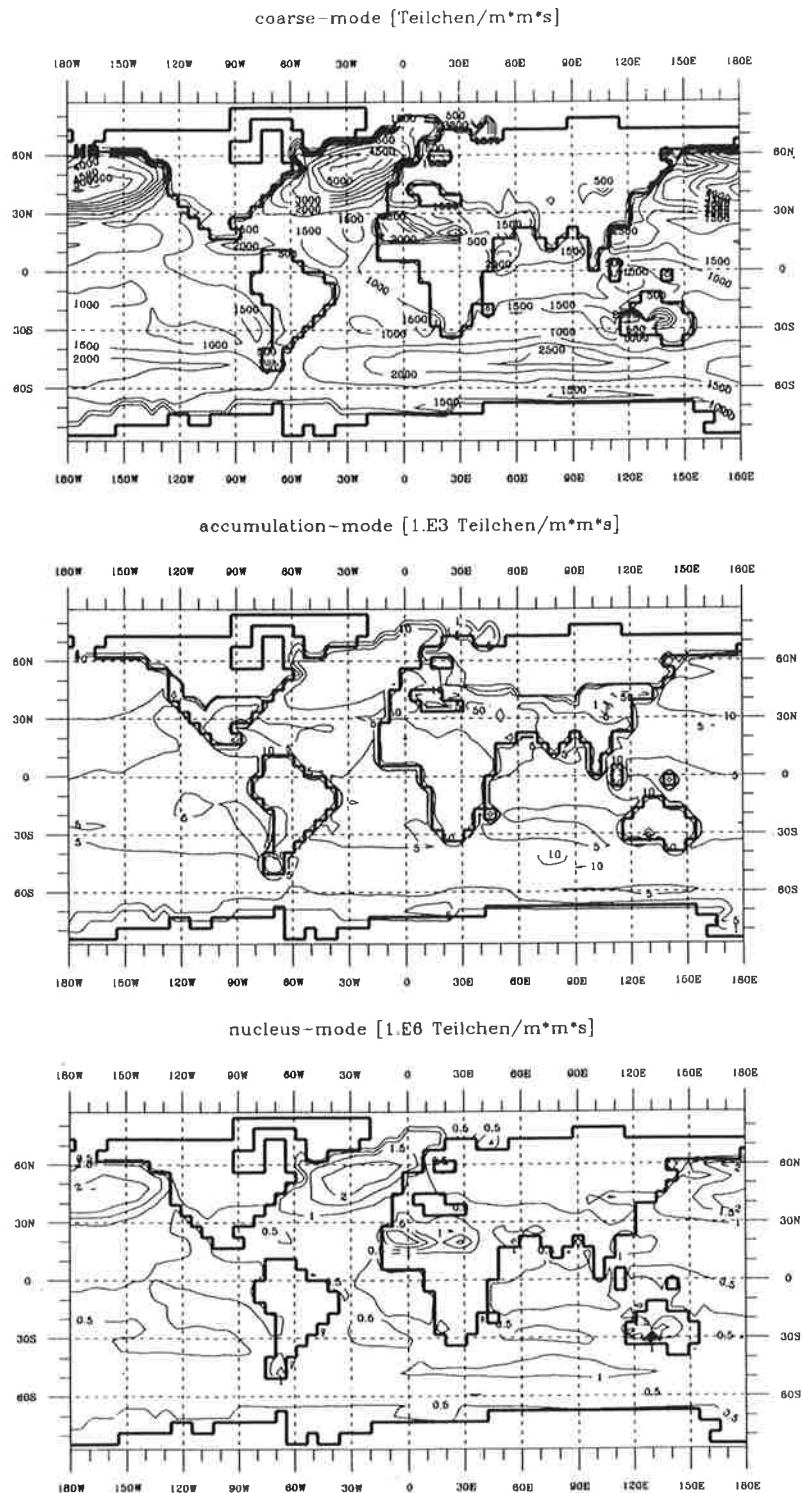


Abbildung 9.1: Horizontale Verteilung der Quellflüsse am Boden für Januar in $\frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^2 \text{s}}$.

