

Parametrisierung dreidimensionaler Strahlungsflüsse in ECHAM5

Diplomarbeit von Sebastian Wahl

Kiel, September 2006



Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät der
Christian-Albrechts-Universität zu Kiel
Leibniz-Institut für Meereswissenschaften
Forschungsbereich 1
- Maritime Meteorologie -

Inhaltsverzeichnis

| | |
|---|-----------|
| Zusammenfassung | v |
| Abstract | vi |
| 1 Einleitung | 1 |
| 2 Grundlagen | 5 |
| 2.1 Strahlungstransportgleichung | 5 |
| 2.2 Strahlungstransportberechnung im Klimamodell | 7 |
| 3 Strahlungstransportberechnung in der bewölkten Atmosphäre | 11 |
| 3.1 Wolken im Klimamodell | 11 |
| 3.1.1 Darstellung der Bewölkung | 11 |
| 3.1.2 Vertikalstruktur der Bewölkung | 13 |
| 3.2 Verfahren zur Strahlungstransportberechnung | 13 |
| 3.2.1 Independent Column Approximation | 14 |
| 3.2.2 Monte Carlo Independent Column Approximation | 15 |
| 3.3 ICA basierte Strahlungstransportberechnung in Klimamodellen | 16 |
| 3.3.1 Gamma/Beta gewichtete Zweistromapproximation | 16 |
| 3.3.2 Korrektur der optischen Dicke | 17 |
| 3.4 Dreidimensionale Strahlungstransportberechnung | 19 |

| | | |
|----------|---|-----------|
| 3.5 | Parametrisierung des dreidimensionalen Strahlungstransports nach Schewski und Macke | 20 |
| 3.6 | Das Klimamodell ECHAM5 | 22 |
| 3.6.1 | Strahlungstransport in ECHAM5 | 23 |
| 4 | Anwendung der Parametrisierung nach Schewski in ECHAM5 | 25 |
| 4.1 | Verwendete Modellexperimente | 25 |
| 4.2 | Globale Verteilung wolkenrelevanter Parameter | 26 |
| 4.3 | Vergleich ECHAM5 und Schewski-Parametrisierung | 28 |
| 4.3.1 | Transmission | 30 |
| 4.3.2 | Albedo | 34 |
| 4.3.3 | Absorption | 37 |
| 4.3.4 | Konsistenz der Schewski-Parametrisierung | 39 |
| 4.4 | Zusammenfassung | 40 |
| 5 | Erweiterung der Parametrisierung nach Schewski und Macke | 43 |
| 5.1 | Spezielle Situationen | 44 |
| 5.2 | Korrektur der Schewski-Parametrisierung | 45 |
| 5.2.1 | Konsistenz der korrigierten Parametrisierung | 48 |
| 5.3 | Anwendung der korrigierten Parametrisierung | 49 |
| 5.3.1 | Transmission | 50 |
| 5.3.2 | Albedo | 54 |
| 5.3.3 | Absorption | 57 |
| 5.3.4 | Wolkenstrahlungseffekt | 60 |
| 5.4 | Globale Mittelwerte der optischen Eigenschaften. | 62 |
| 5.5 | Globale Strahlungsbilanz | 64 |

| | | |
|----------|---|-----------|
| 6 | Zeitreihen | 69 |
| 6.1 | westlicher subtropischer Pazifik | 69 |
| 6.2 | Mitteleuropa | 71 |
| 6.3 | Tagesgang | 72 |
| 7 | Schlussbetrachtungen und Ausblick | 75 |
| A | Anhang | 79 |
| A.1 | Ergänzende Abbildungen zu Kapitel 5 | 79 |
| A.2 | Ergänzende Abbildungen zu Kapitel 6 | 83 |
| B | Abkürzungen | 85 |
| | Abbildungsverzeichnis | 87 |
| | Tabellenverzeichnis | 93 |
| | Literatur | 95 |

Zusammenfassung

Die Berechnung des kurzwelligen atmosphärischen Strahlungstransports in Klimamodellen basiert üblicherweise auf eindimensionalen Strahlungstransportroutinen unter Verwendung planparallel-homogener Wolken. Die vertikale Variabilität der Bewölkung wird ausschließlich über sogenannte Überlappungsannahmen in der Vertikalen berücksichtigt. Horizontale Variabilität wird nicht berücksichtigt.

Diese Arbeit untersucht die Ergebnisse einer Strahlungstransportparametrisierung nach Schewski und Macke (2003) (Schewski-Parametrisierung, SP) in ECHAM5 und vergleicht diese mit den Ergebnissen der modellinternen Strahlungstransportroutinen. Die SP wurde anhand eines 3D Monte-Carlo Strahlungstransportmodells, das auf ein mesoskaliges Wolkenmodell angewendet wurde, bestimmt. Die SP berücksichtigt daher den Einfluss der dreidimensionalen Struktur der Wolken auf den Strahlungstransport (sogenannte „3D-Effekte“).

Im ersten Teil werden anhand der globalen Verteilung der Differenzen zwischen SP und ECHAM5 in den atmosphärischen Transmissions-, Reflektions- und Absorptionseigenschaften systematische Unterschiede und Grenzen der SP aufgezeigt, die zu der Entwicklung einer verbesserten Version der SP führen. Anhand der verbesserten Version der SP wird im zweiten Teil gezeigt, dass die Berücksichtigung von 3D-Effekten in der SP zu einer höheren Absorption sowie zu einer geringeren Reflektion solarer Strahlung in der Atmosphäre führt. In Bezug auf die Transmission ergibt sich je nach geographischer Lage und Wolkentyp eine höhere oder geringere Transmission solarer Strahlung bei Anwendung der SP im Vergleich zu ECHAM5. Letzteres gilt auch für den zonal gemittelten Wolkenstrahlungseffekt. Trotz der unabhängigen Parametrisierung von Transmission, Reflektion und Absorption ergibt sich eine nahezu exakte Konsistenz der SP.

Anhand der SP wird desweiteren eine globale kurzwellige Strahlungsbilanz aufgestellt und mit ECHAM5 sowie den Ergebnissen von Kiehl und Trenberth (1997) verglichen. Trotz der im Rahmen der Analyse gefundenen lokalen Unzulänglichkeiten der SP ergibt sich eine mit ECHAM5 und Kiehl und Trenberth (1997) vergleichbare und konsistente Strahlungsbilanz.

Im letzten Teil dieser Arbeit werden Zeitserien und Tagesgänge der optischen Eigenschaften der Atmosphäre in der SP und ECHAM5 in verschiedenen Klimazonen analysiert. Insbesondere im Bereich mariner Stratocumulusbewölkung über dem Ozean zeigt sich, dass die Berücksichtigung von 3D-Effekten in der SP selbst bei einem simplen Wolkentyp wie marinen Sc z.T. Unterschiede von über 100 W/m^2 in den reflektierten und transmittierten Strahlungsflüssen verursacht.

Abstract

Radiative transfer calculations in climate models are usually based on 1D radiative transfer routines using planeparallel clouds. Vertical variability is accounted for by assuming maximum or random overlap of adjacent cloud layers or a combination of both. Horizontal variability in cloudy layers is not accounted for as no information about subgrid variability of cloud parameters is passed to the radiative transfer routines of GCMs.

This study presents first results of a radiative transfer parameterisation originally developed by Schewski and Macke (2003) (Schewski-Parameterisation, SP) applied to different ECHAM5 data sets and compares the radiative fluxes to those computed by the model-internal radiative transfer routines. The SP has been derived from 3D Monte-Carlo radiative transfer calculations using a mesoscale cloud model (GESIMA) and therefore parameterizes 3D radiative transfer effects. In the first part the comparison of the differences between the SP and ECHAM5 will be used to improve the parameterisation. By comparing snapshots and seasonal mean values it will be shown that the corrected SP produces a higher absorptivity and lower reflectivity of the atmosphere compared to ECHAM's radiative transfer routines whereas transmissivity shows deviations of both signs. Despite the fact that transmissivity, reflectivity and absorptivity are parameterised independently the SP is very consistent.

The global annual mean SW energy budget from ECHAM5 and the SP will be discussed and compared to the one of Kiehl und Trenberth (1997).

The last part of this work analyses timeseries and diurnal variability in different climate regimes and shows that even a simple cloud type like marine Stratocumulus exhibits large differences in the optical properties when a parameterisation accounting for 3D radiative effects is applied.

1 Einleitung

Die Solarstrahlung, die am Oberrand der Atmosphäre auf unseren Planeten trifft, ist der Motor für die gesamte Dynamik in der Atmosphäre. Sie wird in globalen Wettervorhersage- und Klimamodellen durch die Berechnung der Änderungen im Energie-, Impuls und Massenaushalt in vielen unterschiedlichen Höhenstufen in einer großen Anzahl Säulen auf der gesamten Erde beschrieben. Ein Term im Energiehaushalt ist die lokale Erwärmung bzw. Abkühlung durch kurz- und langwellige Strahlungsflüsse. Die korrekte Beschreibung der Strahlungsflüsse in der Atmosphäre in Klimamodellen ist nach wie vor eine große Herausforderung und daher eine potentielle Ursache für die Unsicherheiten in Klimavorhersagen (z.B. Wetherald und Manabe (1988)). Die Hauptursache für die großen Unsicherheiten ist die Tatsache, dass aufgrund der Gitterweite von Klimamodellen die für die korrekte Bestimmung des Strahlungstransports wichtige dreidimensionale Verteilungen von Bewölkung, Wasserdampf, Aerosolen und Spurengasen nicht oder nur eingeschränkt berücksichtigt werden können. Zusätzlich müssen aufgrund der Komplexität der Wechselwirkungen der einfallenden Solarstrahlung mit den Komponenten der Atmosphäre Näherungen in den zugrundeliegenden physikalischen Gleichungen gemacht werden. In ähnlichem Maße wie die Modellierung des Strahlungstransports fehlerbehaftet ist, treten auch große Unsicherheiten bei der Messung der atmosphärischen Strahlungsbilanz auf. Beispielhaft sei hier die in Abschnitt 3.2.1 näher beschriebene *unabhängige Pixel Approximation (IPA, engl.: Independent Pixel Approximation)* zur Bestimmung der reflektierten Strahlungsflüsse aus Satellitendaten genannt.

Eine wichtige Komponente in Bezug auf den atmosphärischen Strahlungstransport ist die Bewölkung. Aufgrund der Gitterweite und der Komplexität der physikalischen Prozesse ist die Beschreibung von Wolken in aktuellen Klimamodellen generell sehr vereinfacht. In der Regel wird der bewölkte Anteil sowie die mittlere Anzahl an Wolkentröpfchen innerhalb des bewölkten Anteils in jeder Box in jeder Schicht bestimmt. Die vertikale Struktur wird durch einfache Regeln, sogenannte „Überlappungsannahmen“ (engl.: overlap assumptions) festgelegt. Dies hat zur Folge, dass in Klimamodellen nur eine geringe Anzahl an Wolkenkonfigurationen in einer Säule realisiert werden können. Die horizontale Variabilität wird aufgrund der Verwendung gebietsgemittelter Parameter nicht beschrie-

ben. Nur modernere Wolkschemata (Tompkins (2002), Bäuml (2002)) beschreiben die nicht aufgelösten horizontalen Wolkenstrukturen innerhalb einer Modellbox durch Angabe statistischer Verteilungen. Die damit vorhandene Information über die Subgittervariabilität der Wolkenparameter wird aber bisher in keinem operationellen Strahlungstransportschema genutzt. In der Natur dagegen existiert in Gebieten, die der typischen Größe von Boxen in Klimamodellen entsprechen, eine beachtliche horizontale Variabilität (z.B. Barker et al. (1999)) und eine komplizierte Vertikalstruktur (z.B. Hogan und Illingworth (2000)). Die simple Berücksichtigung der Horizontal- und Vertikalstruktur beeinflusst ihrerseits die Strahlungsflüsse in der Atmosphäre. Barker et al. (1999) zeigen anhand der Analyse konvektiver Wolkenfelder in den Tropen, dass die typischen Annahmen über die Überlappung von Wolken in Klimamodellen zu Fehlern in der reflektierten Solarstrahlung von mehreren hundert W/m^2 führen können. Andere Untersuchungen wie beispielsweise die umstrittene Studie von Cess et al. (1995) lassen vermuten, dass auch bezüglich der Absorptionseigenschaften der Atmosphäre nach wie vor große Unsicherheiten bestehen. Nach einer umfangreichen Analyse der Energiebilanz aus Modellen und Beobachtungen fassen Kiehl und Trenberth (1997) dies wie folgt zusammen: *By far the largest sources of uncertainty appear in the absorbed shortwave radiation.*

Zur Berücksichtigung des Fehlers, der durch die fehlende 3D-Struktur sowie den damit verbundenen vereinfachten Strahlungstransportberechnungen entstehen, wird üblicherweise die optische Dicke τ mit einem konstanten Korrekturparameter χ korrigiert, dessen Wert beispielsweise Cahalan et al. (1994) anhand eines fraktalen Wolkenmodells zu $\chi = 0.7$ bestimmen. Alternativ wird ein vom Gesamtflüssigwasserpfad (TWP) abhängiger Korrekturparameter $\chi(TWP)$ der optischen Dicke verwendet.

Aufgrund dieser bekannten Fehler bzw. Unsicherheiten im Strahlungstransport in Klimamodellen werden in dieser Arbeit Ergebnisse einer Parametrisierung nach Schewski und Macke (2003) (im folgenden Schewski-Parametrisierung, SP) des atmosphärischen Strahlungstransports getestet, die unabhängig von Überlappungsannahmen und statistischen Verteilungen wolkenstrahlungsrelevanter Parameter sind. Die SP bestimmt Transmissions-, Reflektions- und Absorptionseigenschaften der *gesamten* Atmosphärensäule. In der hier angewendeten Version der Parametrisierung werden lediglich der gebietsgemittelte Gesamtflüssigwasserpfad TWP, der Gesamtbedeckungsgrad N sowie der Sonnenzenitwinkel (engl.: solar zenith angle, SZA) zur Bestimmung der optischen Eigenschaften der Atmosphäre benötigt.

Ziel dieser Arbeit ist es, die Anwendbarkeit der SP erstmalig zu testen und abzuschätzen inwiefern sich die Ergebnisse der SP zur Verbesserung von Strahlungstransportroutinen in Klimamodellen eignen. Dazu werden im folgenden Abschnitt theoretische Grundlagen des Strahlungstransports in der Atmosphäre und die Näherungen desselben in Klimamodellen erläutert. Kapitel 3 geht auf die Darstellung der Wolkeninhomogenität in Klimamodellen und deren Berücksichtigung in Strahlungstransportroutinen ein. Desweiteren

werden unterschiedliche Verfahren zur Näherung des Strahlungstransports einschließlich der im Rahmen dieser Arbeit erstmalig angewendeten SP vorgestellt. Kapitel 3 schließt mit einer Beschreibung des Klimamodells ECHAM5, wobei der Schwerpunkt auf die im Rahmen dieser Arbeit wichtigen Komponenten des Modells gelegt wird. In Kapitel 4 werden die verwendeten Modellläufe beschrieben und ein Überblick über die globale Verteilung der für die SP wichtigen Parameter gegeben. Anhand von Transmissions-, Reflektions- und Absorptionseigenschaften folgt ein erster Vergleich der originalen Version der SP mit den Resultaten der Standard ECHAM5-Strahlungsberechnung. In den nachfolgenden Kapiteln 5 und 6 wird eine modifizierte Version der SP vorgestellt und anhand von globalen Mustern, Korrelationen sowie der Zeitreihenanalyse untersucht. Im letzten Kapitel werden die Ergebnisse dieser Arbeit noch einmal zusammengefasst und ein Ausblick gegeben.

2 Grundlagen

Im folgenden Abschnitt werden die Strahlungstransportgleichung und grundlegende Größen zur Beschreibung des atmosphärischen Strahlungstransports vorgestellt. Die theoretischen Lösungsansätze des atmosphärischen Strahlungstransports, wie sie in Klimamodellen Anwendung finden, beschreibt Abschnitt 2.2.

2.1 Strahlungstransportgleichung

Beim Durchgang durch die Atmosphäre erfährt elektromagnetische Strahlung eine Vielzahl von Wechselwirkungen. Zur Beschreibung der einfallenden Solarstrahlung werden üblicherweise die Größen Strahlungsfluss und Strahldichte verwendet. Die Strahldichte bezeichnet die Energie, die pro Zeit und pro Raumwinkel bei einem bestimmten Sonnenzenitwinkel *SZA* (engl.: solar zenith angle) auf eine bestimmte Fläche trifft und hat daher die Einheit $Wm^{-2}sr^{-1}$. Integriert man über alle Raumwinkel so erhält man den Strahlungsfluss (genau genommen handelt es sich hierbei um die Strahlungsflussdichte) in W/m^2 und demnach die Energie, die pro Zeit auf eine bestimmte Fläche trifft.

Die Strahldichte wird in der Atmosphäre im Wesentlichen durch Absorption und Streuung verändert. Die Bilanz der Änderungen der Strahldichte L bei einer bestimmten Wellenlänge λ wird durch die Strahlungstransportgleichung beschrieben:

$$\frac{L_\lambda(s, \mu, \phi)}{ds} = -\alpha_{a,\lambda}L(s, \mu, \phi) - \alpha_{s,\lambda}L(s, \mu, \phi) + \alpha_{s,\lambda}\tilde{J}(s, \mu, \phi) + \alpha_{a,\lambda}B(s, \mu, \phi). \quad (2.1)$$

Dabei bezeichnen $\mu = \cos(SZA)$ und der Azimutwinkel ϕ die Richtung der einfallenden Strahlung. Die Terme in Gleichung 2.1 bedeuten der Reihe nach die entlang des Weges ds absorbierte Strahldichte, die gestreute Strahldichte, die aus anderen Raumrichtungen in Richtung des Strahles gestreute Strahldichte sowie die Emission entlang des Weges. \tilde{J} bezeichnet eine noch näher zu beschreibenden Quellfunktion und B die Planckfunktion. Betrachtet man nur die einfallende solare Strahlung, so kann aufgrund der geringeren Temperatur der Erde und der Atmosphäre im Vergleich zur Sonne die Emission

des Erdbodens und der Atmosphäre vernachlässigt werden (d.h. Vernachlässigung des letzten Terms in Gleichung 2.1). Demnach erhöht sich die Strahldichte durch Streuung aus anderen Raumrichtungen in Strahlrichtung und verringert sich durch Absorption entlang des Weges sowie durch Streuung in andere Raumrichtungen. Mit der Extinktion ϵ_λ (Summe aus Streuung und Absorption) und der Definition der optischen Dicke τ und $d\tau = -\epsilon dz = \epsilon \mu ds$ ergibt sich

$$\mu \frac{dL(\tau, \mu, \phi)}{d\tau} = L(\tau, \mu, \phi) - J(\tau, \mu, \phi). \quad (2.2)$$

Die Quellfunktion J in Gleichung 2.2 setzt sich aus zwei Anteilen zusammen: $J = J_{abs} + J_{streu}$.

Zur Berechnung des gestreuten Anteils J_{streu} wird dieser in den direkt gestreuten Anteil J_{dir} sowie den diffus gestreuten Anteil J_{diff} zerlegt: $J_{streu} = J_{dir} + J_{diff}$. Der direkt gestreute Anteil J_{dir} bestimmt sich aus der Abschwächung der aus Richtung (μ_0, ϕ_0) einfallenden Solarstrahlung gewichtet mit der Wahrscheinlichkeit gemäß der Phasenfunktion P der Streuung in Raumrichtung (μ, ϕ) :

$$J_{dir}(\tau, \mu, \phi) = \frac{\tilde{\omega}}{4\pi} S_\odot P(\mu, \phi, \mu_0, \phi_0) e^{-\tau/\mu_0}, \quad (2.3)$$

wobei $\tilde{\omega}$ die im nachfolgenden Abschnitt näher beschriebene Einfachstreueralbedo, S_\odot die Solarkonstante in W/m^2 und $P(\mu, \phi, \mu_0, \phi_0)$ die Wahrscheinlichkeit bezeichnet, dass ein aus der Richtung (μ_0, ϕ_0) kommendes Photon in Richtung (μ, ϕ) gestreut wird.

Aufgrund der Tatsache, dass der Anteil der gestreuten Strahlung üblicherweise anisotrop, gleichzeitig die Gesamtwahrscheinlichkeit für einen Streuprozess aber gleich 1 ist, definiert man den Asymmetrieparameter g :

$$g = \langle \cos(SZA) \rangle = \int_{4\pi} \cos(SZA) \frac{P(\mu, \phi, \mu_0, \phi_0)}{4\pi} d\Omega \quad \text{mit} \quad -1 \leq g \leq 1. \quad (2.4)$$

Im Falle von isotroper Streuung - wie im Falle der Rayleighstreuung - ist $g = 0$ und die Wahrscheinlichkeit der Streuung in jede Raumrichtung gleich. Je größer (kleiner) g ist, desto mehr dominiert Vorwärtsstreuung (Rückwärtsstreuung). Damit ist die eigentliche Streuung vollständig beschrieben. Die Größe, die üblicherweise zur Beschreibung der absorbierten Strahlung verwendet wird, wird als Einfachstreueralbedo ω bezeichnet und bestimmt sich zu

$$\omega = \frac{\alpha_S}{\alpha_S + \alpha_a} = \frac{\alpha_S}{\epsilon}. \quad (2.5)$$

Hierbei bezeichnet $\epsilon = \alpha_S + \alpha_a$ die Extinktion. Für $\omega = 1$ ist nach obiger Gleichung $\alpha_a = 0$ und es liegt konservative Streuung vor, d.h. es findet keine Absorption und damit kein Energieverlust statt.

Gleichung 2.3 beschreibt allein die Streuung der direkt einfallenden Strahlung. Die diffuse

Streuung J_{diff} setzt sich aus all jenen Anteilen aus allen Richtungen (μ', ϕ') der Strahlung zusammen, die nicht direkt von der Sonne kommen und gemäß der Phasenfunktion P in Richtung (μ, ϕ) gestreut werden:

$$J_{diff}(\tau, \mu, \phi) = \frac{\tilde{\omega}}{4\pi} S_{\odot} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 L(\tau, \mu', \phi') P(\mu, \phi, \mu', \phi') d\mu' d\phi'. \quad (2.6)$$

Die Phasenfunktion in Gleichung 2.3 und 2.6 hängt stark von der Form und Verteilung der streuenden Teilchen ab.

Aufgrund der Komplexität der Strahlungstransportgleichung und ihrer Lösungen kann diese in einem Klimamodell nicht direkt angewendet werden. Es sind daher deutliche Vereinfachungen notwendig, die im folgenden theoretisch beschrieben werden.

2.2 Strahlungstransportberechnung im Klimamodell

Numerische Wettervorhersage- und Klimamodelle benötigen eine schnelle und gleichzeitig möglichst exakte Berechnung des atmosphärischen Strahlungstransports, d.h. es muss ein Kompromiss zwischen Geschwindigkeit und Exaktheit gefunden werden. Aufgrund der Tatsache, dass üblicherweise die für die Strahlungstransportberechnung benötigten atmosphärischen Parameter als boxgemittelte Größen vorliegen, beschränkt sich die Berechnung des Strahlungstransports in Klimamodellen auf eindimensionale Verfahren. Für die dreidimensionale Strahlungstransportberechnung werden beispielsweise Informationen über die vertikale und horizontale Struktur der Wolken benötigt, welche in Klimamodellen nicht oder nur eingeschränkt vorliegen.

Der eindimensionale Strahlungstransport innerhalb einer atmosphärischen Säule wird in Klimamodellen und eindimensionalen Strahlungstransportmodellen nahezu ausschließlich durch Varianten der sog. Zweistromapproximation (*engl.: two-stream approximation*) bestimmt.

Die generelle Zweistromapproximation (siehe z.B. Meador und Weaver (1980)) geht davon aus, dass die diffuse Streuung durch Linearkombination der auf- und abwärtsgerichteten Strahlungsflüsse aus den zugehörigen Differentialgleichungen

$$\begin{aligned} \frac{dF^{\uparrow}(\tau)}{d\tau} &= \gamma_1 F^{\uparrow}(\tau) - \gamma_2 F^{\downarrow}(\tau) - \gamma_3 \omega S_0 e^{-\tau/\mu_0} \\ \frac{dF^{\downarrow}(\tau)}{d\tau} &= \gamma_1 F^{\uparrow}(\tau) - \gamma_1 F^{\downarrow}(\tau) - (1 - \gamma_3) \omega S_0 e^{-\tau/\mu_0} \end{aligned} \quad (2.7)$$

bestimmt werden kann. F^{\uparrow} und F^{\downarrow} bezeichnen hierbei die auf- bzw. abwärtsgerichteten Strahlungsflüsse. $\gamma_{1,2,3}$ sind Koeffizienten, die von der Einfachstreueralbedo ω , dem Asymmetrieparameter g , μ_0 sowie μ_1 abhängen. μ_0 sowie μ_1 bezeichnen hierbei die nach

der Diskretisierung der Strahlungstransportgleichung in der Zweistromapproximation berücksichtigten Zenitwinkel einfallender Strahlung. Unter Annahme der Randbedingungen $F^\uparrow(\tau) = 0$ und $F^\downarrow(0) = 0$ (d.h. es tritt nur Strahlung von oben in die Schicht ein und es befindet sich keine Strahlungsquelle am Boden) ergibt sich das Reflektions- (r) und Transmissionsvermögen (t) einer Schicht zu

$$r = \frac{F^\uparrow(0)}{\pi S_\odot \mu_0} \quad \text{und} \quad t = e^{-\tau/\mu_0} + \frac{F^\downarrow(\tau)}{\pi S_\odot \mu_0}. \quad (2.8)$$

Die genaue Bestimmung von r und t abhängig von τ , g , μ_0 sowie μ_1 , das sich aus einer weiteren Approximation ergibt, findet sich in Barker (1996).

Um der ausgeprägten Streuung in Vorwärtsrichtung an Wolkentröpfchen und Aerosolteilchen (Mie-Streuung) trotz der groben Näherungen in der Zweistromapproximation gerecht zu werden, werden der Asymmetrieparameter, die optische Dicke und die Einfachstreueralbedo entsprechend korrigiert. Diese Korrektur bezeichnet man als Similitätsprinzip.

Varianten der Zweistromapproximation existieren unter anderem von Meador und Weaver (1980), Li und Barker (2002), Barker und Wielicki (1997) sowie die *Delta-Eddington Approximation* von Joseph et al. (1976). Joseph et al. (1976) leiten die Zweistromapproximation aus der ursprünglichen Strahlungstransportgleichung aus einer Reihe von Annahmen und Vereinfachungen ab. Aus der generellen Zweistromapproximation (Gleichung 2.7) ergibt sich die *Delta-Eddington Approximation* durch Einsetzen der entsprechenden Werte für γ_1, γ_2 und γ_3 . Die Variante von Joseph et al. (1976) berücksichtigt beispielsweise durch Skalierung der optischen Größen mit einer δ -Funktion die verstärkte Vorwärtsstreuung der Streuphasenfunktion für atmosphärische Partikel.

Die im vorangegangenen Teil beschriebene Zweistromapproximation berücksichtigt keine Absorption an atmosphärischen Gasen. Zur vollständigen Beschreibung der Strahlungswechselwirkung in der Atmosphäre muss aber die Absorption von Strahlung entlang des Weges durch die wolkenfreie Atmosphäre berücksichtigt werden. Im vereinfachten Fall einer nichtstreuenden absorbierenden Atmosphäre ist die Änderung der einfallenden Strahlung einfach zu bestimmen:

$$F_\lambda^\downarrow(z, \mu_0) = \mu_0 S_{0,\lambda} T_\lambda(u(z), \mu_0) \quad (2.9)$$

wobei $u(z)$ die Menge absorbierender Moleküle zwischen z und dem Oberrand der Atmosphäre und $T_\lambda(u(z), \mu_0)$ die hiervon abhängige Transmissionsfunktion darstellen. In der realen Atmosphäre ist $u(z)$ nicht höhenkonstant sondern von Druck und Temperatur abhängig. Die Transmissionsfunktion bestimmt sich zu

$$T_\lambda(u(z), \mu_0) = e^{-\tau/\mu_0} \quad \text{mit} \quad \tau_\lambda = \int_z^\infty k_{a,\lambda} du. \quad (2.10)$$

Die aufwärts gerichtete Strahldichte ergibt sich dann zu

$$F_{\lambda}^{\uparrow}(z, \mu_0) = \mu_0 R_{\lambda} S_{0,\lambda} T_{\lambda}(u_e(z), \mu_0). \quad (2.11)$$

$u_e(z)$ bezeichnet die effektive Menge absorbierender Moleküle, die von der reflektierten indirekten Strahlung durchquert wird und R_{λ} die Oberflächenalbedo.

Da Absorption und Streuung in der wolkenlosen Atmosphäre gleichzeitig stattfinden, muss die Streuung bei der Bestimmung der Absorption mitberücksichtigt werden, da nur die „nichtgestreuten“ Photonen entlang des Weges berücksichtigt werden dürfen. Dies geschieht durch Berücksichtigung der Streuung bei der Bestimmung des optischen Pfades $\Lambda = k_{s,\lambda} l$ - hierbei bezeichnet l die geometrische Weglänge - und der Wahrscheinlichkeitsverteilung desselben. Der optische Pfad bezeichnet die Weglänge, die ein Teilchen zurücklegt bevor es gestreut wird. Der transmittierte Strahlungsfluss durch eine Schicht ergibt sich dann als Produkt des Strahlungsflusses in einer konservativen (d.h. nicht absorbierenden) Atmosphäre mit dem Fluss der rein absorbierenden Atmosphäre gewichtet mit der Wahrscheinlichkeitsverteilung der optischen Pfadlängen. Aus dem Verhältnis F/F_k lässt sich dann die Verteilung der optischen Pfadlängen (*engl.: path length distribution*) p_{Λ} bestimmen. Hierbei bezeichnet F_k den z.B. anhand eines der im vorherigen Abschnitt beschriebenen Verfahren bestimmten Strahlungsfluss einer konservativen, d.h. nichtabsorbierenden Atmosphäre.

Im Ansatz für den optischen Pfad $\Lambda = k_{s,\lambda} l$ nimmt man implizit eine homogene Atmosphäre bezüglich der Absorption an. In der realen Atmosphäre dagegen variiert der Absorptionskoeffizient wie oben erwähnt unter anderem als Funktion von Druck, Temperatur, der Wellenlänge λ und den absorbierenden Molekülen selbst. Es wird daher nach Goody (1964) eine skalierte Absorbermenge u^* eingeführt, die den bei Referenzdruck und -temperatur bestimmten Absorptionskoeffizienten k_a korrigiert: $k_a(p, T) = k_a(p_r, t_r) u^*$. Der Strahlungsfluss unter Berücksichtigung der Streuung ergibt sich dann als Produkt der Transmission gemäß Gleichung 2.10 mit der Wahrscheinlichkeit $p(u^*)$ eines Photons die effektive Absorbermenge zu durchqueren:

$$F = F_k \int_0^{\infty} p(u^*) T(u^*) du^* = F_k \int_0^{\infty} p(u^*) e^{-k_a u^*} du^*. \quad (2.12)$$

Zur weiteren Vereinfachung des Problems, d.h. zur möglichst einfachen Bestimmung des Integrals in Gleichung 2.12, wird die Abhängigkeit der Absorption von der Menge absorbierender Moleküle in den Grenzen der schwachen und starken Absorption genutzt und hieraus eine effektive Absorbermenge u_e bestimmt. Damit lässt sich die Transmissionsfunktion abhängig von den Absorptionskoeffizienten für schwache und starke Absorption sowie der effektiven Absorbermenge näherungsweise bestimmen. Eine detailliertere Darstellung der Berücksichtigung der Absorption findet man in Bäuml (2002).

Die in den letzten beiden Abschnitten beschriebenen Verfahren zur Berücksichtigung der

Streuung und Absorption finden auch im ECHAM Strahlungstransportschema Anwendung auf das in Abschnitt 3.6.1 näher eingegangen wird.

3 Strahlungstransportberechnung in der bewölkten Atmosphäre

Die Berechnung des Strahlungstransports in der bewölkten Atmosphäre in Klimamodellen ist für einen großen Teil der Unsicherheiten in der Vorhersage des Klimas unter dem Einfluss des Menschen verantwortlich (z.B. Gates (1992), IPCC Bericht 1992). Im Gegensatz zu beispielsweise der Konzentration von Treibhausgasen wird die Bewölkung nicht direkt durch natürliche oder antropogene Klimaänderungen beeinflusst. Die Vorhersage des Klimas hängt aber entscheidend davon ab, wie die räumliche und zeitliche Verteilung der Bewölkung auf klimatische Veränderungen reagiert. Dazu muss die Verteilung und Variabilität der Bewölkung innerhalb der Gitterboxen des Modells möglichst realitätsnah berücksichtigt werden. In den folgenden Abschnitten sollen die bekannten Probleme der Darstellung von Wolken, die damit verbundenen Unsicherheiten in der Strahlungstransportberechnung und die dafür vorgeschlagenen Lösungsansätze zusammengefasst werden.

3.1 Wolken im Klimamodell

3.1.1 Darstellung der Bewölkung

Die realitätsnahe Modellierung der Bewölkung im Klimamodell wird im Wesentlichen durch die horizontale und vertikale Auflösung sowie die Rechenleistung der Computer beschränkt. Klimamodelle benutzen im allgemeinen Gitterweiten im Bereich von ca. 100 km - 500 km in der horizontalen und ca. 10 bis 30 vertikale Schichten in der Troposphäre. Auf diesen Skalen können selbst für großskalige Bewölkung keine zwei- und dreidimensionalen Strukturen aufgelöst werden, die für eine korrekte Berechnung des dreidimensionalen Strahlungstransports in der Atmosphäre benötigt werden. Um die nichtaufgelöste dreidimensionale Struktur der Bewölkung dennoch zu berücksichtigen, müssen die Prozesse des Wolkenzykluses wie Kondensation, Verdunstung, Tröpfchenwachstum,

die auf deutlich kleineren Skalen als der Gitterweite von Klimamodellen ablaufen, parametrisiert werden. Dazu gibt es eine Reihe von Ansätzen, die im folgenden kurz dargestellt werden.

Die ersten Ansätze benutzen vorgegebene bzw. aus Beobachtungen gewonnene Verteilungen für den Bedeckungsgrad und die optische Dicke (z.B. Boer et al. (1984)). Fortgeschrittenere Verfahren nutzen Modellvariablen wie z.B. relative Feuchte (Smagorinsky (1960)) oder zusätzlich die Vertikalgeschwindigkeit, Niederschlagsrate und das vertikale Temperaturprofil (Inversionen) (Slingo (1987)) zur Bestimmung der Bewölkung in einer Modellbox. Grundlage dieser Verfahren ist, dass eine Funktion bestimmt wird, die abhängig von der relativen Feuchte und einem Schwellenwert den Bedeckungsgrad einer Box berechnet. Diese Verfahren kommen häufig in Klimamodellen zum Einsatz (z.B. McFarlane et al. (1992)). Modernen Verfahren zur Darstellung der Wolkeneigenschaften folgen Sundqvist (1978) und bestimmen den Flüssigwasser- und Eisgehalt aus den zugehörigen Transportgleichungen, deren einzelne Komponenten nach verschiedenen Verfahren parametrisiert sind. Fowler et al. (1996) erweitern das prognostische Schema von Sundqvist (1978) auf Regen und Schnee.

Die hier benutzte Version des Klimamodells ECHAM5 beinhaltet prognostische Transportgleichungen für Wasserdampf, Eis- und Flüssigwasser, eine Parametrisierung der Wolkenmikrophysik nach Lohmann und Roeckner (1996) sowie ein statistisches Schema zur Bestimmung des Bedeckungsgrades (siehe auch Roeckner et al. (2003)). ECHAM5 unterscheidet zusätzlich zwischen konvektiver und stratiformer Bewölkung. Die Beschreibung konvektiver Bewölkung folgt im Wesentlichen einem Massenflusseschema nach Tiedtke (1989). Die parametrisierte Cumuluskonvektion beeinflusst den großskalige Wärme-, Feuchte- und Impulshaushalt durch parametrisierte Auf- und Abtriebe.

Die Bestimmung des Bedeckungsgrades in einer Schicht einer Modellbox folgt einem statistischen Verfahren nach Tompkins (2002). Dieses Verfahren nimmt an, dass sich der Bedeckungsgrad einer Schicht aus einer Verteilung der Temperatur- und Gesamtwasserfluktuationen bestimmen lässt. Vernachlässigt man horizontalen Temperaturfluktuationen innerhalb einer Box, so bestimmt sich der Bedeckungsgrad zu:

$$N_c = \int_{r_s}^{\infty} G(r_t) dr_t. \quad (3.1)$$

Hierbei bezeichnet r_s das Wasserdampfsättigungsmischungsverhältnis und r_t das Gesamtwassermischungsverhältnis, das die Summe aus Wasserdampf-, Wolkeneis- und Flüssigwassermischungsverhältnis darstellt. $G(r_t)$ bezeichnet die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion (PDF) von r_t . Die Form der PDF wurde anhand von Datensätzen aus der tiefen tropischen Konvektion eines hochaufgelösten Wolkenmodells bestimmt, da hier die Subgittervariabilität am höchsten ist.

Aus den genannten Verfahren ergibt sich keine Vertikalstruktur der Bewölkung. Zur Bestimmung der Vertikalstruktur müssen Annahmen über die Anordnung der Bewölkung

innerhalb einer Modellbox in einer Schicht gemacht werden, die im nächsten Abschnitt vorgestellt werden.

3.1.2 Vertikalstruktur der Bewölkung

Zur Berücksichtigung der Vertikalstruktur werden unterschiedliche Annahmen über die vertikale Überlappung der bewölkten Anteile jeder Schicht gemacht und als Überlappungsannahmen (*engl.: cloud overlap assumptions*) bezeichnet: *maximale Überlappung* (*engl.: maximum overlap*), *zufällige Überlappung* (*engl.: random overlap*) oder einer Kombination aus beiden (*engl.: maximum random overlap*). Maximum overlap beinhaltet die Annahme, dass die bewölkten Anteile jeder Schicht für die Strahlungstransportberechnung in einer Säule so verschoben werden, dass sie maximal übereinanderliegen. Random overlap verteilt die Bewölkung in jeder Schicht zufällig. Nachteil hierbei ist, dass nur zufällig mehrschichtige Wolken entstehen. Zusätzlich ist diese Verteilung der Bewölkung die rechenintensivste Variante. Häufig verwendet wird maximum random overlap zur Verteilung der Bewölkung. Dabei werden meist niedrige, mittlere und hohe Wolken für sich als maximal überlappend angenommen, während die drei Höhenstufen als zufällig überlappend angenommen werden.

Es ist leicht nachvollziehbar, dass sich mit den vorgestellten Verfahren zur Bestimmung der Bewölkung nur annähernd die reale Variabilität und Struktur der Bewölkung modellieren lässt. Nachfolgend beschriebene Verfahren zu Strahlungsberechnung müssen daher so optimiert werden, dass mit den vorhandenen Informationen über die Bewölkung der atmosphärische Strahlungstransport möglichst realitätsnah bestimmt wird.

3.2 Verfahren zur Strahlungstransportberechnung

Im folgenden Abschnitt werden verschiedene Möglichkeiten zur Bestimmung des Strahlungstransports wie sie teilweise auch in Klimamodellen zum Einsatz kommen, vorgestellt.

Gemäß dem vorangegangenen Abschnitt werden Wolken im Klimamodell mithilfe von Parametrisierungen berücksichtigt, die als Resultat boxgemittelte Wolkeneigenschaften bestimmen. Lediglich modernere Wolkenparametrisierungen versuchen über statistische Verteilungen bestimmter Wolkenparameter die horizontale Variabilität zu berücksichtigen.

