

Natürliche Variabilität der Wolken im Klimamodell

Diplomarbeit
von
Kerstin Schepanski

MATHEMATISCH - NATURWISSENSCHAFTLICHE FAKULTÄT DER
CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL
ERSTELLT AM LEIBNIZ - INSTITUT FÜR MEERESWISSENSCHAFTEN
FORSCHUNGSBEREICH 1
- MARITIME METEOROLOGIE -



Kiel, Mai 2006

Zusammenfassung

Wolken spielen im globalen Wasser- und Energiekreislauf eine bedeutende Rolle. Ständig sind rund 66% der Erde von Wolken bedeckt. Der Bedeckungsgrad variiert auf saisonalen, interannuellen und interdekadischen Zeitskalen.

In dieser Diplomarbeit soll neben der saisonalen Variabilität der Bedeckung auch die interannuale und interdekadische Variabilität des Bedeckungsgrades in einem gekoppelten Atmosphäre/Ozean Zirkulationsmodell ECHAM5/NEMO untersucht werden. Im weiteren werden Wechselwirkungen zwischen dem Bedeckungsgrad und anderen Klimavariablen (SST, Bodenluftdruck, Niederschlag) betrachtet.

Im ersten Teil (Kapitel 5 und 6) der vorliegenden Arbeit wird zur Validierung der Modelldaten eine Vergleichsstudie mit globaler Wolkenbedeckung aus Satellitenbeobachtungen des International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) durchgeführt. Die globale Verteilung der Gesamtbedeckung im Modell folgt entsprechend den Beobachtungsdaten der für die verschiedenen Klimazonen typischen Verteilung. Es zeigen sich jedoch lokale Differenzen. So ist die globale Gesamtbedeckung im Modell global um 2,46% höher als beobachtet. Die Gesamtbedeckung in den Tropen, Subtropen und Teilen der mittleren Breiten wird vom Modell unterschätzt, in den subpolaren und polaren Breiten wird diese vom Modell überschätzt. Die saisonale Variabilität des Bedeckungsgrades wird vom Modell verstärkt wiedergegeben. Diese Unterschiede wurden auch in anderen Vergleichsstudien zwischen modellierter Bedeckung in GCMs und Satellitendaten gefunden.

Der zweite Teil (Kapitel 7) dieser Diplomarbeit beschreibt Korrelationsanalysen zwischen dem Bedeckungsgrad und der SST sowie dem Bodenluftdruck. Anhand dieser Korrelationsanalysen werden Aussagen über gemeinsame Variabilitäten getroffen. Ziel ist es, Wechselwirkungen aufzuzeigen. Im Vergleich zwischen modellierter und beobachteter SST zeigen sich Abweichungen von bis zu 6 K. Ein Vergleich von Korrelationen zwischen Bedeckungsgrad und SST sowohl mit Modelldaten als auch mit Beobachtungsdaten zeigt jedoch, dass die Hauptkorrelationsmuster vom Modell wiedergegeben werden. Jedoch können aufgrund der größeren Auflösung im Modell kleinskalige Wechselwirkungen nicht im Detail wiedergegeben werden.

Neben der SST nimmt der Bodenluftdruck starken Einfluss auf die Wolkenbedeckung. Muster hoher Korrelationen stimmen jedoch nur bedingt mit der klimatologischen Verteilung des Bodenluftdrucks und seinen Drucksystemen (Hochdruckgebiete, Tiefdruckgebiete) überein.

Im dritten Teil (Kapitel 8) dieser Arbeit wird die Variabilität der Wolkenbedeckung auf verschiedenen vertikalen Leveln im Zusammenhang mit der Variabilität der Oberflächentemperatur und dem Bodenluftdruck untersucht. So kann gezeigt werden, dass Rahmenbedingungen am Boden

wie Luftdruck und Temperatur mit Wolken in unterschiedlichen Höhen unterschiedlich stark wechselwirken. Im weiteren wird deutlich, dass sich der Anteil der Variabilität des Gesamtbedeckungsgrades aus Variabilitäten in unterschiedlichen Höhen und somit unterschiedlichen Wolkentypen zusammensetzt.

Im letzten Teil (Kapitel 9 und 10) werden Rückkopplungen zwischen dominanten Mustern regionaler Klimavariabilität, ENSO und NAO, in Hinblick auf die Variabilität des Bedeckungsgrades untersucht.