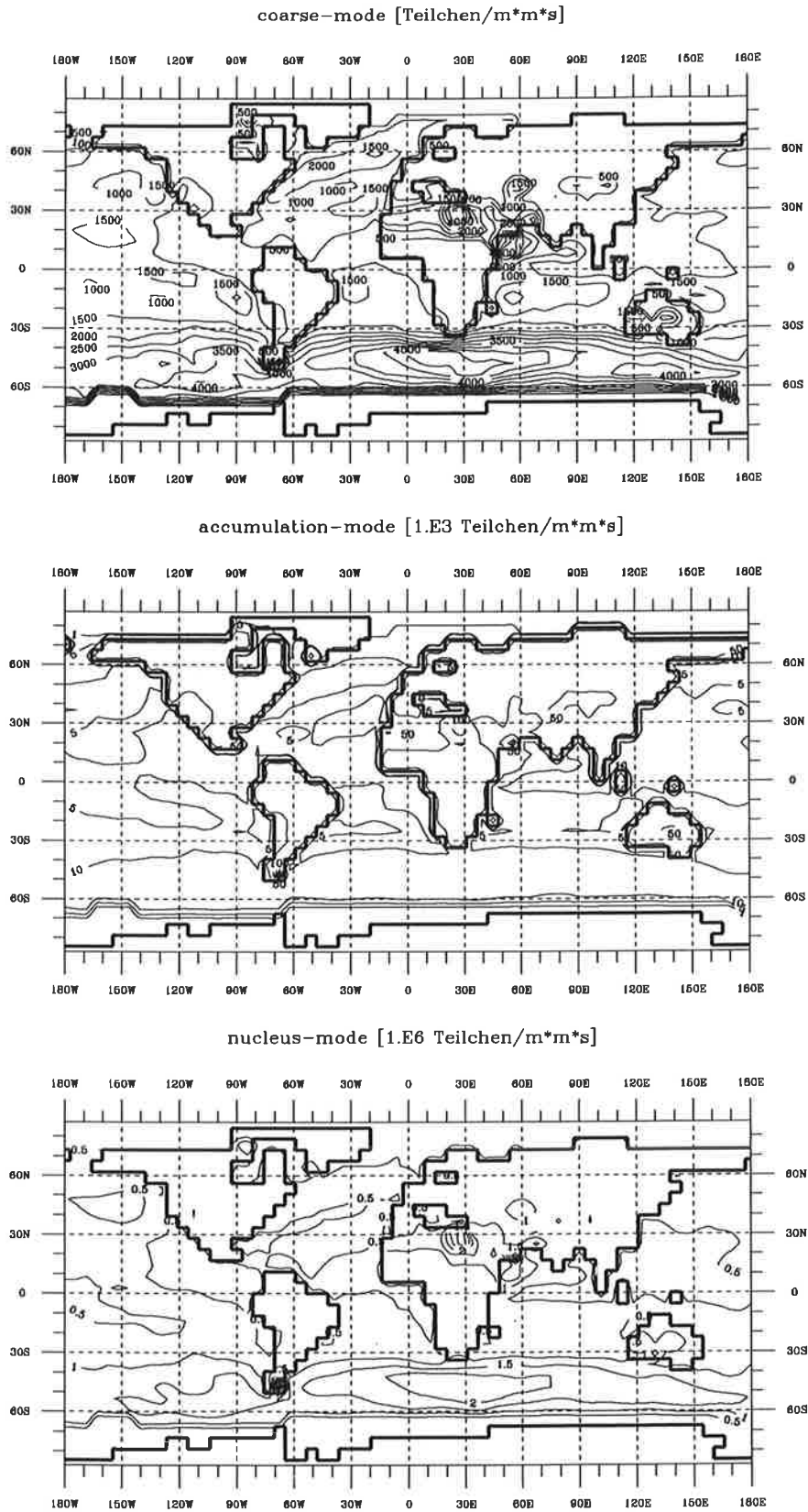


Abbildung 9.2: Horizontale Verteilung der Quellflüsse am Boden für Juli in $\left[\frac{\text{Teilchen}}{\text{m}^2 \text{s}}\right]$.