Die üblichen Strahlungstransportalgorithmen in Klimamodellen können in der Regel den Strahlungstransport nur für planparallele homogene Schichten berechnen und benutzen daher als Eingangsgrößen boxgemittelte Wolkenparameter. Die Berücksichtigung

der verfügbaren Information über die horizontale und vertikale Inhomogenität der Bewölkung bei gleichzeitiger Anwendung von Strahlungstransportalgorithmen, die planparallel-homogene Schichten voraussetzen, ist Aufgabe der nachfolgend beschriebenen Verfahren.

3.2.1 Independent Column Approximation

Das Verfahren der *Independent Column Approximation* (im folgenden ICA) berücksichtigt die Inhomogenität innerhalb eines Gebiets durch Unterteilung in einzelne Säulen. Der Name des Verfahrens leitet sich von der Tatsache ab, dass die einzelnen Säulen als unabhängig voneinander angesehen werden und keine horizontalen Wechselwirkungen stattfinden. Damit werden die optischen Eigenschaften benachbarter Säulen implizit als nicht korreliert angenommen, d.h. alle Streuprozesse finden innerhalb der Säule statt. Das dreidimensionale Streuproblem wird dadurch auf eindimensionale Säulen reduziert.

Die ICA hat ihren Ursprung in der Satellitenfernerkundung und wird dort zur Bestimmung der optischen Dicke τ unter bestimmten Annahmen für die Vertikalstruktur der Atmosphäre, der Wolke und der Tropfengrößenverteilung mit Hilfe einer Zweistromapproximation aus den gemessenen Albeden (meist für $\mu = 0$) der Pixel bestimmt¹. Die obigen Annahmen sind notwendig um die Einfachstreueralbedo ω und den Asymmetriefaktor g zu bestimmen. Einfach gesprochen wird angenommen, dass jedes Pixel als horizontal homogene Wolke angesehen werden kann. Dabei werden die horizontalen Photonentransporte vernachlässigt aber gleichzeitig der (nichtlineare) Zusammenhang zwischen Wolkenalbedo und der optischen Dicke der Wolke berücksichtigt (Chambers et al. (1997)). Durch Erhöhung der Anzahl der verwendeten Säulen wird zwar einerseits die Struktur der Wolken immer besser aufgelöst, andererseits erhöht sich der Fehler durch die Vernachlässigung des horizontalen Strahlungstransports, insbesondere für flache Sonnenstände, wie beispielsweise Scheirer und Macke (2001) zeigen.

Der mittlere Wert der optischen Größe (z.B. der Albedo) in einem Gebiet ergibt sich bei Anwendung der ICA zu

$$\langle R \rangle = \frac{\int_{\text{Gebiet}} R_{1D}(x,y) dx dy}{\int_{\text{Gebiet}} dx dy} \text{ bzw. } \langle R \rangle = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N R_{1D}(n) \quad (3.2)$$

wobei N die Anzahl der Säulen im betrachteten Gebiet darstellt. Fu et al. (2000) zeigen anhand des Vergleichs von 3D-Strahlungstransportrechnungen und ICA für zwei verschiedene Wolkentypen, dass der Fehler in der atmosphärischen Absorption, der durch Vernachlässigung des horizontalen Photonentransports bei Anwendung der ICA entsteht, von den verwendeten Gebietsmitteln und dem Wolkentyp abhängt. Sie finden, dass für marine Stratusbewölkung bereits bei Gebietsmitteln der Absorption von $\sim 5 \text{ km} \times 5 \text{ km}$ kaum

¹In der Fernerkundung spricht man daher von *independent pixel approximation* (IPA)

Unterschiede zwischen ICA und 3D-Strahlungstransport auftreten. Für hochreichende tropische Cumulonimben dagegen treten selbst bei Gebietsmitteln von 500 km x 500 km noch große Unterschiede in den Absorptionseigenschaften auf. Dieser Fehler kann durch Anwendung der *TIPA (tilted independent column approximation)*, siehe Várnai und Davies (1996), bei der die einzelnen Säulen entsprechend des Sonnenzenitwinkels geneigt werden, reduziert werden. Um die Ungenauigkeiten, die durch Vernachlässigung des horizontalen Photonentransports entstehen, zu reduzieren führen Marshak et al. (1996) die *NIPA (non-local IPA)* ein, die die Beeinflussung der einzelnen Säule durch die benachbarte Säulen erlaubt. Wenngleich auf kleinerer Skala auch nicht der Realität entsprechend, so ist die Anwendung der ICA für große Zeitschritte, große Boxen und die praktisch nicht vorhandene Information über die horizontale Korrelation der optischen Parameter ein vernünftiges Verfahren zu Berücksichtigung der horizontalen Inhomogenität bei der Bestimmung des Strahlungstransports innerhalb der Box. Die ICA und ihre Varianten (TIPA, NIPA) werden vorwiegend in der Satellitenfernerkundung eingesetzt, können theoretisch aber auch in Klimamodellen eingesetzt werden; darauf wird im nächsten Abschnitt im Zusammenhang mit der Monte Carlo Independent Column Approximation eingegangen.

3.2.2 Monte Carlo Independent Column Approximation

Eine Verbesserung der ICA insbesondere in Bezug auf die benötigte Rechenzeit bietet die *Monte Carlo Independent Column Approximation (McICA)*, Barker et al. (2002), Barker und Räisänen (2004), Pincus et al. (2003), Räisänen et al. (2005a)). Der wesentliche Unterschied zu ICA besteht darin, dass aus allen Säulen der Box per Monte-Carlo Verfahren $K < N$ Säulen ausgewählt werden, d.h.

$$\langle R \rangle = \frac{1}{K} \sum_{k=1}^K R_{1D}(k) \quad (3.3)$$

wobei N wie im vorangegangenen Abschnitt der Anzahl der Säulen in der betrachteten Box entspricht. Der mittlere Wert der optischen Größe bestimmt sich demnach aus dem Mittel der Stichproben. Die McICA-Lösung entspricht dabei der ICA Lösung falls alle N Säulen der Box identisch sind oder $N = K = 1$. In allen anderen Fällen entsteht aufgrund der *zufällig* gewählten Säulen ein zufälliger, aber erwartungstreuer Fehler. Wird der Strahlungstransport für mehrere Banden berechnet, kann das Monte-Carlo Verfahren auf die Auswahl der Banden angewendet werden, d.h. der Strahlungstransport wird nur für zufällig bestimmte Banden für die im ersten Schritt zufällig gewählten Säulen berechnet werden. Um McICA (oder auch die komplette ICA) in Klimamodellen anwenden zu können, müssen die subskaligen Säulen erst generiert werden. Diese können beispielsweise mit einem von Räisänen et al. (2005b) entwickelten stochastischen Wolkengenerator

gewonnen werden. Dieser erhält Informationen der benötigten Parameter aus dem Klimamodell sowie dessen Annahmen über die horizontale Varianz und Überlappungsraten der Wolken in den einzelnen Schichten. Sowohl durch den „Säulengenerator“ als auch durch das McICA-Verfahren selbst entsteht ein zufälliger Stichprobenfehler und damit ein Rauschen. Pincus et al. (2003) und Räisänen et al. (2005a) testeten McICA in Klimamodellen und können zeigen, dass das durch McICA entstehende Rauschen geringer als die Dynamik des Modells ist.

3.3 ICA basierte Strahlungstransportberechnung in Klimamodellen

Die meisten eindimensionalen Verfahren zur Bestimmung des Strahlungstransports berechnen diesen für den unbewölkten und bewölkten Anteil einer Box getrennt voneinander. Der boxgemittelte Wert einer optischen Eigenschaft, beispielsweise der Albedo einer Schicht bestimmt sich zu

$$\langle R \rangle = (1 - A_c) \langle R_{clr} \rangle + A_c \langle R_{cld} \rangle, \quad (3.4)$$

wobei A_c den bewölkten Anteil und $\langle R_{clr} \rangle$ sowie $\langle R_{cld} \rangle$ die mittlere Albedo des wolkenlosen bzw. bewölkten Anteils darstellen.

Die im folgenden beschriebenen eindimensionalen Verfahren befassen sich ausschließlich mit dem bewölkten Anteil des betrachteten Gebietes.

3.3.1 Gamma/Beta gewichtete Zweistromapproximation

Die Gamma/Beta gewichtete Zweistromapproximation unterscheidet sich von der ICA prinzipiell dadurch, dass von der Analyse einzelner Säulen zu statistischen Verteilungen der Wolkenparameter innerhalb der interessierenden Region übergegangen wird. Hierzu wird Gleichung 3.2 in ein von der optischen Dicke abhängiges Integral umgewandelt. Gleichung 3.2 muss daher als Funktion der Verteilung der optischen Dicke ausgedrückt werden und geht daher in

$$\langle R \rangle = \int_0^{\infty} p(\tau) R_{1D}(\tau) d\tau \quad (3.5)$$

über, wobei über die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion (PDF) $p(\tau)$ die Verteilung von τ innerhalb einer Box beschreibt (siehe z.B. Ronnholm et al. (1980)). Mathematisch gesehen entspricht Gleichung 3.5 der Umwandlung von Gleichung 3.2 in ein Lebesgue-Integral. Die Wahrscheinlichkeitsdichteverteilung wird auf die vom Modell parametrisierte Variabilität der Bewölkung in der Box angepasst und meist durch eine Γ - oder

z.T auch durch eine β -Verteilung beschrieben. Aufgrund der Tatsache, dass der Strahlungstransport mit Varianten der in Abschnitt 2.2 skizzierten Zweistromapproximation bestimmt wird, spricht man, je nachdem welche PDF verwendet wird, von einer *Gamma-weighted two-stream approximation* (GWTSA) oder *Beta-weighted two-stream approximation* (BWTSA) des Strahlungstransports.

Durch Anwendung der GWTSA bzw. BWTSA wird die vorhandene Information über die statistische subskalige Wolkenverteilung in den Strahlungstransportroutinen eines Klimamodells genutzt und sollte so prinzipiell zu einer realistischeren Modellierung des Strahlungstransports führen. Praktisch bedeutet deren Anwendung eine weitere Erhöhung der Rechenzeit der ohnehin schon „teuren“ Strahlungstransportroutinen, da nach Gleichung 3.2 der Strahlungstransport nicht mehr nur einmal für jede Box auf dem globalen Gitter sondern zusätzlich für N Punkte innerhalb jeder Box berechnet werden muss.

Bäumli (2002) testete die BWTSA in ECHAM5 indem die gemäß der BWTSA berechneten Strahlungsflüsse als zusätzlicher diagnostischer Output gespeichert wurden. Es zeigte sich, dass die Abweichungen vom Standard-Schema in ECHAM5 nur wenige Prozent im globalen und saisonalen Mittel betragen. Trotzdem bietet die BWTSA prinzipiell den besseren Ansatz, da die vom Wolkenmodul bestimmte Wolkeninhomogenität direkt berücksichtigt wird und nicht die Fehler, die durch die eindimensionale Strahlungstransportrechnung entstehen durch Skalierungsparameter korrigiert werden. Die Ermittlung solcher Skalierungsparameter wird im nächsten Abschnitt vorgestellt.

3.3.2 Korrektur der optischen Dicke

Aufgrund des nichtlinearen Zusammenhangs zwischen optischer Dicke der Atmosphäre und dem Reflektionsvermögen folgt, dass die Variabilität innerhalb eines Gebietes entscheidend für die korrekte Bestimmung der optischen Dicke ist. Im allgemeinen gilt daher

$$R(\bar{\tau}) > \overline{R(\tau)}. \quad (3.6)$$

Damit ergibt sich eine systematische Überschätzung des Reflektionsvermögens bei dessen Bestimmung aus $\bar{\tau}$, der sogenannter *PPH-bias*. Zur Korrektur dieses Fehlers wird daher üblicherweise die optische Dicke zu einer effektiven optischen Dicke τ_{eff} skaliert. Hierfür existieren verschiedene Ansätze, die im folgenden kurz vorgestellt werden und üblicherweise unter dem Begriff ETA (*Effective Thickness Approach*) zusammengefasst werden.

Einfachster Ansatz ist die „Verschmierung“ der Wolke über die gesamte Schicht und die anschließende Gewichtung der optischen Dicke mit dem Bedeckungsgrad für diese Box. Kiehl (1994) beispielsweise skalieren im NCAR CCM2 die optische Dicke mit $\sqrt[3]{A_c}$.

Aus globalen Mittelwerten der Albedo und des TWP schätzen Harshvardhan und Randall

(1994) einen mittleren Korrekturfaktor für die optische Dicke von $\chi \approx 1/3$. Cahalan et al. (1994) bestimmen mithilfe eines fraktalen Wolkenmodells, dass ihrer Meinung nach die Variabilität für marine Stratocumulus (Sc) realitätsnah wiedergibt, einen Korrekturfaktor von $\chi(f) \approx 0.7$. Dabei ist $\chi(f)$ von der Wahl eines fraktalen Parameters f abhängig. Der Vergleich mit Messungen in marinen Sc vor der Küste Kaliforniens zeigte eine gute Übereinstimmung des fraktalen Modells mit Beobachtungen für $f = 0.5$. Der von Cahalan et al. (1994) bestimmte Wert des Korrekturparameters wurde und wird weithin als Referenzwert angenommen und zur Zeit auch in gekoppelten Versionen von ECHAM5 verwendet.

Aufgrund des nichtlinearen Zusammenhangs zwischen optischer Dicke und dem Reflektionsvermögen liefert $\chi = 0.7$ nur für einen beschränkten Bereich von τ eine gute Approximation. Weiterhin optimierten Cahalan et al. (1994) den fraktalen Parameter f auf marine Sc. Für stärker konvektive (stratiformere) Bewölkung ergibt sich ein höheres (niedrigeres) f und daraus folgend ein niedrigerer (höherer) Korrekturfaktor χ . Um diesen offensichtlichen Mängeln entgegenzuwirken entwickelten Szczap et al. (2000) die *equivalent homogeneous cloud approximation (EHCA)*. Sie benutzten ebenfalls ein fraktales Wolkenmodell und bestimmten mit Hilfe eines 3D Monte Carlo Strahlungstransportmodells die Strahlungsflüsse und verglichen diese mit planparallelen homogenen (PPH) Flüssen. Aus diesem Vergleich bestimmten sie eine empirische Funktion für die effektive optische Dicke $\tau_{eff}(\bar{\tau}, \frac{\sigma}{\bar{\tau}})$ als Funktion der mittleren optischen Dicke $\bar{\tau}$ und der Varianz σ der lokalen Fluktuationen in der optischen Dicke. Durch diesen Ansatz wird der Korrekturfaktor für größere und kleinere τ verbessert. Für $\tau = 13$ erhalten sie den von Cahalan et al. (1994) für marine Sc gefundenen Wert von 0.7. Tiedtke (1996) dagegen schlägt einen vom Wolkentyp - konvektiv oder stratiform - abhängigen Korrekturfaktor vor und implementiert diesen im ECMWF-Klimamodell. Damit soll berücksichtigt werden, dass konvektive Wolken im allgemeinen eine größere Variabilität als stratiforme Bewölkung aufweisen. Bäuml (2002) vergleicht insgesamt vier ETA-Varianten (unkorrigierte optische Dicke, ETA nach Cahalan et al. (1994), Tiedtke (1996) sowie eine neuentwickelte ETA-Variante ähnlich Gleichung 3.10) und findet dabei Albedodifferenzen von bis zu 4% im Vergleich zur ETA-Variante nach Cahalan et al. (1994). Gleichzeitig konnte Bäuml (2002) in einem weiteren Teil seiner Arbeit zeigen, dass sich bei Anwendung der Annahme planparalleler Wolken auf stark inhomogene Cumuli der Passatwindregionen die relativen Albedodifferenzen bis zu 100% im Vergleich zu einem hochaufgelösten Wolkenmodell betragen können. Dies bedeutet, dass keine der genannten ETA-Varianten in der Lage sein kann, die reellen Inhomogenitäten der Bewölkung korrekt zu berücksichtigen.

Eine Lösung des Problems bieten Verfahren zur dreidimensionalen Strahlungstransportberechnung, die aber aufgrund der fehlenden Information über die dreidimensionale Struktur der Bewölkung in Klimamodellen nicht angewendet werden können. Jedoch kann die Information aus dreidimensionalen Strahlungstransportberechnungen in wol-

kenauflösenden mesoskaligen Modellen dazu genutzt werden, Informationen über die 3D-Struktur der Bewölkung und den damit verbundenen Effekten auf den Strahlungstransport in Klimamodelle einzubringen. Ein solches Verfahren ist die Schewski-Parametrisierung, die nach einer kurzen Übersicht über Verfahren zur 3D-Strahlungstransportberechnung in Abschnitt 3.5 vorgestellt wird.

3.4 Dreidimensionale Strahlungstransportberechnung

An praktikablen Methoden zur Modellierung des Strahlungstransports unter vollständiger Berücksichtigung der dreidimensionalen Inhomogenität in der Atmosphäre existieren die Kugelflächen/Diskrete Ordinaten Methode (Spherical Harmonics Discrete Ordinate Method, SHDOM) nach Evans (1998) sowie Monte-Carlo Verfahren.

SHDOM: SHDOM löst explizit die Strahlungstransportgleichung und bestimmt das Strahlungsfeld im gesamten Raumbereich durch Bestimmung des Integrals der Strahlungstransportgleichung. SHDOM ist bei Berechnung der gebietsgemittelten Strahlungsflüsse komplexer dreidimensionaler Wolkenstrukturen der nachfolgend beschriebenen Monte-Carlo Strahlungstransportmodellierung insbesondere in der Rechenzeit unterlegen.

Monte-Carlo Strahlungstransportmodellierung: In der Monte-Carlo Strahlungstransportmodellierung ergeben sich die Strahlungsflüsse aus der direkten Simulation der Absorptions- und Streuprozesse einer hinreichend großen Anzahl einfallender Photonen. Im Gegensatz zu allen anderen beschriebenen Verfahren erlaubt die Monte-Carlo Strahlungstransportmodellierung nahezu beliebige Wolkenstrukturen. Zur Simulation des Weges eines Photonenbündels wird diesem in Form einer zufällig ermittelten verfügbaren optischen Dicke $\tau^* = -\ln(r)$ (mit $r = \text{gleichverteilte Zufallszahl aus } [0,1]$) zugeordnet. Nach Durchlaufen dieser Wegstrecke wird ein Teil des Photonenbündels absorbiert und der Rest durch Streuung aus der bisherigen Ausbreitungsrichtung abgelenkt. Jedem Photon ist dabei ein Gewicht W zugesprochen, das bei dessen Initialisierung $W = 1$ beträgt und sich bei jeder Wechselwirkung um $1 - \omega_0$ reduziert. Nach k Wechselwirkungen beträgt das Gewicht des gestreuten Anteils des Photonenbündels noch $W_k = W_{k-1}\omega_0$. Der Ablenkungswinkel bei jedem Streueignis bestimmt sich aus dem Integral der Streufunktion über alle Streurichtungen gewichtet mit der Zufallszahl r . Dieses Verfahren wird solange fortgesetzt, bis das Photonenbündel das Modellgebiet durch den oberen oder unteren Rand verlassen hat und somit sein verbleibendes Gewicht zur Albedo bzw. Transmission beiträgt oder nach Unterschreiten eines Schwellenwertes für das minimale Gewicht der Absorption zugeordnet wird. Aufgrund der Tatsache, dass das Verfahren einzelne Photonen auf dem Weg durch die Wolke verfolgt, ist die Genauigkeit von der Anzahl der verwendeten Photonen abhängig. Der relative Fehler beträgt $1/\sqrt{n}$, wobei n die Anzahl

der verwendeten Photonen darstellt. Der Fehler von $1/\sqrt{n}$ gilt nur für die Gesamtanzahl der Photonen und nicht für jedes einzelne Photon selbst, da ein Photon nicht wie eine Messung des Gesamtproblems betrachtet werden kann.

Eine detailliertere Darstellung des Monte-Carlo Schemas und seiner Anwendungen in der Strahlungstransportrechnung bieten Marchuk et al. (1980).

Ein solches Monte-Carlo Strahlungstransportschema ist Basis der im folgenden Abschnitt näher erläuterten Schewski-Parametrisierung.

3.5 Parametrisierung des dreidimensionalen Strahlungstransports nach Schewski und Macke

Eine weitere Möglichkeit zur Berücksichtigung von nichtaufgelöster Wolkenvariabilität ist die Parametrisierung nach Schewski und Macke (2003) (*Schewski-Parametrisierung*, SP). Schewski und Macke (2003) benutzen 3D-Mischphasenwolkenfelder generiert mit GESIMA (Eppel et al. (1995)) zur Bestimmung gebietsgemittelter Strahlungsflüsse. Diese werden anhand einer nichtlinearen Regression mit gebietsgemittelten Wolkenparametern korreliert.

Das nicht-hydrostatische, mesoskalige Atmosphärenmodell GESIMA benutzen Schewski und Macke (2003) für die Bestimmung der SP in einer horizontalen Auflösung von 2 km mit 25 vertikale Schichten zwischen 100 m und 10 km unter Verwendung periodischer Randbedingungen. Wolkenprozesse werden gemäß einer „bulk“-Parametrisierung nach Levkov et al. (1992) bestimmt.

Grundlage der Parametrisierung sind insgesamt 756 Wolkenfelder aus 152 Zeitserien. Die Startprofile der Zeitserien entstammen unterschiedlichen Radiosondenaufstiegen der mittleren Breiten in der Nordhemisphäre über dem Ozean.

Strahlungstransportberechnung: Unter Verwendung von Flüssigwassergehalt (LWC), Wolkeneis, Regen und Schnee sowie Teilchendichte wurden die für die Strahlungsberechnung notwendigen Größen nach Macke et al. (1998) bestimmt. Die Phasenfunktion für Regentropfen wurden mit einem Ray Tracing Modell nach Macke und Großklaus (1998) und für Eis/Schneekristalle ebenfalls anhand eines Ray Tracing Modells nach Macke et al. (1996) bestimmt. Dabei wird die nichtsphärische Form großer Wassertropfen explizit berücksichtigt. Die optischen Effekte atmosphärischer Gase wurden für 13 spektrale Bänder, die das gesamte solare Spektrum abdecken, mit Hilfe eines spektralen Bandmodells berücksichtigt.

Zur Bestimmung der Parametrisierung werden die folgenden über das Modellgebiet (ca. 100 km x 100 km) gemittelten Wolkenparameter verwendet: Flüssigwasserpfad (LWP , [kg/m^2]), Eiswasserpfad (IWP , [kg/m^2]), Regenwasserpfad (RWP , [kg/m^2]),

| – | Albedo (r) | Absorption (a) | Transmission (t) |
|-----------|---------------------|--------------------|----------------------|
| Parameter | LWP, N , T_{CT} | CH, T_{CT} , Bot | LWP, N , T_{CT} |
| r | 0.899 | 0.841 | 0.929 |
| Parameter | TWP, N | TWP, N | TWP, N |
| r | 0.825 | 0.272 | 0.873 |

Tabelle 3.1: oben: Berücksichtigte Wolkenparameter bei maximaler Korrelation r mit aus 3D-Strahlungstransportrechnung gewonnenen optischen Parametern mit; unten: Analog zu oben, aber nur unter Berücksichtigung von TWP und N ; für Abkürzungen und Einheiten siehe Text.

Schneewasserpfad (SWP , [kg/m^2]), Bedeckungsgrad (N), geometrische Wolkenhöhe (CH , [m]), Wolkenoberkantentemperatur (T_{CT} , [K]) und Höhe der Wolkenunterkante (Bot , [m]). Basierend auf diesen Parametern wird eine nichtlineare Regression der Form

$$F_i = a_i + \sum_{j=1}^n (b_{ij}\sqrt{C_j} + c_{ij}C_j + d_{ij}C_j^2) \quad (3.7)$$

durchgeführt. Die Variablen a_i , b_{ij} , c_{ij} und d_{ij} bezeichnen die Regressionskoeffizienten und F_i die parametrisierte Absorption (a), Transmission (t) und Reflektion der Atmosphäre (r). Die Regressionskoeffizienten werden in Bezug auf eine maximale Korrelation mit den aus dem 3D-Strahlungstransportmodell bestimmten Flüssen optimiert. Diese Regressionskoeffizienten werden für neun Sonnenzenitwinkel zwischen 0° und 80° in 10° Abständen berechnet, um die Abhängigkeit des Strahlungstransportes in der bewölkten Atmosphäre vom Sonnenstand mit einzubeziehen. Es werden maximal jeweils drei Wolkenparameter benutzt, also 10 Regressionkoeffizienten ermittelt. Da nicht alle der oben erwähnten Wolkenparameter in globalen Zirkulationmodellen standardmäßig zur Verfügung stehen bestimmen Schewski und Macke (2003) die Regressionskoeffizienten in einem zweiten Schritt nur unter Berücksichtigung von TWP und N :

$$F_i = a_i + b_{1,i}\sqrt{TWP} + c_{1,i}TWP + d_{1,i}TWP^2 + b_{2,i}\sqrt{N} + c_{2,i}N + d_{2,i}N^2. \quad (3.8)$$

Eine Übersicht über die verwendeten Wolkenparameter und die Korrelationen am Beispiel von $SAZ = 50^\circ$ zeigt Tabelle 3.1. Sowohl im Fall optimaler Korrelation unter Verwendung von drei Wolkenparametern als auch bei der ausschließlichen Berücksichtigung von TWP und N ergeben sich mit Ausnahme der Absorption als Funktion von TWP und N Korrelationskoeffizienten größer 0.82 für $SAZ=50^\circ$. Weiterhin findet man eine generelle Verbesserung der Korrelation mit größeren Sonnenzenitwinkeln. Siehe dazu auch Abbildung 5 in Schewski und Macke (2003). Die Korrelationen der Absorption (grün), Transmission (rot) und Albedo (blau) nach Gleichung 3.8 mit den entsprechenden aus 3D-Strahlungstransportrechnungen gewonnenen optischen Parametern sind in Abbildung

3.1 aufgetragen. Für die Transmission und Albedo ergeben sich ähnlich hohe Korrelationen wie unter Benutzung von drei Wolkenparametern unter Zunahme der Korrelationen bei flachen Sonnenständen während die Absorption ein ausgeprägtes Minimum bei 60° von weniger als 0.3 zeigt. Dies macht deutlich, dass die Absorption durch die Parameter TWP und N nur unzulänglich parametrisiert wird. Eine detailliertere Diskussion findet man bei Schewski und Macke (2003).

Aufgrund der Tatsache, dass die SP anhand von 3D-Strahlungstransportberechnungen unter Berücksichtigung der dreidimensionalen Struktur der Bewölkung gewonnen wurde berücksichtigt die SP die Dreidimensionalität des atmosphärischen Strahlungstransports bei der Bestimmung der optischen Eigenschaften der Atmosphäre (sogenannte „3D-Effekte“). Diese Parametrisierung wird in den folgenden Kapiteln auf verschiedene ECHAM5 Datensätze angewendet und mit den in ECHAM selbst berechneten Strahlungsflüssen verglichen.

3.6 Das Klimamodell ECHAM5

Das ECHAM Modell wurde am Max-Planck-Institut (MPI) in Hamburg auf Basis des Wettervorhersagemodells des europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage (ECMWF) entwickelt und auf die Anforderungen der Klimamodellierung und -vorhersage angepasst. Die prognostischen Variablen des ECHAM-Modells umfassen die Vorticity, die Divergenz, die Temperatur, den Bodenluftdruck, die spezifische Feuchte so-

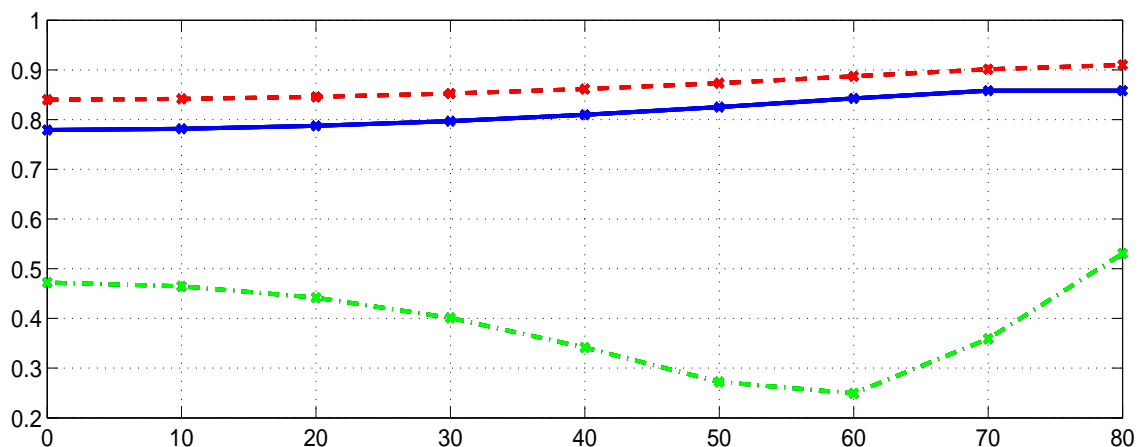


Abbildung 3.1: Korrelation der Absorption (grün), Transmission (rot) und Albedo (blau) nach Gleichung 3.8 mit den entsprechenden Größen bestimmt aus dem 3D-Strahlungstransportmodell als Funktion des Sonnenzenitwinkels.

wie die Massenmischungsverhältnisse von Wasserdampf und Wolkenwasser. Alle anderen Prozesse werden durch geeignete physikalische oder empirische Parametrisierungen berücksichtigt. Die Berechnung der Dynamik, welche sich aus den Variablen Vorticity, Divergenz, Temperatur und Bodendruck ergibt, erfolgt in der Horizontalen spektral mittels einer Reihenentwicklung von Kugelflächenfunktionen. Die horizontale Auflösung wird daher durch die zugelassene Wellenzahl im Spektralraum bestimmt. Die prognostischen Gleichungen für die spezifische Feuchte und die Wolkenkomponenten werden im Gitterpunktraum mittels der Windfelder berechnet, die sich aus der Vorticity und der Divergenz ableiten. In der Vertikalen benutzt das Modell Sigma-Koordinaten (genauer: σ -p Hybrid Koordinaten). Die zeitliche Auflösung ist gemäß dem CFL-Kriterium an die räumliche Auflösung angepasst. Eine genauere Beschreibung der dem Modell zugrundeliegenden Dynamik und Numerik findet man bei Roeckner et al. (2003). Auf die im Rahmen dieser Arbeit wichtigen Komponente, die Bestimmung des Strahlungstransports in ECHAM5, wird im folgenden Abschnitt näher eingegangen. Die Repräsentation der Bewölkung wurde bereits in Abschnitt 3.1 beschrieben.

3.6.1 Strahlungstransport in ECHAM5

Aufgrund der Komplexität des Strahlungstransports müssen Annahmen und Vereinfachungen bei der Implementierung des Strahlungstransportes durch die Atmosphäre vorgenommen werden. ECHAM5 benutzt ein von Fouquart und Bonnel (1980) entwickeltes Strahlungstransportschema und wurde im Wesentlichen aus dem ECMWF-Modell übernommen. Dieses Strahlungstransportschema benutzt die in Abschnitt 2.2 beschriebene Delta-Eddington Zweistromapproximation und bestimmt den Strahlungstransport getrennt für vier spektrale Banden, wobei der kurzwellige Bereich zwischen 250 nm und 690nm von einer spektralen Bande abgedeckt wird. Für teilweise bewölkte Schichten wird der in Abschnitt 3.1.2 beschriebene *maximum random overlap* angenommen. Wie die meisten Klimamodelle nimmt auch ECHAM5 eine planparallele Atmosphäre an und geht davon aus, dass alle Gase homogen innerhalb einer Gitterzelle vermischt sind. Aufgrund des hohen Zeitaufwandes zur Berechnung des Strahlungstransportes wird dieser in größeren Abständen als die Dynamik und andere Parametrisierungen bestimmt (in der Regel alle 2 Stunden) und für die anderen Zeitpunkte interpoliert. Zur Berechnung des Strahlungstransportes werden die optisch aktiven Gase, Aerosole, Wolkenwasser und -eis sowie der Bedeckungsgrad jeder Gitterzelle berücksichtigt. In der hier benutzten Standardversion von ECHAM5 werden Kohlendioxid, Methan, Stickstoff und FCKWs durch konstante Mischungsverhältnisse berücksichtigt. Ozon und Aerosole werden gemäß den Klimatologien von Fortuin und Kelder (1998) bzw. Tanre et al. (1984) berücksichtigt. Die Wolkenverteilung innerhalb einer Box wird von der Verteilung des LWC und IWC be-

stimmt. Während der Gesamtgehalt an LWC und IWC innerhalb einer Box durch prognostische Gleichungen bestimmt wird, wird die Verteilung von LWC und IWC nach einem statistisch-dynamischen Verfahren von Tompkins (2002) bestimmt. Auf dieses Verfahren wurde bereits in Abschnitt 3.1 eingegangen.

Die für den kurzwelligen Strahlungstransport benötigten Parameter Massenextinktionskoeffizient, Einfachstreueralbedo sowie Asymmetrieparameter werden als Funktion des Effektivradius von Eis und Wasser bestimmt. Der Asymmetrieparameter wird aufgrund der Tatsache, dass die Mie-Theorie den Asymmetrieparameter für Eiswolken tendenziell überschätzt, für einen Großteil der Effektivradii korrigiert. Die Effektivradii werden auf Basis von Mie-Streufunktionen unter Annahme idealisierter Verteilungen der Wolkentröpfchen und Eiskristalle nach Rockel et al. (1991) bestimmt. Die optische Dicke einer Schicht bestimmt sich hieraus zu

$$\tau = f_l \cdot \sigma_l \cdot LWP + f_i \cdot \sigma_i \cdot IWP \quad (3.9)$$

wobei $\sigma_{l,i}$ den parametrisierten Massenextinktionskoeffizient für Wasser- bzw. Eiswolken bezeichnet. Mit Ausnahme des Bedeckungsgrades einer Box in einer Schicht wird keine weitere Verteilung strahlungsrelevanter Parameter innerhalb der Box berücksichtigt, d.h. Wolken werden als planparallel angenommen. Dies führt nach Abschnitt 3.3.2 (Gleichung 3.6) zu einer Überschätzung der atmosphärischen Reflektion. Zur Korrektur der optischen Dicke für Eiswolken wird gemäß den Ergebnissen von Buschmann (2005) ein auflösungsabhängiger Korrekturfaktor zwischen $f_i = 0.8$ und $f_i = 0.9$ angewendet. Für Wasserwolken benutzt ECHAM5 in der hier verwendeten Version einen vom Gesamtflüssigwasserpfad $TWP = LWP + IWP$ abhängigen Korrekturfaktor:

$$f_l = (TWP)^{b-1} \quad \text{falls } TWP > 1 \text{ g/m}^2 \quad f_l = 1 \quad \text{sonst} \quad (3.10)$$

wobei $b = 0.925$. Für optisch dünne Wolken führt Gleichung 3.10 zu geringen Korrekturen ($f_l \approx 1$), während für optisch dicke Wolken die Korrekturen der optischen Dicke stärker ausfallen ($f_l \approx 0.6$ oder weniger).

Es bleibt anzumerken, dass durch dieses Verfahren nicht alle verfügbaren Informationen über die Variabilität der strahlungsrelevanten Wolkenparameter genutzt werden; z.B. bleibt die aus dem Wolkenschema bekannte statistische Verteilung des LWC innerhalb der Box ungenutzt. Ein in sich konsistenteres Korrekturschema, die sogenannte BW TSA (Bäumli (2002) und Abschnitt 3.3.1), das die vom Wolkenschema zur Verfügung gestellte Subgitterverteilung des LWC nutzt, wird zur Zeit getestet.

Das eben beschriebene Verfahren zur Berücksichtigung der Wolkeninhomogenität bei der Berechnung des Strahlungstransports in ECHAM5 wird in den folgenden Kapiteln mit verschiedenen Versionen der in Abschnitt 3.5 näher beschriebenen Schewski-Parametrisierung anhand der Transmission, Albedo und Absorption der Atmosphäre verglichen. Zusätzlich werden die global gemittelten Strahlungsflüsse untersucht und eine SW Strahlungsbilanz der Atmosphäre aufgestellt.

4 Anwendung der Parametrisierung nach Schewski in ECHAM5

Klimamodelle benutzen für die Berechnung des atmosphärischen Strahlungstransportes meist planparallele homogene Wolken. Die beispielsweise in ECHAM5 zur Verfügung stehende Information über die subgitterskalige Variabilität durch statistische Verteilungen wird nicht genutzt; stattdessen werden durch Multiplikation der optischen Dicke mit einem konstanten oder von TWP oder Wolkentyp abhängigen Korrekturparameter der Strahlungstransport der planparallelen Wolken korrigiert. Die SP dagegen berücksichtigt indirekt die Inhomogenität und die dreidimensionale Struktur der Bewölkung innerhalb einer Modellbox.

Nach einem kurzen Überblick über die verwendeten Modellexperimente und die Verteilung der Wolkenparameter in ECHAM5 werden die Ergebnisse der SP mit den entsprechenden aus ECHAM bestimmten Parametern verglichen um so die Anwendbarkeit der Parametrisierung in Klimamodellen abzuschätzen. Auf den Zusammenhang der Unterschiede zwischen SP und ECHAM5 mit den in der SP berücksichtigten 3D-Effekten wird in Kapitel 5 eingegangen.

4.1 Verwendete Modellexperimente

Für die durchgeführten Experimente wird die derzeit aktuellste Version des Atmosphärenmodells ECHAM5 in der Version 5.3 in der Standardkonfiguration benutzt. Als SST werden die AMIP SSTs verwendet. Alle Experimente werden mit der SST am 01.01.1978 gestartet. Die ersten beiden Modelljahre werden verworfen um Effekte, die durch das Einpendeln des Modells entstehen, auszuschließen. Es werden insgesamt vier Experimente mit den in Tabelle 4.1 zusammengestellten Konfigurationen durchgeführt, wobei sich die Ergebnisse im Wesentlichen auf die beiden letzten Experimente stützen. Das erste Experiment ist ausschließlich zu ersten Tests der Parametrisierung verwendet worden.

Die Analyse verschiedener Experimente mit unterschiedlicher Auflösung verfolgt zwei

| Experiment | Auflösung | zeitl. Auflösung | Zeitraum | int. Aufl. |
|------------|--------------------------|------------------|----------|------------|
| T31L19 | 96x48 (3.75° x 3.75°) | 6 Stunden | 5 Jahre | 40 Minuten |
| T63L31 | 192x96(1.8° x 1.875°) | 6 Stunden | 5 Jahre | 12 Minuten |
| T106L31 | 360x160 (1.125°x 1.125°) | 6 Stunden | 3 Jahre | 6 Minuten |
| T31L19t40 | 96x48 (3.75°x 3.75°) | 40 Minuten | 2 Jahre | 40 Minuten |

Tabelle 4.1: räumliche und zeitliche Auflösung der verwendeten Modellexperimente. Mit der zeitlichen Auflösung ist nicht die modellinterne Auflösung sondern der zeitliche Mittelwert in den verwendeten Datensätzen gemeint

Ziele. Zum einen sind einzelne Tiefdruckgebiete mit Kalt- und Warmfronten, die sich durch hohe Bedeckungsgrade und hohe TWP auszeichnen, erst in höheren Auflösung im Bedeckungsgrad und TWP sichtbar. Die hochaufgelösten Datensätze werden daher verwendet um unter anderem das Verhalten der Parametrisierung entlang der Fronten und innerhalb der ITCZ zu untersuchen. Zum anderen kann anhand der verschiedenen Experimente analysiert werden, ob systematische Fehler in den parametrisierten Strahlungsflüssen abhängig von der Auflösung entstehen. Aufgrund der Tatsache, dass die SP aus über ein Gebiet von ca. 100 km x 100 km gemittelten Wolkenparametern bestimmt worden ist, erwartet man, dass mit höherer Auflösung die SP signifikant andere Ergebnisse als in den geringeren Auflösungen zeigt. Eine solche Abhängigkeit konnte aber nicht nachgewiesen werden. Im letzten Experiment - T31L19t40 - wurde zusätzlich das Zeitintervall mit dem die Modellvariablen gespeichert werden, auf 40 Minuten gesenkt um Effekte, die durch die Benutzung sechstündlicher Mittelwerte (wie in den übrigen Experimenten, siehe Tabelle 4.1) entstehen, auszuschließen. Hierzu zählt beispielsweise die Untersuchung der Abhängigkeit vom SZA. In der folgenden Diskussion werden daher mit Ausnahme der Momentaufnahmen die Ergebnisse des T31L19t40 Experimentes verwendet.