Abstract

Clouds play an important role in the energetics and the water transport in the climate system. Clouds are variable on seasonal, interannual and decades times scales. This diploma thesis investigates possible causes for variability of cloud cover in the coupled ECHAM5/NEMO atmosphere/ocean general circulation model.

The first part (chapter 5 and 6) of the work describes the validation of model data with global cloud cover observations from the International Satellite Cloud Climatology Project ISCCP. The global cloud distribution in the model follows the typical climatological cloud cover distribution as observed. But there are local differences. The global total cloud cover in the model is greater than in observations (2,46 %) and there is a stronger seasonal variability (1,19%) in the model data. The model overestimates cloud cover in the tropics, subtropics and parts of the middle latitudes. Over polar and subpolar regions cloud cover is underestimated. The seasonal variability in the model data is greater than observed. This effects was also found in other studies.

In the second part (chapter 7) correlations between cloud cover and climate variables like SST and sea level pressure are investigated. There are also differences in the SST between model data and satellite observations (up to 6 K). A comparison of cloud cover - SST correlation with model and satellite data shows that the main correlation pattern are reproduced in the model. It is mentioned that the model data is less dissolved than the observations. Thus, small scale variability is not resolved explicitly in the model data.

Sea level pressure plays an important role in the variability of cloud cover, too. There are conditionally high correlations between sea level pressure and cloud cover according to the climatological distribution of pressure systems.

Clouds on different pressure levels have different effects on the variability of total cloud cover. Hence there is a dependent of the degree of correlation and cloud height. This is analyzed in the third part (chapter 8) of this work.

ENSO and NAO are dominant pattern of interannual climate variability. In the fourth part (chapter 9 and 10) of this thesis feedbacks between these pattern and total cloud cover are determined.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	i
Abstract	iii
1 Wolken im Klimasystem der Erde	1
2 Statistische Verfahren	5
2.1 Mittelwert	5
2.2 Standardabweichung	6
2.3 Schiefe	7
2.4 Kurtosis	8
2.5 Normalverteilung	8
2.6 Korrelations- und Regressionsanalyse	9
2.7 Trendanalyse	10
2.8 Empirische Orthogonalfunktionen (EOF)	10
3 Das ECHAM5-Klimamodell	13
4 Wolken im Klimamodell	19
4.1 Wolkenbedeckung im Modell	19
4.2 Relative-Feuchte-Schema	20
4.3 Statistisches Schema	22
4.4 Physikalische Parameterisierung der Wolken in ECHAM5	23
5 Beobachtete Wolkenbedeckung	25
5.1 Fehlerquellen für die ISCCP Bewölkung	25
5.2 ISCCP-Wolkenprodukte	26
5.3 Satellitendaten und Modelldaten im Vergleich	27
5.4 Vergleich der Gesamtbedeckung auf Basis der Satellitendaten und der Modelldaten	30
5.4.1 Vergleich der Mittelwerte	30
5.4.2 Vergleich der Standardabweichung	34
5.4.3 Fazit	37
5.5 Trendanalyse	37

6	Einfluss der SST auf die Variabilität der Gesamtbedeckung	41
6.1	SST-Daten	41
6.2	Vergleich zwischen SST im Modell und Beobachtung	43
6.3	Zusammenhang zwischen SST und Bewölkung	45
6.3.1	Satellitendaten	48
6.3.2	Modelldaten	49
6.3.3	Fazit	51
7	Wechselwirkungen zwischen der Gesamtbedeckung und dem Bodenluftdruck im Modell	53
8	Bedeckungsgrad in verschiedenen Schichten (Modell)	59
8.1	Mittlere Bedeckung im Modell	60
8.2	Wechselwirkung zwischen der Wolkenbedeckung und dem Bodenluftdruck im Modell	63
8.3	Wechselwirkung zwischen der Wolkenbedeckung und der Oberflächentemperatur im Modell	69
9	Wolken im Zusammenhang mit der Nordatlantischen Oszillation	73
9.0.1	Positive NAO	74
9.0.2	Negative NAO	75
9.1	Wolken und NAO aus Beobachtungen	76
9.1.1	Wolken und NAO im Modell	78
9.2	Variabilität des Bedeckungsgrades	81
9.2.1	Satellitendaten	81
9.2.2	Modelldaten	82
10	Wolken im Zusammenhang mit El Niño	85
10.1	El Niño - Southern Oscillation (ENSO)	85
10.2	El Niño im Modell	90
10.3	El Niño-Index	91
10.4	Korrelationsanalyse	93
10.4.1	Satellitendaten	93
10.4.2	Modelldaten	95
10.5	Variabilität des Bedeckungsgrades	97
10.5.1	Satellitendaten	97
10.5.2	Modelldaten	98
10.6	Variabilität der Bewölkung untersucht anhand der Variabilität konvektiver Niederschlagsmengen	100
10.6.1	Zusammenhang der Variabilität des konvektiven Niederschlages und dem Niño-3.4-Index	102
10.7	Fazit	105
11	Schlussbetrachtung und Ausblick	107