9.2 ECHAM-Felder

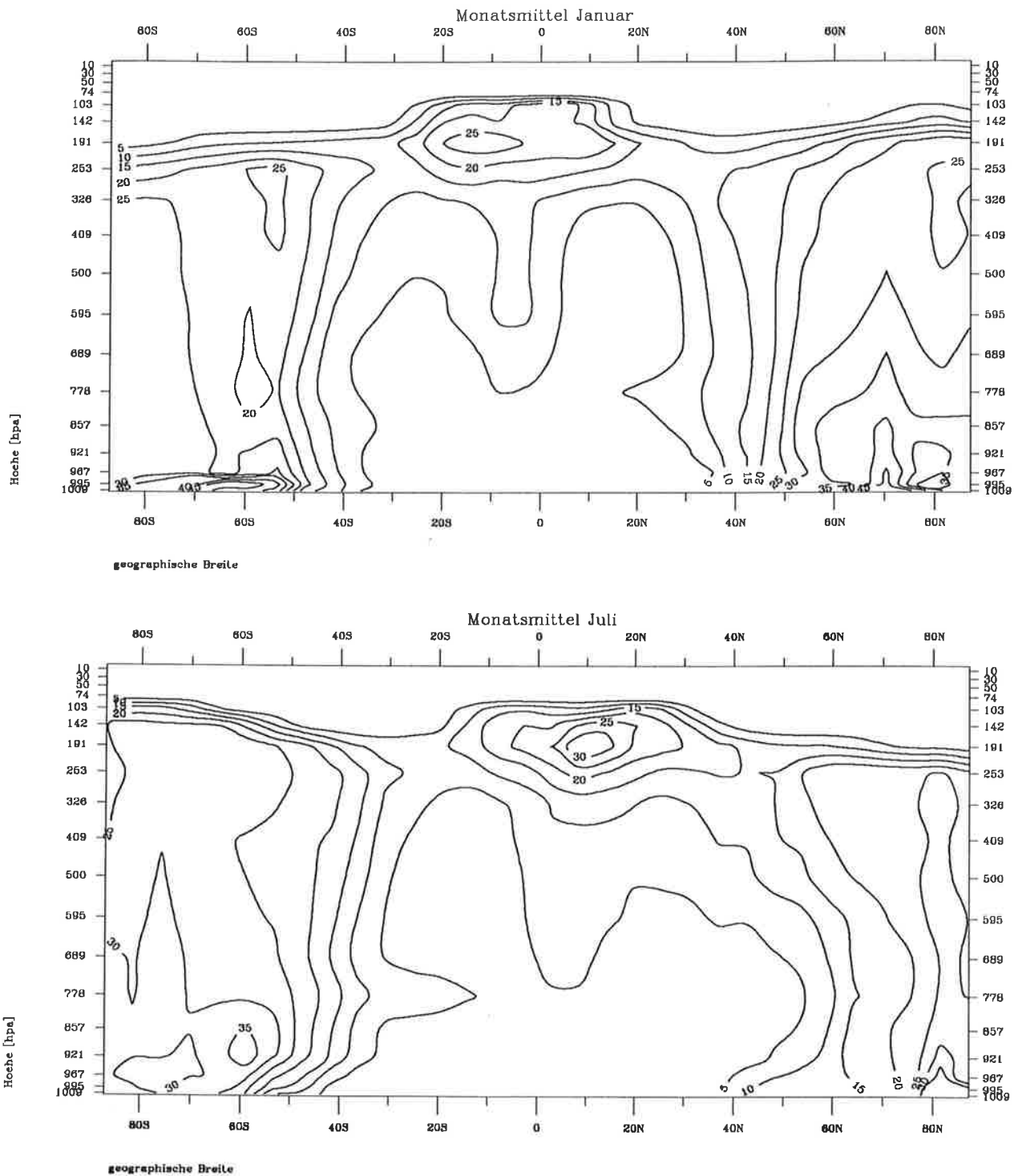


Abbildung 9.3: Zonales Mittel des Bedeckungsgrades für Januar (obere Abbildung) und Juli (untere Abbildung) in [%].