4.2 Globale Verteilung wolkenrelevanter Parameter

In diesem Abschnitt wird kurz die globale Verteilung der für die SP wichtigen Parameter - TWP und N - untersucht. Betrachtet werden neben Momentaufnahmen (Abbildung 4.1) saisonale Mittelwerte des TWP und N (Abbildung 4.2 und Abbildung 4.3). Die saisonalen Mittel der Bedeckung geben die allgemeine Struktur der Wolkenverteilung mit hoher Bedeckung in den mittleren Breiten der Nord- und Südhemisphäre und geringerer Bewölkung in den Absinkgebieten der subtropischen Hochdruckzonen gut wieder. Die saisonale Verteilung des TWP zeigt, dass in den mittleren Breiten hohe TWP-Werte im Bereich der größten Zyklonenaktivität entstehen während in den Tropen hohe TWP-Werte in Gebieten mehr oder weniger großflächige Konvektion innerhalb der ITCZ zu finden sind.

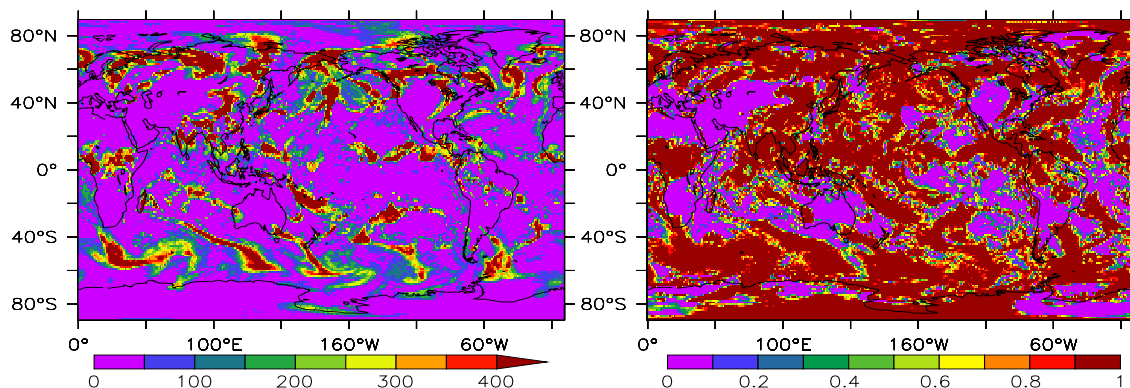


Abbildung 4.1: TWP in g/m^2 (links) und Bedeckungsgrad (rechts) am 26.01.1980 0:00 Uhr aus T106L31

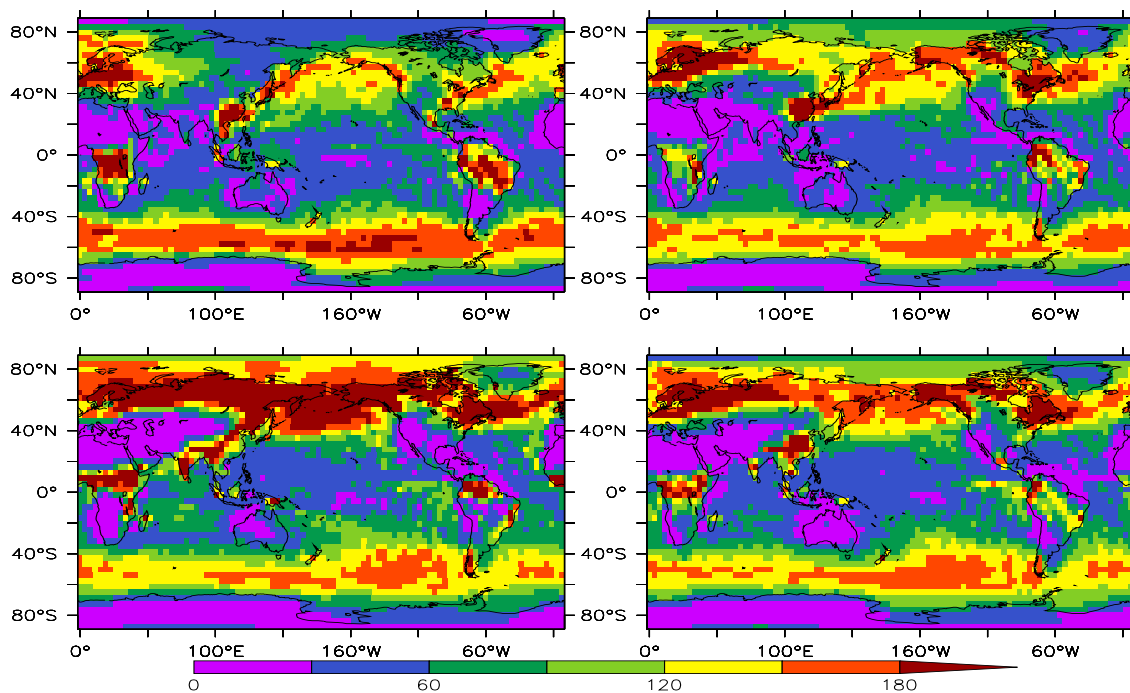


Abbildung 4.2: saisonale Verteilung des TWP in ECHAM5 im DJF (oben links) MAM (oben rechts) JJA (links unten) und SON (unten rechts) aus T31L19t40.

Die stärkste Konvektion ist über den Kontinenten und dem pazifischen Warmpool zu finden, da hier die höchsten TWP-Werte auftreten. Der Sommermonsun kann ebenfalls in der Wolkenbedeckung und dem Flüssigwassergehalt selbst in der sehr groben Auflösung T31L19t40 verfolgt werden. Im nordhemisphärischen Sommer findet man aufgrund des Monsuns hohe Bewölkung und hohen TWP über dem indischen Subkontinent während

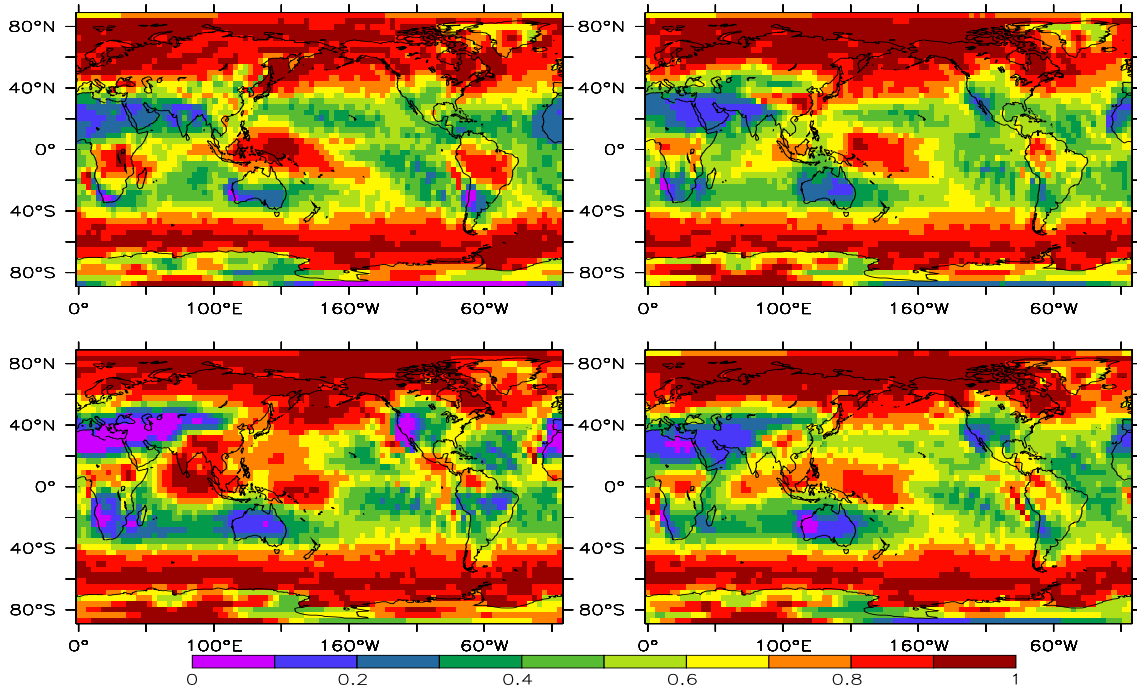


Abbildung 4.3: saisonale Verteilung der Bewölkung in ECHAM5 im DJF (oben links) MAM (oben rechts) JJA (links unten) und SON (unten rechts).

im Winter Bewölkung und TWP geringe Werte aufweisen. In den höheren Auflösungen findet man erwartungsgemäß eine exaktere Repräsentation der ITCZ und ihrer räumlichen Lage. Insbesondere werden die Frontensysteme der Tiefdruckgebiete der mittleren Breiten aufgelöst und sind anhand hoher Werte des TWP zu verfolgen. Aufgrund der zeitlich kurze Datensätze und der Zielsetzung dieser Arbeit werden Struktur und Realität der betrachteten Parameter nicht weiter untersucht. Eine detaillierte Untersuchung der Verteilung der Wolkeneigenschaften und Zusammenhänge mit anderen klimarelevanten Parametern führte Schepanski (2006) anhand erster Datensätze des gekoppelten *Kiel Climate Model* durch, dessen atmosphärische Komponente der hier benutzten Version von ECHAM5 entspricht.

4.3 Vergleich ECHAM5 und Schewski-Parametrisierung

In einem ersten Vergleich wird das Transmissions-, Reflektions- und das Absorptionsvermögen der Atmosphäre bestimmt nach Gleichung 3.8 (t_s , r_s a_s für *Transmissions-, Reflektions- bzw. Absorptionsvermögen*) mit den entsprechenden Größen aus ECHAM5 verglichen. Bei der Berechnung der t_s , r_s bzw. a_s wurden gemäß Tabelle 3.1 zunächst

nur TWP und N berücksichtigt, da diese Größen direkt als Modelloutput zur Verfügung stehen.

Die Anwendung der Parametrisierung unter Verwendung der Wolkenparameter wie in Schewski und Macke (2003) vorgeschlagen, scheiterte an der korrekten Bestimmung der hierfür notwendigen Wolkenparameter aus den ECHAM5 Datensätzen. Wie Tabelle 3.1 zu entnehmen ist, werden in der „Dreiparameterversion“ der SP Wolkenparameter wie Wolkenoberkantentemperatur oder Wolkenhöhe in Metern benötigt. Für die Wolkenoberkantentemperatur müsste ein Schwellwert festgelegt werden, ab welchem Bedeckungsgrad in der obersten bewölkten Schicht die Wolkenoberkantentemperatur in dieser Schicht verwendet werden soll. Ebenso gestaltet sich die Bestimmung der Wolkenhöhe bei mehrschichtiger Bewölkung schwierig.

Die SP steht nur für feste Sonnenzenitwinkel in 10° Abständen zwischen $SZA = 0^\circ$ und $SZA = 80^\circ$ zur Verfügung. Für alle anderen Sonnenzenitwinkel zwischen $SZA = 0^\circ$ und $SZA = 80^\circ$ wurde eine lineare Interpolation durchgeführt. Für $SZA > 80^\circ$ wurde eine nichtlineare Extrapolation nach dem *Neville-Algorithmus* (Press et al. (1992)) durchgeführt. Zur Extrapolation wurde für jeden Gitterpunkt mit $SZA > 80^\circ$ Absorption, Albedo und Transmission für $SZA = 60^\circ$, $SZA = 70^\circ$ und $SZA = 80^\circ$ nach Gleichung 3.8 bestimmt und anhand dieser Daten nichtlinear bis zu einem SZA von 90° extrapoliert.

Das Transmissions-, Reflektions- und Absorptionsvermögen der Atmosphäre einer kompletten Säule (im folgenden t_E , r_E bzw. a_E) stehen in ECHAM5 nicht direkt zur Verfügung. t_E , r_E bzw. a_E werden daher aus den zu Verfügung stehenden Strahlungsflüssen berechnet und ergeben sich zu:

$$t_E = \frac{|SW_{Boden}^\downarrow|}{|SW_{TOA}^\downarrow|} = \frac{|SW_{Boden}^{\uparrow\downarrow} - SW_{Boden}^\uparrow|}{|SW_{TOA}^\downarrow|} \quad (4.1)$$

$$r_E = \frac{|SW_{TOA}^\uparrow|}{|SW_{TOA}^\downarrow|} - \frac{|SW_{Boden}^\uparrow| \cdot t_E}{|SW_{TOA}^\downarrow|} \quad (4.2)$$

$$a_E = 1 - t_E - r_E. \quad (4.3)$$

Hierbei bezeichnet SW_{TOA}^\downarrow die am Oberrand der Atmosphäre einfallende kurzwellige Strahlung in W/m^2 , SW_{Boden}^\downarrow die am Boden eintreffende solare Strahlung, SW_{Boden}^\uparrow die am Boden reflektierte kurzwellige Strahlung und SW_{TOA}^\uparrow die am Oberrand der Atmosphäre in den Weltraum reflektierte kurzwellige Strahlung. Da SW_{Boden}^\downarrow nicht direkt zur Verfügung steht, muss dieser Wert indirekt mit Hilfe der kurzwelligen Nettostrahlung am Boden $SW_{Boden}^{\uparrow\downarrow}$ berechnet werden. Während sich aus den ECHAM5 Daten die Absorption gemäß Gleichung 4.3 als Restgröße aus Transmission und Albedo ergibt, berechnen sich Absorption, Transmission und Albedo bei der Anwendung der SP unabhängig voneinander. Aus der Abweichung $t_S + r_S + a_S$ von 1 lassen sich daher Aussagen über die physikalische Konsistenz der Parametrisierung erstellen (Abschnitt 4.3.4). Aus obigen Berechnungen

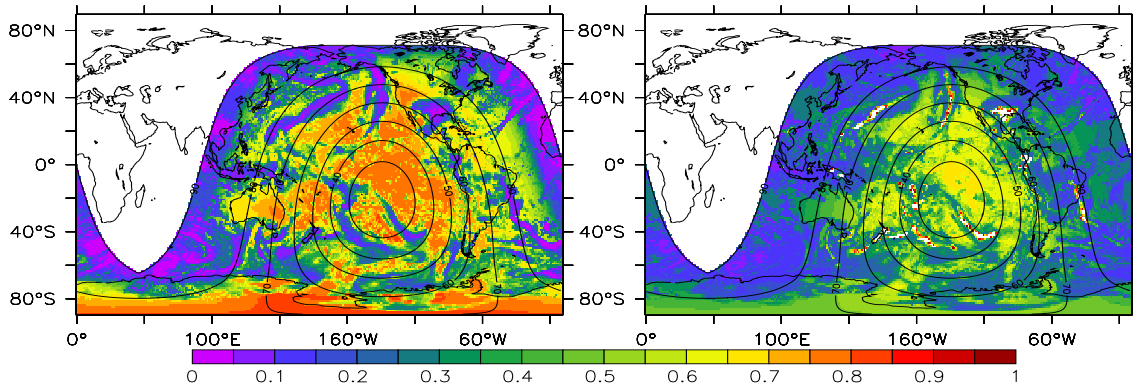


Abbildung 4.4: Transmission (t_E) bestimmt aus ECHAM Referenzlauf (links) und SP (t_S , rechts) am 26.01.1980 0:00 Uhr aus T106L31.

und Vergleichen ergeben sich nur relative Abweichungen der beiden Größen. Als relative Größen werden im folgenden die optischen Eigenschaften in Prozent (bzw. als Wert zwischen 0 und 1) bezeichnet, die angeben, wieviel Prozent der einfallenden Strahlung in der Atmosphäre absorbiert, reflektiert bzw. von der Atmosphäre transmittiert werden. Die Bestimmung der absolut absorbierten (A_S), reflektierten (R_S) und transmittierten (T_S) Strahlung in W/m^2 ergeben sich durch Multiplikation von Gleichung 3.8 mit SW_{TOA}^\downarrow . Die entsprechenden Größen aus ECHAM5 (A_E , R_E bzw. T_E) bestimmen sich aus Gleichung 4.1 - 4.3, indem keine Division durch SW_{TOA}^\downarrow vorgenommen wird. Im folgenden werden überwiegend die relativen Differenzen zwischen ECHAM5 und SP untersucht, um eine bessere globale Vergleichbarkeit zu erreichen. Beim Vergleich der absoluten Differenzen ergeben sich aufgrund der Breitenabhängigkeit der solaren Einstrahlung per se geringere Abweichungen in den höheren Breiten. Gewisse Unterschiede sind daher nur in den relativen Abweichungen zwischen ECHAM5 und der SP sichtbar.

4.3.1 Transmission

Das Transmissionsvermögen der Atmosphäre wird im Wesentlichen durch die Präsenz von Wolken in der Atmosphäre sowie in geringerem Maße durch die Menge an Staub, Aerosolen und Wasserdampf in der Atmosphäre beeinflusst. Abbildung 4.4 zeigt das Transmissionsvermögen gemäß ECHAM5 sowie nach der SP und macht deutlich, dass die genannten grundlegenden Eigenschaften des Transmissionsverhaltens der Atmosphäre von beiden Verfahren gut wiedergegeben werden. In beiden Darstellungen heben sich besonders Frontalzonen sowie Konvektionsgebiete mit geringem Transmissionsvermögen der Atmosphäre hervor wie aus dem Vergleich mit Abbildung 4.1, die die Verteilung von TWP und N zum gleichen Zeitpunkt zeigt, hervorgeht. Betrachtet man saisonale Mittel-

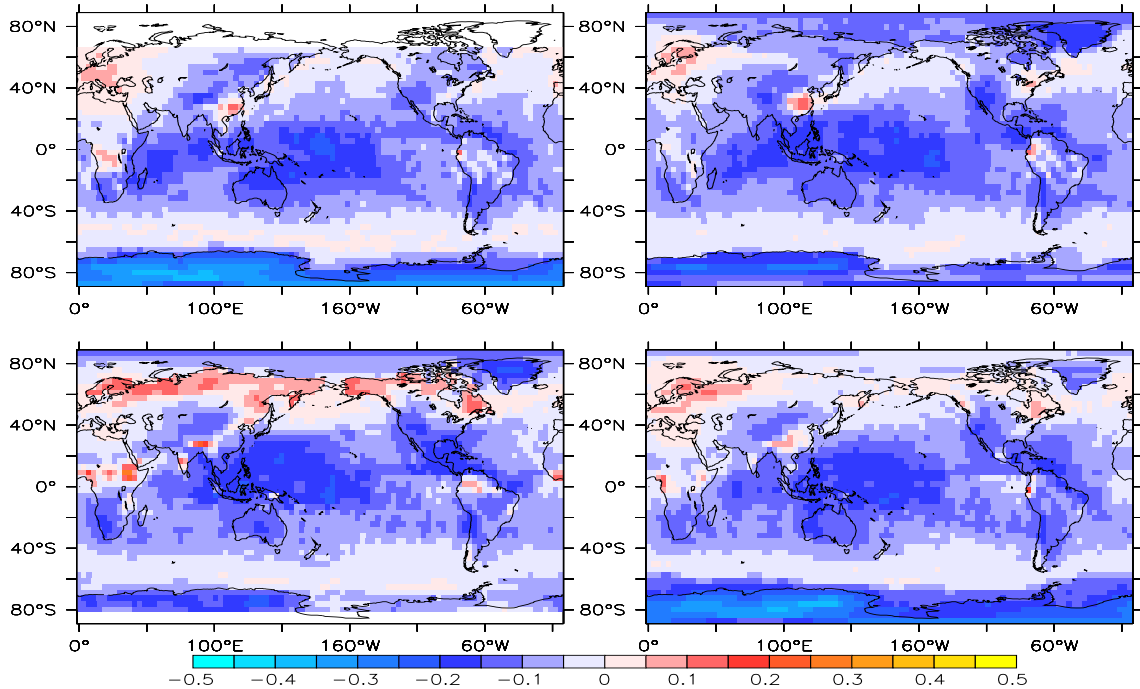


Abbildung 4.5: saisonale Mittelwerte von $t_S - t_E$ des T31L19t40 - Experimentes. Von links oben nach rechts unten: DJF, MAM, JJA und SON

werte der Differenz des Transmissionsvermögens der Atmosphäre nach der SP und des Transmissionsvermögens bestimmt aus den ECHAM5-Strahlungsflüssen ($t_S - t_E$) in Abbildung 4.5 so findet man ein geringeres Transmissionsvermögen bei Anwendung der SP zwischen 20°S und 20°N im westlichen Pazifik sowie in geringerem Maße im Bereich von Süd- und Lateinamerika. Die eben beschriebenen Muster stimmen dabei recht gut mit Mustern saisonal niedrigen TWP überein (Abbildung 4.2). Zur Diskussion der Abweichungen in der saisonalen Darstellung sowie der Momentaufnahmen (Abbildung 4.4 und 4.6) werden im folgenden Korrelationen der Abweichungen zwischen der SP und ECHAM5 ($t_S - t_E$) mit den Eingangsgrößen der SP - SZA, TWP (IWP) und N - untersucht.

Aufgrund der Tatsache, dass eine Normalverteilung der zu korrelierenden Parameter nicht vorausgesetzt werden kann, wurde zur Bestimmung der Korrelation der Abweichungen $t_S - t_E$ mit SZA, TWP (IWP) und N der Spearman Rangkorrelationskoeffizient nach einem Algorithmus von Press et al. (1992) für jeden Gitterpunkt berechnet sowie dessen Signifikanz bestimmt. Die Analyse der Ergebnisse der Signifikanztests hat ergeben, dass in allen Fällen aufgrund der hohen Anzahl verwendeter Zeitschritte (T31L19t40-Lauf: 5 Jahre in Zeitschritten von 40min ergibt ca. 65000 Zeitschritte an jedem Gitterpunkt zur Bestimmung der Korrelation) das Signifikanzniveau auf dem 95%-Level für alle Gitter-

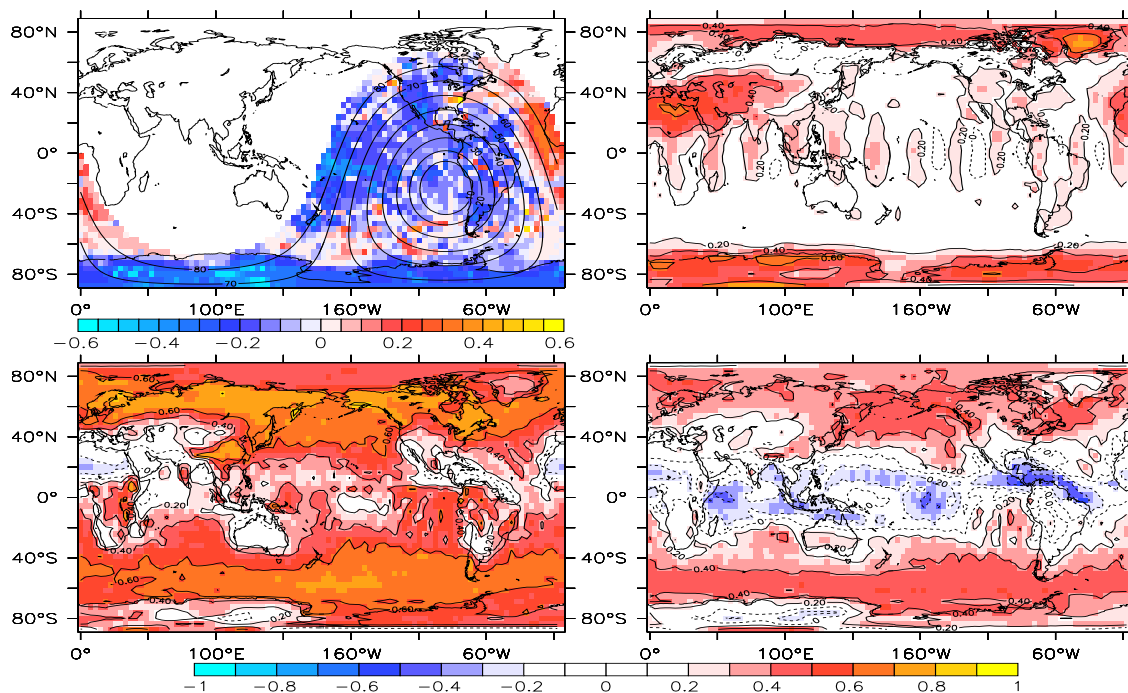


Abbildung 4.6: $t_S - t_E$ am 03.01.1980 18:40 Uhr (oben links) sowie Korrelation $t_S - t_E$ mit SZA (oben rechts), mit TWP (unten links) und N (unten rechts)

punkte < 0.1 ist. Dies gilt auch dann, wenn eine gewisse zeitliche Autokorrelation und die damit verbundene Reduktion der Freiheitsgrade angenommen wird. Es wird daher im Folgenden davon ausgegangen, dass alle Korrelationen $> 0,2$ signifikant sind.

Die Korrelation des TWP mit $t_S - t_E$ ist in den mittleren Breiten sowie im Bereich der stärksten Konvektion entlang des Äquators (Afrika, indonesische Inseln und Südamerika) durch positive Werte geprägt. Eine positive Korrelation bedeutet, dass bei hohen Werten des TWP $t_S - t_E > 0$ und bei geringen Werten des TWP $t_S - t_E < 0$ zu erwarten ist. Eine ausführliche Analyse von Momentaufnahmen des TWP und $t_S - t_E$ hat gezeigt, dass in diesen Regionen bei sehr hohem TWP ($\text{TWP} > 400 \text{ g/m}^2$) $t_S - t_E > 0$ auftreten während bei geringem TWP $t_S - t_E < 0$ ist. Die sehr hohen TWP treten dabei wie zu erwarten in der ITCZ räumlich und zeitlich begrenzt über den Kontinenten und über den indonesischen Inseln sowie entlang von Fronten in den mittleren Breiten auf. Aufgrund der Tatsache, dass es sich bei Fronten und den tropischen Konvektionszellen um räumlich und zeitlich variable Muster handelt sind diese nicht in saisonalen Darstellungen zu erkennen. Im saisonalen Mittel ergeben sich daher TWP Werte im mittleren Wertebereich und damit $t_S - t_E \approx 0$ oder $t_S - t_E > 0$. In der Zeit des Sommermonsun (JJA) findet man über dem indischen Subkontinent räumlich eng begrenzt und über einen längeren Zeitraum sehr hohe Werte des TWP und gleichzeitig ein höheres Transmissionsvermögen der Atmosphäre

bei Anwendung der SP ($t_S - t_E > 0$). Aufgrund der ausgeprägt positiven Korrelation des LWP mit $t_S - t_E$ in dieser Region folgt somit, dass hoher TWP zu einer höheren Transmission solarer Strahlung in der SP führt. Der eben aufgezeigte Zusammenhang bestätigt sich im Bereich des nördlichen Pazifik. Auch hier findet man insbesondere in den Sommermonaten aufgrund des hohen TWP $t_S - t_E > 0$. Bei außergewöhnlich hohen TWP ($\text{TWP} > 1000 \text{ g/m}^2$) ergeben sich teilweise unrealistische Werte des Transmissionsvermögens der Atmosphäre von $t_E > 1$. Hieran wird deutlich, dass für hohe Werte des TWP die SP offensichtlich ihre Gültigkeit verliert und die in der SP parametrisierten 3D-Effekte nicht auf hohe TWP übertragen werden können. Die hohen Flüssigwasserpfade, wie sie in den betrachteten Modellläufen auftreten, werden nicht von der SP abgedeckt. Die gebietsgemittelten Werte des TWP, die bei der Erstellung der SP auftraten, decken diesen Wertebereich nicht ab; siehe dazu auch die entsprechenden Abbildungen in der Arbeit von Schewski (2001). Es kann daher nicht erwartet werden, dass die optischen Eigenschaften in Regionen mit sehr hohem TWP korrekt parametrisiert werden. Lösungsvorschläge zur korrekten Anwendung der SP für hohe TWP werden in der abschließenden Diskussion in Kapitel 7 erläutert.

Die Korrelation des Bedeckungsgrades mit $t_S - t_E$ zeigt die stärkste Korrelation in den mittleren Breiten. Dies bedeutet, dass positive Differenzen $t_S - t_E$ im Zusammenhang mit einem hohen Bedeckungsgrad auftreten. Die negative Korrelation von $t_S - t_E$ mit N im größten Teil des tropischen pazifischen, indischen und atlantischen Ozean treten in Regionen auf in denen mittlerer bis hoher Bedeckungsgrad (Abbildung 4.3) bei gleichzeitig geringem TWP ($\text{TWP} < 60 \text{ kg/m}^2$) zu finden ist (Abbildung 4.2). Dies bedeutet, dass dünne Bewölkung in der SP weniger durchlässig ist ($t_S - t_E < 0$). In den mittleren Breiten findet man positive Korrelationen von $t_S - t_E$. Die positive Korrelation dieser Größen entsteht dadurch, dass in den mittleren Breiten hohe Bedeckung meist mit hohem TWP verbunden ist, der zu einem höheren Transmissionsvermögens der Atmosphäre in der SP im Vergleich zu ECHAM5 führt, wodurch sich eine positive Korrelation von $t_S - t_E$ ergibt. Die Korrelation von $t_S - t_E$ mit dem SZA (Abbildung 4.6) zeigt signifikante Korrelationen über Nordafrika, dem südwestlichen Teil Asiens sowie über den Polarregionen und damit in Regionen in denen aufgrund der geringen Bewölkung keine deutliche Abhängigkeit vom SZA erwartet wird. Dies legt nahe, dass die Abhängigkeit der Abweichungen $t_S - t_E$ vom SZA durch die Behandlung der wolkenlosen Atmosphäre beeinflusst ist und nicht durch Wolkenstrahlungseffekte verursacht wird. Hierauf wird im Zusammenhang mit der korrigierten SP in Kapitel 5 eingegangen.

Die starken Differenzen über dem antarktischen Kontinent sind auf Unzulänglichkeiten der SP zurückzuführen. Die SP wurde anhand von Wolkenfeldern, die auf Vertikalprofilen der mittleren Breiten beruhen, entwickelt. Es kann daher nicht erwartet werden, dass die unter diesen Voraussetzungen entwickelte Parametrisierung auf Eiswolken mit geringem Flüssigwassergehalt angewendet werden kann. Eine weitere wichtige Fehlerquelle

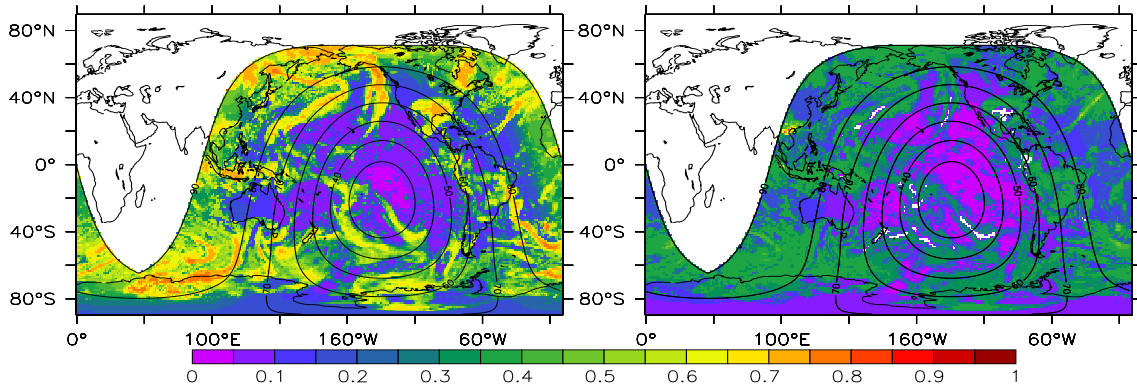


Abbildung 4.7: Albedo bestimmt aus ECHAM Referenzlauf (links) und SP (rechts) am 26.01.1980 0:00 Uhr aus T106L31

in dieser Region ist die fehlende Berücksichtigung der Bodenalbedo in der SP, wodurch beispielsweise die Strahlung, die zunächst am Boden und anschließend in der darüberliegenden Atmosphäre reflektiert wird, in der Transmission nicht berücksichtigt ist.

Zusammenfassend zeigen obige Untersuchungen, dass für niedrige TWP die SP ein geringeres Transmissionsvermögen und für höhere TWP ein höheres Transmissionsvermögen der Atmosphäre als das Strahlungstransportschema in ECHAM5 liefert. Hohe Bedeckung im Zusammenhang mit geringem TWP führt ebenfalls zu einem niedrigeren Transmissionsvermögen der Atmosphäre bei Anwendung der SP. Für mittlere Werte des TWP und hohe Bedeckungsgrade wie sie in den mittleren Breiten auftreten, unterscheidet sich t_S nur in geringem Maße von t_E . Es zeigt sich somit, dass die SP in Bezug auf das Transmissionsvermögen der Atmosphäre prinzipiell anwendbar ist. Auf die in der SP berücksichtigten 3D-Effekte wird im Zusammenhang mit der Diskussion einer korrigierten Version der SP in Kapitel 5 eingegangen.

4.3.2 Albedo

Die Albedo der Atmosphäre gemäß der SP und dem ECHAM5-Strahlungstransportschema zeigen eine ähnliche Struktur mit den höheren Albeden der Atmosphäre in den mittleren Breiten aufgrund des allgemein hohen TWP und der hohen Wolkenbedeckung. Dies zeigt eine Momentaufnahme im Januar in Abbildung 4.7. Deutlich zu erkennen ist die hohe atmosphärische Albedo in Regionen mit kräftiger Bewölkung entlang der Fronten in den mittleren Breiten sowie in Regionen tropischer Konvektion beispielsweise über den indonesischen Inseln.

Generell findet man im saisonalen Mittel mit Ausnahme weniger Regionen eine geringere Albedo bei Anwendung der SP, d.h. überwiegend $r_S - r_E < 0$ (Abbildung 4.8). Damit

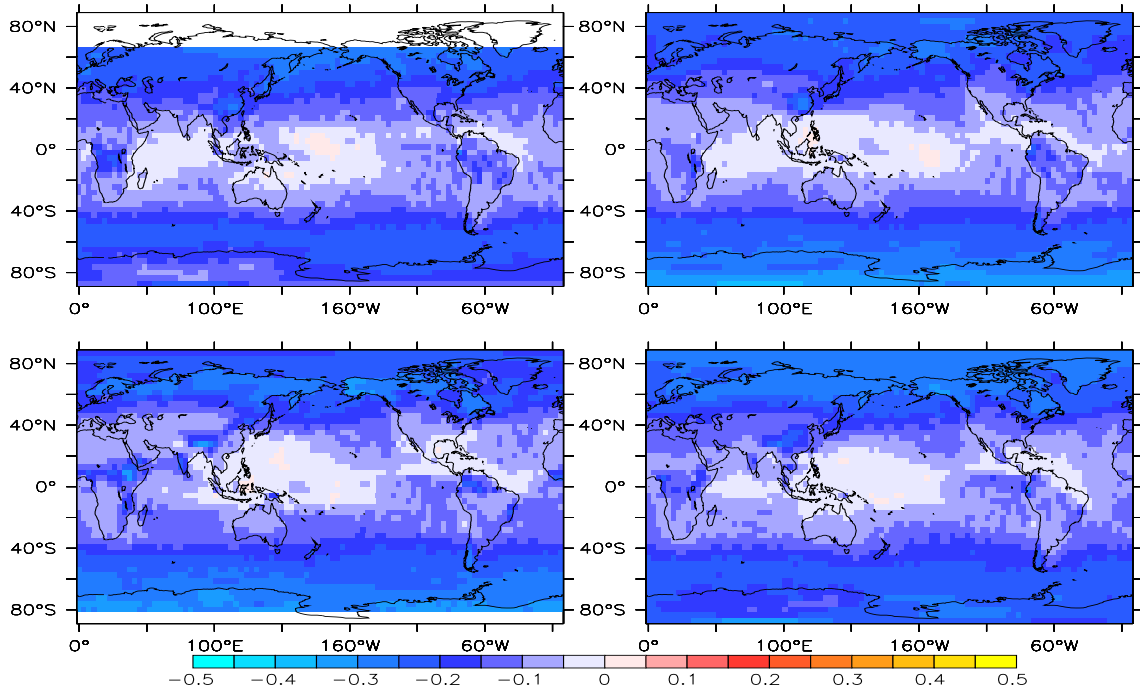


Abbildung 4.8: saisonale Mittelwerte von $r_S - r_E$ von links oben nach rechts unten: DJF, MAM, JJA und SON

stimmt die SP einerseits prinzipiell mit den Ergebnissen verschiedener Arbeiten überein (z.B. Cahalan et al. (1994)), die zu dem Ergebnis kommen, dass die Annahme planparalleler Wolken zu einer Überschätzung der atmosphärischen Albedo führt. Andererseits wird dieser systematische Fehler im ECHAM5-Strahlungsmodul durch die Korrektur der optischen Dicke berücksichtigt (siehe Abschnitt 3.6.1), so dass Abweichungen in der hier gefundenen Größenordnung nicht unbedingt zu erwarten sind.

Die Ursache für die in den Tropen auftretenden leichten positiven Differenzen $r_S - r_E > 0$ in Abbildung 4.8 und 4.9 wird im Zusammenhang mit der Diskussion der korrigierten Parametrisierung in Kapitel 5 näher untersucht.