Abkürzungen	109
Literatur	117
Danksagung	123
Erklärung	125

Kapitel 1

Wolken im Klimasystem der Erde

Wolken stellen einen zentralen Bestandteil im Energie- und Wasserkreislauf der Erde dar und beeinflussen den Gleichgewichtszustand des Klimas. Ständig sind rund 66% unseres Planeten von Wolken bedeckt. Es gibt viele verschiedene Formen von Wolken, die zur Unterscheidung auf zwei verschiedenen Wegen klassifiziert werden können:

- Wolkenklassifikation der World Meteorological Organisation (WMO)
- Wolkenklassifikation nach Stüve

Die internationale Wolkenklassifikation der WMO [66] basiert auf der phänomenologischen Einteilung der Wolken in drei verschiedene Stockwerke (tiefe, mittelhohe und hohe Wolken), in denen ihrerseits eine weitere Differenzierung in Gattungen, Arten, Unterarten, Sonderformen und Mutterwolken vorgenommen wird. Den hohen Wolken werden die Gattungen Cirrus, Cirrostratus und Cirrocumulus zugeordnet, den mittelhohen Altocumulus und Altostratus, den tiefen Wolken der Stratus und Stratocumulus. Nimbusstratus, Cumulus und Cumulonimbus sind stockwerkübergreifende Wolken, die vom unteren Stockwerk bis ins mittlere bzw. hohe Stockwerk reichen können. Um diese Wolkengattungen weiter zu untergliedern, unterscheidet man zwischen verschiedenen beschreibenden Arten, Unterarten, Sonderformen und Mutterwolken. Die Beschreibung einer Wolke durch die Mutterwolke greift die Entwicklung der Wolke auf, wenn sich diese aus einer anderen Wolkengattung, der der Mutter, entwickelt hat. Aus einer zerfallenden Gewitterwolke (Cumulonimbus) zum Beispiel können Cirren und Altocumulus hervorgehen. Neben dieser phänomenologischen Einteilung der Wolken gibt es die genetische Wolkenklassifikation nach Stüve [55]. Als Kriterium für die Einteilung der Wolken in Klassen werden die physikalischen Wolkenentstehungsmechanismen herangezogen. Natürliche Mechanismen zur Wolkenentstehung sind Konvektion, Advektion, orographische und frontale Hebung sowie Turbulenz. Hinzu kommt die antropogene Wolkenbildung durch Flugzeuge und Schiffe.

Wolken entstehen durch Kondensation und Sublimation von übersättigtem Wasserdampf an Wolkennuklei, je nach vorherrschender Temperatur. Da die Temperatur von der Höhe abhängt, können Wolken entsprechend ihrer Höhe in Wasser-, Mischphasen- und Eiswolken unterschieden werden.

Je nach Wolkentyp und Rolle in der großräumigen Zirkulation haben Wolken unterschiedliche Raum- und Zeitskalen. Sie erstrecken sich von einer kleinen, kurzlebigen Cumuluswolke über mesoskalige, frontale Bewölkung und Gewitter bis hin zu ausgedehnten und relativ langlebigen Wolken einer außertropischen Zyklone. Die typische Zeitskala erstreckt sich von 10 Minuten bis 10 Tagen, die räumliche Skala von 30 m bis 4000 km. Allgemein existieren kleine Wolken nur für eine kurze Zeit, große und ausgedehnte hingegen haben eine längere Lebensdauer [48].