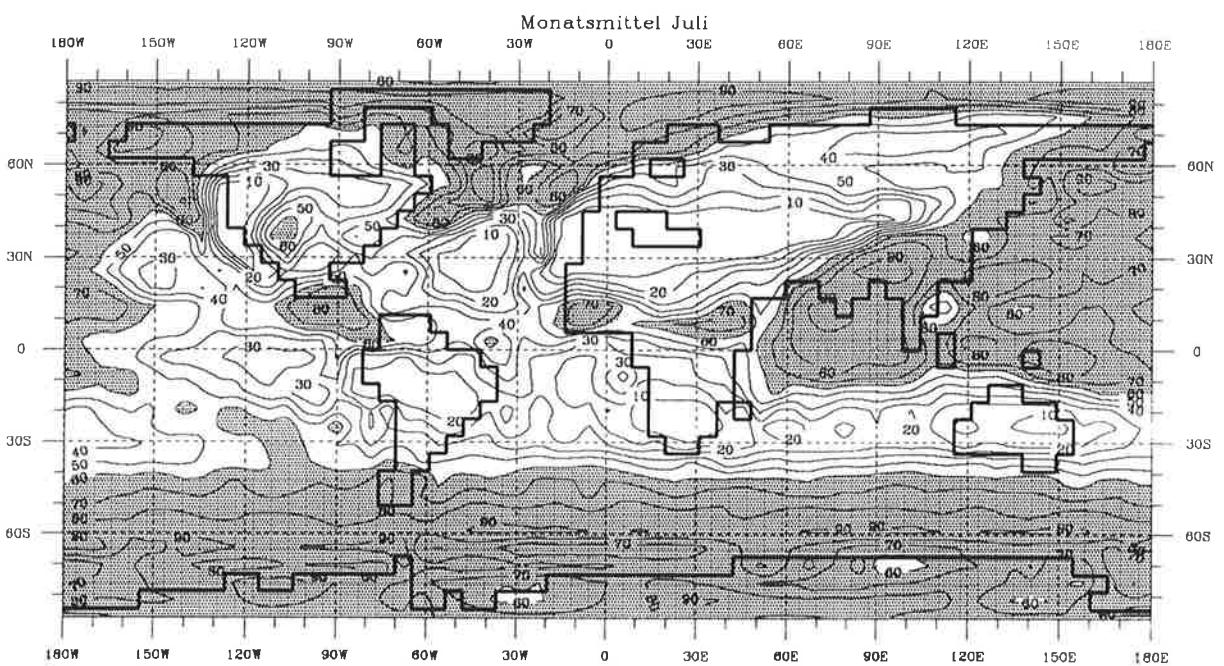
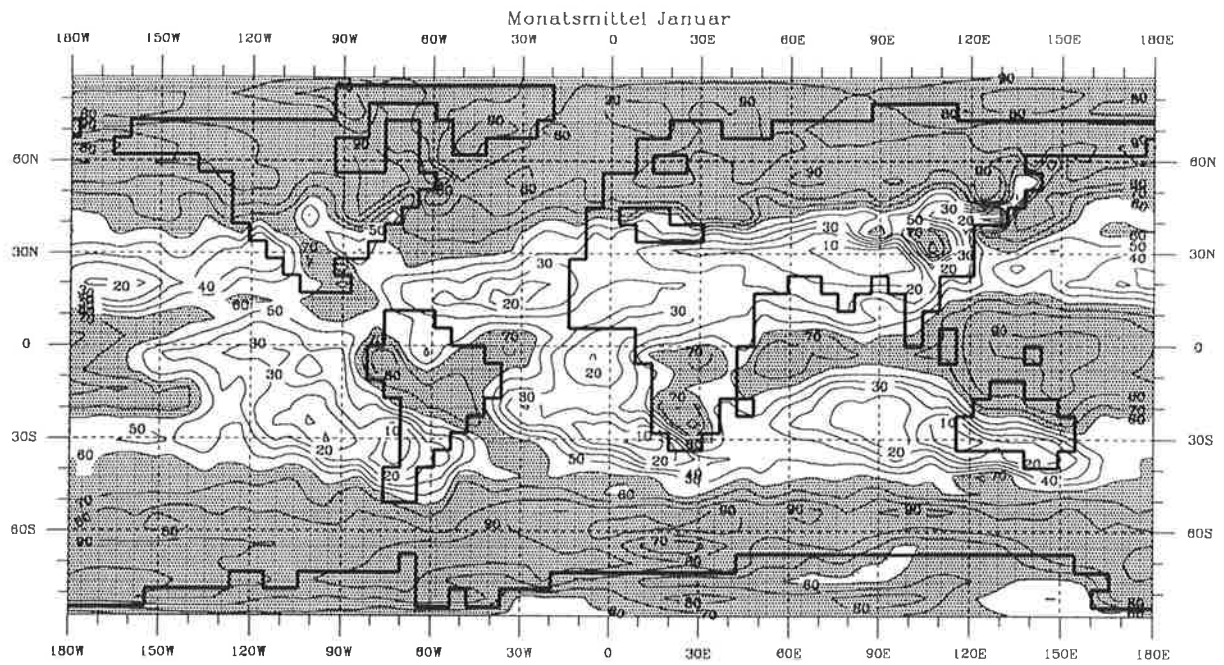


Abbildung 9.4: Globale Verteilung des Bedeckungsgrades für Januar (obere Abbildung) und Juli (untere Abbildung) in [%].