Betrachtet man die Abweichung in der Transmission und der Albedo gemeinsam, so stellt man eine Gegenläufigkeit der Abweichungen sowohl in den Momentaufnahmen als auch bei der Betrachtung der saisonal gemittelten Größen fest. In Gebieten mit geringerem Transmissionsvermögen bei Anwendung der SP ($t_E - t_S < 0$ in Abbildung 4.6 sowie Abbildung 4.5) findet man kaum Unterschiede in den Albeden, während gleichzeitig in Gebieten mit deutlich geringerer Albedo bei Anwendung der SP ($r_S - r_E < 0$ in Abbildung 4.9 und 4.8) das Transmissionsvermögen geringere Abweichungen aufweist. Dieser Zusammenhang gilt auch für sehr hohe Werte des TWP, für die, wie anhand der Transmission gezeigt, die SP nur beschränkt einsetzbar ist. Für die angesprochenen Regionen hohen

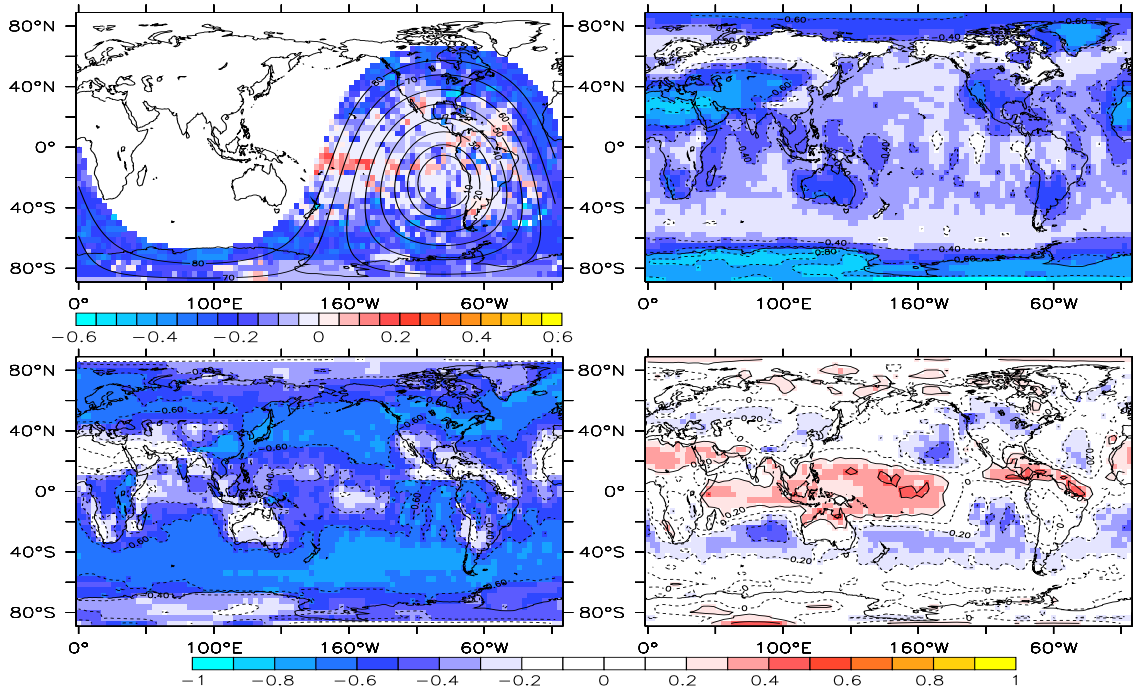


Abbildung 4.9: $r_S - r_E$ am 03.01.1980 18:40 Uhr im Januar (oben links) sowie Korrelation $r_S - r_E$ mit SZA (oben rechts), mit TWP (unten links) und N (unten rechts)

TWPs bestimmt die SP Albeden, die bis zu 0,5 geringer als die aus den Originaldaten bestimmte Albedo sind. Dies kann beispielsweise in der Zeit des Südwest-Monsuns (JJA) und dem damit zusammenhängenden hohen TWP über dem indischen Subkontinent beobachtet werden. Die genannten großen relativen Differenzen $r_S - r_E$ haben zur Folge, dass bei Anwendung der SP bis zu 300 W/m^2 weniger reflektiert werden.

Anhand der saisonalen Darstellung von $r_S - r_E$ in Abbildung 4.8 kann auch die Wanderung der Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) verfolgt werden. Im DJF findet man $r_S - r_E < 0$ direkt südlich des Äquators über dem afrikanischen Kontinent während $r_S - r_E < 0$ nördlich des Äquators im JJA, verursacht durch die hohen Flüssigwasserpfade infolge der starken Konvektion innerhalb der ITCZ.

Die Korrelationsmuster von $r_S - r_E$ mit den Eingangsgrößen der SP - SZ, TWP und N; dargestellt in Abbildung 4.9 - zeigen ähnliche Muster mit den umgekehrten Vorzeichen wie die Korrelationsmuster der Eingangsgrößen mit $t_E - t_S$. Aufgrund der überwiegend negativen Korrelation von $r_S - r_E$ mit dem TWP bedeutet dies, dass in Regionen mit hohem TWP die größten negativen Abweichungen zwischen der SP und den Originaldaten zu finden sind (d.h. $r_S - r_E < 0$).

Betrachtet man die Korrelation von $r_S - r_E$ mit dem SZ so findet man überwiegend negative Korrelationen mit den höheren Werten unter anderem über der Sahara und dem au-

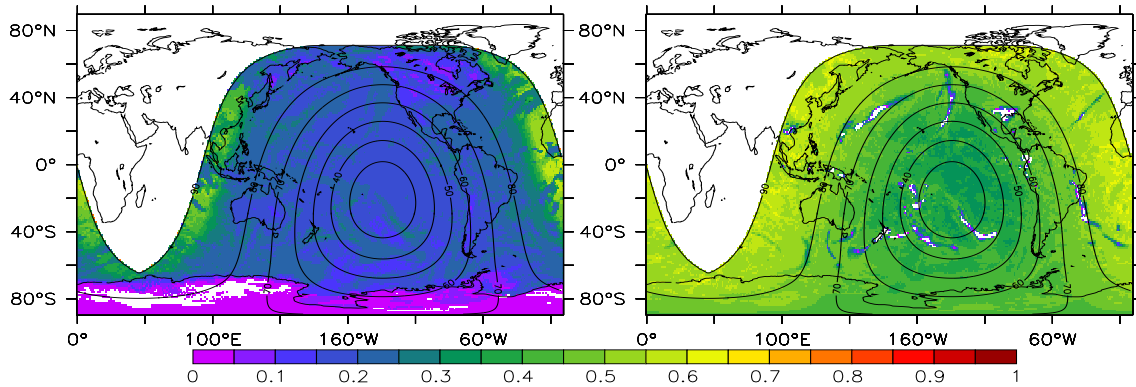


Abbildung 4.10: Absorption bestimmt aus ECHAM Referenzlauf (links) und SP (rechts) am 26.01.1980 0:00 Uhr aus T106L31

stralischen Kontinent. Wegen $r_S - r_E < 0$ ist daher bei flachem Sonnenstand (d.h. großem SZA) ein geringeres Reflektionsvermögen in der SP im Vergleich zu ECHAM5 zu erwarten. Besonders die ausgeprägt starke negative Korrelation über der generell gering bewölkten Sahara macht deutlich, dass die Abhängigkeit der Abweichungen $r_S - r_E$ durch die Behandlung der wolkenlosen Atmosphäre beeinflusst ist und nicht durch Wolkenstrahlungseffekte verursacht wird. Hierauf wird im Zusammenhang mit der korrigierten SP in Kapitel 5 eingegangen.

Die Korrelationsmuster von $r_S - r_E$ mit dem Bedeckungsgrad zeigen positive Werte im größten Teil des tropischen pazifischen, indischen und atlantischen Ozean und treten damit in Regionen auf, die sich im saisonalen Mittel durch mittleren bis hohen Bedeckungsgrad bei gleichzeitig geringem TWP ($\text{TWP} < 60 \text{ kg/m}^2$) hervorheben (vgl. Abbildung 4.2 und Abbildung 4.3). Dies bedeutet, dass sich dünne Bewölkung in der SP durch eine höhere Albedo auszeichnet. Südlich von ca. 40°S existiert keine Korrelation von $r_S - r_E$ mit N. In dieser Region werden die Abweichungen $r_S - r_E$ durch den hohem TWP dominiert. Zusammenfassend kann gesagt werden, dass die SP eine überwiegend geringere Albedo bestimmt. Die (negativen) Abweichungen $r_S - r_E$ zwischen SP und ECHAM5 sind dabei umso größer, je höher der Flüssigwassergehalt ist. Der Zusammenhang mit möglichen 3D-Effekten der Bewölkung, die durch die SP berücksichtigt werden, wird im Zusammenhang mit der Diskussion der korrigierten Parametrisierung in Kapitel 5 untersucht.

4.3.3 Absorption

Betrachtet man die atmosphärischen Absorption in Abbildung 4.11 so folgen die Muster überwiegend der Verteilung des TWP mit der höheren Absorption bei hohem TWP. Für große SZA findet man in wolkenlosen oder gering bewölkten Regionen (Abbildung 4.11

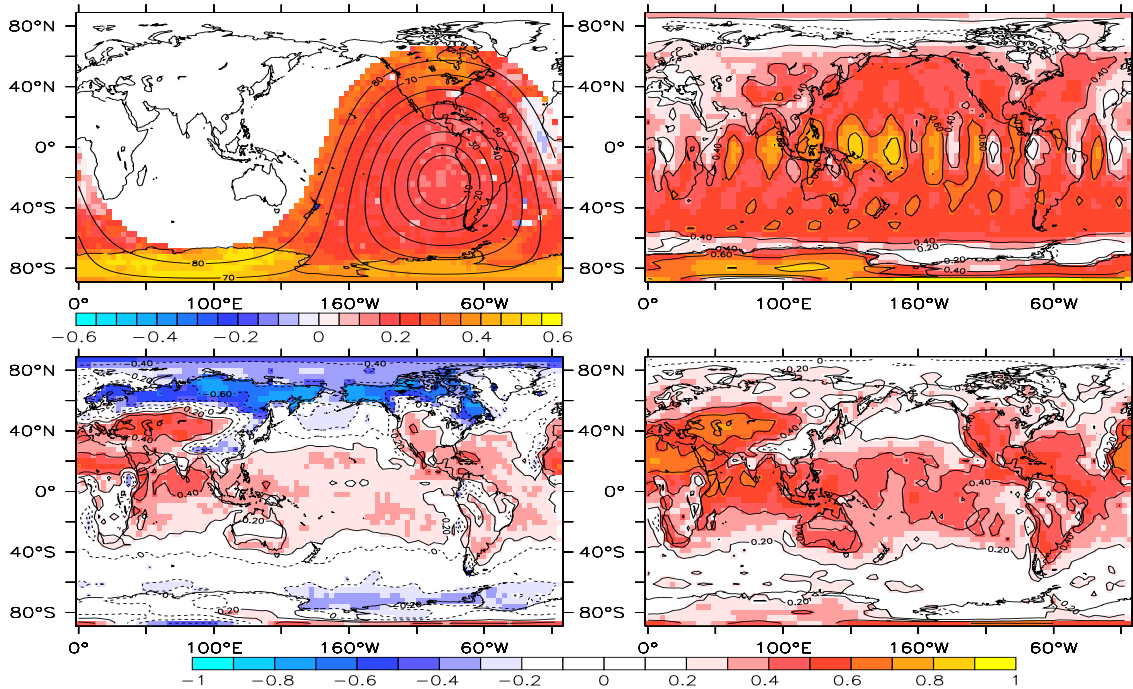


Abbildung 4.11: $a_S - a_E$ am 03.01.1980 18:40 Uhr (oben links) sowie Korrelation $a_S - a_E$ mit SZA (oben rechts), mit TWP (unten links) und N (unten rechts)

und Abbildung 4.1) eine Zunahme der Absorption verursacht durch den längeren Weg der solaren Strahlung durch die Atmosphäre. In Regionen mit kräftiger Bewölkung (durch hohen TWP in Abbildung 4.1 identifizierbar) findet man eine sehr geringe Absorption, die dadurch verursacht wird, dass bei flachem Sonnenstand ein Großteil der einfallenden Solarstrahlung an der Wolkenoberkante reflektiert wird. Im Vergleich zu ECHAM5 bestimmt die SP generell eine höhere Absorption der Atmosphäre. Insbesondere für flache Sonnenstände ist die Absorption in der SP überwiegend mehr als doppelt so hoch wie in ECHAM5. Die besonders großen Abweichungen $a_S - a_E$ insbesondere für $SZA > 80^\circ$ deuten darauf hin, dass die Extrapolation der SP für $SZA > 80^\circ$ zu Fehlern führt.

Über den schnee- und eisbedeckten Gebieten findet man besonders ausgeprägte Differenzen zwischen a_S und a_E , wobei die SP in diesen Gebieten teilweise eine um mehr als 0.5 höhere Absorption bestimmt. Dabei lässt die positive Korrelation des SZA mit $a_S - a_E$ in Abbildung 4.11 über dem antarktischen Kontinent vermuten, dass die Abweichungen in den genannten Regionen für große SZA besonders groß sind. Ursache für die deutlichen Differenzen ist die Tatsache, dass über Eisflächen generell wenig Bewölkung auftritt und es sich hierbei überwiegend um hohe bis mittelhohe aus Eispartikeln bestehende Bewölkung handelt. In beiden Fällen handelt es sich um Situationen, die nicht typischen Wolkenfeldern in GESIMA entsprechen und somit von der SP unzulänglich wiedergege-

ben werden.

Die Korrelation des TWP mit $a_S - a_E$ zeigt ausgeprägte negative Korrelationen über dem nördlichen Teil des asiatischen und nordamerikanischen Kontinents. Positive Korrelationen von ca. 0,2 bis 0,6 finden sich zwischen 40°S und 40°N . Aufgrund der Tatsache, dass insbesondere in den Sommermonaten JJA über dem nördlichen Teil des asiatischen und nordamerikanischen Kontinents sehr hohe Werte des TWP auftreten (vgl. Abbildung 4.2) bedeutet dies, dass hoher TWP zu einer höheren atmosphärischen Absorption in der SP führt. Dieser Zusammenhang ist ebenfalls in der Momentaufnahme der atmosphärischen Absorption des T106L31-Experiments (Abbildung 4.10) zu sehen. Hier zeichnen sich die Frontalregionen, die sich anhand des sehr hohen TWP in Abbildung 4.1 identifizieren lassen, durch eine niedrigere atmosphärische Absorption aus, während in den übrigen Regionen eine höhere Absorption durch die SP bestimmt wird. Die Diskussion der Transmission und der Albedo haben aber gezeigt, dass für hohe TWP die SP fragwürdige Ergebnisse liefert, so dass diese Ergebnisse auch im Falle der Absorption mit Vorsicht zu interpretieren sind. Für extrem hohe TWP ist die Parametrisierung nicht mehr anwendbar. In diesem Fall ergeben sich teilweise Werte von $a_S < 0$.

Über den Tropen und Subtropen ist der TWP mit Ausnahme der saisonal starken Konvektion über den Kontinenten aufgrund der ITCZ geringer. Die positive Korrelation des TWP mit $a_S - a_E$ in diesen Gebieten deutet daher darauf hin, dass mit geringerem TWP die Differenz $a_S - a_E$ abnehmen bzw. mit zunehmendem TWP die Differenz $a_S - a_E$ ebenfalls zunehmen sollte. Ein solcher Zusammenhang kann mit den hier durchgeführten Analysen nicht bestätigt werden. Vielmehr legt die höhere Korrelation des Bedeckungsgrades N mit $a_S - a_E$ nahe, dass die Abweichungen $a_S - a_E$ in der angesprochenen Region durch N bestimmt werden und somit hoher Bedeckungsgrad bei geringen bis moderaten Werten des TWP zu einer Erhöhung der Differenz $a_S - a_E$ führt.

Zusammenfassend zeigt sich, dass die Absorption der Atmosphäre in der SP deutlich höher ausfällt. Der Betrag der Erhöhung ist sehr stark vom Sonnenstandes abhängig. Für hohe TWP reduziert sich die Differenz $a_S - a_E$. Letztere Tatsache ist mit großer Sicherheit auf die Fehlerhaftigkeit der SP für hohe Werte des LWP bzw. IWP zurückzuführen. Auf Abweichungen $a_S - a_E$, die möglicherweise auf die in der SP berücksichtigte 3D-Effekte zurückzuführen sind, wird im Zusammenhang mit der Diskussion der korrigierten SP im nächsten Kapitel eingegangen.

4.3.4 Konsistenz der Schewski-Parametrisierung

In Folge der unabhängigen Parametrisierung von Absorption, Albedo und Transmission ist es insbesondere aufgrund der teilweise sehr schwachen Korrelation der Absorption mit den gebietsgemittelten Größen TWP und N (Abbildung 3.1) nicht unbedingt zu erwarten,

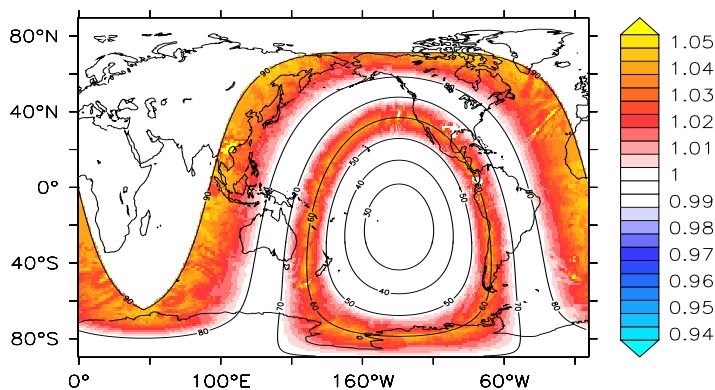


Abbildung 4.12: $t_S + r_S + a_S$ aus T106L31 am 26.01.1980 0:00 Uhr . Überlagert ist der Sonnenzenitwinkel zum gleichen Zeitpunkt

dass $r_S + a_S + t_S = 1$ für alle Gitterpunkte gilt. Die Summe aus Absorption, Albedo und Transmission zeigt Abbildung 4.12. Mit Ausnahme von $SZA = 60^\circ$ ist die Summe nahezu 1, wobei auch im Fall $SZA = 60^\circ$ keine großen Abweichungen auftreten. Die Abweichung bei $SZA = 60^\circ$ erklärt sich durch das Minimum der Korrelation der parametrisierten Albedo mit der aus 3D Strahlungstransportrechnungen gewonnenen Albedo in Abbildung 3.1. Für $SZA > 80^\circ$ ergeben sich ebenfalls Abweichungen von $r_S + a_S + t_S = 1$, die mit großer Sicherheit auf die mit der Extrapolation der SP verbundenen Fehler zurückzuführen sind. Gleichzeitig ist es aber umso überraschender, dass die Summe dreier unabhängig voneinander parametrisierter Größen mit den erwähnten Ausnahmen nahezu exakt dem theoretischen Wert entspricht. Insbesondere ist die Parametrisierung für alle Werte des TWP in sich konsistent - auch für solche, die in den GESIMA-Wolkenfeldern, welche zur Erstellung der Parametrisierung verwendet wurden, nicht auftraten. Eine mögliche Erklärung könnte sein, dass für alle drei Größen die gleichen gebietsgemittelten Wolkenparameter verwendet werden und so eine in sich konsistente Parametrisierung gewonnen wurde.

4.4 Zusammenfassung

Die erstmalige Anwendung der SP in einem Klimamodell hat gezeigt, dass sich in den Transmissions-, Reflektions- und Absorptionseigenschaften der Atmosphäre deutliche Unterschiede zwischen den entsprechenden Größen aus ECHAM5 und der SP ergeben. Generell ist bei Anwendung der SP die Albedo sowie das Transmissionsvermögen geringer und das Absorptionsvermögen höher als in ECHAM5. Trotz einer Reihe von systematischen Fehlern, die bei der Diskussion der Absorptions-, Reflektions- und Transmissi-

onseigenschaften aufgezeigt wurden, findet man insbesondere für mittlere Werte des TWP und hoher Bedeckung überwiegend eine gute Übereinstimmung zwischen ECHAM5 und der SP. Dies kann zum einen darauf zurückgeführt werden, dass für die genannten Werte von LWP und N nur geringe 3D-Effekte auftreten und zum anderen dieser Wertebereich von LWP und N gut durch die SP abgedeckt wird. Die Analyse spezieller Situationen im nächsten Kapitel wird zeigen, dass ein Großteil der in diesem Kapitel aufgezeigten Unterschiede auf systematische Fehler in der SP im Vergleich zu ECHAM5 zurückzuführen sind. Die Berücksichtigung dieser systematischen Fehler wird dazu genutzt werden die SP zu verbessern.

5 Erweiterung der Parametrisierung nach Schewski und Macke

Kapitel 4 zeigt, dass für bestimmte Wertebereiche der Eingangsgrößen der SP diese anscheinend ihre Gültigkeit verliert. Die folgende Übersicht stellt die im folgenden untersuchten Einschränkungen der Parametrisierung gemeinsam mit den Ursachen zusammen:

1. Beschränkung auf Gitterpunkte $TWP < 200\text{g/m}^2$. Aus den Analysen im vorgehenden Abschnitt geht hervor, dass besonders für hohe Werte des TWP ($TWP > 200\text{g/m}^2$) große Unterschiede in den Strahlungsflüssen entstehen und die SP für diese Wertebereiche des TWP offensichtlich ihre Gültigkeit verliert. Dies liegt daran, dass der gebietsgemittelte TWP der GESIMA Wolkenfelder, die bei Erstellung der SP verwendet wurden, nur in einzelnen Fällen Werte des $TWP > 200\text{g/m}^2$ erreichte. Somit kann eine Gültigkeit der SP für Werte des $TWP > 200\text{g/m}^2$ nicht notwendigerweise erwartet werden.
2. Beschränkung auf Gitterpunkte mit $SZA < 80^\circ$, da die SP nur für SZA bis maximal 80° berechnet wurde. Für größere SZA wurde eine nichtlineare Extrapolation durchgeführt. Erste Analysen von Datensätzen des *Meteosat Second Generation* (MSG) zeigen dagegen, dass beispielsweise die Albedo für flachen Sonnenstand sehr steil ansteigt (Abbildung 5.1, erstellt von L. Klüser). Ein solches Verhalten wird selbst durch eine nichtlineare Extrapolation nur unzureichend berücksichtigt.
3. Beschränkung auf Gitterpunkte mit $N < 10\%$ um die Güte der SP im (nahezu) wolkenlosen Fall abzuschätzen. Die Ergebnisse hieraus werden später dazu beitragen, die Parametrisierung im Bezug auf die Anwendung in Modellen zu verbessern.

Im folgenden Abschnitt werden kurz Ergebnisse unter Berücksichtigung von (1) und (2) untersucht. Abschnitt 5.2 behandelt die Analyse des dritten Punktes in obiger Liste. Insbesondere die Ergebnisse aus (3) dienen als Grundlage zur Erweiterung der SP, die ebenfalls in Abschnitt 5.2 vorgestellt wird.

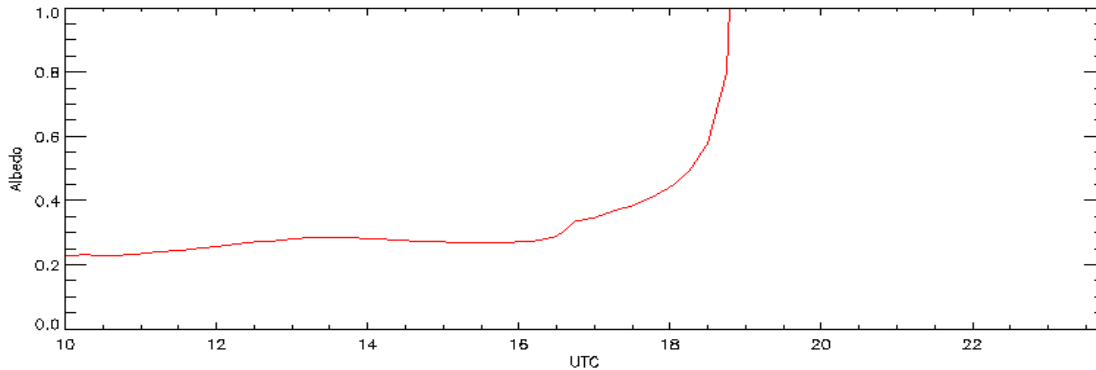


Abbildung 5.1: Beispiel des Tagesgangs der Albedo einer bewölkten Region über Mitteleuropa gemittelt über ca. 500×500 Pixel zwischen 10 und 24 Uhr bestimmt aus MSG.

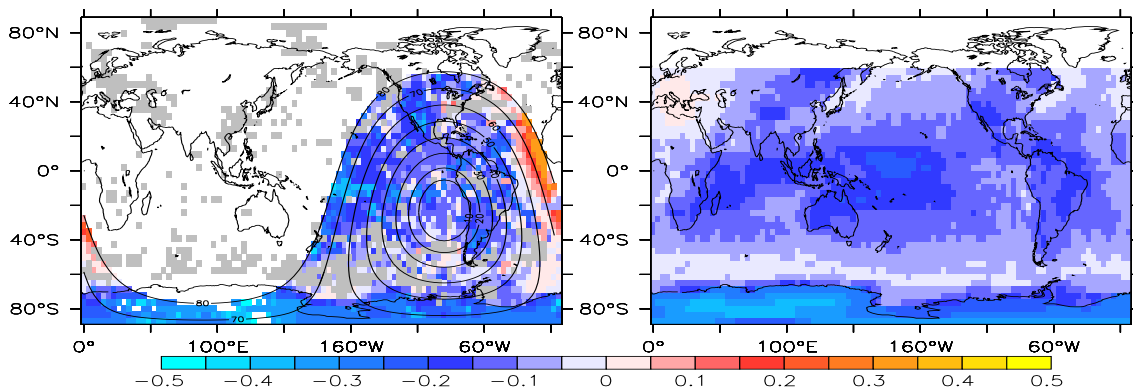


Abbildung 5.2: Differenzen zwischen Parametrisierung und ECHAM5 in der Transmission am 03.01.1980 18:40 Uhr im Januar (links) bzw. im DJF-Mittel (rechts). Berücksichtigt werden ausschließlich Gitterpunkte mit $TWP < 200 \text{ g/m}^2$ oder $SZA < 80^\circ$. Regionen mit $TWP > 200 \text{ g/m}^2$ sind grau schattiert dargestellt.

5.1 Spezielle Situationen

Abbildung 5.2 zeigt eine Momentaufnahme der gemittelten Differenzen der transmittierten Strahlung $t_S - t_E$ sowie das saisonale Mittel im nordhemisphärischen Winter (DJF). Es wurden nur Datenpunkte berücksichtigt, welche die oben angeführten Filterkriterien (1) und (2) erfüllen. Dieser reduzierte Datensatz wird im folgenden als *gefilterter* Datensatz bezeichnet. Die gefilterten Datensätze zeigen im Gegensatz zu Abbildung 4.5 aufgrund der Beschränkung auf die in (1) und (2) genannten Wertebereiche des TWP und SZA keine positiven Abweichungen $t_S - t_E$ im Bereich des nördlichen Pazifik, da diese,

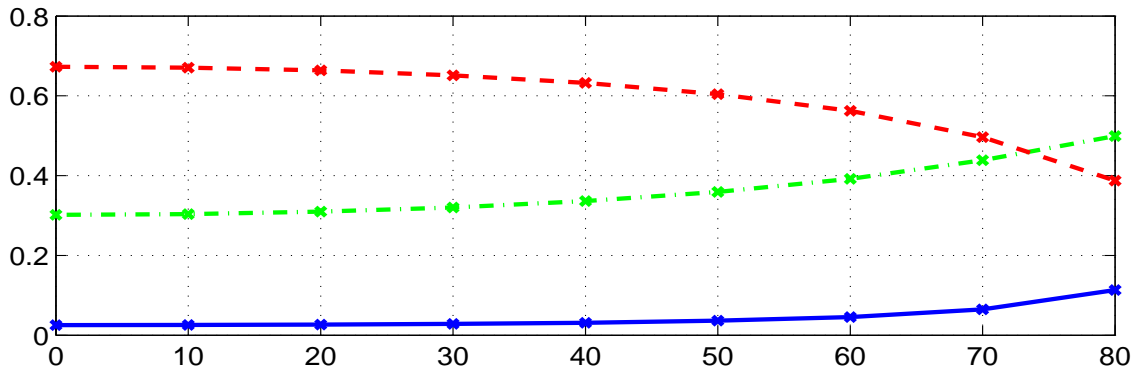


Abbildung 5.3: Parameter a aus Gleichung 3.8 für Transmission (rot), Absorption (grün) sowie Albedo (blau)

wie in Abschnitt 4.3.1 bereits erwähnt, bei hohen TWP auftreten. Dagegen treten weiterhin selbst im saisonalen Mittel Abweichungen $t_S - t_E$ von bis zu -300 W/m^2 auf. Die Abweichungen $t_S - t_E$ sind damit zu groß, als dass sie allein durch die implizite Berücksichtigung von 3D-Effekten der SP erklärt werden können.

Die Analyse der Absorption und Albedo der gefilterten Daten zeigen wie die Transmission ebenfalls sehr deutliche Abweichungen zwischen Modell und Parametrisierung. Insgesamt kann in den saisonalen Mitteln besonders in den Tropen eine leichte Reduktion der Abweichungen $a_S - a_E$ bzw. $r_S - r_E$ festgestellt werden.

Daraus folgt, dass nicht nur die Anwendung der Parametrisierung auf hohe Werte der Eingangsgröße TWP (Punkt (1)) oder die Extrapolation für $\text{SZA} > 80^\circ$ (Punkt (2)) für die entscheidenden Abweichungen verantwortlich sind. Im nächsten Abschnitt wird daher die Güte der Parametrisierung im wolkenlosen Fall (Punkt (3)) betrachtet und anhand der Ergebnisse eine korrigierte Version der Parametrisierung entwickelt.

5.2 Korrektur der Schewski-Parametrisierung

Zur Untersuchung der Abweichungen im wolkenlosen Fall wurden die Differenzen $t_{S,cs} - t_{E,cs}$, $r_{S,cs} - r_{E,cs}$ und $a_{S,cs} - a_{E,cs}$ für alle Gitterpunkte mit einem Bedeckungsgrad von weniger als 10% untersucht (im folgenden mit dem Index „cs“ gekennzeichnet). Gemäß Gleichung 3.8 bzw. Abbildung 5.3 hängen die optischen Eigenschaften in der SP in diesem Fall ($\text{TWP} \approx 0$ und $N \approx 0$) ausschließlich vom Parameter $a(\text{SZA})$ ab. In ECHAM5 dagegen sind die optischen Eigenschaften der unbewölkten Atmosphäre von der Verteilung der Aerosole, des Wasserdampfes sowie der Spurengase abhängig. Die einfache Beschreibung der wolkenlosen Atmosphäre in der SP führt daher zu deutlichen

Unterschieden zwischen SP und ECHAM5. Weiterhin trat in keiner der 756 Szenarien in GESIMA, die zur Erstellung der Parametrisierung verwendet wurden, eine komplett unbewölkte Situation auf. Diese Situation wird daher genauso wie die hohen TWP-Werte von der Parametrisierung nicht korrekt erfasst.

Für die Transmissionseigenschaften der Atmosphäre sind in Abbildung 5.4 in einer Momentaufnahme und im DJF Mittel die Differenzen $t_S - t_E$ für alle Gitterpunkte mit $N < 10\%$ dargestellt. Im Atlantik findet man westlich der Sahara positive Differenzen, d.h. die nahezu unbewölkte Atmosphäre ist hier im Modell weniger transparent als von der Parametrisierung berechnet. Ursache hierfür ist möglicherweise, dass die Differenzen in der angesprochenen Region durch die unterschiedliche Aerosolverteilung in ECHAM und GESIMA - die Grundlage der SP - beeinflusst werden. Eine erhöhte Menge Staub in der Atmosphäre, der von den Passatwinden aus der Sahara über den offenen Ozean transportiert wird, senkt möglicherweise das Transmissionsvermögen der Atmosphäre. Bei gleichen SZA findet man dagegen über dem Pazifik eine höhere Transparenz im Modell als in der Parametrisierung ($t_S - t_E < 0$). Im saisonalen Mittel in Abbildung 5.4 zeigt sich besonders deutlich, dass die SP die globale Transmission um ca. 50 W/m^2 (mittlere Breiten) bis über 100 W/m^2 (Tropen) niedriger angibt als ECHAM5. Weiterhin wird sowohl in der Momentaufnahme als auch in der saisonalen Darstellung in Abbildung A.6 (im Anhang) deutlich, dass die Transmission in der SP besonders über dem antarktischen Kontinent deutlicher von ECHAM5 abweicht als in den übrigen Gebieten. Über Mitteleuropa dagegen ist die fast wolkenlose Atmosphäre in ECHAM5 weniger transparent als in der SP. Die deutlichen Abweichungen der SP im wolkenlosen Fall beruhen darauf, dass die Atmosphärenzustände, anhand derer die SP entwickelt wurde, keine wolkenlosen Situationen enthielt. Somit werden Prozesse, die die Transmission der wolkenlosen Atmosphäre bestimmen nur unzureichend berücksichtigt.

Die Unterschiede im Reflektionsvermögen $r_{S,cs} - r_{E,cs}$ der nahezu wolkenlosen Atmosphäre zeichnen sich durch überwiegend negative Differenzen aus (Abbildung 5.4). Dies bedeutet, dass die SP im wolkenlosen Fall die Albedo der Atmosphäre systematisch zu niedrig angibt mit den größeren Abweichungen in den höheren Breiten. Die nochmals erhöhte Albedo über dem tropisch-subtropischen Atlantik in den ECHAM Datensätzen - in Abbildung 5.4 aufgrund der Definition der Abweichungen $r_{S,cs} - r_{E,cs}$ durch $r_{S,cs} - r_{E,cs} \ll 0$ sichtbar - wird möglicherweise wie die Transmission der fast wolkenlosen Atmosphäre durch die Aerosolverteilung bestimmt. Eine höhere Anzahl an Aerosolen könnte für eine erhöhte Streuung in der Atmosphäre und damit für eine höhere vom Modell bestimmte Albedo der wolkenlosen Atmosphäre verantwortlich sein.

In Abschnitt 4.3.3 wurde gezeigt, dass die SP in der originalen Form regional die atmosphärische Absorption um bis zu 300 W/m^2 höher im Vergleich zu ECHAM5 angibt. Der Betrag der Abweichungen macht nochmals deutlich, dass die SP einen systematischen Fehler enthalten muss, der zu den genannten extremen Abweichungen führt. Letz-

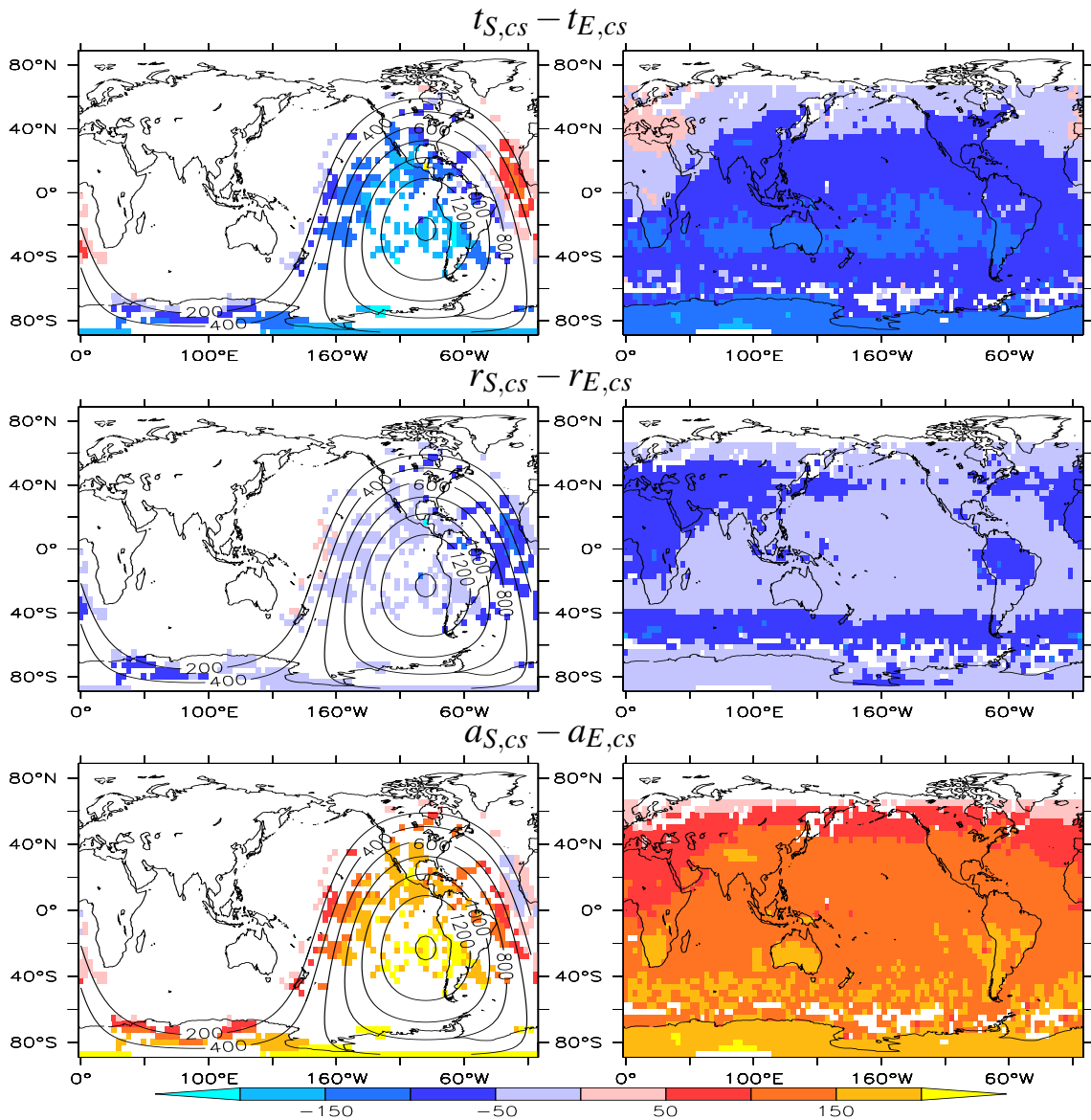


Abbildung 5.4: Differenzen $t_{S,cs} - t_{E,cs}$ (oben), $r_{S,cs} - r_{E,cs}$ (mitte), $a_{S,cs} - a_{E,cs}$ (unten) in W/m^2 am 03.01.1980 18:40 Uhr (links) bzw. im saisonalen Mittel der Wintermonate (DJF, rechts). Berücksichtigt wurden ausschließlich Gitterpunkte mit $N < 0,1$ oder $SZA < 80^\circ$. Regionen mit $N > 0,1$ oder $SZA > 80^\circ$ sind in weiss dargestellt. In den linken Abbildungen ist die solare Einstrahlung am Oberrand der Atmosphäre zum gleichen Zeitpunkt in W/m^2 überlagert.

tere werden durch eine systematisch höhere Absorption in der wolkenlosen Atmosphäre in der SP verursacht, wie aus der Darstellung der Differenzen $a_{S,cs} - a_{E,cs}$ im wolkenlosen Fall in Abbildung 5.4 hervorgeht. Abbildung A.6 (im Anhang) zeigt, da die relative Dar-

stellung der Abweichungen unabhängig vom SZA ist, dass die Abweichungen $a_{S,cs} - a_{E,cs}$ in den hohen Breiten, insbesondere über dem antarktischen Kontinent stärker als in den mittleren Breiten ausgeprägt sind. Die Momentaufnahme der Differenzen $a_{S,cs} - a_{E,cs}$ im wolkenlosen Fall in Abbildung 5.4 zeigt dabei deutlich, dass $a_{S,cs} - a_{E,cs}$ sehr stark vom Sonnenzenitwinkel abhängt; dies wird durch eine deutliche Korrelation von $a_{S,cs} - a_{E,cs}$ mit dem SZA bestätigt.

Eine Berücksichtigung der Unterschiede in den Transmissions-, Reflektions- und Absorptionseigenschaften der Atmosphäre im wolkenlosen Fall in der Bestimmungsgleichung der Parametrisierung (Gleichung 3.8) sollte daher die aufgezeigten systematischen Fehler reduzieren. Um die Abweichungen im nahezu wolkenlosen Fall, die allein auf der unzureichenden Parametrisierung der wolkenlosen Atmosphäre in der SP beruhen, zu korrigieren, wird daher der Parameter a in Gleichung 3.8 durch das vom Modell bestimmte Transmissions-, Reflektions- und Absorptionsvermögen $F_{i,cs}$ der unbewölkten Atmosphäre ersetzt:

$$F_i = F_{i,cs} + b_{1,i}\sqrt{TWP} + c_{1,i}TWP + d_{1,i}TWP^2 + b_{2,i}\sqrt{N} + c_{2,i}N + d_{2,i}N^2. \quad (5.1)$$

Dies ist möglich, da ECHAM auch für die bewölkten Modellpunkte die Strahlungsflüsse für den wolkenlosen Fall zur Verfügung stellt. Diese Strahlungsflüsse werden verwendet, um gemäß den Gleichungen 4.1, 4.2 und 4.3 das Transmissions-, Reflektions- und Absorptionsvermögen ($F_{i,cs}$) der unbewölkten Atmosphäre zu bestimmen. Gleichung 5.1 stellt somit eine Anpassung der originalen SP an die optischen Eigenschaften der wolkenlosen Atmosphäre von ECHAM5 dar. Gleichung 5.1 ist Grundlage der korrigierten Schewski-Parametrisierung und wird im folgenden anhand der im vorangegangenen Kapitel vorgestellten ECHAM5-Konfigurationen untersucht.