Wolken nehmen über verschiedene Prozesse Einfluss auf unser Klimasystem. Den größten Einfluss üben sie auf den Strahlungshaushalt aus, der einen wesentlichen Einfluss auf den Gleichgewichtszustand des Klimas hat. Ein Großteil der kurzwelligeren solaren Strahlung und der langwelligeren terrestrischen Ausstrahlung tritt auf seinem Weg durch die Atmosphäre mit Wolken in Wechselwirkung. Berechnet man am Oberrand der Atmosphäre zunächst die Strahlungsbilanz für eine unbewölkte Atmosphäre und subtrahiert diese Größe anschließend von der Gesamtstrahlungsbilanz der tatsächlichen Atmosphäre, so erhält man den Wolkenstrahlungsantrieb [35]. Dieser setzt sich aus einem kurzwelligeren Anteil, dem Albedoeffekt und einem langwelligeren Anteil, dem Treibhauseffekt zusammen. Ein positiver Strahlungsantrieb entspricht einem Wärmegewinn im System Erde-Atmosphäre, ein negativer einem Wärmeverlust. In Tabelle 1.1 werden die jahresgemittelten Strahlungsflüsse in $\frac{W}{m^2}$ am Oberrand der Atmosphäre aus den Messungen des Earth Radiation Budget Experiments (ERBE), des Nimbus-7 Satelliten sowie aus den nachträglichen Berechnungen der ISCCP-Wolkenklimatologie (Werte beziehen sich auf den gleichen Beobachtungszeitraum, aus [52]) dargestellt:

Größe	ERBE	Nimbus-7	ISCCP
kurzwellige Einstrahlung	341,3	343,0	341,4
reflektierte kurzwellige Strahlung	102,1	102,5	113,4
kurzwelliger Wolkenstrahlungsantrieb	-48,9	-50,9	-52,2
emittierte langwellige Strahlung	234,5	234,9	232,4
langwelliger Wolkenstrahlungsantrieb	31,0	24,1	22,2
Nettofluss	4,7	5,6	-4,4
Nettowolkeneffekt	-17,9	-26,8	-30,0

Tabelle 1.1: Vergleich der jahresgemittelten Strahlungsflüsse

Die Erde emittiert langwellige Strahlung entsprechend ihrer Strahlungstemperatur in den Weltraum. Bedecken Wolken den Untergrund, so ist die Strahlungstemperatur entsprechend der Temperatur der Wolkenoberkante. Hohe und damit sehr kalte Wolken haben eine sehr geringe Strahlungstemperatur und geben somit nur wenig Wärme an den Weltraum ab. Es bleibt folglich viel Wärme im System Erde-Atmosphäre zurück und die Wolken wirken mit einem Strahlungsantrieb von $31,0 \frac{W}{m^2}$ erwärmend. Tiefe Wolken hingegen besitzen aufgrund ihrer relativ warmen Wolkenobergrenze eine hohe Strahlungstemperatur und führen mit einem Strahlungsantrieb von $-102,1 \frac{W}{m^2}$ viel Wärme an den Weltraum ab. Sie wirken folglich abkühlend auf das System Erde-Atmosphäre. Nicht nur

die Emission langwelliger Strahlung in den Weltraum wird durch die Wolkenbedeckung beeinflusst. An der Wolkenoberkante wird einfallende kurzwellige Strahlung zurück in den Weltraum reflektiert, so dass diese für den Strahlungshaushalt der Erde verloren geht. Etwa 30% der einfallenden kurzwelligen Strahlung verlässt auf diesem Weg wieder die Atmosphäre [41]. Dieser durch Wolken bedingte Abkühlungsprozess überwiegt den Treibhauseffekt der Wolken im langwelligen, so dass Wolken insgesamt auf unser Klimasystem einen abkühlenden Effekt haben. Je nach optischer Dicke (Reflektivität) und Höhe der Wolkenoberkante (Emissivität) können bestimmte Wolkentypen abkühlend, erwärmend oder neutral sein.