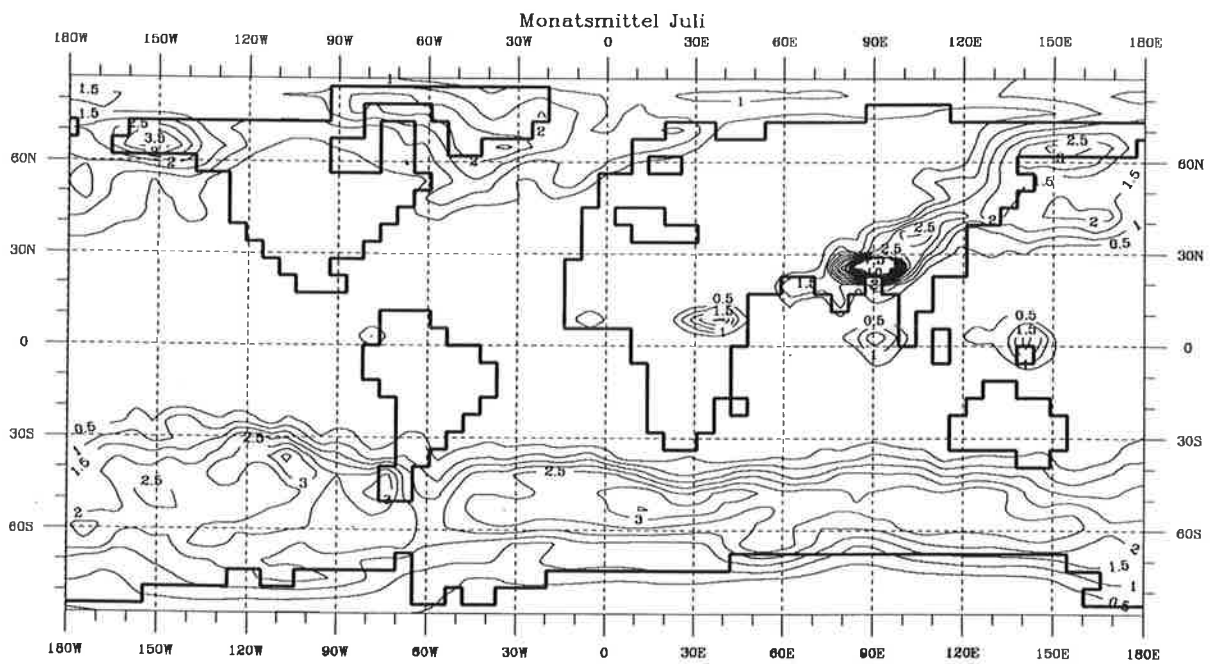
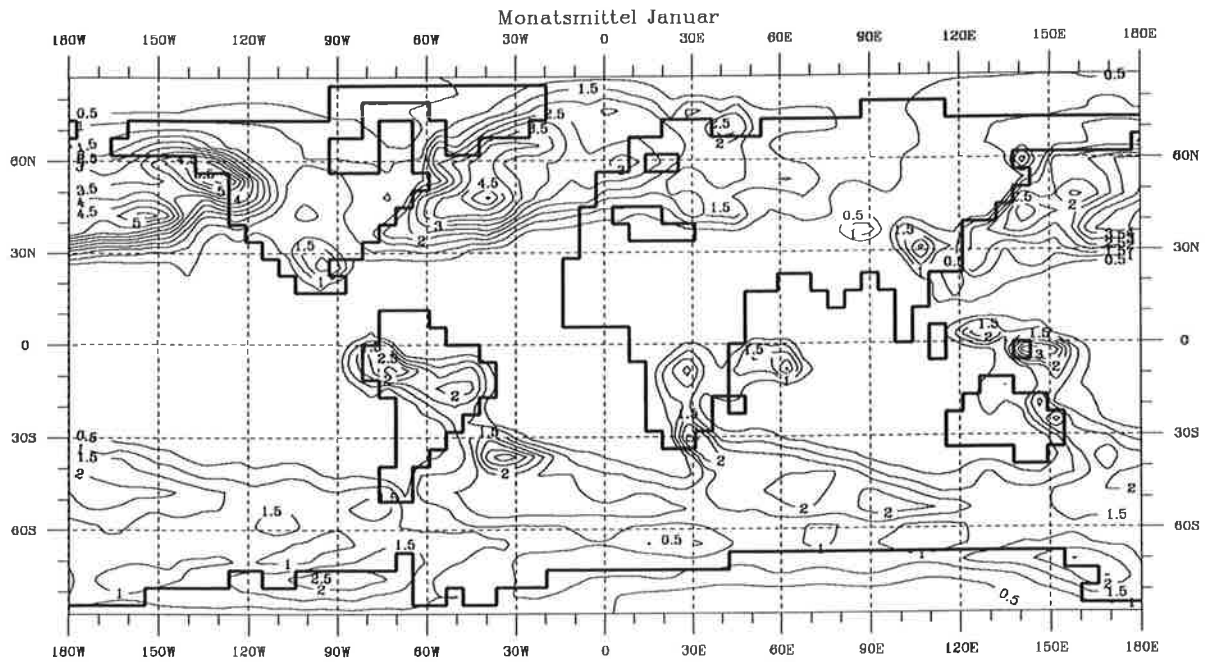


Abbildung 9.5: Globale Verteilung des extratropischen Niederschlags für Januar (obere Abbildung) und Juli (untere Abbildung) in $\left[\frac{mm}{Tag}\right]$.