5.2.1 Konsistenz der korrigierten Parametrisierung

Durch die Modifikation der SP wie im vorangegangenen Abschnitt beschrieben werden die drei parametrisierten optischen Eigenschaften Absorption (a), Albedo (r) und Transmission (t) verändert. Wie aus Abbildung 5.5 ersichtlich treten auch in der korrigierten Version der SP geringe Abweichungen vom theoretischen Wert $t_S + r_S + a_S = 1$ auf. Während bei Anwendung der unmodifizierten SP die maximalen Abweichungen vom theoretischen Wert bis zu 5% betragen (Abbildung 4.12), findet man in der korrigierten SP Abweichungen von maximal 1,5%, d.h. die ohnehin schon geringe Abweichung der unmodifizierten Parametrisierung wird nochmals verbessert. Dies zeigt auch, dass ein Großteil der Abweichungen der Summe $t_S + r_S + a_S$ von 1 durch Fehler in der Berücksichtigung der unbewölkten Atmosphäre hervorgerufen werden und nicht durch eine unzulängliche Parametrisierung der optischen Eigenschaften durch TWP und N.

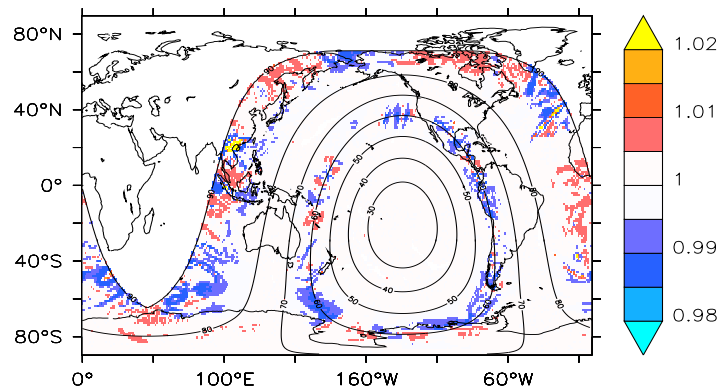


Abbildung 5.5: $t_S + r_S + a_S$ aus T106L31 am 26.01.1980 0:00 Uhr . Überlagert ist der Sonnenzenitwinkel zum gleichen Zeitpunkt

5.3 Anwendung der korrigierten Parametrisierung

In den folgenden Abschnitten wird analog zu Kapitel 4 die SP anhand der parametrisierten optischen Eigenschaften im Vergleich zu den entsprechenden Größen aus ECHAM5 überprüft.

Einen direkten Vergleich zwischen den Strahlungseigenschaften planparallel-homogener und dreidimensional-inhomogener Wolken führen Scheirer (2001) und Scheirer und Macke (2001) anhand von GESIMA Wolkenrealisationen durch. Scheirer (2001) bestimmen die Absorptions-, Transmissions- und Albedoeigenschaften von insgesamt 133 GESIMA-Wolkenrealisationen anhand von 3D Monte-Carlo Strahlungstransportrechnungen sowie der ICA (Kapitel 3.2.1) und vergleicht die Ergebnisse der beiden genannten Verfahren mit eindimensionalen Strahlungstransportrechnungen, die planparallel-homogene (PPHOM) Wolken im mit GESIMA modellierten Gebiet annehmen. Die 133 GESIMA-Wolkenrealisationen enthalten zu ähnlichen Anteilen konvektive, stratiforme und mehrschichtige Wolken. Damit lassen sich Aussagen über die Abhängigkeit der Strahlungsflüsse vom Wolkentyp sowie vom Strahlungstransportverfahren erstellen. Scheirer (2001) stellen dabei fest, dass durch die Annahme von PPHOM Wolken die transmittierte Strahlung der Atmosphäre im Vergleich zu 3D-Strahlungstransportberechnungen unterschätzt wird. Für die absorbierte Strahlung bestimmt Scheirer (2001) für große Sonnenzenitwinkel (flachen Sonnenstand) ebenfalls eine Unterschätzung der Absorption bei Annahme von PPHOM-Wolken im Vergleich zu 3D-Strahlungstransportberechnungen. Für geringe SZA (hoher Sonnenstand) überschätzt nach Scheirer (2001) die Annahme von PPHOM-Wolken die atmosphärische Absorption verglichen mit 3D-Strahlungstransportberechnungen. Die Ergebnisse von Scheirer (2001) unterstützen die These einer generellen Unterschätzung der Absorption durch die

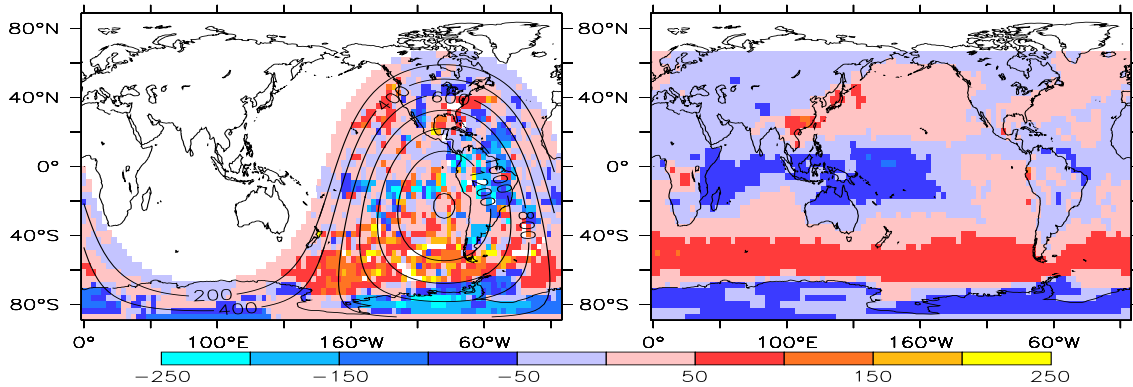


Abbildung 5.6: *Differenzen zwischen Parametrisierung und ECHAM5 in der transmittierten Strahlung am Boden in W/m^2 am 03.01.1980 18:40 Uhr (links) bzw. im DJF-Mittel (rechts).*

PPHOM-Methode also nicht. Übereinstimmend mit Abschnitt 3.3.2 findet auch Scheirer (2001) eine Überschätzung der atmosphärischen Reflektionsvermögens bei Annahme von PPHOM-Wolken.

Aufgrund der Tatsache, dass die SP auf Strahlungstransportberechnungen mit dreidimensional-inhomogenen Wolken beruht und ECHAM5 planparallel-homogene Wolken benutzt sollte die Anwendung der SP in ECHAM5 einerseits zumindest vom Vorzeichen her die gleichen Abweichungen zwischen SP und ECHAM5 wie in der Arbeit von Scheirer (2001) liefern. Andererseits korrigiert ECHAM5 die optische Dicke als Funktion des TWP für die Berechnung des Strahlungstransports und berücksichtigt die vertikale Struktur anhand von Überlappungsannahmen der Wolken (Kapitel 3.1.2) während Scheirer (2001) PPHOM-Bewölkung ohne Berücksichtigung einer Vertikalstruktur und ohne Korrektur der optischen Dicke verwendet. Die von Scheirer (2001) bestimmten Abweichungen zwischen 3D und PPHOM Strahlungstransportberechnungen sind daher nur eingeschränkt als Vergleich geeignet. Dennoch wird in den folgenden Abschnitten Scheirer (2001) und Scheirer und Macke (2001) als Referenz herangezogen, da keine Klimamodellexperimente existieren, die 3D-Effekte direkt berücksichtigen und so als Referenz herangezogen werden können. Soweit vorhanden und bekannt werden zusätzlich Ergebnisse aus Beobachtungen zum Vergleich herangezogen.

5.3.1 Transmission

Die Bestimmung der Transmission anhand der korrigierten SP führt zu einer deutlichen Veränderung der Muster in den Abweichungen. Wie im vorangegangenen Abschnitt dargestellt, bestimmt die SP im wolkenlosen Fall generell ein zu geringes Transmissions-

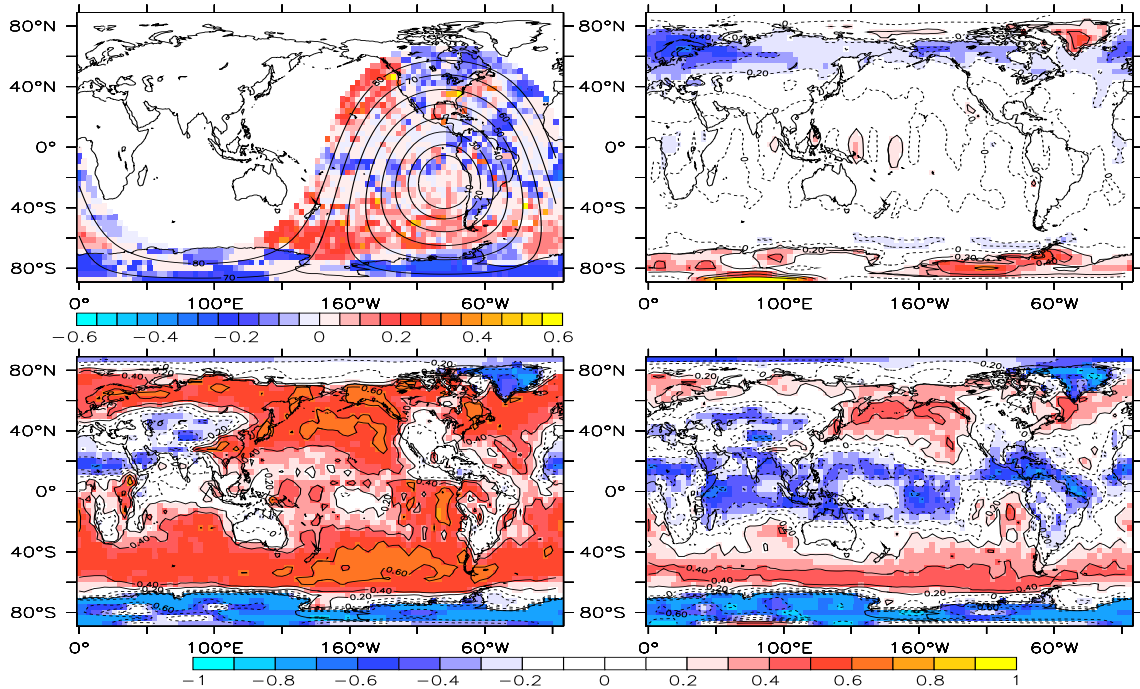


Abbildung 5.7: $t_S - t_E$ am 03.01.1980 18:40 Uhr (oben links) sowie Korrelation $t_S - t_E$ mit SZA (oben rechts), mit TWP (unten links) und N (unten rechts)

vermögen der Atmosphäre. Die Berücksichtigung der Abweichungen im wolkenlosen Fall erhöht daher das Transmissionsvermögen der Atmosphäre in der Parametrisierung. Dadurch reduzieren sich im Vergleich zur originalen SP (Kapitel 4.3.1) die Differenzen $t_S - t_E$ in den Tropen um mehr als 100 W/m^2 (Abbildung 5.6).

Insbesondere im Bereich des pazifischen Warmpools findet man aber nach wie vor ein geringeres Transmissionsvermögen in der SP. Nach Schepanski (2006) findet man insbesondere in den oberen Atmosphärenschichten in dieser Region in ECHAM5 hohe Cirrusbewölkung, die möglicherweise für die negativen Abweichungen verantwortlich ist. In den mittleren Breiten ergibt sich in der korrigierten SP ein höheres Transmissionsvermögen ($t_S - t_E > 0$) im Vergleich zu ECHAM5 und damit eine Übereinstimmung mit Scheirer (2001) und Scheirer und Macke (2001), die ein höheres Transmissionsvermögen in GESIMA bei der Berücksichtigung der Dreidimensionalität des Strahlungstransports bestimmen. Zu beachten ist, dass die von Scheirer und Macke (2001) herausgearbeiteten Ergebnisse auf zweistündlichen Integrationen von GESIMA beruhen, während hier mehrjährige Modellläufe eines Klimamodells untersucht werden.

Die Korrelationsmuster der Abweichungen $t_S - t_E$ der korrigierten SP mit den Eingangsgrößen TWP und N zeigen von der Struktur her sehr ähnliche Muster wie die Korrelationsmuster der genannten Größen im Falle der unkorrigierten SP; jedoch ist die Korrelation

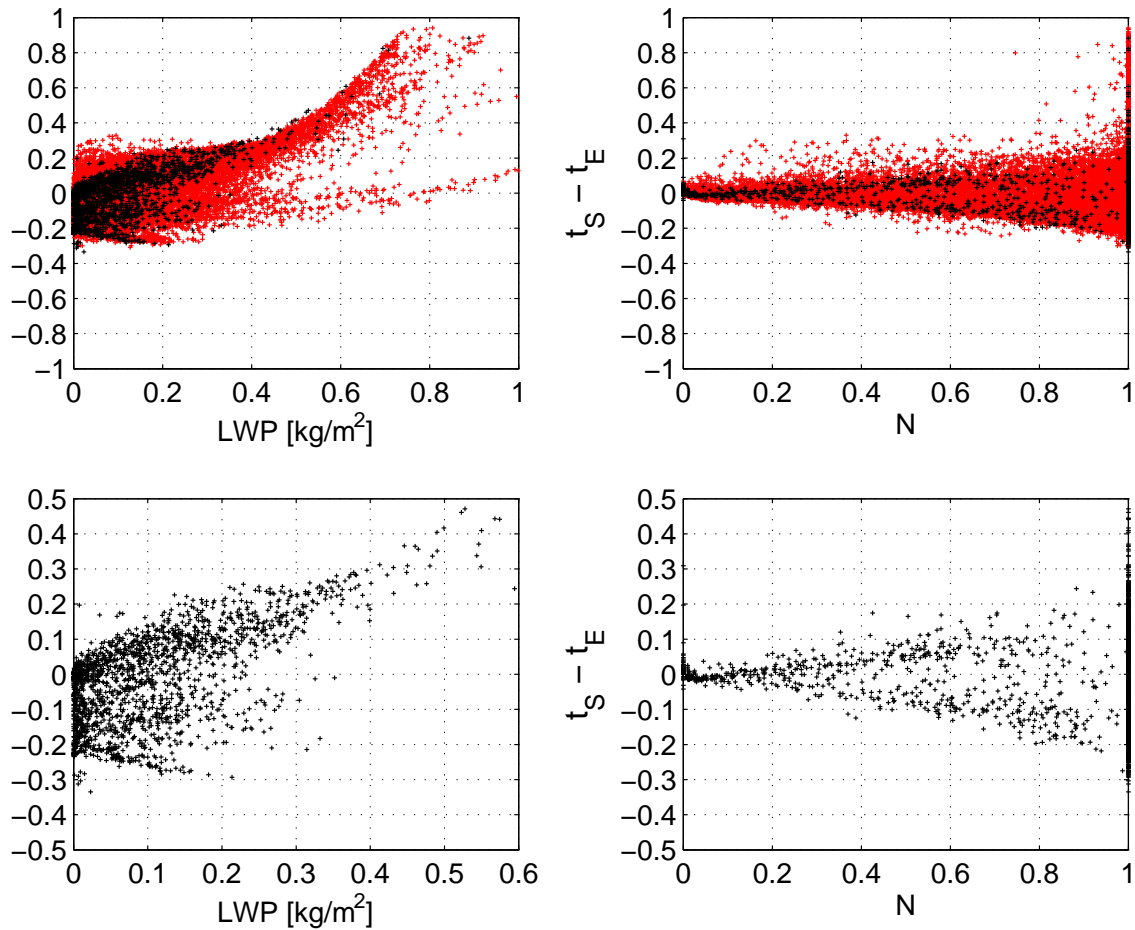


Abbildung 5.8: $t_S - t_E$ aufgetragen gegenüber dem TWP in kg/m^2 (links) bzw. N (rechts) aus T106L31 - Lauf (rot) und T31L19t40 (schwarz). Die unteren Abbildungen enthalten ausschließlich die Daten aus T31L19t40. Dargestellt sind alle Datenpunkte einer Momentaufnahme aus T106L31 bzw. T31L19t40

von N und TWP mit $t_S - t_E$ in den entsprechenden Regionen insgesamt höher (Abbildung 5.7). Weiterhin findet man in den meisten Regionen keine Korrelation des SZA mit $t_S - t_E$, weswegen die lokal auftretenden Korrelationen des SZA mit $t_S - t_E$ nicht weiter betrachtet werden, da diese nicht auf bestimmte Wolkencharakteristiken und deren Einfluss auf die solare Strahlung zurückgeführt werden können. Die aufgeführten Unterschiede zwischen der unkorrigierten SP und der korrigierten SP in den angesprochenen Korrelationen sind auch in den entsprechenden Korrelationen von $r_S - r_E$ und $a_S - a_E$ mit dem SZA, TPW und N zu finden wie aus dem Vergleich von Abbildung 4.9 und 4.11 mit A.1 (im Anhang) und A.2 (im Anhang) hervorgeht.

Zur Analyse der Abweichungen $t_S - t_E$ als Funktion von TWP und N unabhängig von der geographischen Lage ist in Abbildung 5.8 die Differenz $t_S - t_E$ als Funktion von TWP

und N aufgetragen. Bezüglich des Bedeckungsgrades N (rechte Grafiken in Abbildung 5.8) zeigt sich eine Zunahme der Abweichungen $t_S - t_E$ mit höherem Bedeckungsgrad. Dabei sind die Abweichungen für alle N symmetrisch um $t_S - t_E = 0$ verteilt. Im Gegensatz zur Untersuchung der Abhängigkeit $t_S - t_E$ von N anhand von Korrelationsmustern lässt sich aus dieser Darstellung keine Abhängigkeit von $t_S - t_E$ von N erkennen. Dies bedeutet, dass es keinen allgemeinen Zusammenhang zwischen $t_S - t_E$ und N gibt, sondern dass die Beeinflussung von $t_S - t_E$ durch N lokal abhängig vom vorherrschenden Wolken-typ erfolgt.

Erwartungsgemäß ist $t_S - t_E \approx 0$ für kleine N , da die korrigierte SP durch die Verwendung der wolkenlosen Strahlungsflüsse aus ECHAM5 selbst, systematische Unterschiede für wolkenlose Gitterpunkte ausschaltet. Die größte Streuung ergibt sich für $N = 1$ (komplett bewölkter Himmel). Ursache hierfür ist die starke Abhängigkeit von TWP und der Tatsache, dass auch bei $N = 1$ große Schwankungen des TWP auftreten. Weiterhin simuliert das Modell eine weitaus größere Anzahl an Gitterpunkten mit $N = 1$ als beispielsweise 0,8 oder 0,9, so dass hier allein aufgrund der höheren Anzahl an Datenpunkten eine größere Schwankungsbreite der Abweichungen zu erwarten ist. Die große Anzahl an Datenpunkten mit $N = 1$ ist besonders deutlich im T31L19t40 Experiment sichtbar und vermutlich auf die Modellierung der Bewölkung im Modell bzw. die Art und Weise der Berechnung des Gesamtbedeckungsgrades in ECHAM5 zurückzuführen.

Die Darstellung der Abweichungen $t_S - t_E$ als Funktion des TWP bestätigt die bereits anhand der Analyse der globalen Verteilung von $t_S - t_E$ und TWP sowie der zugehörigen Korrelationsmuster gefundenen Ergebnisse. Besonders deutlich wird hierbei, dass für $\text{TWP} > 400 \text{ g/m}^2$ im T106L31 Experiment bzw. $\text{TWP} > 300 \text{ g/m}^2$ im T106L31 Experiment die Differenz $t_S - t_E$ überwiegend positiv ist. Oberhalb der genannten Werte des TWP findet man überwiegend relative Abweichungen $t_S - t_E > 0,2$, die in beiden Experimenten mit zunehmendem TWP weiter ansteigen. Ursache hierfür ist die bereits mehrfach genannte Tatsache, dass die gebietsgemittelten TWP der GESIMA Wolkenfelder, die bei Erstellung der SP verwendet wurden, nur in einzelnen Fällen Werte des TWP $> 200 \text{ g/m}^2$ erreichte. Somit kann eine Gültigkeit der SP für Werte des TWP $> 200 \text{ g/m}^2$ nicht notwendigerweise erwartet werden. Desweiteren entspricht eine relative Differenz von 0,2 zwischen t_S und t_E einer Differenz in der transmittierten Strahlung von bis zu 200 W/m^2 (bei einer solaren Einstrahlung am Oberrand der Atmosphäre von $SW_{TOA}^\downarrow = 1000 \text{ W/m}^2$). Differenzen in dieser Größenordnung sind mit großer Sicherheit nicht auf Parametrisierung dreidimensionaler Wolkenstrahlungseffekte der SP zurückzuführen, sondern stellen eine Unzulänglichkeit der SP im genannten Wertebereich des TWP dar. Für Gitterpunkte mit $\text{TWP} < 400 \text{ g/m}^2$ (T106L31) bzw. $\text{TWP} < 300 \text{ g/m}^2$ (T31L19t40) streuen $t_S - t_E$ um 0, wobei $|t_S - t_E| < 0,2$.

Zusammenfassend zeigt sich, dass die Berücksichtigung von 3D-Effekten in der Bewölkung in der SP für hohe TWP zu einem höheren Transmissionsvermögen der Atmosphäre

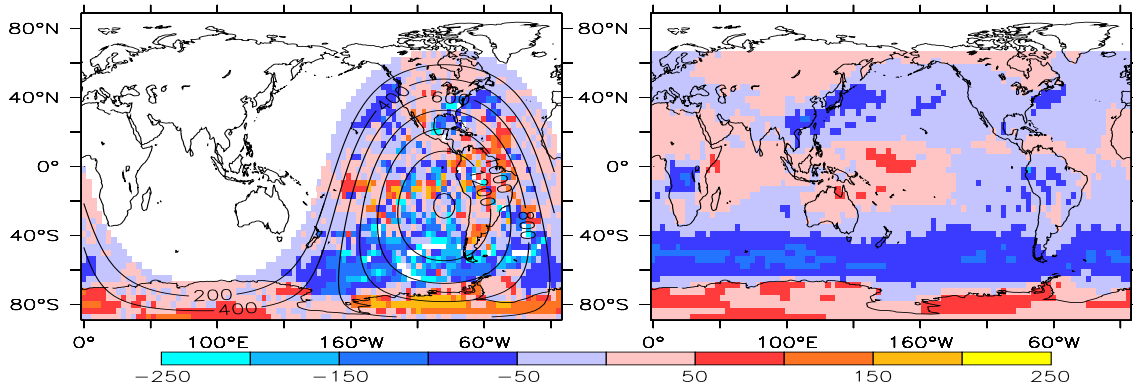


Abbildung 5.9: Differenzen zwischen Parametrisierung und ECHAM5 in der reflektierten Strahlung in der Atmosphäre in W/m^2 am 03.01.1980 18:40 Uhr (links) bzw. im DJF-Mittel (rechts).

in der SP führt. In Regionen mit dünner Bewölkung (hohe Bedeckung und geringer TWP) ist die Atmosphäre in der SP weniger transparent.

5.3.2 Albedo

Die Differenzen $r_S - r_E$ der korrigierten SP zeichnen sich durch überwiegend negative Werte $r_S - r_E$ aus, d.h. im allgemeinen bestimmt die korrigierte SP eine geringere atmosphärische Albedo als ECHAM. Im Vergleich zur unkorrigierten SP sind die Abweichungen $r_S - r_E$ vom Betrage her deutlich geringer. Gleichzeitig ist sowohl die Ausdehnung als auch der Betrag der positiven Albedodifferenzen ($r_S - r_E > 0$) insbesondere im Bereich des westlichen tropischen Pazifiks im Vergleich zur unmodifizierten Parametrisierung (Abbildung 4.8 in Abschnitt 4.3.2) erhöht. Die saisonalen Darstellungen des TWP und N (Abbildung 4.2 und Abbildung 4.3) sowie des IWP (Abbildung 5.13) im westlichen tropischen Pazifik machen deutlich, dass ECHAM5 in dieser Region überwiegend dünne Bewölkung (niedriger TWP) mit hohem Eisanteil (vergleichsweise hoher IWP) bei hohem Bedeckungsgrad modelliert. Ausnahmen hiervon bilden Regionen starker Konvektion beispielsweise über der indonesischen Inselgruppe. Eine höhere Albedo bei Anwendung der Parametrisierung, d.h. $r_S - r_E > 0$, wird demnach durch eine hohe Bedeckung im Zusammenhang mit geringem TWP verursacht. Dieser Zusammenhang wird durch positive Korrelation des Bedeckungsgrades N mit $r_S - r_E$ und negativer Korrelation des TWP mit $r_S - r_E$ in genannter Region bestätigt. Im Gegensatz zu den Differenzen in den Absorptionseigenschaften $a_S - a_E$ (siehe nächster Abschnitt) werden die Albedodifferenzen $r_S - r_E$ nicht von der Verteilung des IWP beeinflusst. Eine Analyse des Bedeckungsgrades in verschiedenen Schichten anhand einer gekoppelten Version von ECHAM5 in der

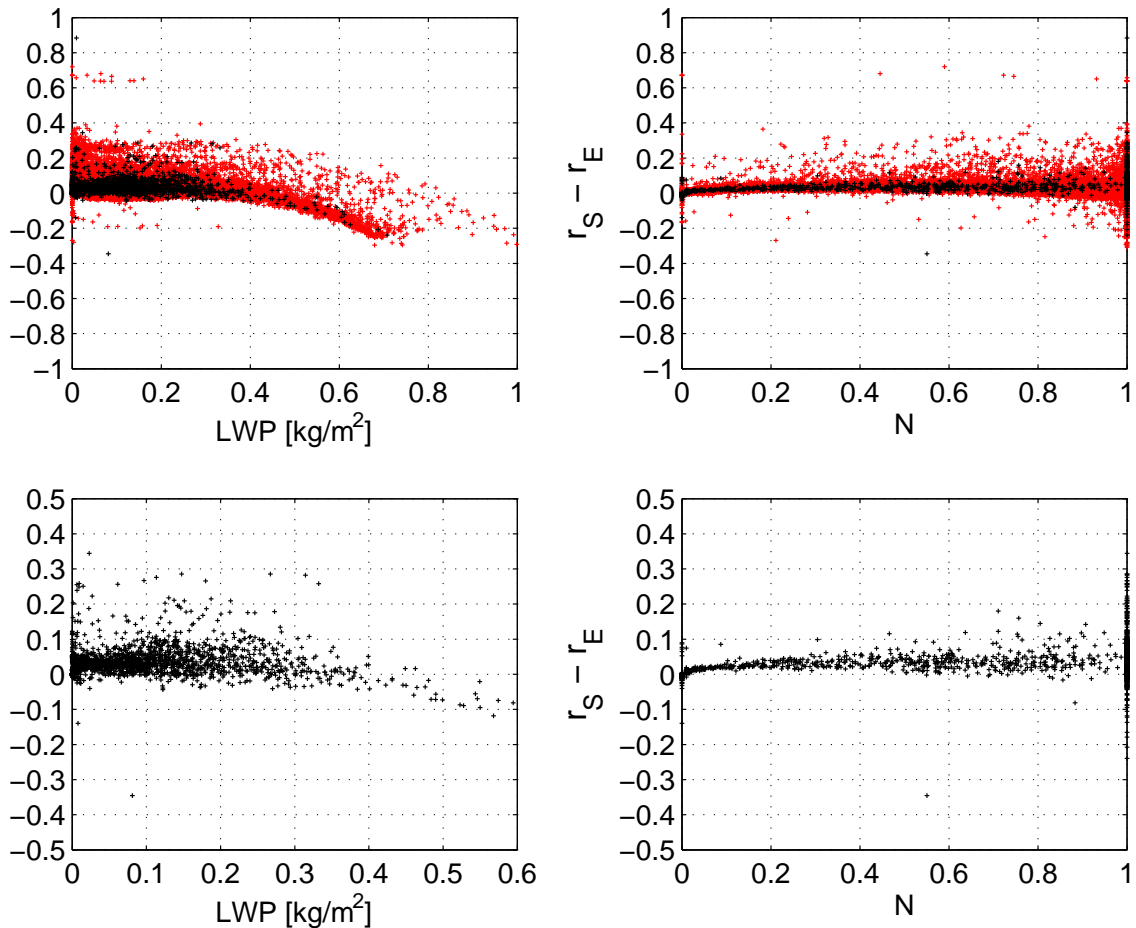


Abbildung 5.10: $r_S - r_E$ aufgetragen gegenüber dem TWP in kg/m^2 (links) bzw. N (rechts) aus T106L31 - Lauf (rot) und T31L19t40 (schwarz). Die unteren Abbildungen enthalten ausschließlich die Daten aus T31L19t40. Dargestellt sind alle Datenpunkte einer Momentaufnahme aus T106L31 bzw. T31L19t40

Auflösung T31L19 von Schepanski (2006) hat gezeigt, dass ECHAM5 in der genannten Region im saisonalen Mittel hohe Bewölkung modelliert, die sich durch eine hohe Bedeckung und geringe TWP auszeichnet. Obwohl in den Analysen von Schepanski (2006) eine gekoppelte Version von ECHAM5 verwendet wird, sollten sich die grundlegenden Strukturen der Bewölkung im saisonalen Mittel nicht zu sehr unterscheiden. Aufgrund der Tatsache, dass dieser Wolkentyp nicht dem typischen Wolkentyp in einem regional sehr beschränkten Wolkenmodell wie GESIMA entspricht, das zur Bestimmung der SP verwendet wurde, können die Abweichungen $r_S - r_E$ auch auf eine Schwäche der SP für hohe dünne Bewölkung zurückgeführt werden.

In den mittleren Breiten, die sich durch vergleichsweise hohe TWP und viel Bewölkung auszeichnen, findet man auch bei Anwendung der korrigierten SP (Abbildung 5.9) eine

negative Differenz $r_S - r_E$, was gleichbedeutend mit einer geringeren Albedo bei Anwendung der SP ist. Während bei geringem TWP und hoher Bedeckung die SP eine höhere atmosphärische Albedo als ECHAM5 bestimmt (siehe vorangegangener Absatz), führt hoher TWP generell zu einer geringeren Albedo bei Anwendung der SP.

Eine Reduktion der Albedo der Atmosphäre bei der Berücksichtigung von 3D-Effekten (d.h. $r_S - r_E < 0$) findet sich auch in den Ergebnissen von Scheirer und Macke (2001). Im folgenden Vergleich ist es wichtig zu beachten, dass die Ergebnisse von Scheirer und Macke (2001) auf einer nur eingeschränkt vergleichbaren Datenbasis beruhen, die zu Beginn des Abschnitts 5.3 beschrieben wurde. Die von Scheirer und Macke (2001) gefundenen Abweichungen $r_{3D} - r_{PPHOM}$ in der reflektierten Strahlung im sichtbaren Spektralbereich sind etwas geringer (bis über 100 W/m^2), besitzen aber das gleiche Vorzeichen. Scheirer und Macke (2001) zeigen weiterhin, dass die relativen Albedodifferenzen zwischen PPHOM und 3D keine ausgeprägte Abhängigkeit vom SZA zeigen. Dieses Verhalten findet man auch in den Abweichungen zwischen SP und ECHAM5, d.h. es existiert mit wenigen Ausnahmen keine Korrelation zwischen $r_S - r_E$ und dem SZA (Abbildung A.1 im Anhang).

Die größten Abweichungen in den absoluten reflektierten Strahlungsflüssen dagegen treten mit Ausnahme der Polarregionen bei geringem SZA auf, da bei geringem SZA die verfügbare einfallende Strahlung pro m^2 maximal ist.

Zur Zusammenfassung der Ergebnisse unabhängig von der geographischen Lage sind in Abbildung 5.10 die Abweichungen $r_S - r_E$ der linken Darstellung aus Abbildung 5.9 gegenüber TWP und N darstellt. Anhand dieser Abbildung wird deutlich, dass für $\text{TWP} < 400 \text{ g/m}^2$ die SP überwiegend eine höhere Albedo als ECHAM5 ($r_S - r_E > 0$) bestimmt. Für $\text{TWP} > 400 \text{ g/m}^2$ ergibt sich eine niedrigere Albedo durch die SP. Für Bedeckungsgrade $< 80\%$ findet man überwiegend eine höhere Albedo bei Anwendung der SP. Dies wird dadurch bedingt, dass für den genannten Wertebereich der Bedeckung der TWP unterhalb von 400 g/m^2 liegt. Bei vollständiger oder fast vollständiger Bedeckung ergibt sich eine breite Streuung der Abweichungen. Während die Abweichungen $r_S - r_E < 0$ durch die hohen TWP in Verbindung mit hoher Bewölkung verursacht werden, sind die Abweichungen $r_S - r_E > 0$ an Gitterpunkten mit hoher Bedeckung und geringem TWP zu finden wie anhand der geographischen Verteilung der Abweichungen gezeigt werden konnte. Bezüglich des atmosphärischen Reflektionsvermögens ergibt sich somit kein systematischer Unterschied dem parametrisierten dreidimensionalen Strahlungstransport (Schewski-Parametrisierung) und der eindimensionalen Strahlungstransportberechnung (ECHAM5).

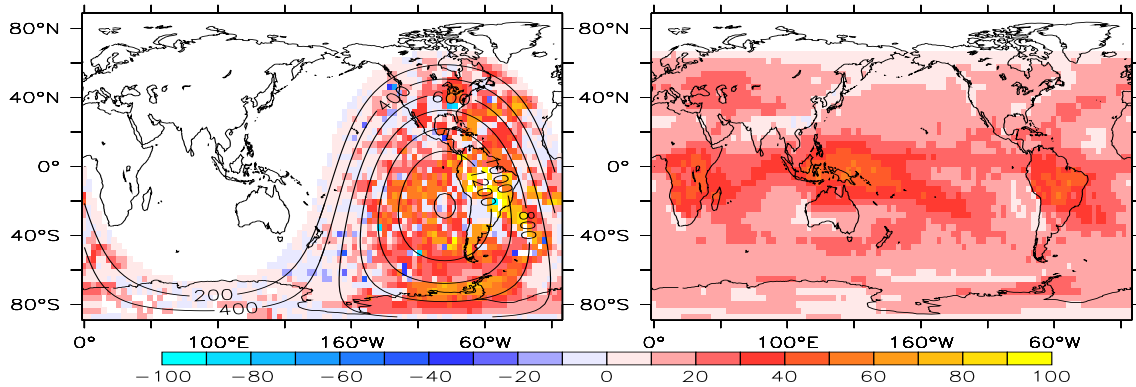


Abbildung 5.11: Differenzen $a_S - a_E$ zwischen Parametrisierung und ECHAM5 in der absorbierten Strahlung in der Atmosphäre in W/m^2 am 03.01.1980 18:40 Uhr (links) bzw. DJF-Mittel (rechts).