Die Effekte der Wolken auf den Strahlungsfluss, emittiert sowohl von der Sonne (kurzwellige Strahlung) als auch vom Erdboden, (langwellige Strahlung) beeinflussen unter anderem die Oberflächentemperatur. Bedecken an einem sonst sonnigen Tag Wolken den Himmel, so liegt die oberflächennahe Temperatur unterhalb der bei einem wolkenfreien Himmel erreichten Temperatur. Bei Nacht tritt ein umgekehrter Effekt ein. Tiefe Wolken reflektieren die vom Erdboden emittierte langwellige Strahlung zurück, so dass der Erdboden nicht so stark auskühlt, wie er es in klaren Nächten tut.

Wolken sind Teil des globalen Frischwasserkreislaufes. Entstehung und Abregnung finden nur selten am gleichen Ort statt. Eingebettet in der Luftströmung sind Wolken ein Transportmedium für latente Wärme und Frischwasser. Neben dem Kreislauf von Verdunstung über Wasserflächen und Abregnung über Landmassen treten Wolken durch Frischwassereintrag auch mit dem Ozean in Wechselwirkung. Durch Niederschlag gelangt Frischwasser in die Deckschicht. Die Deckschicht nimmt die oberen 50-100 m des Ozeans ein und zeichnet sich durch eine gute Durchmischung aus. Sie kann daher als homotherm angesehen werden. Da Frischwasser eine geringere Dichte als Salzwasser aufweist, bildet es eine dünne Schicht geringerer Dichte an der Oberfläche. Die Deckschicht wird auf diese Weise stabilisiert, denn die Dichte nimmt mit der Tiefe zu. Voraussetzung dafür ist jedoch, dass die dünne Süßwasserschicht nicht sofort durch Wind oder turbulente Prozesse mit dem Deckschichtwasser vermischt wird. Die untere Grenze der Deckschicht stellt die Thermokline dar. Als Thermokline wird die Temperatursprungschicht bezeichnet, die sich im Übergangsbereich zwischen dem gut durchmischten Deckschichtwasser und dem darunter liegenden, deutlich kälteren Tiefenwasser ausprägt. Bis in diese Tiefe ist ein direkter Einfluss der Atmosphäre zu erkennen. Durch die Oberflächenreibung des Windes an der Meeresoberfläche (Windstress) wird Impuls von der Atmosphäre an den Ozean abgegeben. Dieser Impuls bewirkt eine turbulente Durchmischung des Wassers und sorgt somit für eine Gleichverteilung von Salzgehalt und Temperatur. Je höher nun die Windgeschwindigkeit ist, desto mehr Impuls wird an den Ozean abgegeben und desto tiefer reicht die durchmischende Turbulenz - die Thermokline sinkt folglich ab. Da bei einer tiefreichenden Durchmischung auch kühleres Wasser tieferer Wassermassen in die Deckschicht mit eingemischt wird, nimmt die Temperatur der Deckschicht und somit auch die Meeresoberflächentemperatur ab. Dieser Effekt wiederum wirkt sich auf den Wärme- und Feuchtetransport vom Ozean in die Atmosphäre aus.

Wolken spielen in verschiedenen Kreisläufen und Rückkopplungsmechanismen eine zentrale Rolle. Inwiefern Wolken und anderen Klimagrößen wie Oberflächentempera-

tur und Luftdruck miteinander variieren soll im Rahmen dieser Arbeit klimatologisch untersucht werden. Hierzu stehen Daten eines gekoppelten Klimamodells sowie Satellitenbeobachtungsdaten zur Verfügung. Eine nähere Beschreibung der verwendeten Modelldaten folgt in Kapitel 3 und 4, eine der verwendeten Satellitendaten in Kapitel 5 und 6.

Kapitel 2

Statistische Verfahren

Zur Charakterisierung großer Datenmengen werden Methoden der Statistik verwendet. Durch Bestimmung von statistischen Momenten wie Mittelwert und Varianz sowie Durchführung von statistischen Analysen wie der Korrelationsanalyse, Regressionsanalyse oder EOF-Analyse wird das Verhalten von Klimadaten in ihrem Zeitverlauf näherungsweise wiedergegeben. Im folgenden werden die hier verwendeten linearen Methoden der Statistik vorgestellt.