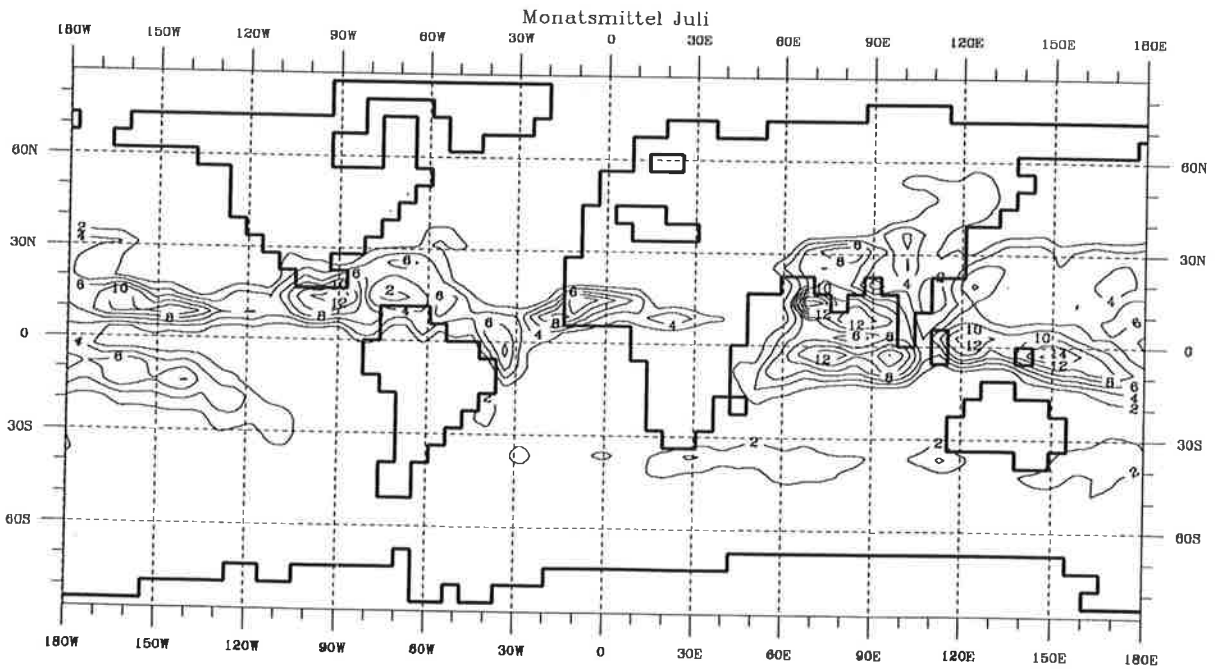
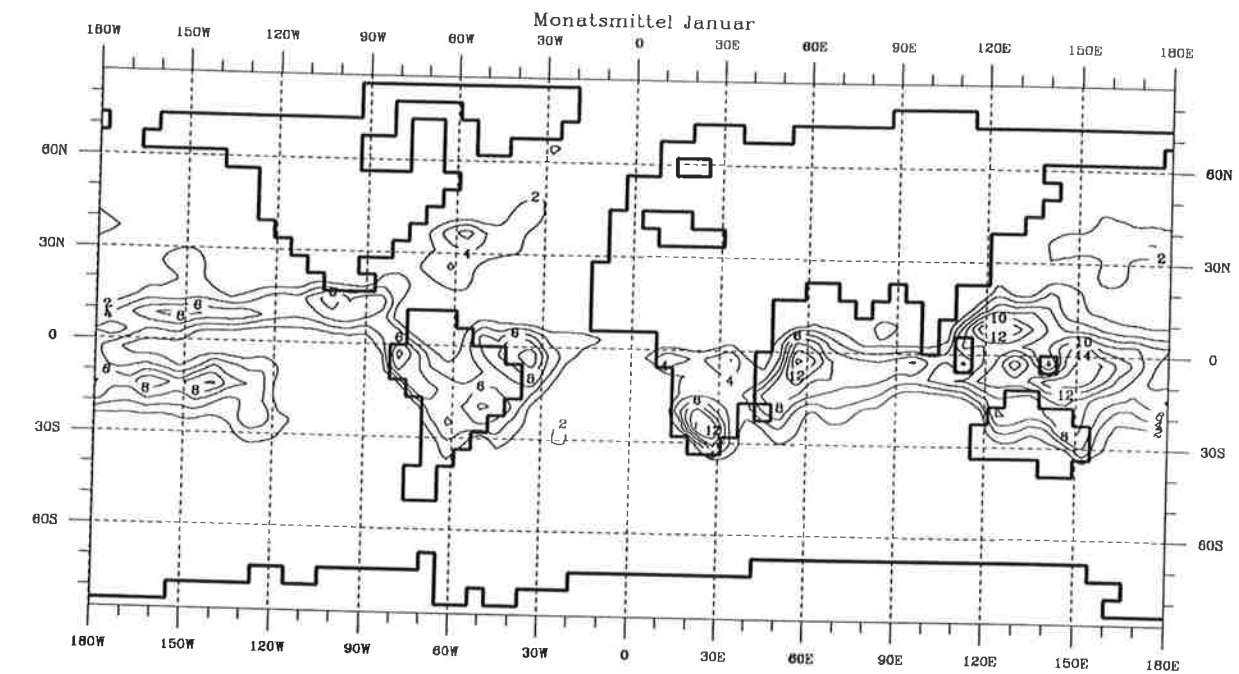


Abbildung 9.6: Globale Verteilung des konvektiven Niederschlags für Januar (obere Abbildung) und Juli (untere Abbildung) in $\left[\frac{mm}{Tag}\right]$.