5.3.3 Absorption

Die Anwendung der korrigierten SP in ECHAM5 führt zu deutlich reduzierten Abweichungen $a_S - a_E$ zwischen SP und ECHAM5. Ursache hierfür ist, dass ein Großteil der in Abschnitt 4.3.3 aufgezeigten Abweichungen $a_S - a_E$ zwischen SP und ECHAM5 auf systematische Fehler im wolkenlosen Fall zurückzuführen ist. Die saisonale Abweichung im DJF in Abbildung 5.11 zeigt, dass die korrigierte Version der Parametrisierung geringe Abweichungen ($< 60 W/m^2$ in den Tropen) von der vom Modell bestimmten Absorption ergibt und damit in einer realistischeren Größenordnung ist als die in Abschnitt 4.3.3 gezeigten Werte. Während Abbildung 5.11 eine deutliche Abhängigkeit der Differenz $a_S - a_E$ vom SZA vermuten lässt, zeigen Abbildung A.6 (im Anhang) sowie die Korrelation von $a_S - a_E$ mit dem SZA, dass die höheren Differenzen in den Absorptionseigenschaften auf die erhöhte Einstahlung bei hohem Sonnenstand zurückzuführen sind. Im Gegensatz zu Abbildung 4.11 existiert hier keine Korrelation der Abweichungen $a_S - a_E$ mit dem SZA während die Korrelation von $a_{S,CS} - a_{E,CS}$ mit dem SZA eine positive Korrelation zeigt. Die Abhängigkeit der Abweichungen $a_S - a_E$ vom SZA in 4.11 wird daher allein durch die systematische Abweichung in der wolkenlosen Atmosphäre hervorgerufen und ist nicht auf Wolkenstrahlungseffekte zurückzuführen. Nach Cess et al. (1995) und Pilewskie und Valero (1995) ist die anomale Absorption weitgehend unabhängig vom SZA, was gut mit den hier gefundenen Ergebnissen übereinstimmt. In einer aufsehenerregenden Studie untersuchen Cess et al. (1995) Daten des Earth Radiation Budget Experiment (ERBE, Barkstrom (1984)) zusammen mit Bodenmessungen der kurzwelligigen Strahlung und vergleichen diese mit dem Ergebnissen zweier Zirkulationsmodelle. Sie kommen zu dem Ergebnis, dass Modelle die atmosphärische Absorption um

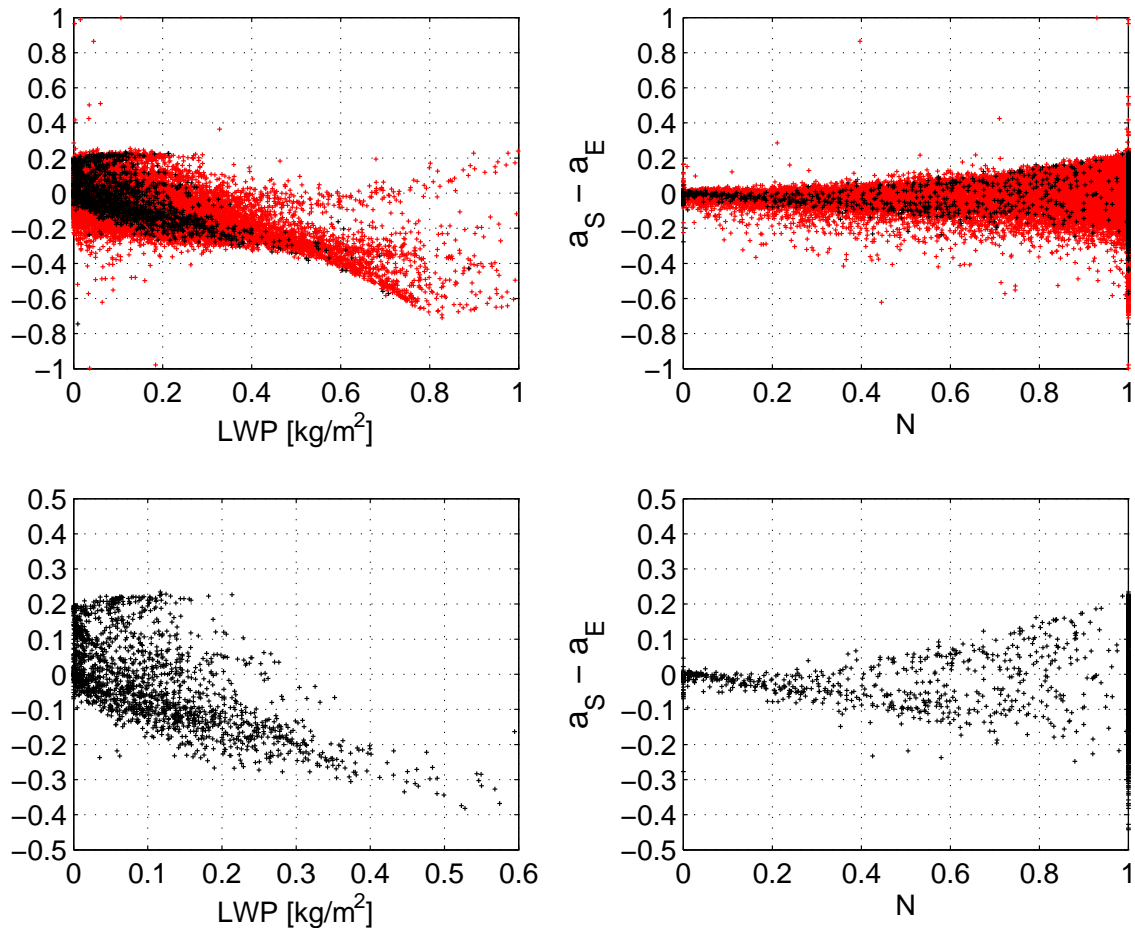


Abbildung 5.12: $a_S - a_E$ aufgetragen gegenüber dem TWP in kg/m^2 (links) bzw. N (rechts) aus T106L31 - Lauf (rot) und T31L19t40 (schwarz). Die unteren Abbildungen enthalten ausschließlich die Daten aus T31L19t40. Dargestellt sind alle Datenpunkte einer Momentaufnahme aus T106L31 bzw. T31L19t40

ca. $20\text{-}25 \text{ W/m}^2$ unterschätzen. Die insgesamt höhere Absorption in der SP im Vergleich zur aus dem ECHAM5-Datensätzen bestimmten Absorption stimmt daher gut mit den Ergebnissen von Cess et al. (1995) überein, wobei die Erhöhung der atmosphärischen Absorption durch die SP teilweise höher als der von Cess et al. (1995) angegebene Wert ist. Im Gegensatz zu Scheirer (2001) unterstützt die SP daher die These einer generellen Unterschätzung der Absorption durch die PPHOM-Methode. Scheirer (2001) findet anhand des Vergleichs von dreidimensional-inhomogenen Wolken und PPHOM-Wolken zwar einerseits eine Unterschätzung der Absorption bei Verwendung von PPHOM-Wolken für große SZA, andererseits aber eine Überschätzung für geringe SZA. Damit zeigt sich bei Scheirer (2001) eine starke Abhängigkeit vom SZA, die bei Anwendung der SP nicht zu finden ist. Es bleibt zu beachten, dass die Ergebnisse von Scheirer (2001) wie zu Beginn

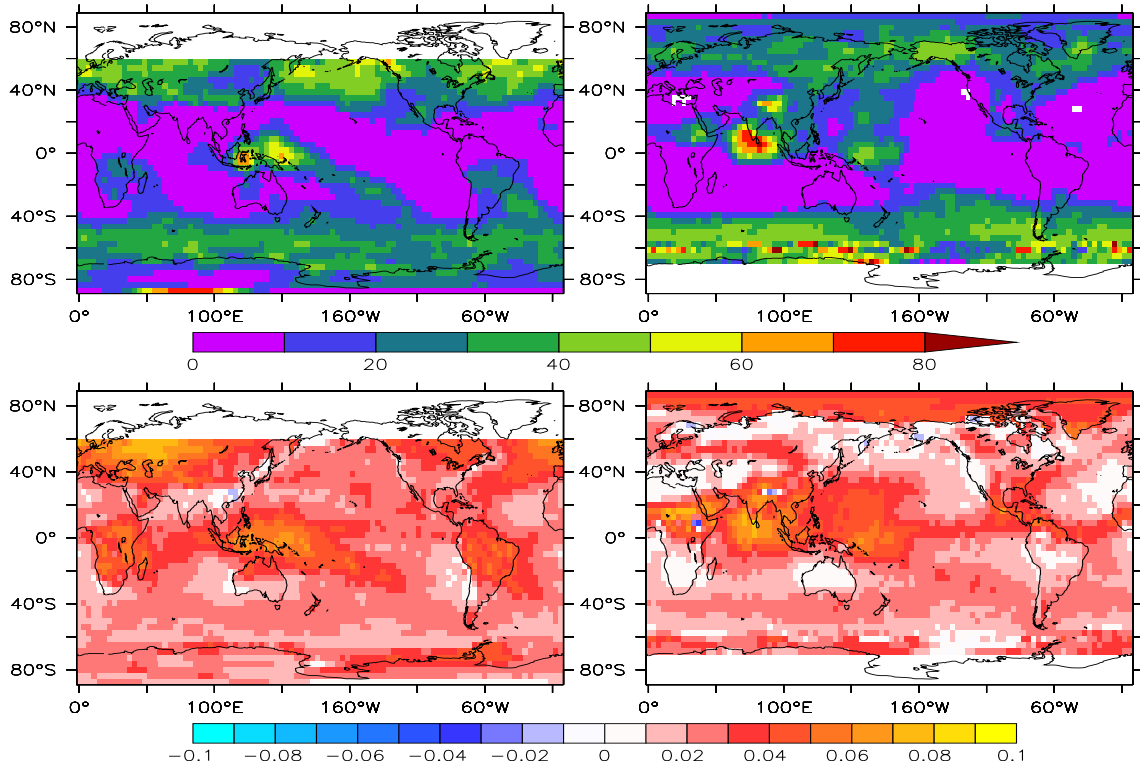


Abbildung 5.13: IWP in g/m^2 (oben) und $a_S - a_E$ (unten) im DJF (links) und JJA (rechts) aus T31L19t40 gemittelt

von Abschnitt 5.3 aufgezeigt, nur eingeschränkt vergleichbar sind.

Wie schon im Falle der Transmission und Albedo ist die globale Verteilung der erhöhten Absorption durch die SP nicht gleichmäßig, sondern von den Wolkeneigenschaften abhängig. Der Vergleich der globalen Verteilungen der Bedeckung (Abbildung 4.3) und des TWP (Abbildung 4.2) mit $a_S - a_E$ sowie die Analyse der entsprechenden Korrelationsmuster machen deutlich, dass mit zunehmendem N bzw. TWP die Differenz $a_S - a_E$ zunimmt. Sie liefert jedoch keine Erklärung für die in Abbildung 5.13 dargestellten Verteilungen der Unterschiede $a_S - a_E$. Aus diesem Grunde wurde anhand von Momentaufnahmen, saisonalen Mittelwerten (Abbildung 5.13), Streudiagrammen und Korrelationen die Abhängigkeit der Differenz $a_S - a_E$ vom Eiswasserpfad (IWP) untersucht. Alle Darstellungen, insbesondere Abbildung 5.13 zeigen deutlich, dass die höhere Absorption in der SP im Vergleich zu ECHAM5 umso größer ist, je höher der IWP ist. Dieser Zusammenhang gilt aber nur solange der TWP nicht zu hoch ist, d.h. die Bewölkung zu einem überwiegenden Teil aus Eispartikeln besteht. Für sehr hohe Werte des TWP nimmt die Differenz $a_S - a_E$ ab und kann bei entsprechend hohen Werten des TWP negative Werte annehmen (Abbildung 5.12). Bereits in Abschnitt 4.3.3 wurde aber gezeigt, dass für sehr

hohe Werte des TWP die SP aus den dort genannten Gründen nicht mehr als gültig angenommen werden kann.

Zusammenfassend ergibt sich, dass die Absorption solarer Strahlung in der Atmosphäre in der SP im Vergleich zu ECHAM5 größer ist und mit höherer Bedeckung zunimmt. Der Betrag, um wieviel die Absorption in der SP höher ist, hängt dabei vom IWP und dem Verhältnis IWP/TWP ab. Eine geringere Absorption in der SP im Vergleich zu ECHAM5 ergibt sich für sehr hohe TWP.

5.3.4 Wolkenstrahlungseffekt

Zur Bestimmung des Effekts der Wolken auf den globalen Energiehaushalt führte Ramanathan (1987) das Konzept des Wolkenstrahlungseffekts (engl.: *cloud radiative effect*, CRE¹) ein. Der Wolkenstrahlungseffekt berechnet sich nach

$$CRE_E = |SW_{TOA,clr}^\uparrow| - |SW_{TOA,tot}^\uparrow|. \quad (5.2)$$

$SW_{TOA,tot}^\uparrow$ bezeichnet den totalen aufwärts gerichteten Fluss am Oberrand der Atmosphäre (TOA) und $SW_{TOA,clr}^\uparrow$ den aufwärts gerichteten Fluss einer hypothetischen Atmosphäre, welche sich von der wahren Atmosphäre allein dadurch unterscheidet, dass die Bewölkung bei der Strahlungstransportberechnung nicht berücksichtigt wird. Aufgrund der Tatsache, dass bei der Bestimmung des CRE aus Satellitendaten $SW_{TOA,clr}^\uparrow$ nicht zur Verfügung steht, wird dieser Wert Modellen entnommen oder anhand des nächsten wolkenfreien Pixels bestimmt. Hieraus können sich erhebliche Fehler ergeben (Gautier und Landsfeld (1997), Harrison et al. (1990)). Der Wolkenstrahlungseffekt ist daher die Strahlungsenergie, die in der Atmosphäre aufgrund von Wolken absorbiert wird. Aufgrund der Tatsache, dass Wolken im allgemeinen das Reflektionsvermögen und somit die aufwärtsgerichtete Strahlung erhöhen, ist der kurzwellige Wolkenstrahlungseffekt negativ und kühlt das System Erde-Atmosphäre. Der langwellige Wolkenstrahlungseffekt dagegen ist positiv, da Wolken die langwellige Ausstrahlung reduzieren. Im folgenden wird nur der kurzwellige Wolkenstrahlungseffekt betrachtet.

Aus den ECHAM Datensätzen kann der Wolkenstrahlungseffekt direkt nach Gleichung 5.2 bestimmt werden, da ECHAM auch für bewölkte Gitterzellen den Strahlungsfluss der unbewölkten Atmosphäre zur Verfügung stellt. Die SP bestimmt keine Strahlungsflüsse sondern nur die optischen Eigenschaften der Atmosphäre. Der Wolkenstrahlungseffekt wird daher wie folgt bestimmt:

$$CRE_S = |SW_{TOA,clr}^\uparrow| - \underbrace{(|SW_{TOA}^\downarrow| \cdot r_S + |SW_{Boden}^\uparrow| \cdot t_S)}_{SW_{TOA,tot}^\uparrow}. \quad (5.3)$$

¹In der Literatur oftmals nicht ganz richtig als Wolkenstrahlungsantrieb (engl.: *cloud radiative forcing*, CRF) bezeichnet

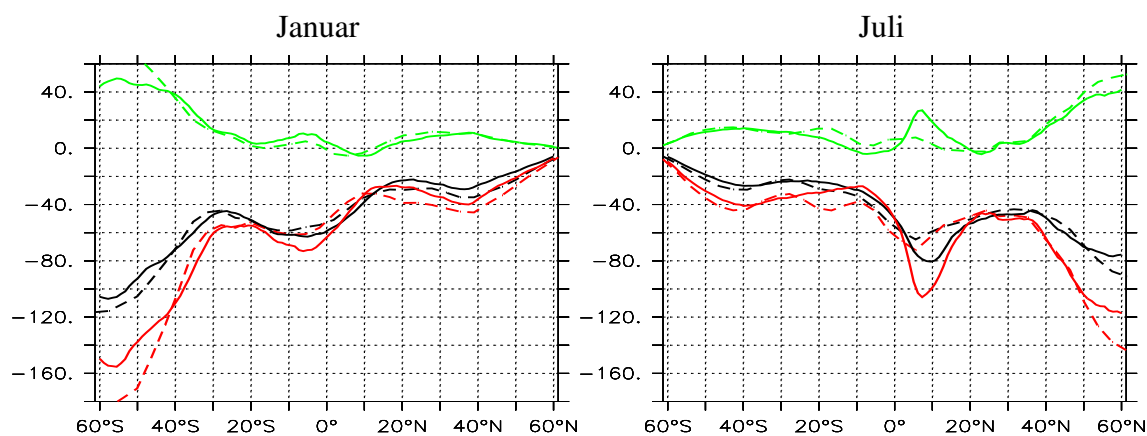


Abbildung 5.14: Zonal gemittelter Wolkenstrahlungseffekt CRE_S (schwarz), CRE_E (rot) und $CRE_S - CRE_E$ (grün) aus T106L31 (durchgezogene Linien) und T31L19t40 (gestrichelte Linien) im Januar (links) und Juli (rechts)

Dabei beschreibt der zweite Term in Gleichung 5.3 die in der Atmosphäre aufgrund der Bewölkung reflektierte Strahlung; der dritte Term beschreibt den Anteil der vom Boden reflektierten Strahlung. Der dritte Term muss berücksichtigt werden, da $SW_{TOA,tot}^\uparrow$ in Gleichung 5.2 sowohl den in der Atmosphäre reflektierten Anteil als auch den am Boden reflektierten Anteil der kurzwelligeren Strahlung enthält.

In Abbildung 5.14 ist der zonal gemittelte Wolkenstrahlungseffekt nach Gleichung 5.2 und 5.3 sowie die Differenz $CRE_S - CRE_E$ im Januar bzw. Juli dargestellt. Die zonale Struktur des CRE folgt dabei überwiegend der zonalen Verteilung der Bewölkung mit betragsmäßig höheren Werten in den mittleren Breiten und im Bereich der ITCZ.

Sowohl der aus ECHAM5 bestimmte CRE als auch der anhand der SP bestimmte Wolkenstrahlungseffekt zeigen keine systematische Unterschiede zwischen den betrachteten Auflösungen von ECHAM. Wie bereits in Abschnitt 4.1 angedeutet, zeigt dies erneut, dass die SP unabhängig von der verwendeten Auflösung von ECHAM5 eingesetzt werden kann.

Die Abweichungen $CRE_S - CRE_E$ (grüne Linien in Abbildung 5.14) sind überwiegend positiv, d.h. $CRE_S - CRE_E > 0$. Dies bedeutet, dass die SP einen vom Betrage her geringeren Wolkenstrahlungseffekt als ECHAM5 simuliert (da $CRE_S < 0$ und $CRE_E < 0$ ist $CRE_S - CRE_E > 0$ falls $|CRE_S| < |CRE_E|$). Erwartungsgemäß findet man in den Abweichungen im Reflektionsvermögen $r_S - r_E$ und $CRE_S - CRE_E$ ähnliche Muster. Eine deutlich geringere atmosphärische Albedo in der SP wie sie im südhemisphärischen Sommer über dem südlichen Ozean zu finden ist (siehe Abbildung 5.9) bedeutet eine größere Menge reflektierte kurzwellige Strahlung. Dies führt zu einem vom Betrage her deutlich geringeren CRE in der SP im Vergleich zu ECHAM5 über dem südlichen Ozean.

Chen und Roeckner (1996) sowie Bäuml (2002) vergleichen den aus ECHAM4 bzw.

ECHAM5 bestimmten Wolkenstrahlungseffekt mit dem ERBE-Datensatz und können zeigen, dass in beiden Modellversionen ein von Betrag her zu hoher Wolkenstrahlungseffekt im zonalen Mittel in ECHAM5 bestimmt wird (siehe z.B. Abbildung 5.16 in Bäuml (2002)). Während Bäuml (2002) die Differenzen auf falsche Wolkencharakteristiken und nicht auf unberücksichtigte Inhomogenität zurückführt, führen Chen und Roeckner (1996) die Differenzen auf die mangelnde Berücksichtigung der Wolkenvariabilität zurück. Chen und Roeckner (1996) begründen ihre Schlussfolgerung anhand der Untersuchung der Verteilungen von TWP und N. Aufgrund der Tatsache, dass der CRE in der SP auf fast allen Breitenkreisen geringer ist und damit die betragsmäßige Überschätzung des CRE in ECHAM5 im Vergleich zum ERBE-Datensatz reduziert, unterstützt die SP die Aussage von Chen und Roeckner (1996), da die SP den atmosphärischen Strahlungstransport unter Berücksichtigung von 3D-Effekten parametrisiert.

Im globalen Mittel stimmt die SP besonders gut mit dem ERBE-Datensatz überein. Während der global gemittelte CRE in ECHAM5 -55 W/m^2 (T106L31) bzw. -57 W/m^2 (T31L19t40) beträgt, bestimmt die SP den global gemittelten CRE zu -45 W/m^2 (T106L31) bzw. -46 W/m^2 (T31L19t40). Damit ergibt sich eine sehr gute Übereinstimmung dem ERBE-Datensatz (-48 W/m^2 , Bäuml (2002)). Zusammenfassend zeigt sich, dass sich bei Anwendung der SP ein vom Betrage her geringerer Wolkenstrahlungseffekt als in ECHAM5 ergibt. Insbesondere ergibt sich eine sehr gute Übereinstimmung mit dem global gemittelten CRE aus dem ERBE-Datensatz.

5.4 Globale Mittelwerte der optischen Eigenschaften der Atmosphäre

Der Vergleich der Strahlungsflüsse aus ECHAM und der SP in obigen Abschnitten zeigt, dass sich lokal sowie im saisonalen Mittel teilweise deutliche Abweichungen ergeben. In Klimamodellen ist es jedoch wichtig, dass die globale Energiebilanz geschlossen ist um ein stabiles Klima modellieren zu können. Aufgrund der Tatsache, dass ECHAM daraufhin optimiert wurde, ein stabiles Klima zu modellieren, sollte die global gemittelte Albedo, Transmission und Absorption der Atmosphäre aus der SP nicht zu stark von den entsprechenden Größen aus ECHAM5 abweichen.

Tabelle 5.1 listet die global und über ein Jahr gemittelte Albedo, Transmission und Absorption für verschiedene Konfigurationen der SP und der entsprechenden unter gleichen Voraussetzungen bestimmten Größen aus ECHAM auf. Die ersten beiden Spalten in Tabelle 5.1 zeigen die global gemittelten Größen der unkorrigierten Parametrisierung. Wie schon in Abschnitt 4.3 anhand von Momentaufnahmen und saisonalen Mittelwerten gezeigt, ergeben sich große Abweichungen von den Referenzwerten aus ECHAM. Es ist

| | | SP | SP200 | KP | KP200 | KP-60S:60N | KP200-60S:60 |
|---|-------------------|--------|--------|--------|--------|------------|--------------|
| 1 | r_S | 0.2146 | 0.1785 | 0.3112 | 0.2362 | 0.2834 | 0.2362 |
| 2 | r_E | 0.3417 | 0.2645 | 0.3417 | 0.2645 | 0.3201 | 0.2495 |
| 3 | t_S | 0.3634 | 0.4209 | 0.4418 | 0.5195 | 0.4614 | 0.5317 |
| 4 | t_E | 0.4431 | 0.5390 | 0.4431 | 0.5390 | 0.4561 | 0.5458 |
| 5 | a_S | 0.4316 | 0.4080 | 0.2477 | 0.2246 | 0.2550 | 0.2321 |
| 6 | a_E | 0.2152 | 0.1964 | 0.2152 | 0.1964 | 0.2238 | 0.2047 |
| 7 | $r_S + t_S + a_S$ | 1.0096 | 1.0074 | 1.0007 | 1.0005 | 0.9998 | 1.0000 |
| 8 | $r_E + t_E + a_E$ | 1.0000 | 0.9999 | 1.0000 | 0.9999 | 1.0000 | 1.0000 |

Tabelle 5.1: Global und über ein Jahr gemittelte atmosphärische Albedo, Transmission und Absorption sowie deren Summe aus T31L19t40; SP = unkorrigierte Parametrisierung nach Gleichung 3.8; SP200 = wie SP aber Beschränkung auf $TWP < 200 \text{ g/m}^2$; KP = korrigierte Parametrisierung nach Gleichung 5.1; KP200 = wie KP aber Beschränkung auf $TWP < 200 \text{ g/m}^2$; KP60S:60N = wie KP aber Beschränkung auf $60^\circ \text{ S bis } 60^\circ \text{ N}$; KP200-60S:60 = wie KP200 aber Beschränkung auf $60^\circ \text{ S bis } 60^\circ \text{ N}$.

daher nicht überraschend, dass auch im globalen Mittel deutliche Unterschiede auftreten.

In Spalte 3 - 6 sind die genannten Größen für verschiedene Konfigurationen und Regionen für die korrigierte Version der Parametrisierung aufgelistet. Die zusätzliche Berechnung für das Gebiet zwischen 60° S und 60° N wurde durchgeführt, da zum einen Wolken über den Polarregionen schlecht in ECHAM repräsentiert werden (K. Schepanski, pers. Mitteilung) und zum anderen beispielsweise ERBE nur für Regionen zwischen ca. 60° S und 60° N verwertbare Ergebnisse liefert. Die Beschränkung auf Gitterpunkte mit $TWP < 200 \text{ g/m}^2$ wurde aus in Kapitel 4 bereits mehrfach genannten Gründen durchgeführt. In allen vier Konfigurationen der korrigierten Parametrisierung (Spalte 3 - 6) bestimmt die Parametrisierung eine geringere globale atmosphärische Albedo, ein geringfügig niedrigeres Transmissionsvermögen sowie eine höhere atmosphärische Absorption als ECHAM5. Der Vergleich der Differenzen in den einzelnen Parametern für die Fälle, in denen die Beschränkung auf $TWP < 200 \text{ g/m}^2$ implementiert wurde, mit den „unbeschränkten“ Fällen zeigt, dass trotz der in den beiden vorangegangenen Abschnitten gezeigten fragwürdigen Ergebnissen der Parametrisierung für hohe TWP dies im globalen Mittel kaum ins Gewicht fällt.

Insgesamt sind die Abweichungen $(r_S - r_E)_{global}$, $(a_S - a_E)_{global}$ und $(t_S - t_E)_{global}$ sehr gering. Die Parametrisierung ist daher im globalen Mittel stabil, obwohl der Datensatz, anhand dessen die Parametrisierung erstellt wurde nur aus einer sehr geringen Anzahl Wolkenrealisationen bestand und aus diesem Grund nicht repräsentativ für alle Wolkenregime der Atmosphäre ist.

Betrachtet man die Differenz $(a_S - a_E)_{global}$ beispielsweise in der Konfigura-

tion KP (siehe Tabelle 5.1) so erhöht die SP die globale Absorption um $(a_S - a_E)_{global} \cdot \overline{S_\odot} = (0,2321 - 0,2047) \cdot 342 \text{ W/m}^2 = 9,4 \text{ W/m}^2$ (siehe auch Abbildung 5.15 im folgenden Abschnitt). Dies bestätigt die von Cess et al. (1995) gefundenen Ergebnisse wonach Klimamodelle die atmosphärische Absorption unterschätzen, liegt aber gleichzeitig deutlich unter dem von Cess et al. (1995) angegebenen Wert von ca. 25 W/m^2 . Zum Vergleich: Der Wert für den Strahlungsantrieb durch die erhöhte CO_2 Konzentration der Atmosphäre von der vorindustriellen Zeit bis zum Jahre 1992 wird mit etwa $1,6 \text{ W/m}^2$ (Houghton et al. (1996)) angegeben und im Anfang 2007 erscheinenden IPCC-Bericht mit etwa $2,6$ bis $3,2 \text{ W/m}^2$ veranschlagt.

Motiviert durch die insbesondere in der korrigierten SP auftretenden geringen Abweichungen im globalen und zeitlichen Mittel wird im nächsten Abschnitt eine globale SW-Strahlungsbilanz erstellt. Daran soll unter anderem überprüft werden, ob sich die SP zur Erstellung globaler Strahlungsbilanzen eignet.

5.5 Globale Strahlungsbilanz

Aufbauend auf den Analysen der global und zeitlich gemittelten optischen Eigenschaften der Atmosphäre soll in diesem Abschnitt eine globale SW-Energiebilanz anhand von ECHAM5 und der SP im Stile von Kiehl und Trenberth (1997) erstellt werden.

Kiehl und Trenberth (1997) (im folgenden K&T) nutzen verschiedene Datenquellen zur Bestimmung des globalen Energie- und Strahlungshaushaltes und vergleichen diesen mit einer Reihe von in der Vergangenheit durchgeführten Studien. Dieser umfangreiche Vergleich zeigt, dass es nach wie vor eine große Unsicherheit in der Bestimmung der absorbierten Strahlung gibt. Je nach Studie liegt der Wert für die in der Atmosphäre absorbierte solare Strahlung zwischen 65 W/m^2 (Paltridge und Platt (1976)) und 89 W/m^2 (Liou (1992)).

Abbildung 5.15 zeigt die global über ein Jahr gemittelte SW Strahlungsflüsse bestimmt nach der korrigierten Parametrisierung, die entsprechende Werte aus ECHAM5 sowie die von K&T bestimmten Werte in W/m^2 . Die im folgenden im Text angeführten Nummern beziehen sich auf die entsprechenden Elemente in Abbildung 5.15. Die Mittelwerte der Strahlungsflüsse nach der SP werden bestimmt, indem $X_l(i, j, t) \cdot SW_{TOA}^\downarrow$ (X_l steht hierbei für die gemäß der SP bestimmten Absorption, Albedo oder Transmission) für jeden Gitterpunkt berechnet und anschließend die globalen und zeitlichen Mittel gebildet werden. Die gestrichelten Pfeile im Zusammenhang mit der aufwärtsgerichteten Strahlung in Abbildung 5.15 verdeutlichen, dass bei den Berechnungen im Rahmen dieser Arbeit die Bewölkung bei der aufwärtsgerichteten Strahlung berücksichtigt wurde während eine Berücksichtigung der Bewölkung im genannten Fall in der Arbeit von K&T nicht ersichtlich ist. Es ist vielmehr zu vermuten, dass K&T die Reduktion der aufwärtsgerichteten

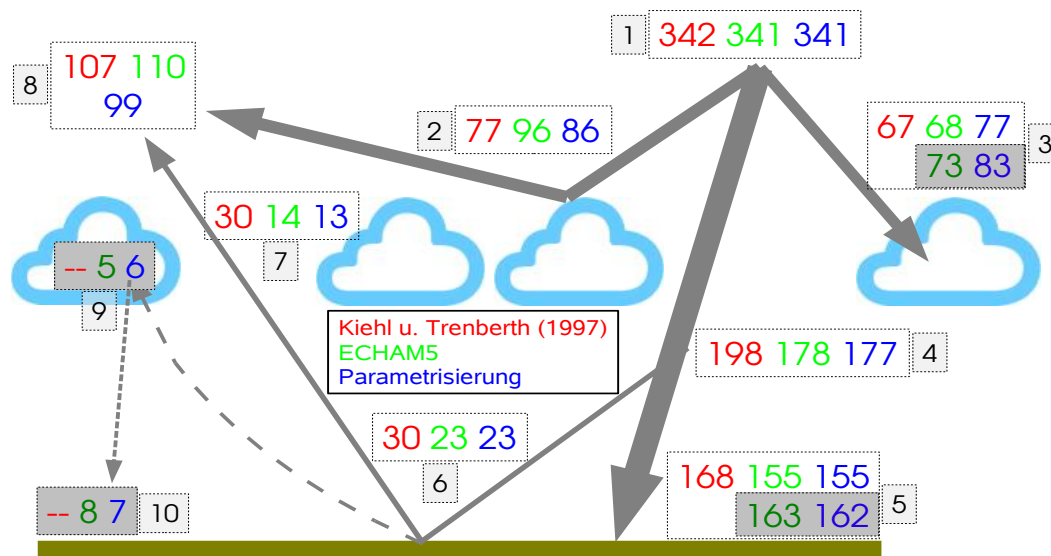


Abbildung 5.15: SW Strahlungsbilanz der Atmosphäre von Kiehl und Trenberth (1997) (rot), ECHAM5 (grün) und SP (blau) in W/m^2 . (1) = einfallende Solarstrahlung, (2) = reflektierte Solarstrahlung in der Atmosphäre, (3) = absorbierte Solarstrahlung, (4) = transmittierte Solarstrahlung, (5) = absorbierte Solarstrahlung am Boden, (6) = reflektierte Solarstrahlung am Boden, (7) = aufwärtsgerichtete SW-Strahlung, (8) = Gesamtmenge an reflektierter Solarstrahlung, (9) = absorbierter Anteil von (7), (10) = in der Atmosphäre reflektierter Anteil von (7).

Strahlung durch Absorption und Reflektion bereits in die abwärtsgerichtete Strahlung mit haben einfließen lassen. Zur Diskussion der sich hieraus ergebenden Unterschiede in der Strahlungsbilanz sind zusätzlich grau hinterlegte Werte angegeben, auf die später näher eingegangen wird.

Die Unterschiede der Einstrahlung am Oberrand der Atmosphäre (1) zwischen Modell und den Analysen von K&T betragen weniger als $1 W/m^2$ und sind daher zu vernachlässigen. Während K&T und ECHAM5 in den absorbierten Strahlungsflüssen der direkt einfallenden Solarstrahlung (3) gut übereinstimmen, ergibt sich aus der SP eine um ca. $10 W/m^2$ erhöhte Absorption solarer Strahlung. Aufgrund der Tatsache, dass die korrigierte Version der Parametrisierung die identische wolkenlose Atmosphäre wie ECHAM benutzt, ist die erhöhte Absorption allein auf die unterschiedliche Behandlung der Wolken zurückzuführen. Die höhere Absorption solarer Strahlung in der SP unterstützt daher die Ergebnisse der Studie von Cess et al. (1995) wonach die atmosphärische Absorption in Modellen unterschätzt wird. Die erhöhte Absorption in der SP in Bezug auf das Modell wird im Wesentlichen durch eine geringere global gemittelte atmosphärische Reflektion

(2) in der SP im Vergleich zur von ECHAM5 bestimmten Reflektion ausgeglichen.

Die atmosphärische Reflektion in der SP ist im Vergleich zur modellbestimmten Reflektion um ca. 10 W/m^2 geringer und damit in Übereinstimmung mit anderen Arbeiten (Scheirer und Macke (2001)), die zu dem Ergebnis kommen, dass die PPHOM Annahme in Klimamodellen eine zu hohe atmosphärische Reflektion bestimmt. Gleichzeitig ist die atmosphärische Reflektion im Vergleich zu K&T sowohl in der SP als auch in ECHAM5 erhöht.

Der Vergleich der atmosphärischen Reflektion zwischen K&T und ECHAM5 bzw. der SP gestaltet sich insofern schwierig, weil aus der Arbeit von K&T nicht eindeutig hervorgeht, wie die aufwärtsgerichtete SW Strahlung durch die Atmosphäre beeinflusst wird. Die Bestimmung der aufwärtsgerichteten kurzwelligigen Strahlung erfolgt anhand der SP sowie aus den ECHAM5-Daten aus der am Boden reflektierten SW Strahlung gewichtet mit dem Transmissionsvermögen der Atmosphäre: $|SW_{Boden}^{\uparrow}| \cdot t_E$. Vernachlässigt man die Beeinflussung der aufwärtsgerichteten Strahlung durch die Bewölkung, so ergibt sich in ECHAM5 die in der Atmosphäre reflektierte Strahlung zu 89 W/m^2 (anstelle vorher 96 W/m^2). Die Reduktion ergibt sich daraus, dass sich gemäß Gleichung 4.2 die atmosphärische Albedo in ECHAM5 als Differenz der gesamten reflektierten Strahlung minus der am Boden reflektierten Strahlung ergibt: $r_E = |SW_{TOA}^{\uparrow}| - |SW_{Boden}^{\uparrow}| \cdot t_E$.

Die planetare Albedo unterscheidet sich in ECHAM5 und K&T nur um 3 W/m^2 . Die Parametrisierung bestimmt die Gesamtmenge an reflektierter Strahlung zu 99 W/m^2 , falls die aufwärtsgerichtete kurzwellige Strahlung durch die Bewölkung beeinflusst wird bzw. zu 106 W/m^2 bei Vernachlässigung der Bewölkung bei der Bestimmung der aufwärtsgerichteten Strahlung. In beiden Fällen ist die reflektierte Strahlung geringer als in ECHAM5. Der geringere Anteil an reflektierter Strahlung in der SP wird durch eine erhöhte Absorption ausgeglichen, wodurch dem Erdsystem in der SP insgesamt mehr solare Energie zur Verfügung steht, die durch eine entsprechend erhöhte Ausstrahlung im thermischen Spektralbereich ausgeglichen werden muss.

Entsprechend der geringeren atmosphärischen Absorption und Reflektion ist die transmittierte Strahlung (4) in den Analysen von K&T um ca. 20 W/m^2 höher als in ECHAM5 und der SP. Die Unterschiede in der Nettostrahlungsbilanz am Boden ($SW_{Boden}^{\uparrow\downarrow} = |SW_{Boden}^{\downarrow}| - |SW_{Boden}^{\uparrow}|$, (6)) fallen dagegen geringer aus. Die erhöhte Einstrahlung am Boden (SW_{Boden}^{\downarrow}) bei K&T wird durch eine ebenfalls höhere aufwärtsgerichtete Strahlung am Boden (SW_{Boden}^{\uparrow} , (7)) ausgeglichen. Der Vergleich der $SW_{Boden}^{\uparrow\downarrow}$ mit den von K&T in Tabelle 1 ihrer Arbeit aufgelisteten Studien zeigt, dass sich sowohl die Ergebnisse von K&T als auch die aus ECHAM5 und der SP im Wertebereich der Ergebnisse anderer Studien liegen.

Um abschätzen zu können, inwiefern eine unterschiedliche Behandlung der aufwärtsgerichteten SW Strahlung die globale Energiebilanz beeinflusst, sind in Abbildung 5.15 der absorbierte (9) und reflektierte (10) Anteil der aufwärtsgerichteten SW Strahlung darge-

stellt. Addiert man (9) bzw. (10) zur absorbierten (3) bzw. zur am Boden ankommenden (5) SW Strahlung so ergeben sich die in (3) bzw. (5) grau hinterlegten Zahlenwerte und damit eine Annäherung an die Ergebnisse von K&T.

Insgesamt zeigt sich, dass die Parametrisierung im globalen und zeitlichen Mittel realistische Werte der wichtigen Kenngrößen in der globalen kurzwelligen Strahlungsbilanz bestimmt, obwohl Absorptions-, Transmissions- und Reflektionsvermögen der Atmosphäre unabhängig voneinander parametrisiert werden und lokal teilweise erhebliche Abweichungen auftreten. Im Vergleich zu ECHAM5 bestimmt die SP eine höhere Absorption (3) sowie eine geringere Reflektion (2) solarer Strahlung. Bezüglich der Transmission (4) ergibt sich im globalen Mittel kein Unterschied zwischen ECHAM5 und der SP. Mithilfe der Parametrisierung ist es daher möglich allein aus globalen Verteilungen des TWP und N sowie dem Sonnenstand eine globale SW Strahlungsbilanz zu erstellen.

6 Zeitserien

In der bisherigen Analyse der Ergebnisse der SP lag der Schwerpunkt - abgesehen von einzelnen Momentaufnahmen - in der Analyse saisonaler und globaler Mittelwerte. Anhand von Korrelationen der Abweichungen $t_S - t_E$, $r_S - r_E$ und $a_S - a_E$ mit den Parametern, welche die SP beeinflussen, wurde gezeigt, dass je nach Region unterschiedliche Faktoren die Abweichungen $t_S - t_E$, $r_S - r_E$ und $a_S - a_E$ dominieren. In den folgenden Abschnitten wird anhand der Analyse verschiedener Zeitreihen aus unterschiedlichen Klimazonen näher auf die lokalen Eigenschaften der SP eingegangen. Hierzu werden zwei Regionen ausgewählt, in denen nach der Diskussion in Kapitel 5 die SP keine systematischen Fehler aufweisen sollte.

6.1 westlicher subtropischer Pazifik

Die Region um 20°S , 80°W im westlichen subtropischen Pazifik zeichnet sich durch die häufige Ausbildung niedriger Stratocumulus (Sc) aus. Marine Sc bilden sich in geringen Höhen über den Ozeanen westlich der großen Kontinente aus und sind durch geringen TWP (ca. 100 g/m^2) bei hoher Bedeckung gekennzeichnet und besitzen eine erhebliche horizontale Variabilität (Cahalan et al. (1994)). Cahalan et al. (1994) zeigen anhand eines fraktalen Wolkenmodells, dass selbst bei geschlossener Bewölkung eine starke horizontale Variabilität in den optischen Eigenschaften aufgrund von Schwankungen im LWP auftritt. Insbesondere zeigen Cahalan et al. (1994), dass diese Variabilität bei geschlossener Bewölkung, mittleren optischen Dicken ($\tau \approx 10$) und geringem SZA am höchsten ist. Abbildung 6.1 zeigt hierzu eine Zeitserie, die die zeitliche Entwicklung der für die SP wichtigen Wolkenparameter an einem Modellpunkt bei 20°S und 80°W von Oktober bis Dezember 1980 zeigt. Über den gesamten Zeitraum findet man geringe bis mittlere Werte des TWP ($< 200\text{ g/m}^2$, rote Kurve) bei geschlossener Bewölkung. Trotz der geschlossenen Wolkendecke zeigt der TWP erhebliche Schwankungen im Bereich von 0 - 200 g/m^2 , die aufgrund des konstanten Bedeckungsgrades direkt für die Schwankungen in den optischen Eigenschaften verantwortlich sind. Sowohl ECHAM5 als auch die SP geben die-

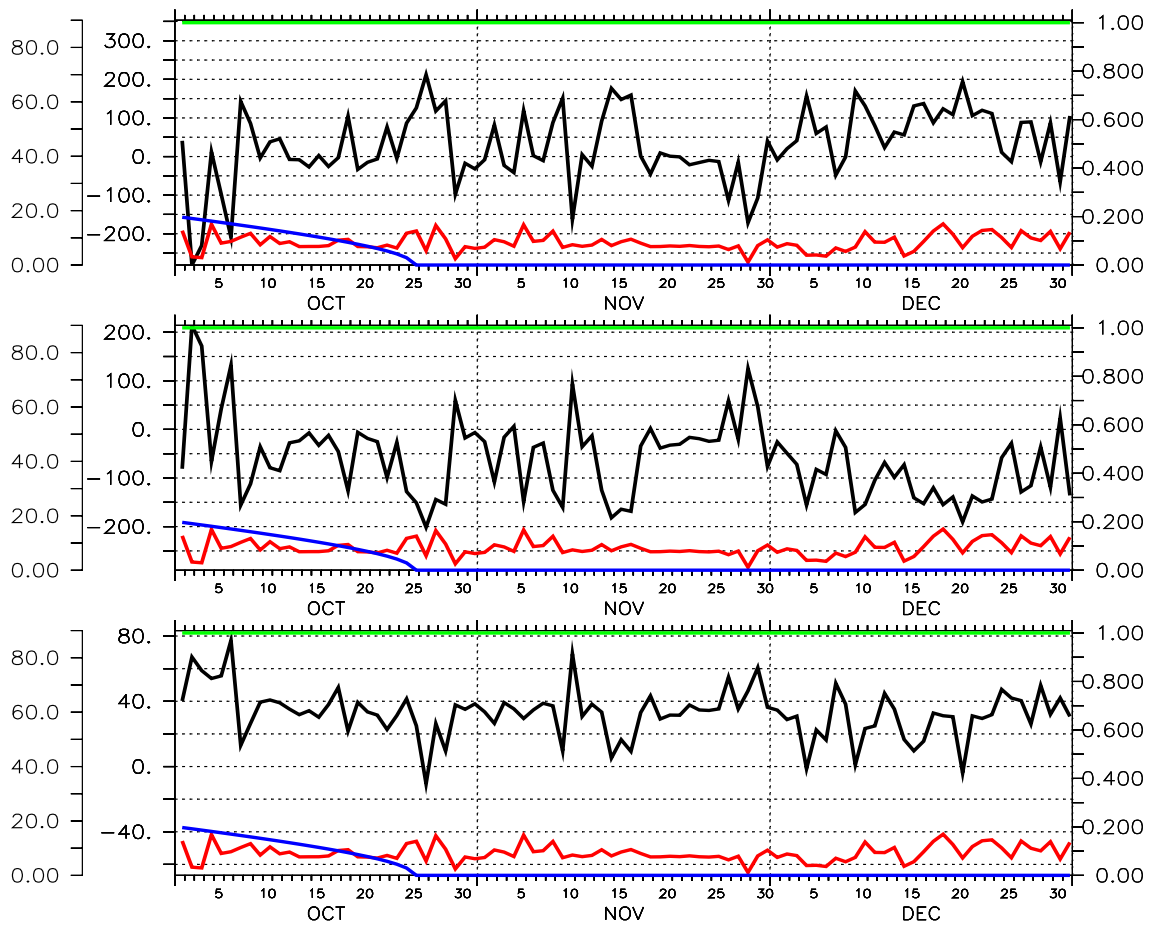


Abbildung 6.1: Zeitserien von $t_S - t_E$ (oben), $r_S - r_E$ (mitte) und $a_S - a_E$ (unten) in W/m^2 von Oktober bis Dezember 1980 (schwarze Linie, linke Achse) bei $20^\circ S$, $80^\circ W$. Zusätzlich sind N (grüne Linie, rechte Achse), TWP (rote Linie, rechte Achse) in kg/m^2 sowie der SZA [$^\circ$] (blaue Linie, linke äußere Achse) abgebildet. Dargestellt ist jeweils ein Wert pro Tag um 18:00 UTC.

se Variabilität wieder, allerdings in unterschiedlicher Art und Weise (Abbildung A.7 im Anhang). Die größten Abweichungen zwischen der SP und ECHAM5 treten in allen optischen Eigenschaften bei geringem TWP auf, wie beispielsweise am 2. Oktober sichtbar. In dieser Situation findet man ein deutlich geringeres Transmissionsvermögen sowie eine deutlich höheres Reflektions- und Absorptionsvermögen in der SP im Vergleich zu ECHAM5. Für Werte des TWP von ca. $100 g/m^2$ ergeben sich nur geringe Abweichungen zwischen SP und ECHAM5, wohingegen für Werte des TWP $> 100 g/m^2$ die Abweichungen zunehmen und die SP im Vergleich zu ECHAM5 ein höheres Transmissionsvermögen sowie eine geringeres Reflektions- und Absorptionsvermögen bestimmt. Es ergeben sich somit selbst bei relativ homogenen (zumindest in Bezug auf die Bedeckung)

Wolken deutliche Unterschiede in den optischen Eigenschaften, obwohl ECHAM5 aufgrund der Wahl der Korrekturfunktion zur Reduktion des PPHOM-Fehlers (Gleichung 3.10) in der hier untersuchten Region mit einer 3D-Effekte berücksichtigenden Parametrisierung übereinstimmen sollte. Die Ergebnisse der SP sollten in dieser Region repräsentativ sein, da sowohl N als auch der TWP sich im Wertebereich des gebietsgemittelten N und TWP der zur Erstellung der SP genutzten GESIMA-Wolkenfelder befinden. Eine mögliche Erklärung für die Übereinstimmung der SP und ECHAM5 für TWP von ca. 100 g/m^2 liegt in der Tatsache begründet, dass die Korrekturfunktion zur Reduktion des PPHOM-Fehlers in ECHAM5 auf Ergebnissen von Cahalan et al. (1994) beruht. Der von Cahalan et al. (1994) abgeleitete Faktor zur Korrektur des PPHOM-Fehlers beruht auf (modellierten) marinen Sc die überwiegend LWP von ca. $70\text{-}100 \text{ g/m}^2$ besitzen. Somit liefert der Korrekturfaktor für diesen Wertebereich des LWP die optimalste Korrektur des PPHOM-Fehlers und damit die beste Übereinstimmung mit einer 3D-Effekte berücksichtigenden Parametrisierung.