2.1 Mittelwert

Der Mittelwert ist eine sehr wichtige statistische Größe. Er ist zwar einfach zu berechnen, doch sein klimatologischer Kontext ist sehr komplex. Das berechnete Mittel ist keine zuverlässige Annahme für einen wahren Klimazustand über einen langen Zeitraum. Neben den Fehlern, die beim Heraustrennen von Beobachtungen über einen begrenzten Zeitraum aus einer Zeitreihe entstehen, fließen Beobachtungsfehler durch Messinstrumente, Datenaufzeichnung und -übertragung in den Mittelwert ein. Hinzu kommt, dass die Zuverlässigkeit der Daten nicht als eine einheitliche Ortsfunktion betrachtet werden kann [63]. Bei der weiteren Verarbeitung der Daten werden diese verschiedenen Prozessen unterzogen, wie zum Beispiel der Interpolation auf ein Gitter. Das ursprüngliche Datenbild wird dabei geringfügig verfälscht. Die räumliche Auflösung wird verringert, was bei einer späteren Analyse berücksichtigt werden muss.

Der mittlere Zustand entspricht für sich betrachtet oft nicht dem typischen Zustand des Systems. So zeigt sich der Himmel in den mittleren Breiten im Laufe eines Herbstes sehr abwechslungsreich: Starke Bewölkung einer durchziehenden Zyklone und geringe Bewölkung bei Hochdrucklagen wechseln sich ab. Im Mittel hingegen kommt dieser wechselhafte Charakter des Herbstes nicht mehr zum Ausdruck. Der Herbst ist mäßig bis stark bewölkt und es gibt keine Auskunft darüber, ob der Charakter des Himmels eher wechselhaft oder konstant ist.

Der Mittelwert μ ist hier, wie in den meisten Fällen, das arithmetische Mittel, berechnet

aus der Summe über die Stichprobenwerte x_i , wobei n = Anzahl der Stichproben:

$$\mu = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \quad (2.1)$$

Er eignet sich gut als Stichprobenbeschreibung, da der mittlere Charakter eines Zeitraums wiedergegeben wird. Über einzelne Ereignisse gibt er jedoch keine Auskunft. Der Mittelwert kann auch als Zentrum der Masse der PDF (engl.: Probability density function, Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion) gesehen werden. Die PDF ist eine normierte Häufigkeitsfunktion, sie berechnet sich aus der Ableitung der Verteilungsfunktion der Stichprobe.

2.2 Standardabweichung

Um eine Stichprobe hinsichtlich ihrer Schwankungen zu beschreiben, fasst man diese durch ein Variationsmaß zusammen. Neben der Anomalie, also der durchschnittlichen Abweichung von einem Mittelwert, wird häufig die Standardabweichung verwendet. Zur Bestimmung der Anomalie a wird das arithmetischen Mittel des Stichprobenumfangs \bar{x} von der Stichprobe x abgezogen:

$$a_i = x_i - \bar{x} \quad (2.2)$$

Die Standardabweichung berücksichtigt nicht wie die Anomalie die lineare Abweichung der Daten von ihrem Mittelwert, sondern die quadratische. Die Standardabweichung σ berechnet sich aus der Wurzel der Varianz durch folgende Relation:

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad (2.3)$$

wobei n die Anzahl der Stichproben, x die Stichprobe und \bar{x} den Mittelwert darstellen. Für einen großen Stichprobenumfang gilt $n - 1 \approx n$. Praktischer ist es, die Standardabweichung statt der Varianz zu betrachten, da die Standardabweichung die gleiche Einheit wie die Stichprobe hat. Stichproben mit geringer Streuung sind nahe um den Mittelwert verteilt, die Standardabweichung ist dann gering. Unterscheidet sich die PDF deutlich von der Normalverteilung, so ist die Standardabweichung nur sehr begrenzt interpretierbar.

Die Normalverteilung ist eine stetige, symmetrische und glockenförmige Verteilung mit den beiden Parametern Mittelwert und Standardabweichung [53]. Sie heißt "normal", da sie viele Häufigkeitsverteilungen physikalischer Prozesse beschreibt. Um zu überprüfen, ob ein Stichprobenumfang normalverteilt ist, trägt man die prozentualen kumulativen Häufigkeiten einer Stichprobe gegen den Wertebereich auf.