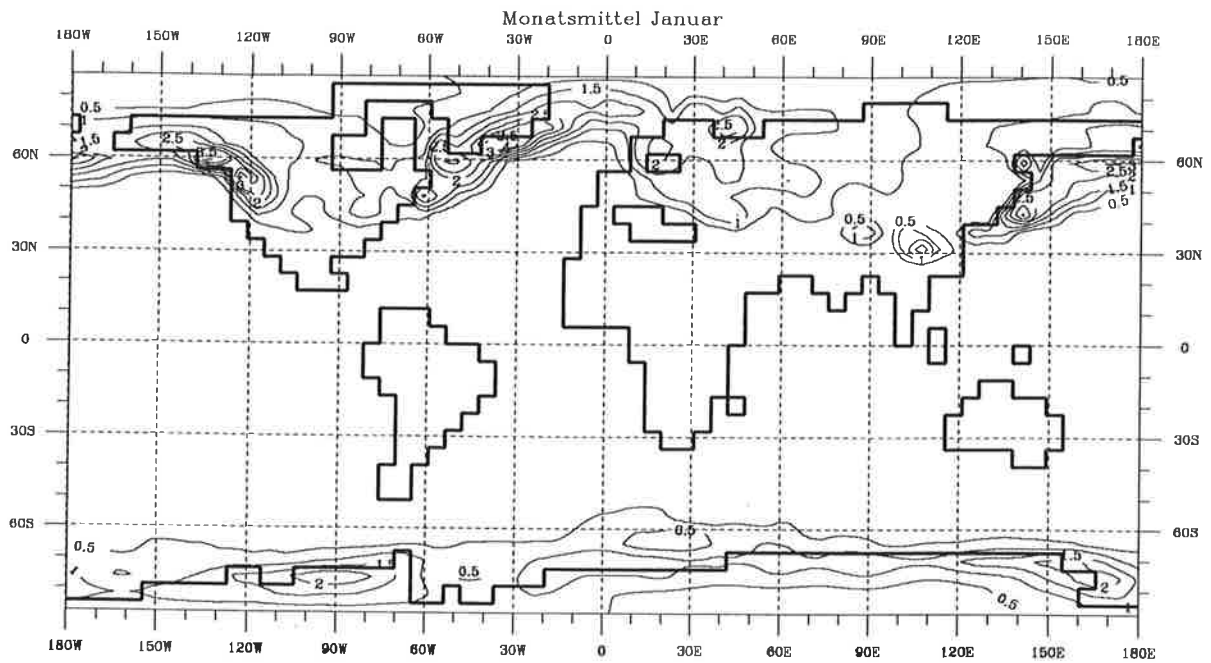


Abbildung 9.7: Globale Verteilung des Schneefalls für Januar (obere Abbildung) und Juli (untere Abbildung) in $\frac{mm}{Tag}$.

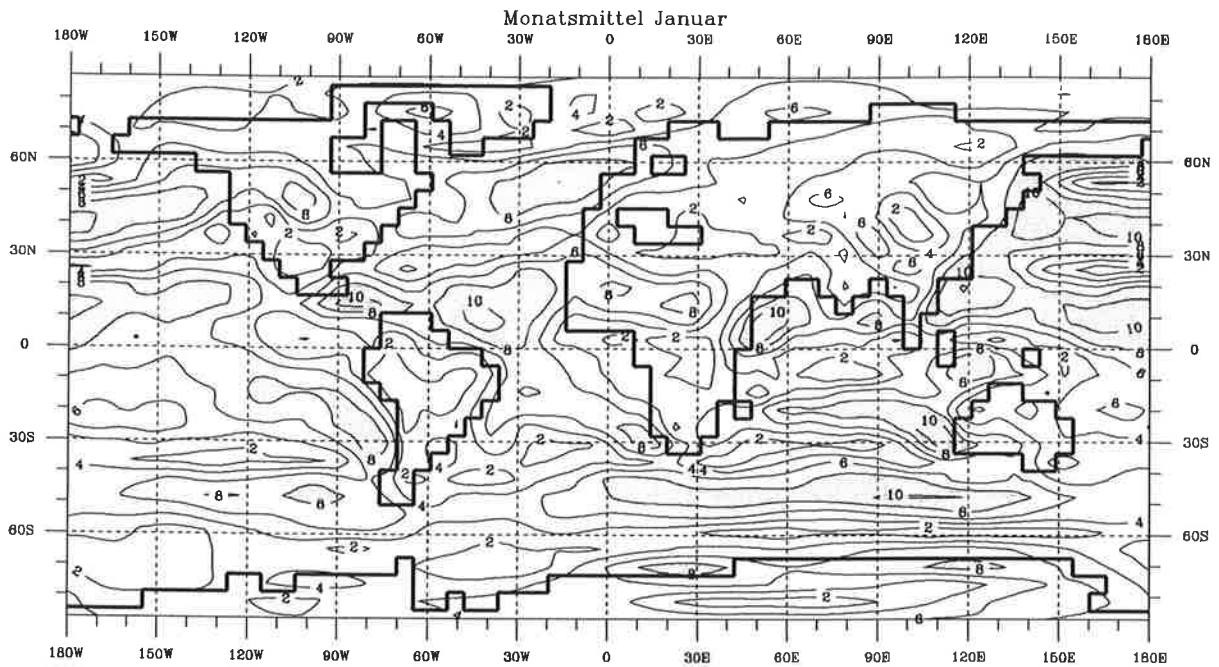


Abbildung 9.8: Globale Verteilung des Betrages der bodennahen Windgeschwindigkeit für Januar (obere Abbildung) und Juli (untere Abbildung) in $\left[\frac{m}{s}\right]$.