Insgesamt ist es jedoch schwer festzustellen, ob ECHAM5 oder die SP die optischen Eigenschaften in dieser Situation „richtiger“ wiedergeben. Um obige Argumentation abzusichern, wäre eine Evaluierung der SP anhand eines Wolkenmodells - z.B. dem fraktalen Modell von Cahalan et al. (1994) - notwendig.

6.2 Mitteleuropa

Abbildung 6.2 zeigt analog zu Abbildung 6.1 eine Zeitserie der Differenzen $t_S - t_E$, $r_S - r_E$ und $a_S - a_E$ sowie der für die SP relevanten atmosphärischen Parameter. Der gewählte Gitterpunkt befindet sich südwestlich von Norwegen über der Nordsee. Aufgrund der Lage in der Westwindzone zeichnet sich dieser Punkt durch häufige Änderung in der Bedeckung sowie durch moderate TWP aus. Ausnahme bilden zwei Tage Ende Mai und Ende Juni mit $\text{TWP} > 400 \text{ g/m}^2$. Wie schon im vorherigen Abschnitt gesehen, bewegen sich die Abweichungen $t_S - t_E$, $r_S - r_E$ und $a_S - a_E$ in realistischen Größenordnungen ($< 250 \text{ W/m}^2$). Dabei wird die Variabilität der Abweichungen stärker vom TWP als vom der Änderung des Bedeckungsgrades beeinflusst. Im Gegensatz zur originalen SP (Kapitel 4) existieren im wolkenlosen Situationen ($\text{TWP} = 0 \text{ g/m}^2$, $N = 0$) erwartungsgemäß keine systematische Abweichungen. Dies ist beispielsweise vom 26. - 28. Juni in allen Parametern der SP zu erkennen.

Die Analyse der hier vorgestellten Zeitreihen zeigt noch einmal, dass, solange man sich in Wertebereichen des TWP bewegt, in denen die SP Gültigkeit hat, die SP optische Eigenschaften der Atmosphäre bestimmt, die durchaus zur kritischen Analyse planparalleler Strahlungstransportberechnungen eingesetzt werden können.

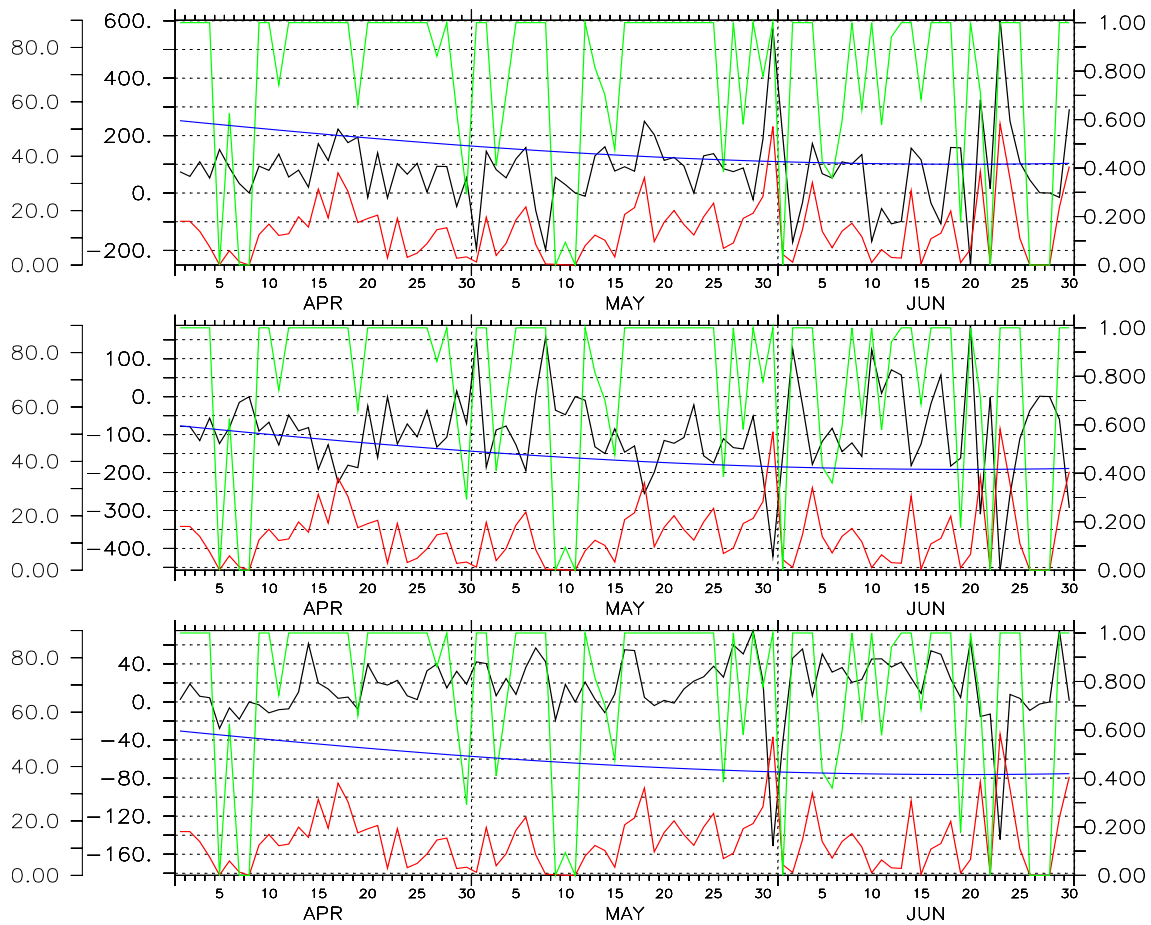


Abbildung 6.2: Zeitserien von $t_S - t_E$ (oben), $r_S - r_E$ (mitte) und $a_S - a_E$ (unten) in W/m^2 von April bis Juni 1980 (schwarze Linie, linke Achse) bei $58^\circ N$, $4^\circ E$. Zusätzlich sind N (grüne Linie, rechte Achse), TWP (rote Linie, rechte Achse) in kg/m^2 sowie der SZA $[\circ]$ (blaue Linie, linke äußere Achse) abgebildet. Dargestellt ist jeweils ein Wert pro Tag um 12:00 UTC.

6.3 Tagesgang

Zur abschließenden Diskussion obiger Zeitreihen ist in Abbildung 6.3 und Abbildung 6.4 der Tagesgang der relativen Differenzen $t_S - t_E$, $r_S - r_E$ und $a_S - a_E$ am 31. März 1980 bzw. 25. November 1980 dargestellt. Es wurde bewusst die relative Darstellung der Differenzen gewählt, da die Darstellung der transmittierten, reflektierten bzw. absorbierten Strahlung in W/m^2 vom Tagesgang der Sonne und damit der zur Verfügung stehende Solarstrahlung beeinflusst wird. Die absoluten Differenzen für die gleichen Tage sind im Anhang abgebildet.

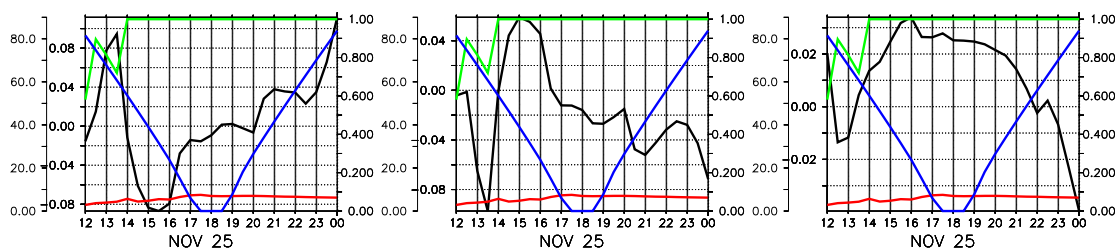


Abbildung 6.3: Tagesgang der relativen Differenzen $t_S - t_E$ (links), $r_S - r_E$ (mitte) und $a_S - a_E$ (rechts) am 25. November 1980 (schwarze Linie, linke Achse) bei 20°S , 80°W aufgetragen gegen die UTC-Zeit. Zusätzlich sind N (grüne Linie, rechte Achse), TWP (rote Linie, rechte Achse) in kg/m^2 sowie der SZA $[\circ]$ (blaue Linie, linke äußere Achse) abgebildet.

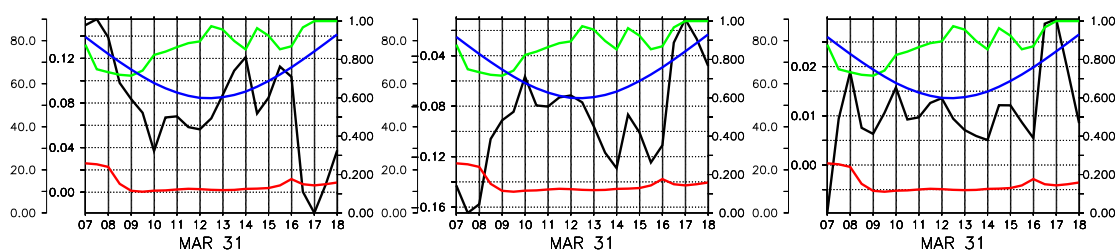


Abbildung 6.4: Tagesgang der relativen Differenzen $t_S - t_E$ (links), $r_S - r_E$ (mitte) und $a_S - a_E$ (rechts) am 31. März 1980 (schwarze Linie, linke Achse) bei 58°N , 4°E aufgetragen gegen die UTC-Zeit. Zusätzlich sind N (grüne Linie, rechte Achse), TWP (rote Linie, rechte Achse) in kg/m^2 sowie der SZA $[\circ]$ (blaue Linie, linke äußere Achse) abgebildet.

Der Zeitpunkt in Abbildung 6.3 zeigt einen Tag mit - den Vormittag ausgenommen - geschlossener Bewölkung bei nahezu konstantem TWP. Hierbei handelt es sich um marinen Sc, wie er üblicherweise westlich der großen Kontinente auftritt (Bäumli (2002), Cahalan et al. (1994)). Generell zeigt sich in allen drei Abbildungen, dass die Abweichungen $t_S - t_E$, $r_S - r_E$ und $a_S - a_E$ im Vergleich zu den in den globalen Darstellungen in Kapitel 5 gezeigten Differenzen relativ gering ausfallen und betragen für alle drei Strahlungsflüsse weniger als 80 W/m^2 (siehe Abbildung A.8 im Anhang). Ursache der geringen Abweichungen ist möglicherweise die Art und Weise der Feinabstimmung („Tuning“) des ECHAM5 Strahlungsmoduls. Wie bei der Beschreibung des ECHAM5-Strahlungsmodells in Abschnitt 3.6.1 dargestellt, wird die optische Dicke in ECHAM5 vor Übergabe an die Strahlungstransportroutine je nach Konfiguration des Modells mit einem konstanten ($\chi = 0.7$) bzw. vom TWP abhängigen Korrekturparameter (Gleichung 3.10) skaliert. Sowohl der konstante als auch der variable Korrekturparameter beruhen auf Ergebnissen von Cahalan et al. (1994). Die Ergebnisse von Cahalan et al. (1994) wieder-

um beruhen auf der Modellierung maritimer Sc. Es ist daher nicht überraschend, dass die ECHAM5-Strahlungstransportroutinen die optischen Eigenschaften für diese Region gut wiedergeben. Die dennoch vorhandenen Differenzen zwischen ECHAM5 und SP in der betrachteten Region sind mit großer Sicherheit auf die in der SP berücksichtigten Effekte dreidimensionaler Strahlungsberechnungen in Verbindung mit der im vorangegangenen Abschnitt erläuterten Ungenauigkeit des Korrekturfaktors zurückzuführen.

Die Abweichungen $t_S - t_E$, $r_S - r_E$ und $a_S - a_E$ sind in den mittleren Breiten (Abbildung 6.4 etwas höher. Während $a_S - a_E$ für alle SZAs relativ gering ausfällt, ergibt sich generell eine höhere atmosphärischen Albedo sowie eine geringere Transmission solarer Strahlung der Atmosphäre durch ECHAM5 am dargestellten Tag. Die Unterschiede betragen bis zu 0,16 (bzw. 90 W/m²). Zu beachten ist, dass aufgrund des flacheren Sonnenstandes in den mittleren Breiten Ende März die solare Einstrahlung deutlich geringer als bei 20°S Ende November ist. Der Vergleich der relativen Differenzen in den optischen Eigenschaften ist daher sinnvoller.

Eine Abhängigkeit der Abweichungen $t_S - t_E$, $r_S - r_E$ und $a_S - a_E$ vom SZAs ist auch in den hier gezeigten Tagesgängen nicht sichtbar.

Die Untersuchung der Zeitserien und Tagesgängen hat gezeigt, dass die SP in den hier ausgewählten Klimaregionen optische Eigenschaften der Atmosphäre bestimmt, deren Abweichungen sich im Vergleich zu ECHAM5 in realistischen Größenordnungen bewegen. Um diese Differenzen bestimmten Wolkeneigenschaften zuzuordnen, sind jedoch weitere Tests der SP notwendig, auf die in der abschließenden Diskussion im nachfolgenden Kapitel näher eingegangen wird.

7 Schlussbetrachtungen und Ausblick

Die hier durchgeführten Untersuchungen sind der erste Versuch, die Anwendbarkeit einer anhand von 3D-Strahlungstransportrechnungen gewonnenen Parametrisierung in Klimamodellen zu untersuchen. Die besondere Eigenschaft der SP ist hierbei, dass sich die in der Atmosphäre reflektierte Strahlung ohne komplizierte Strahlungstransportrechnungen allein aus gebietsgemittelten Wolkenparametern sowie der am Oberrand der Atmosphäre einfallenden Solarstrahlung bestimmen lässt. Überraschenderweise ist die Parametrisierung in sich beinahe exakt konsistent, obwohl Transmission, Albedo und Absorption der Atmosphäre unabhängig voneinander parametrisiert werden; dabei betragen die Abweichungen vom theoretischen Wert $t_S + r_S + a_S = 1$ in allen Fällen weniger als 0,07.

Die Bestimmung des Transmissions-, Reflektions- und Absorptionsvermögens anhand der SP und der Vergleich mit den entsprechenden Größen aus ECHAM5 zeigte, dass die anhand der Originalparametrisierung von Schewski und Macke (2003) bestimmten Strahlungsflüsse sehr große Differenzen zu den aus ECHAM5 bestimmten liefern, die nicht allein auf 3D-Effekte der Bewölkung zurückgeführt werden können, die in der Parametrisierung implizit berücksichtigt werden. Vielmehr konnte gezeigt werden, dass ein Großteil der Abweichungen auf eine fehlerhafte bzw zu einfache Berücksichtigung der wolkenlosen Atmosphäre in der SP zurückzuführen ist. Eine modifizierte Version der SP, die den Strahlungstransport der wolkenlosen Atmosphäre den Datensätzen des Klimamodells entnimmt, zeigte vielversprechende Ergebnisse, aber gleichzeitig in einzelnen Fällen immer noch sehr große Differenzen, die mit großer Sicherheit auf die Tatsache zurückzuführen ist, dass der zur Erstellung der Parametrisierung verwendete Datensatz nicht alle in ECHAM5 auftretenden Wolkentypen berücksichtigt.

Die selbst in der korrigierten Version der SP vorhandenen großen Differenzen zeigen, dass die direkte Anwendung der SP in Klimamodellen zur Korrektur der optischen Dicke bei ETA basierten Strahlungstransportroutinen nicht möglich ist. Die Differenzen, die durch Anwendung der SP entstehen sind zu groß um sie durch eine alleinige Anpassung der optischen Dicke zu berücksichtigen. Insbesondere für bestimmte Wertebereiche der Eingangsgrößen der SP muss diese noch verbessert werden. Hierauf wird noch genauer eingegangen. Auf der anderen Seite zeigen Untersuchungen an wolkenauflösenden Modellen,

dass die hier gefundenen Differenzen zwischen planparallelen Strahlungstransportberechnung und solchen, die die Dreidimensionalität des Strahlungstransports berücksichtigen, durchaus realistisch sein können. Dies zeigt der Vergleich mit den Ergebnissen von Scheirer und Macke (2001) und Bäuml (2002).

Ursache für die gefundenen Abweichungen ist zum einen die Unfähigkeit planparalleler Strahlungstransportmodelle gewisse Wolkenstrahlungswechselwirkungen zu berücksichtigen; dagegen berücksichtigt eine Parametrisierung, die auf der Auswertung von dreidimensionalen Strahlungstransportberechnungen beruht, implizit solche Effekte. Zum anderen sind Klimamodelle daraufhin abgestimmt das energetische Gleichgewicht zu erfüllen und nicht darauf optimiert, detaillierte Wolkeneffekte aufzulösen.

Die Untersuchung zonaler Mittelwerte des Wolkenstrahlungseffektes (CRE) und der globalen SW Strahlungsbilanz machen deutlich, dass die SP in diesen Betrachtungen realistische Ergebnisse liefert und die anhand der SP bestimmten Werte im Wertebereich anderer Studien liegen. Dies zeigt besonders der Vergleich der SW Strahlungsbilanz mit der Studie von Kiehl und Trenberth (1997). Insbesondere stimmt der anhand der SP bestimmte CRE sehr gut mit dem ERBE-Datensatz überein, während ECHAM5 im globalen Mittel um fast 10 W/m^2 von dem aus ERBE-Daten bestimmten CRE abweicht. Sowohl die Betrachtung der Differenzen in den Absorptionseigenschaften sowie des CRE als auch der SW Strahlungsbilanz in der SP legen nahe, dass die Absorption kurzweiliger Strahlung in der Atmosphäre im Modell unterschätzt wird. Dies unterstützt die Ergebnisse unterschiedlicher Studien anhand von Messungen der Strahlung am Oberrand der Atmosphäre und am Boden, die nahelegen, dass die Absorption solarer Strahlung in Modellen zu gering ist. Auch in Bezug auf die atmosphärische Albedo, die von der SP überwiegend niedriger angegeben wird, findet man Übereinstimmungen mit anderen Studien. Beispielsweise findet auch Bäuml (2002) anhand der Betrachtung verschiedener ECHAM5 Datensätze, dass ECHAM5 die Albedo im Vergleich zu der aus ERBE Daten bestimmten Albedo insbesondere in Regionen hoher Bewölkung (ITCZ, mittlere Breiten) überschätzt.

Die ursprüngliche Idee, den festen Korrekturparameter der optischen Dicke im Strahlungstransportmodell von ECHAM5 durch einen flexiblen, anhand der Differenzen zwischen Klimamodell und SP bestimmten Faktor zu ersetzen, konnte aus verschiedenen Gründen nicht umgesetzt werden. Zum einen wurde gezeigt, dass sich lokal sehr große Differenzen ergeben, die nicht mithilfe eines einfachen Korrekturparameters der optischen Dicke ersetzt werden können. Zum anderen stellte sich heraus, dass für eine Reihe von Atmosphärenzuständen die SP noch nicht ausgereift genug ist, als dass die Ergebnisse in einem Modell eingesetzt werden können. Die folgende Übersicht listet diese Situationen zusammen mit Erweiterungsvorschlägen für die SP auf:

- Erweiterung der Parametrisierung auf $\text{TWP} > 200 \text{ g/m}^2$. In ihrer aktuellen Form kann die SP diesen Wertebereich des TWP nicht korrekt berücksichtigen, da in

den Datensätzen, die zur Erstellung der Parametrisierung verwendet wurden die genannten Werte des TWP nur in einer zu geringen Anzahl auftraten.

- Erweiterung der Parametrisierung auf $SZA > 80^\circ$. Um eine Neuberechnung des 3D-Strahlungstransports zu vermeiden, wäre denkbar, den Ergebnissen von L. Klüser (pers. Mitteilung, siehe Abbildung 5.1 in Kapitel 5) folgend für einen SZA von 90° eine Albedo von 1 und entsprechend $T = 0$ und $A = 0$ anzunehmen und eine nichtlineare Interpolation entsprechend den genannten Annahmen durchzuführen.
- ECHAM5 bietet die Möglichkeit zur Unterscheidung zwischen konvektiver und stratiformer Bewölkung. Aufgrund der Tatsache, dass konvektive Bewölkung im allgemeinen stärkere horizontale und vertikale Inhomogenitäten aufweist, ist es eventuell sinnvoll diese Unterscheidungsmöglichkeit in einer zukünftigen Parametrisierung zu berücksichtigen indem konvektive und stratiforme Bewölkung getrennt parametrisiert werden.
- Größere Anzahl von Wolkensimulationen und insbesondere Verwendung von Atmosphärenzuständen unterschiedlicher Klimaregionen in GESIMA zu Erstellung der Parametrisierung.
- korrekte Berücksichtigung der Bodenalbedo.

An dieser Stelle soll erneut betont werden, dass die hier angewandte Parametrisierung bisher an keinem anderen Modell evaluiert wurde. Neben der Verbesserung in Bezug auf die in dieser Arbeit gefundenen Schwächen der Parametrisierung, sollte im Rahmen einer möglichen Weiterentwicklung auch eine Evaluierung anhand eines weiteren wolkenauflösenden, 3D Strahlungstransportberechnungen zulassenden Modell erfolgen. Dadurch kann zunächst festgestellt werden, wie gut die nichtlineare Regression nach Gleichung 5.1 die Dreidimensionalität des Strahlungstransport in der Atmosphäre wirklich parametrisiert.

Alle bisher genannten Möglichkeiten zur Verbesserung der Parametrisierung beruhen darauf, dass die Parametrisierung weiterhin auf die gesamte Atmosphärensäule angewendet wird, da vertikal integrierte Größen wie TWP verwendet werden. Eine Parametrisierung, die in der Lage ist, den Strahlungstransport in den einzelnen Schichten zu bestimmen, würde den Anwendungsbereich deutlich erweitern. Eine solche Parametrisierung böte die Möglichkeit, nach entsprechender Validierung, den Strahlungstransport in den einzelnen Schichten in den eindimensionalen Strahlungstransport-routinen der Klimamodelle zu korrigieren.

Das Grundproblem, dass dreidimensionale Wolkenstrukturen im Klimamodell, schlichtweg nicht aufgelöst werden können, kann auch mit jeder noch so guten Parametrisierung nicht gelöst werden; ausgenommen hiervon ist die von Randall et al. (2003) erstmals

erprobte (und zur Zeit viel zu rechenintensive) „Superparameterisierung“, die mithilfe eines eingebetteten 2D-Wolkenmodells die Subgittervariabilität an jedem Gitterpunkt des Klimamodells bestimmt. Durch eine Parametrisierung wie die hier vorgestellte kann einzig und allein die in den gebietsgemittelten Größen „versteckte“ Information über die dreidimensionale Struktur der Bewölkung in ein Modell eingebracht werden. Wie realistisch diese Überlegung ist lässt sich anhand der Daten des Klimamodells nicht verifizieren, da ein Modell den Strahlungstransport nicht dreidimensional berechnet und die Subgittervariabilität selbst nur über Parametrisierungen der entsprechenden Prozesse oder statistische Verteilungen berücksichtigt. Zukünftige Messungen der Wolkenstrukturen und damit verbundener exakter Strahlungsbilanzen - zur Zeit technisch nicht möglich - könnten dagegen Aufschluss über die Güte der hier verwendeten 3D-Parametrisierung liefern.

A Anhang

A.1 Ergänzende Abbildungen zu Kapitel 5

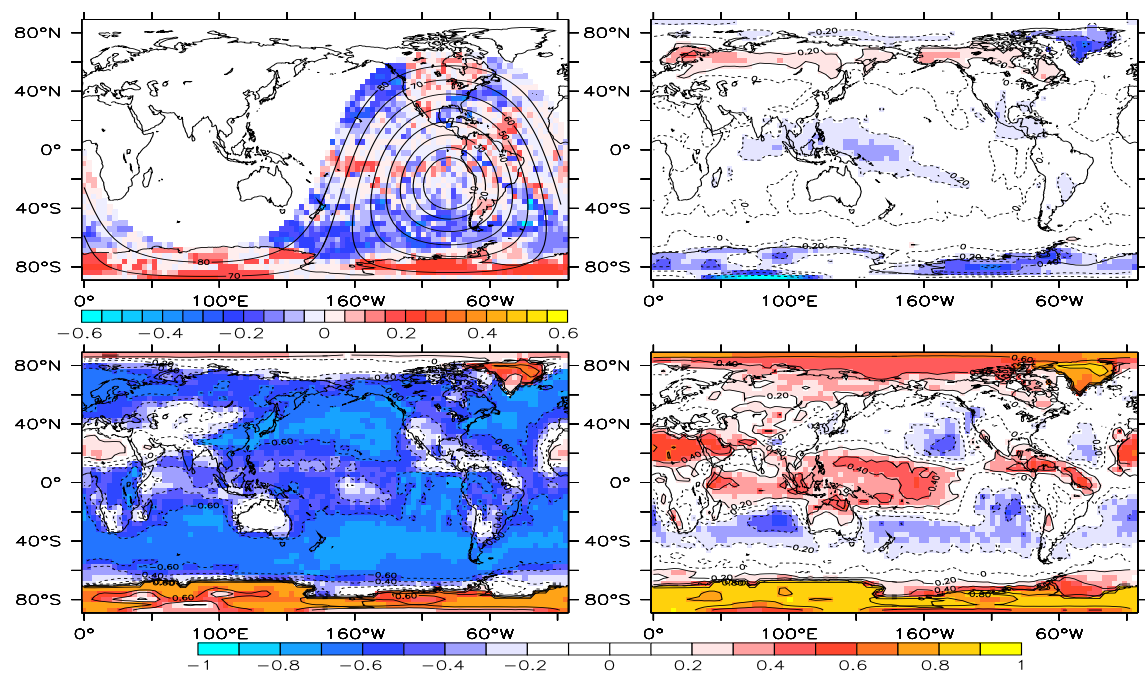


Abbildung A.1: $r_S - r_E$ am 03.01.1980 18:40 Uhr im Januar (oben links) sowie Korrelation $r_S - r_E$ mit SZA (oben rechts), mit TWP (unten links) und N (unten rechts)

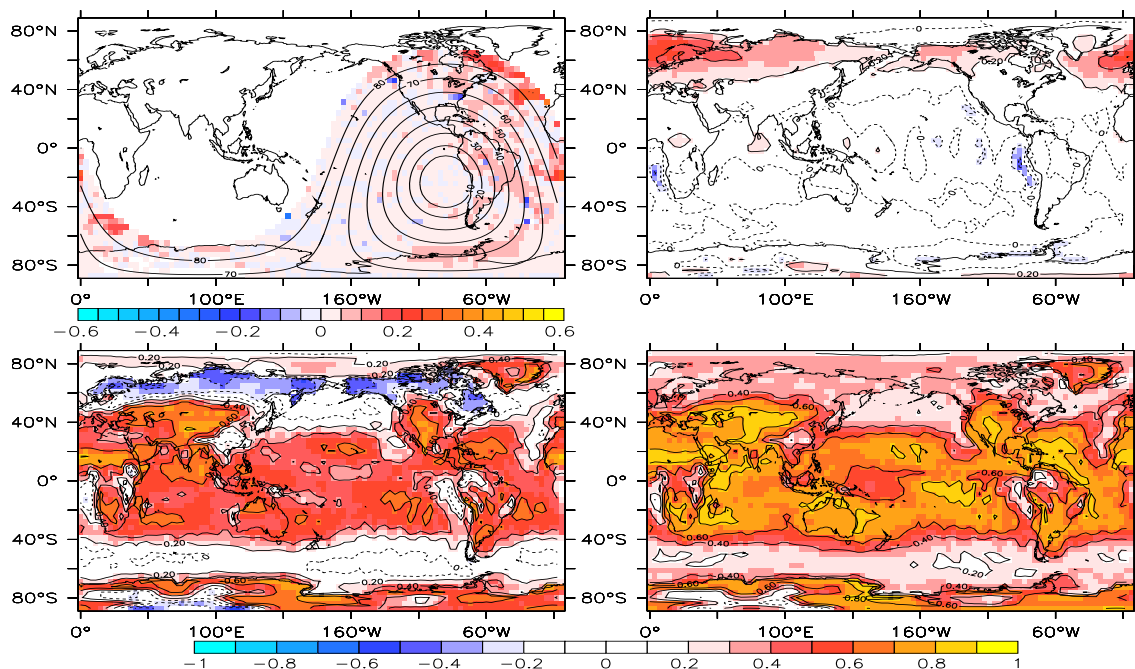


Abbildung A.2: $a_S - a_E$ am 03.01.1980 18:40 Uhr (oben links) sowie Korrelation $a_S - a_E$ mit SZA (oben rechts), mit TWP (unten links) und N (unten rechts)

Die folgenden Abbildungen stellen die relativen Differenzen der optischen Eigenschaften zu den Abbildungen 5.4, 5.6, 5.9 und 5.11 dar.

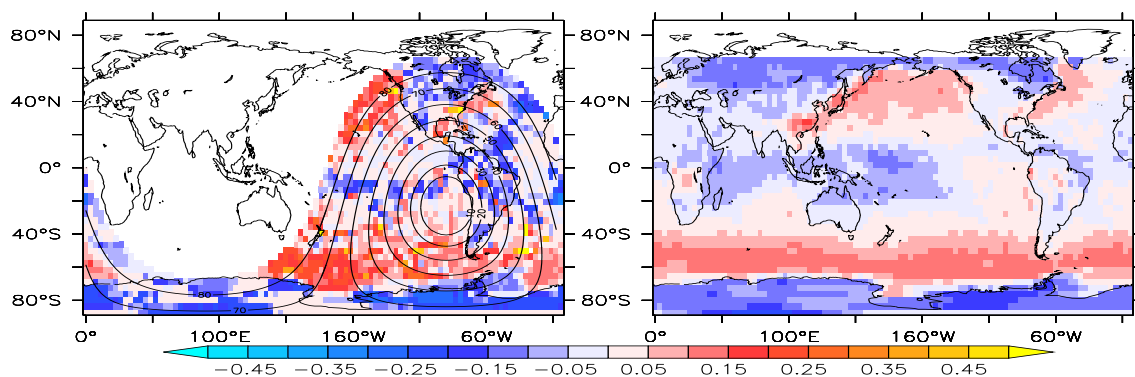


Abbildung A.3: relative Differenzen $t_S - t_E$ zwischen Parametrisierung und ECHAM5 am 03.01.1980 18:40 Uhr (links) bzw. im DJF-Mittel (rechts).

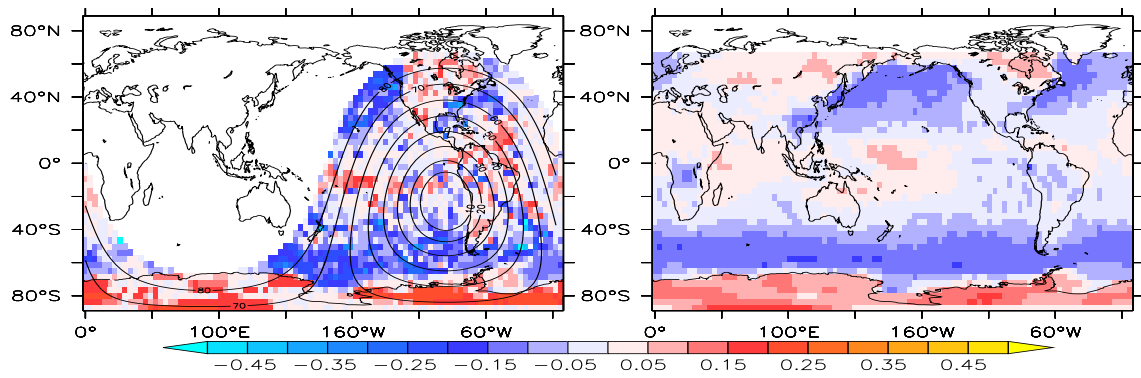


Abbildung A.4: wie Abbildung A.3 nur für $r_S - r_E$.

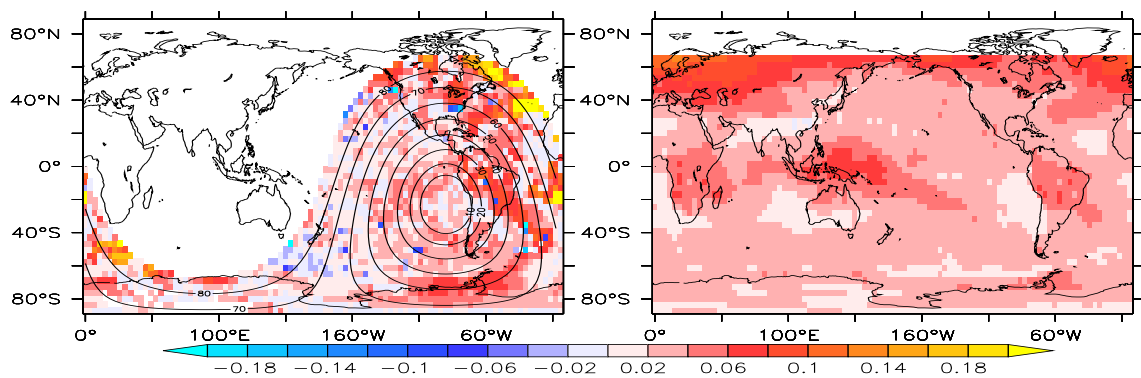


Abbildung A.5: wie Abbildung A.3 nur für $a_S - a_E$.

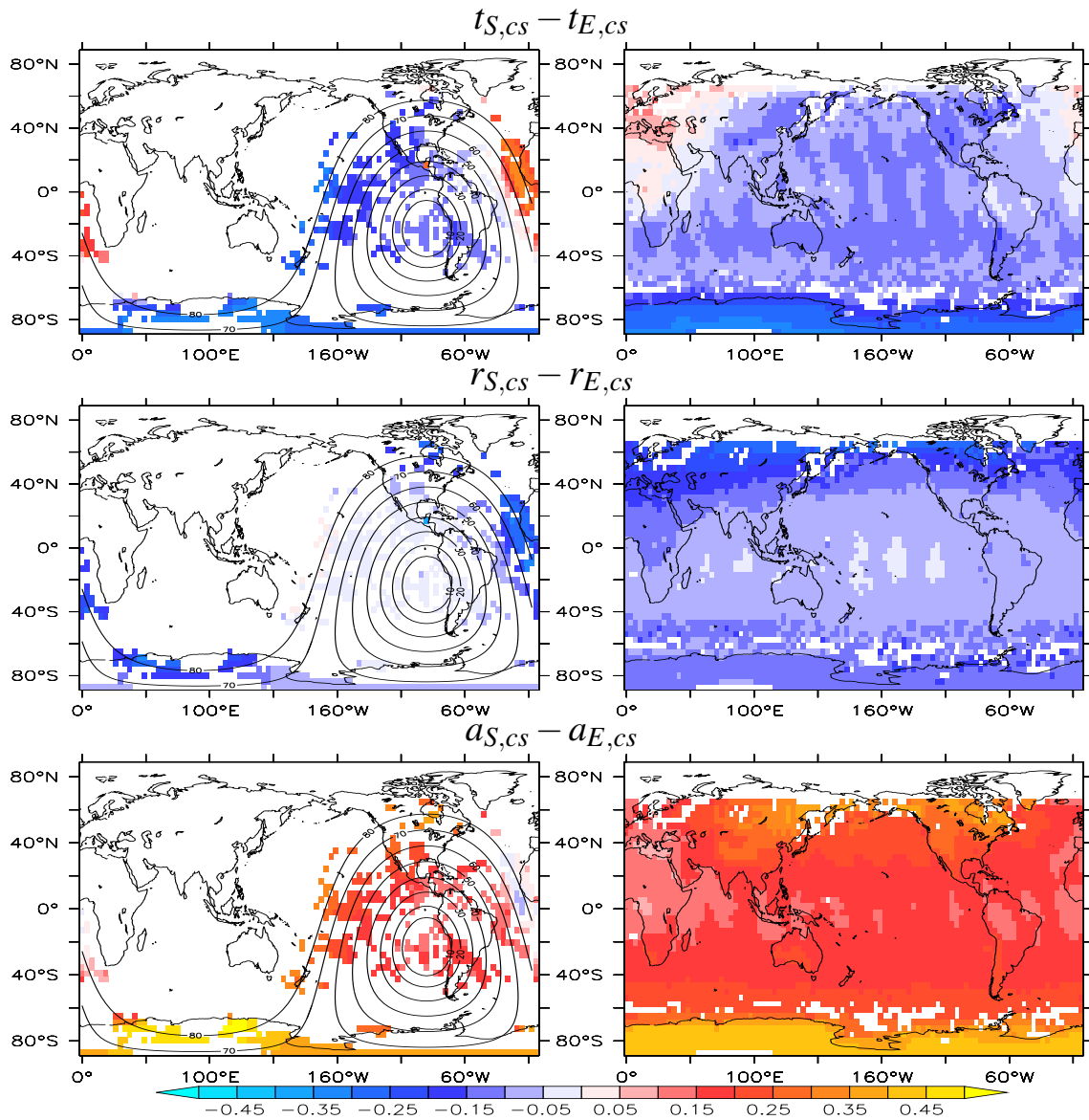


Abbildung A.6: relative Differenzen $t_{S,cs} - t_{E,cs}$ (oben), $r_{S,cs} - r_{E,cs}$ (mitte), $a_{S,cs} - a_{E,cs}$ (unten) am 03.01.1980 18:40 Uhr (links) bzw. im DJF-Mittel (rechts). Berücksichtigt wurden ausschließlich Gitterpunkte mit $N < 0,1$ oder $SZA < 80^\circ$. Regionen mit $N > 0,1$ oder $SZA > 80^\circ$ sind in weiss dargestellt. In den linken Abbildungen ist der SZA zum gleichen Zeitpunkt überlagert.