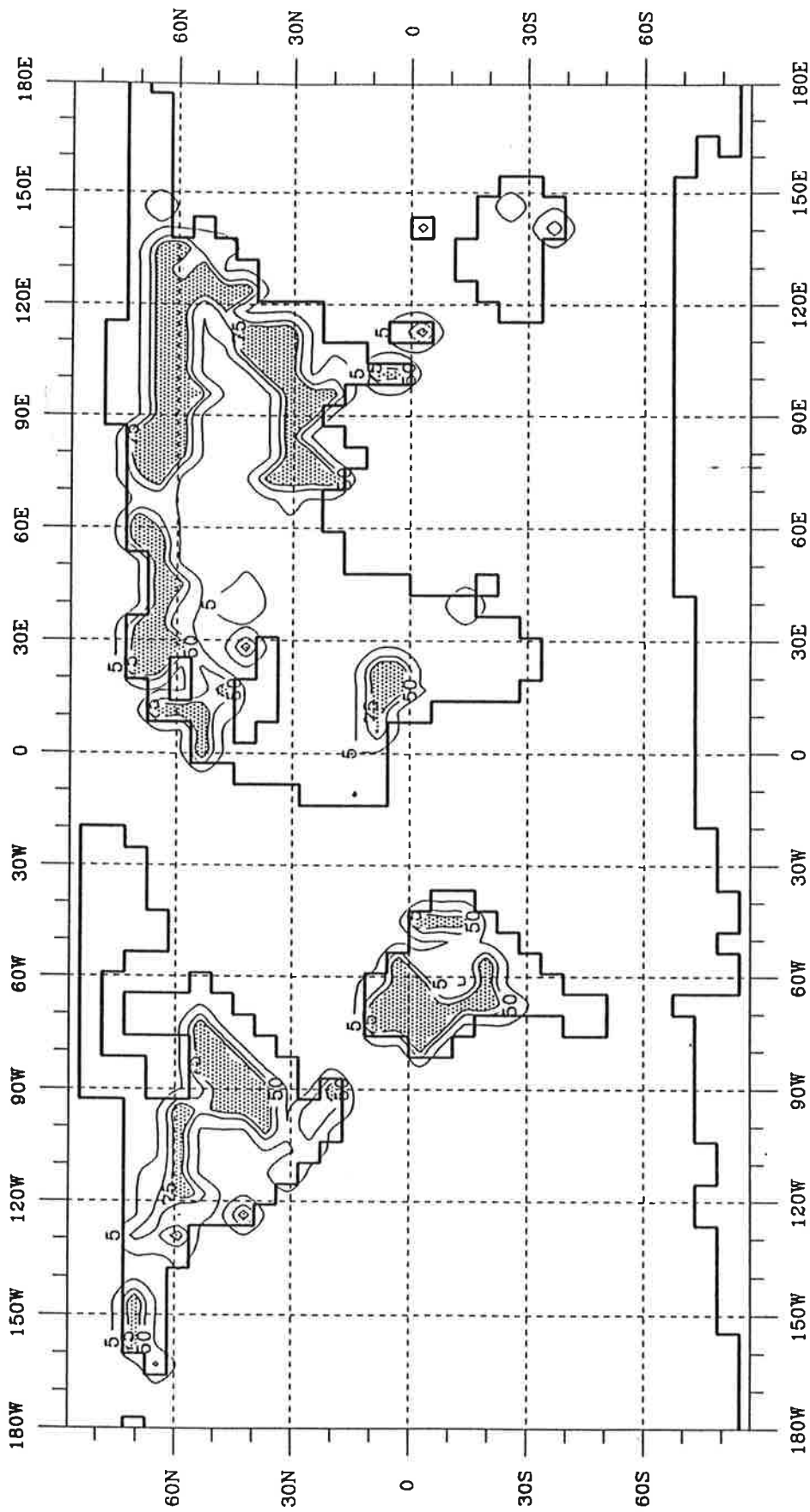


Abbildung 9.9: Waldverteilung [%].

9.3 BIOME - Feld

	Tropischer Regenwald
	Tropischer Monsunwald
	Savanne
	Breitblaettriger immergruener Wald
	Warmgemaessigter sommergruener Wald
	Kuehlgemaessigter Mischwald
	Kuehlgemaessigter Nadelwald
	Taiga
	Borealer Mischwald
	Kuehlgemaessigter sommergruener Wald
	Hartlaubgewaechse
	Steppe
	Hochlandgrassteppe
	Tundra
	Trockenwueste / Halbwueste
	Kuehle Wueste
	Polare Kaeltewueste
	Sandwueste

Biomes from IIASA-Data



Abbildung 9.10: BIOME-Einteilung in Vegetationszonen, abgeleitet aus Beobachtungsdaten (Claussen,1993).