A.2 Ergänzende Abbildungen zu Kapitel 6

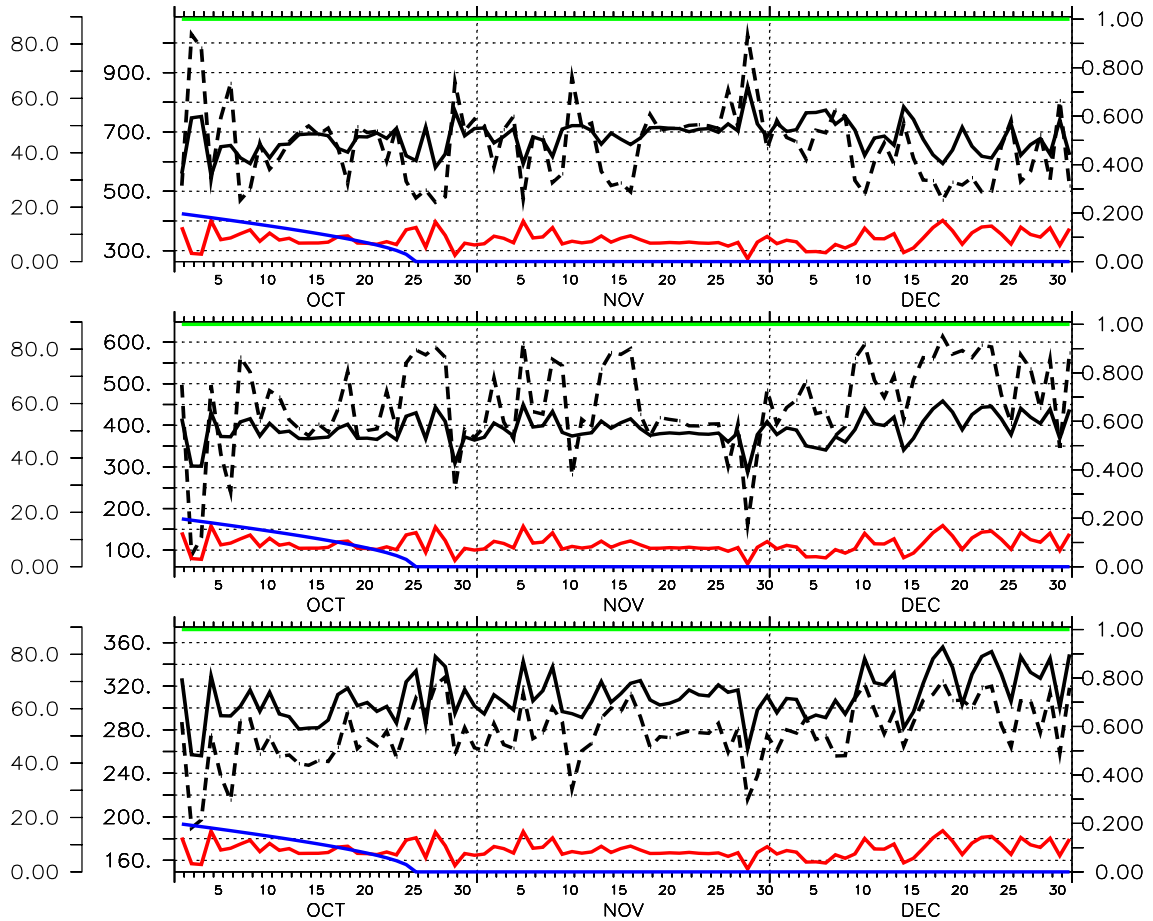


Abbildung A.7: von oben nach unten: Zeitserien von t_E (schwarz gestrichelt), t_S (schwarz durchgezogen), r_E (schwarz gestrichelt), r_S (schwarz durchgezogen) und a_E (schwarz gestrichelt), a_S (schwarz durchgezogen) in W/m^2 von Oktober bis Dezember 1980 (schwarze Linie, linke Achse) bei 20°S , 80°W . Zusätzlich sind N (grüne Linie, rechte Achse), TWP (rote Linie, rechte Achse) in kg/m^2 sowie der SZA $[\circ]$ (blaue Linie, linke äußere Achse) abgebildet. Dargestellt ist jeweils ein Wert pro Tag um 18:00 UTC

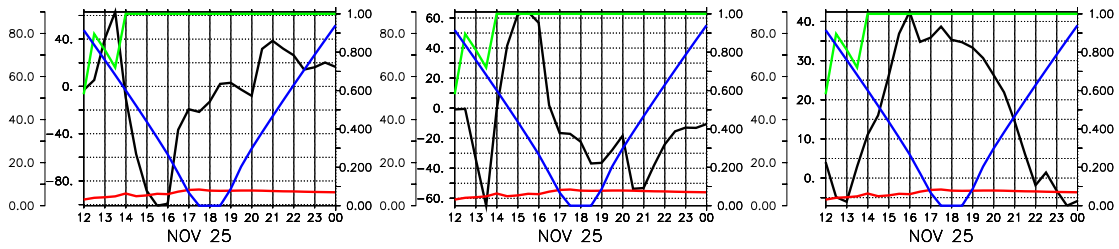


Abbildung A.8: Tagesgang der Differenzen $t_S - t_E$ (links), $r_S - r_E$ (mitte) und $a_S - a_E$ (rechts) in W/m^2 am 25. November 1980 (schwarze Linie, linke Achse) bei $20^\circ S$, $80^\circ W$ aufgetragen gegen die UTC-Zeit. Zusätzlich sind N (grüne Linie, rechte Achse), TWP (rote Linie, rechte Achse) in kg/m^2 sowie der SZA [$^\circ$] (blaue Linie, linke äußere Achse) abgebildet.

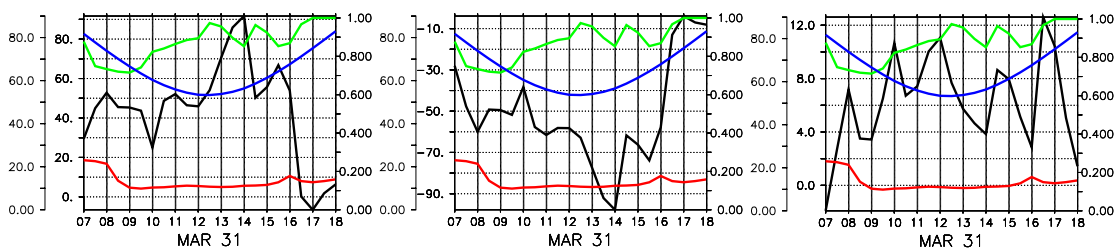


Abbildung A.9: Tagesgang der relativen Differenzen $t_S - t_E$ (links), $r_S - r_E$ (mitte) und $a_S - a_E$ (rechts) in W/m^2 am 31. März 1980 (schwarze Linie, linke Achse) bei $58^\circ N$, $4^\circ E$ aufgetragen gegen die UTC-Zeit. Zusätzlich sind N (grüne Linie, rechte Achse), TWP (rote Linie, rechte Achse) in kg/m^2 sowie der SZA [$^\circ$] (blaue Linie, linke äußere Achse) abgebildet.

B Abkürzungen

| | |
|----------|---|
| 3D | dreidimensional |
| r | Reflektionsvermögen (Albedo) der Atmosphäre |
| r_S | r bestimmt nach SP |
| r_E | r bestimmt aus ECHAM5 |
| r_{CS} | r der wolkenlosen Atmosphäre |
| μ | Azimutwinkel |
| a | Absorptionsvermögen der Atmosphäre |
| a_S | a bestimmt nach SP |
| a_E | a bestimmt aus ECHAM5 |
| a_{CS} | a der wolkenlosen Atmosphäre |
| BWTSA | betagewichtete Zweistromapproximation (<i>engl.: beta-weighted two-stream approximation</i>) |
| CRE | Wolkenstrahlungseffekt (<i>cloud radiative effect</i>) |
| CS | wolkenlos (<i>engl.: clear-sky</i>) |
| DJF | Dezember Januar Februar |
| ERBE | Earth Radiation Budget Experiment |
| GWTSA | gammagewichtete Zweistromapproximation (<i>engl.: beta-weighted two-stream approximation</i>) |
| ISCCP | International Satellite Cloud Climatology Project |
| IWP | Eiswasserpfad (<i>engl.: ice water path</i>) |
| JJA | Juni Juli August |
| LWC | Flüssigwassergehalt (<i>engl.: liquid water content</i>) |
| LWP | Flüssigwasserpfad (<i>engl.: liquid water path</i>) |
| MAM | März April Mai |
| N | Bedeckungsgrad |
| PDF | Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion (<i>engl.: probability density function</i>) |
| PPHOM | planparallel-homogen |
| Sc | Stratocumulus |
| SON | September Oktober November |

| | |
|----------|---|
| SP | Schewski-Parametrisierung |
| SZA | Sonnenzenitwinkel (<i>engl: solar zenith angle</i>) |
| TOA | Oberrand der Atmosphäre (<i>top of atmosphere</i>) |
| TWP | Gesamtflüssigwasserpfad (<i>engl: liquid water path</i>), Summe aus LWP und IWP |
| t | Transmissionsvermögen der Atmosphäre |
| t_S | t bestimmt nach SP |
| t_E | t bestimmt aus ECHAM5 |
| t_{CS} | t der wolkenlosen Atmosphäre |

Abbildungsverzeichnis

| | | |
|------|--|----|
| 3.1 | <i>Korrelation der Absorption (grün), Transmission (rot) und Albedo (blau) nach Gleichung 3.8 mit den entsprechenden Größen bestimmt aus dem 3D-Strahlungstransportmodell als Funktion des Sonnenzenitwinkels. . . .</i> | 22 |
| 4.1 | <i>TWP in g/m^2 (links) und Bedeckungsgrad (rechts) am 26.01.1980 0:00 Uhr aus T106L31</i> | 27 |
| 4.2 | <i>saisonale Verteilung des TWP in ECHAM5 im DJF (oben links) MAM (oben rechts) JJA (links unten) und SON (unten rechts) aus T31L19t40. .</i> | 27 |
| 4.3 | <i>saisonale Verteilung der Bewölkung in ECHAM5 im DJF (oben links) MAM (oben rechts) JJA (links unten) und SON (unten rechts).</i> | 28 |
| 4.4 | <i>Transmission (t_E) bestimmt aus ECHAM Referenzlauf (links) und SP (t_S, rechts) am 26.01.1980 0:00 Uhr aus T106L31.</i> | 30 |
| 4.5 | <i>saisonale Mittelwerte von $t_S - t_E$ des T31L19t40 - Experimentes. Von links oben nach rechts unten: DJF, MAM, JJA und SON</i> | 31 |
| 4.6 | <i>$t_S - t_E$ am 03.01.1980 18:40 Uhr (oben links) sowie Korrelation $t_S - t_E$ mit SZA (oben rechts), mit TWP (unten links) und N (unten rechts) . . .</i> | 32 |
| 4.7 | <i>Albedo bestimmt aus ECHAM Referenzlauf (links) und SP (rechts) am 26.01.1980 0:00 Uhr aus T106L31</i> | 34 |
| 4.8 | <i>saisonale Mittelwerte von $r_S - r_E$ von links oben nach rechts unten: DJF, MAM, JJA und SON</i> | 35 |
| 4.9 | <i>$r_S - r_E$ am 03.01.1980 18:40 Uhr im Januar (oben links) sowie Korrelation $r_S - r_E$ mit SZA (oben rechts), mit TWP (unten links) und N (unten rechts)</i> | 36 |
| 4.10 | <i>Absorption bestimmt aus ECHAM Referenzlauf (links) und SP (rechts) am 26.01.1980 0:00 Uhr aus T106L31</i> | 37 |

- 4.11 $a_S - a_E$ am 03.01.1980 18:40 Uhr (oben links) sowie Korrelation $a_S - a_E$ mit SZA (oben rechts), mit TWP (unten links) und N (unten rechts) 38
- 4.12 $t_S + r_S + a_S$ aus T106L31 am 26.01.1980 0:00 Uhr . Überlagert ist der Sonnenzenitwinkel zum gleichen Zeitpunkt 40
- 5.1 Beispiel des Tagesgangs der Albedo einer bewölkten Region über Mitteleuropa gemittelt über ca. 500 x 500 Pixel zwischen 10 und 24 Uhr bestimmt aus MSG. 44
- 5.2 Differenzen zwischen Parametrisierung und ECHAM5 in der Transmission am 03.01.1980 18:40 Uhr im Januar (links) bzw. im DJF-Mittel (rechts). Berücksichtigt werden ausschließlich Gitterpunkte mit $TWP < 200 \text{ g/m}^2$ oder $SZA < 80^\circ$. Regionen mit $TWP > 200 \text{ g/m}^2$ sind grau schattiert dargestellt. 44
- 5.3 Parameter a aus Gleichung 3.8 für Transmission (rot), Absorption (grün) sowie Albedo (blau) 45
- 5.4 Differenzen $t_{S,cs} - t_{E,cs}$ (oben), $r_{S,cs} - r_{E,cs}$ (mitte), $a_{S,cs} - a_{E,cs}$ (unten) in W/m^2 am 03.01.1980 18:40 Uhr (links) bzw. im saisonalen Mittel der Wintermonate (DJF, rechts). Berücksichtigt wurden ausschließlich Gitterpunkte mit $N < 0,1$ oder $SZA < 80^\circ$. Regionen mit $N > 0,1$ oder $SZA > 80^\circ$ sind in weiss dargestellt. In den linken Abbildungen ist die solare Einstrahlung am Oberrand der Atmosphäre zum gleichen Zeitpunkt in W/m^2 überlagert. 47
- 5.5 $t_S + r_S + a_S$ aus T106L31 am 26.01.1980 0:00 Uhr . Überlagert ist der Sonnenzenitwinkel zum gleichen Zeitpunkt 49
- 5.6 Differenzen zwischen Parametrisierung und ECHAM5 in der transmittierten Strahlung am Boden in W/m^2 am 03.01.1980 18:40 Uhr (links) bzw. im DJF-Mittel (rechts). 50
- 5.7 $t_S - t_E$ am 03.01.1980 18:40 Uhr (oben links) sowie Korrelation $t_S - t_E$ mit SZA (oben rechts), mit TWP (unten links) und N (unten rechts) 51
- 5.8 $t_S - t_E$ aufgetragen gegenüber dem TWP in kg/m^2 (links) bzw. N (rechts) aus T106L31 - Lauf (rot) und T31L19t40 (schwarz). Die unteren Abbildungen enthalten ausschließlich die Daten aus T31L19t40. Dargestellt sind alle Datenpunkte einer Momentaufnahme aus T106L31 bzw. T31L19t40 52

| | | |
|------|--|----|
| 5.9 | Differenzen zwischen Parametrisierung und ECHAM5 in der reflektierten Strahlung in der Atmosphäre in W/m^2 am 03.01.1980 18:40 Uhr (links) bzw. im DJF-Mittel (rechts). | 54 |
| 5.10 | $r_S - r_E$ aufgetragen gegenüber dem TWP in kg/m^2 (links) bzw. N (rechts) aus T106L31 - Lauf (rot) und T31L19t40 (schwarz). Die unteren Abbildungen enthalten ausschließlich die Daten aus T31L19t40. Dargestellt sind alle Datenpunkte einer Momentaufnahme aus T106L31 bzw. T31L19t40 | 55 |
| 5.11 | Differenzen $a_S - a_E$ zwischen Parametrisierung und ECHAM5 in der absorbierten Strahlung in der Atmosphäre in W/m^2 am 03.01.1980 18:40 Uhr (links) bzw. DJF-Mittel (rechts). | 57 |
| 5.12 | $a_S - a_E$ aufgetragen gegenüber dem TWP in kg/m^2 (links) bzw. N (rechts) aus T106L31 - Lauf (rot) und T31L19t40 (schwarz). Die unteren Abbildungen enthalten ausschließlich die Daten aus T31L19t40. Dargestellt sind alle Datenpunkte einer Momentaufnahme aus T106L31 bzw. T31L19t40 | 58 |
| 5.13 | IWP in g/m^2 (oben) und $a_S - a_E$ (unten) im DJF (links) und JJA (rechts) aus T31L19t40 gemittelt | 59 |
| 5.14 | Zonal gemittelter Wolkenstrahlungseffekt CRE_S (schwarz), CRE_E (rot) und $CRE_S - CRE_E$ (grün) aus T106L31 (durchgezogene Linien) und T31L19t40 (gestrichelte Linien) im Januar (links) und Juli (rechts) | 61 |
| 5.15 | SW Strahlungsbilanz der Atmosphäre von Kiehl und Trenberth (1997) (rot), ECHAM5 (grün) und SP (blau) in W/m^2 . (1) = einfallende Solarstrahlung, (2) = reflektierte Solarstrahlung in der Atmosphäre, (3) = absorbierte Solarstrahlung, (4) = transmittierte Solarstrahlung, (5) = absorbierte Solarstrahlung am Boden, (6) = reflektierte Solarstrahlung am Boden, (7) = aufwärtsgerichtete SW-Strahlung, (8) = Gesamtmenge an reflektierter Solarstrahlung, (9) = absorbierter Anteil von (7), (10) = in der Atmosphäre reflektierter Anteil von (7). | 65 |
| 6.1 | Zeitserien von $t_S - t_E$ (oben), $r_S - r_E$ (mitte) und $a_S - a_E$ (unten) in W/m^2 von Oktober bis Dezember 1980 (schwarze Linie, linke Achse) bei $20^\circ S$, $80^\circ W$. Zusätzlich sind N (grüne Linie, rechte Achse), TWP (rote Linie, rechte Achse) in kg/m^2 sowie der SZA [$^\circ$] (blaue Linie, linke äußere Achse) abgebildet. Dargestellt ist jeweils ein Wert pro Tag um 18:00 UTC. . . | 70 |

- 6.2 Zeitserien von $t_S - t_E$ (oben), $r_S - r_E$ (mitte) und $a_S - a_E$ (unten) in W/m^2 von April bis Juni 1980 (schwarze Linie, linke Achse) bei $58^\circ N$, $4^\circ E$. Zusätzlich sind N (grüne Linie, rechte Achse), TWP (rote Linie, rechte Achse) in kg/m^2 sowie der SZA [$^\circ$] (blaue Linie, linke äußere Achse) abgebildet. Dargestellt ist jeweils ein Wert pro Tag um 12:00 UTC. 72
- 6.3 Tagesgang der relativen Differenzen $t_S - t_E$ (links), $r_S - r_E$ (mitte) und $a_S - a_E$ (rechts) am 25. November 1980 (schwarze Linie, linke Achse) bei $20^\circ S$, $80^\circ W$ aufgetragen gegen die UTC-Zeit. Zusätzlich sind N (grüne Linie, rechte Achse), TWP (rote Linie, rechte Achse) in kg/m^2 sowie der SZA [$^\circ$] (blaue Linie, linke äußere Achse) abgebildet. 73
- 6.4 Tagesgang der relativen Differenzen $t_S - t_E$ (links), $r_S - r_E$ (mitte) und $a_S - a_E$ (rechts) am 31. März 1980 (schwarze Linie, linke Achse) bei $58^\circ N$, $4^\circ E$ aufgetragen gegen die UTC-Zeit. Zusätzlich sind N (grüne Linie, rechte Achse), TWP (rote Linie, rechte Achse) in kg/m^2 sowie der SZA [$^\circ$] (blaue Linie, linke äußere Achse) abgebildet. 73
- A.1 $r_S - r_E$ am 03.01.1980 18:40 Uhr im Januar (oben links) sowie Korrelation $r_S - r_E$ mit SZA (oben rechts), mit TWP (unten links) und N (unten rechts) 79
- A.2 $a_S - a_E$ am 03.01.1980 18:40 Uhr (oben links) sowie Korrelation $a_S - a_E$ mit SZA (oben rechts), mit TWP (unten links) und N (unten rechts) 80
- A.3 relative Differenzen $t_S - t_E$ zwischen Parametrisierung und ECHAM5 am 03.01.1980 18:40 Uhr (links) bzw. im DJF-Mittel (rechts). 80
- A.4 wie Abbildung A.3 nur für $r_S - r_E$ 81
- A.5 wie Abbildung A.3 nur für $a_S - a_E$ 81
- A.6 relative Differenzen $t_{S,cs} - t_{E,cs}$ (oben), $r_{S,cs} - r_{E,cs}$ (mitte), $a_{S,cs} - a_{E,cs}$ (unten) am 03.01.1980 18:40 Uhr (links) bzw. im DJF-Mittel (rechts). Berücksichtigt wurden ausschließlich Gitterpunkte mit $N < 0,1$ oder SZA $< 80^\circ$. Regionen mit $N > 0,1$ oder SZA $> 80^\circ$ sind in weiss dargestellt. In den linken Abbildungen ist der SZA zum gleichen Zeitpunkt überlagert. 82

- A.7 von oben nach unten: Zeitserien von t_E (schwarz gestrichelt), t_S (schwarz durchgezogen), r_E (schwarz gestrichelt), r_S (schwarz durchgezogen) und a_E (schwarz gestrichelt), a_S (schwarz durchgezogen) in W/m^2 von Oktober bis Dezember 1980 (schwarze Linie, linke Achse) bei $20^\circ S$, $80^\circ W$. Zusätzlich sind N (grüne Linie, rechte Achse), TWP (rote Linie, rechte Achse) in kg/m^2 sowie der SZA [$^\circ$] (blaue Linie, linke äußere Achse) abgebildet. Dargestellt ist jeweils ein Wert pro Tag um 18:00 UTC 83
- A.8 Tagesgang der Differenzen $t_S - t_E$ (links), $r_S - r_E$ (mitte) und $a_S - a_E$ (rechts) in W/m^2 am 25. November 1980 (schwarze Linie, linke Achse) bei $20^\circ S$, $80^\circ W$ aufgetragen gegen die UTC-Zeit. Zusätzlich sind N (grüne Linie, rechte Achse), TWP (rote Linie, rechte Achse) in kg/m^2 sowie der SZA [$^\circ$] (blaue Linie, linke äußere Achse) abgebildet. 84
- A.9 Tagesgang der relativen Differenzen $t_S - t_E$ (links), $r_S - r_E$ (mitte) und $a_S - a_E$ (rechts) in W/m^2 am 31. März 1980 (schwarze Linie, linke Achse) bei $58^\circ N$, $4^\circ E$ aufgetragen gegen die UTC-Zeit. Zusätzlich sind N (grüne Linie, rechte Achse), TWP (rote Linie, rechte Achse) in kg/m^2 sowie der SZA [$^\circ$] (blaue Linie, linke äußere Achse) abgebildet. 84

Tabellenverzeichnis

| | | |
|-----|--|----|
| 3.1 | <i>oben: Berücksichtigte Wolkenparameter bei maximaler Korrelation r mit aus 3D-Strahlungstransportrechnung gewonnenen optischen Parametern mit; unten: Analog zu oben, aber nur unter Berücksichtigung von TWP und N; für Abkürzungen und Einheiten siehe Text.</i> | 21 |
| 4.1 | <i>räumliche und zeitliche Auflösung der verwendeten Modellexperimente. Mit der zeitlichen Auflösung ist nicht die modellinterne Auflösung sondern der zeitliche Mittelwert in den verwendeten Datensätzen gemeint . .</i> | 26 |
| 5.1 | <i>Global und über ein Jahr gemittelte atmosphärische Albedo, Transmission und Absorption sowie deren Summe aus T31L19t40; SP = unkorrigierte Parametrisierung nach Gleichung 3.8; SP200 = wie SP aber Beschränkung auf $TWP < 200 \text{ g/m}^2$; KP = korrigierte Parametrisierung nach Gleichung 5.1; KP200 = wie KP aber Beschränkung auf $TWP < 200 \text{ g/m}^2$; KP60S:60N = wie KP aber Beschränkung auf 60° S bis 60° N; KP200-60S:60 = wie KP200 aber Beschränkung auf 60° S bis 60° N.</i> | 63 |

Literaturverzeichnis

- Barker, H. W., 1996. A parameterization for computing grid-averaged solar fluxes for inhomogeneous marine boundary layer clouds. Part I: Methodology and homogeneous biases. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 54(16), 2289–2303.
- Barker, H. W., Pincus, R., und Morcrette, J.-J., 2002. The Monte Carlo independent column approximation: Application within large-scale models. In *Proceedings from the GCSS Workshop*. Kananaskis, Alberta, Canada.
- Barker, H. W. und Räisänen, P., 2004. Radiative sensitivities for cloud geometric properties that are unresolved by conventional GCMs. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130, 2069–2086.
- Barker, H. W., Stephens, G. L., und Fu, Q., 1999. The sensitivity of domain-averaged solar fluxes to assumptions about cloud geometry. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 125, 2127–2152.
- Barker, H. W. und Wielicki, B. A., 1997. Parameterizing grid-averaged longwave fluxes for inhomogeneous marine boundary layer clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 54, 2785–2798.
- Barkstrom, B. R., 1984. The Earth Radiation Budget Experiment (ERBE). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 65, 1170–1185.
- Bäumel, G., 2002. *Influence of the Sub-Grid Scale Variability of Clouds on the Solar Radiative Transfer Computations in the ECHAM5 Climate Model*. Doktorarbeit, Universität Hamburg.
- Boer, G., McFarlane, N., Laprise, R., Henderson, J., und Blanchet, J.-P., 1984. The Canadian Climate Centre spectral atmospheric general circulation model. *Atmos.-Ocean*, 22, 379–429.

- Buschmann, N., 2005. *Inhomogenitäten in Cirren und ihre Auswirkungen auf den solaren Strahlungstransport*. Doktorarbeit, GKSS-Forschungszentrum Geesthacht. Berichte des GKSS 2001/2.
- Cahalan, R. F., Ridgway, W., Wiscombe, W. J., Bell, T., und Snider, J. B., 1994. The albedo of fractal stratocumulus clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 51(16), 2434–2455.
- Cess, R. D., Zhang, M. H., Minnis, P., Corsetti, L., Dutton, E. G., Forgan, B. W., Garber, D. P., Gates, W. L., Hack, J. J., Harrison, E. F., Jing, X., Kiehl, J. T., Long, C. N., Morcrette, J.-J., Potter, G. L., Ramanathan, V., Subasilar, B., Whitlock, C. H., Young, D. F., und Zhou, Y., 1995. Absorption of solar radiation by clouds: observations versus models. *Science*, 267(5197), 496–499.
- Chambers, L., Wielicki, B., und Evans, K., 1997. Accuracy of the independent pixel approximation for satellite estimates of oceanic boundary layer cloud optical depth. *Journal of Geophysical Research*, 102(D2), 1779–1794.
- Chen, C. und Roeckner, E., 1996. Validation of the earth radiation budget as simulated by the Max Planck Institute for Meteorology general circulation model ECHAM4 using satellite observations of the Earth Radiation Budget Experiment. *Journal of Geophysical Research*, 101(D2), 4269–4287.
- Eppel, D. P., Kapitzka, H., Claussen, M., Jakob, M., Koch, D., Levkov, L., Mengelkamp, H.-T., und Werrmann, N., 1995. The non-hydrostatic mesoscale model GESIMA. Part II: Parameterizations and Applications. *Contributions to Atmospheric Physics*, 168, 15–41.
- Evans, K., 1998. The spherical harmonics discrete ordinate method for threedimensional atmospheric radiative transfer. *Journal of the Aeronautical Sciences*, 55, 429–466.
- Fortuin, J. und Kelder, H., 1998. An ozone climatology based on ozonesonde and satellite measurements. *Journal of Geophysical Research*, 103, 31 709–31 734.
- Fouquart, Y. und Bonnel, B., 1980. Computations of solar heating of the earth's atmosphere: A new parameterization. *Contributions to Atmospheric Physics*, 53(1), 35–62.
- Fowler, L., Randall, D., und Rutledge, S., 1996. Liquid and ice cloud microphysics in the CSU general circulation model. Part 1: Model description and simulated microphysical processes. *J. Climate*, 9, 489–529.
- Fu, Q., Cribb, M. C., Barker, H. W., Krueger, S. K., und Grossman, A., 2000. Cloud geometry effects on atmospheric solar absorption. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 57(8), 1156–1168.

- Gates, W. L., 1992. AMIP: The Atmospheric Model Intercomparison Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, Seiten 1962–1970.
- Gautier, C. und Landsfeld, M., 1997. Surface Solar Radiation Flux and Cloud Radiative Forcing for the Atmospheric Radiation Measurement (ARM) Southern Great Plains (SGP): A Satellite, Surface Observations, and Radiative Transfer Model Study. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 54, 1289–1307.
- Goody, R. M., 1964. *Atmospheric Radiation, I. Theoretical Basis*. Clarenton Press.
- Harrison, E. F., Minnis, P., Barkstrom, B. R., Ramanathan, V., Cess, R. D., und Gibson, G. G., 1990. Seasonal variation of cloud radiative forcing derived from the Earth radiation budget experiment. *Journal of Geophysical Research*, 95(D11), 18 687–18 703.
- Harshvardhan und Randall, D. A., 1994. The parameterization of radiation for numerical weather prediction and climate models - comment. *Monthly Weather Review*, 113(10), 1832–1833.
- Hogan, R. J. und Illingworth, A. J., 2000. Derived cloud overlap statistics from radar. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 126, 2903–2909.
- Houghton, J., Filho, L. M., Callander, B., Harris, N., Kattenberg, A., und Maskell, K., Herausgeber, 1996. *Climate Change 1995 - The Science of Climate Change: Contributions of Working Group I to the Second Assesment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. IPCC WG I. Cambridge University Press.
- Joseph, J. H., Wiscombe, W. J., und Weinman, J. A., 1976. Delta Eddington approximaton for radiative flux transfer. *J. Atmos. Sci.*, 33, 2452–2459.
- Kiehl, J., 1994. On the observed near cancellation between longwave and shortwave cloud forcing in tropical regions. *Journal of Climate*, 7(4), 559–565.
- Kiehl, J. und Trenberth, K. E., 1997. Earth's Annual Global Mean Energy Budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(2), 197–208.
- Levkov, L., Rockel, B., Kapitzka, H., und Raschke, E., 1992. 3D mesoscale numerical studies of cirrus and stratus clouds by their time and space evolution. *Contributions to Atmospheric Physics*, 65, 35–58.
- Li, J. und Barker, H., 2002. Accounting for unresolved clouds in a 1D in infrared radiative transfer model Part I: Horizontal variability of cloud water path. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 59, 3321–3339.

- Liou, K. N., 1992. *Radiation and Cloud Processes in the Atmosphere*. Oxford University Press.
- Lohmann, U. und Roeckner, E., 1996. Design and performance of a new cloud microphysics scheme developed for the ECHAM general circulation model. *Clim. Dyn.*, 12, 557–572.
- Macke, A. und Großklaus, M., 1998. Light scattering by nonspherical raindrops: Implications for lidar remote sensing of rainrates. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 60(3), 355–363.
- Macke, A., Mitchell, D. L., und von Bremen, L., 1998. Monte Carlo radiative transfer calculations for inhomogeneous mixed phase clouds. 24(3), 237–241.
- Macke, A., Mueller, J., und Raschke, E., 1996. Single scattering properties of atmospheric ice crystals. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 53, 2813–2825.
- Marchuk, G., Mikhailov, G., Nazaratiev, M., Darbinjan, R., Kargin, B., und Eplov, B., 1980. *The Monte Carlo Methods in Atmospheric Science*. Nummer 12 in Springer Series in Optical Sciences. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Marshak, A., Davis, A., Cahalan, R., und Wiscombe, W., 1996. The nonlocal independent pixel approximation for computing radiation fields of inhomogeneous clouds. In W. L. Smith und K. Stammes, Herausgeber, *IRS '96: Current problems in atmospheric radiation*, Seiten 155–158. International Radiation Symposium, A. DEEPAK Publishing, Hampton, Virginia, USA.
- McFarlane, N., Boer, G., Blanchet, J.-P., und Lazare, M., 1992. The Canadian Climate Centre second-generation general circulation model and its equilibrium climate. *J. Climate*, 5, 1013–1044.
- Meador, W. E. und Weaver, W. R., 1980. Two-stream approximations to radiative transfer in planetary atmospheres: a unified description of existing methods and a new improvement. *J. Atmos. Sci.*, 37, 630–643.
- Paltridge, G. W. und Platt, C. M. R., 1976. *Radiative Processes in Meteorology and Climatology*. Elsevier.
- Pilewskie, P. und Valero, F., 1995. Direct Observations of Excess Solar Absorption. *Science*, 267, 1626–1629.
- Pincus, R., Barker, H. W., und Morcrette, J.-J., 2003. A new radiative transfer model for use in GCMs. *Journal of Geophysical Research*, 108, 4376–4379.

- Press, W. H., Flannery, B. P., Teukolsky, S. A., und Vetterling, W. T., 1992. *Numerical Recipes in FORTRAN: The Art of Scientific Computing*. Cambridge University Press, zweite Auflage.
- Ramanathan, V., 1987. The role of earth radiation budget studies in climate and general circulation research. *Journal of Geophysical Research*, 92, 4075–4095.
- Randall, D., Khairoutdinov, M., Arakawa, A., und Grabowski, W., 2003. Breaking the cloud-parameterization deadlock. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 84, 1547–1564.
- Rockel, B., Raschke, E., und Weyres, B., 1991. A parameterization of broad band radiative transfer properties of water, ice, and mixed clouds. *Beiträge zur Physik der Atmosphäre*, 42, 1–12.
- Roeckner, E., Bäuml, G., Bonaventura, L., Brokopf, R., Esch, M., Girogetta, M., Hagemann, S., Kirchner, I., Kornbluh, L., Manzini, E., Rhodin, A., Schlese, U., Schulzweida, U., und Tompkins, A., 2003. The atmospheric general circulation model ECHAM 5, Part I. *MPI Report*, 349, 137 Seiten.
- Ronnholm, K., Barker, M., und H.Harrison, 1980. Radiation transfer through media with uncertain or random parameters. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37, 1279–1290.
- Räisänen, P., Barker, H. W., und Cole, J. N. S., 2005a. The Monte Carlo independent column approximation's conditional random noise: Impact on simulated climate. *Journal of Climate*, 10(8), 4715–4730.
- Räisänen, P., Barker, H. W., Khairoutdinov, M. F., und Randall, D. A., 2005b. Stochastic generation of subgrid-scale cloudy columns for large-scale models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130, 2047–2067.
- Scheirer, R., 2001. *Solarer Strahlungstransport in der inhomogenen Atmosphäre*. Doktorarbeit, Universität Kiel.
- Scheirer, R. und Macke, A., 2001. On the accuracy of the independent column approximation in calculating the downward fluxes in the UVA, UVB, and PAR spectral ranges. *Journal of Geophysical Research*, 106(D13), 14 301–14 312.
- Schepanski, K., 2006. *Natürliche Variabilität der Wolken im Klimamodell*. Diplomarbeit, Leibnitz-Institut für Meereswissenschaften.
- Schewski, M., 2001. *Einfluss dreidimensionaler Bewölkung auf den breitbandigen solaren Strahlungstransport*. Diplomarbeit, Leibnitz Institut für Meereswissenschaften.

- Schewski, M. und Macke, A., 2003. Correlation between domain averaged cloud properties, and solar radiative fluxes for three-dimensional inhomogeneous mixed phase clouds. *Meteorologische Zeitschrift*, 12(6), 293–299.
- Slingo, J., 1987. The development and verification of a cloud prediction model for the ECMWF model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 113, 899–927.
- Smagorinsky, J., 1960. On the dynamical prediction of large-scale condensation by numerical methods. *Geophysical Monographs*, 5, 71–78.
- Sundqvist, H., 1978. A parameterization scheme for non-convective condensation including prediction of cloud water content. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 104, 677–690.
- Szczap, F., Isaka, H., Saute, M., Guillemet, B., und Ioltukhovski, A., 2000. Effective radiative properties of bounded cascade nonabsorbing clouds: Definition of the equivalent homogeneous cloud approximation. *Journal of Geophysical Research*, 105(D16), 20 617–20 633.
- Tanre, D., Geleyn, J.-F., und Slingo, J. M., 1984. First results of the introduction of an advanced aerosol-radiation interaction in the ECMWF low resolution global model. In H. Gerber und A. Deepak, Herausgeber, *Aerosols and their Climatic Effects*, Seiten 133–177. A. Deepak, Hampton, Va.
- Tiedtke, M., 1989. A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Monthly Weather Review*, 117, 1779–1800.
- Tiedtke, M., 1996. An extension of cloud-radiation parameterization in the ECMWF model: The representation of subgrid-scale variations of optical depth. *Monthly Weather Review*, 124(4), 745–750.
- Tompkins, A. M., 2002. A prognostic parameterization for the subgrid-scale variability of water vapor and clouds in large-scale models and its use to diagnose cloud cover. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 59(12), 1917–1942.
- Várnai, T. und Davies, R., 1996. Quantitative analysis of radiative inhomogeneity effects. In W. L. Smith und K. Stammes, Herausgeber, *IRS '96: Current problems in atmospheric radiation*, Seiten 155–158. International Radiation Symposium, A. DEEPAK Publishing, Hampton, Virginia, USA.
- Wetherald, R. T. und Manabe, S., 1988. Cloud feedback processes in a general circulation model. *Journal of the Aeronautical Sciences*, 52, 1276–4284.

Danksagung

Ich möchte mich bei allen bedanken, die mich bei dieser Arbeit unterstützt haben; zunächst bei Andreas Macke für die Vergabe des Themas, bei Noel Keenlyside für die Einweisung in ECHAM5. Ein besonderer Dank geht an meinen Eltern für die finanzielle Unterstützung während des Studiums.

Guido Lempio, Steffen Meier, Bioern Lorenzen und Wiebke Jaeckel danke ich fürs Korrekturlesen. Allen Diplomanden und Doktoranden der alten Botanik danke ich dafür, dass der Spassfaktor bei der Arbeit nicht zu kurz kommt.

Erklärung

Hiermit bestätige ich, dass ich diese Diplomarbeit selbstständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet habe.

Ich versichere, dass diese Arbeit zur Erlangung eines Diplomgrades noch nicht an anderer Stelle eingereicht worden ist.

Kiel, September 2006

(Sebastian Wahl)