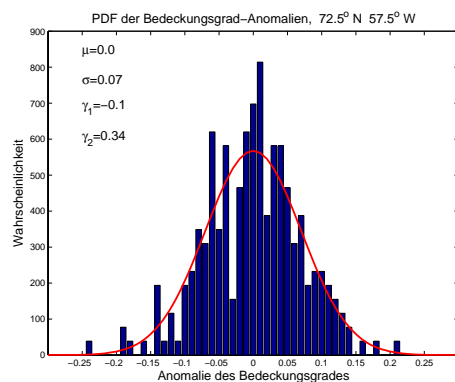
2.3 Schiefe

Die Schiefe (engl.: Skewness) ist das dritte statistische Moment. Skaliert wird sie durch das Integral im reellen Zahlenraum über die Stichprobe x , dem Mittelwert μ und der Varianz σ angegeben:

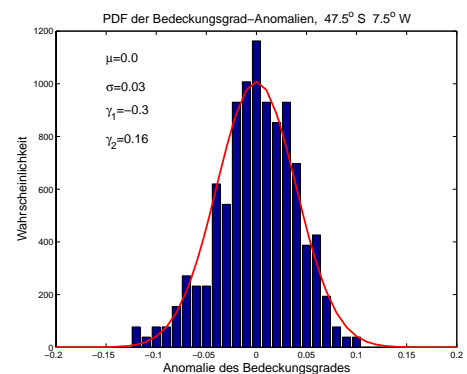
$$\gamma_1 = \int_{\mathfrak{R}} \left(\frac{x - \mu}{\sigma} \right)^3 f_X(\mathbf{x}) dx \quad (2.4)$$

Sie gibt den Grad der Abweichung der Stichprobenverteilung von der Normalverteilung bezüglich des Mittelwerts an. Ist $\gamma_1 = 0$, so ist die Verteilung symmetrisch. Für $\gamma_1 < 0$ spricht man von einer negativen Schiefe oder einer links-schiefen Verteilung, bei $\gamma_1 > 0$ weist die Verteilung eine positive Schiefe auf, ihr Verteilungsmaximum ist gegenüber dem Mittelwert nach rechts verschoben.

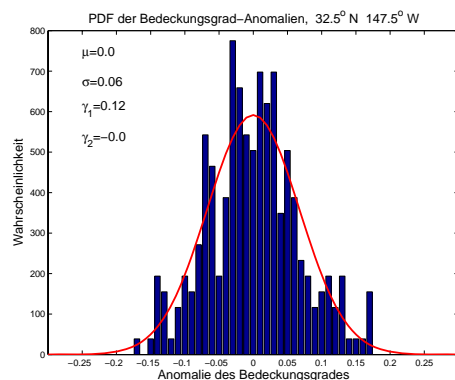
(a)



(b)



(c)



(d)

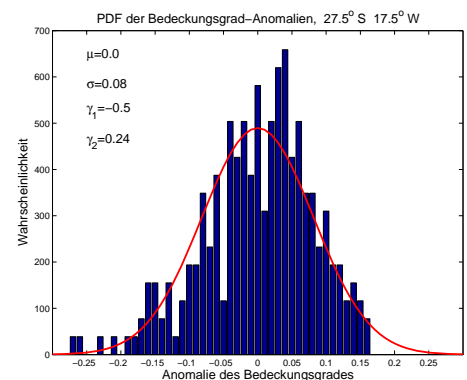


Abbildung 2.1: PDF der Anomalie der beobachteten Gesamtbedeckung in (a) der Polarregion, (b) den mittleren Breiten, (c) den Subtropen und (d) den Tropen

2.4 Kurtosis

Ein weiteres statistisches Maß zur Beschreibung der Abweichung einer Stichprobenverteilung von der Normalverteilung ist die Kurtosis, auch Exzess genannt. Sie beschreibt als viertes statistisches Moment die Breite der Verteilung und zeigt, ob die Verteilung platykurtischer (flachgipfliger) oder leptokurtischer (hochgipfliger) als die Normalverteilung ausfällt.

$$\gamma_2 = \int_{\mathcal{X}} \left(\frac{x - \mu}{\sigma} \right)^4 f_X(\mathbf{x}) dx - 3 \quad (2.5)$$

Ist $\gamma_2 < 0$, so ist die Verteilung platykurtischer, für $\gamma_2 > 0$ ist die Verteilung leptokurtischer als die Normalverteilung.

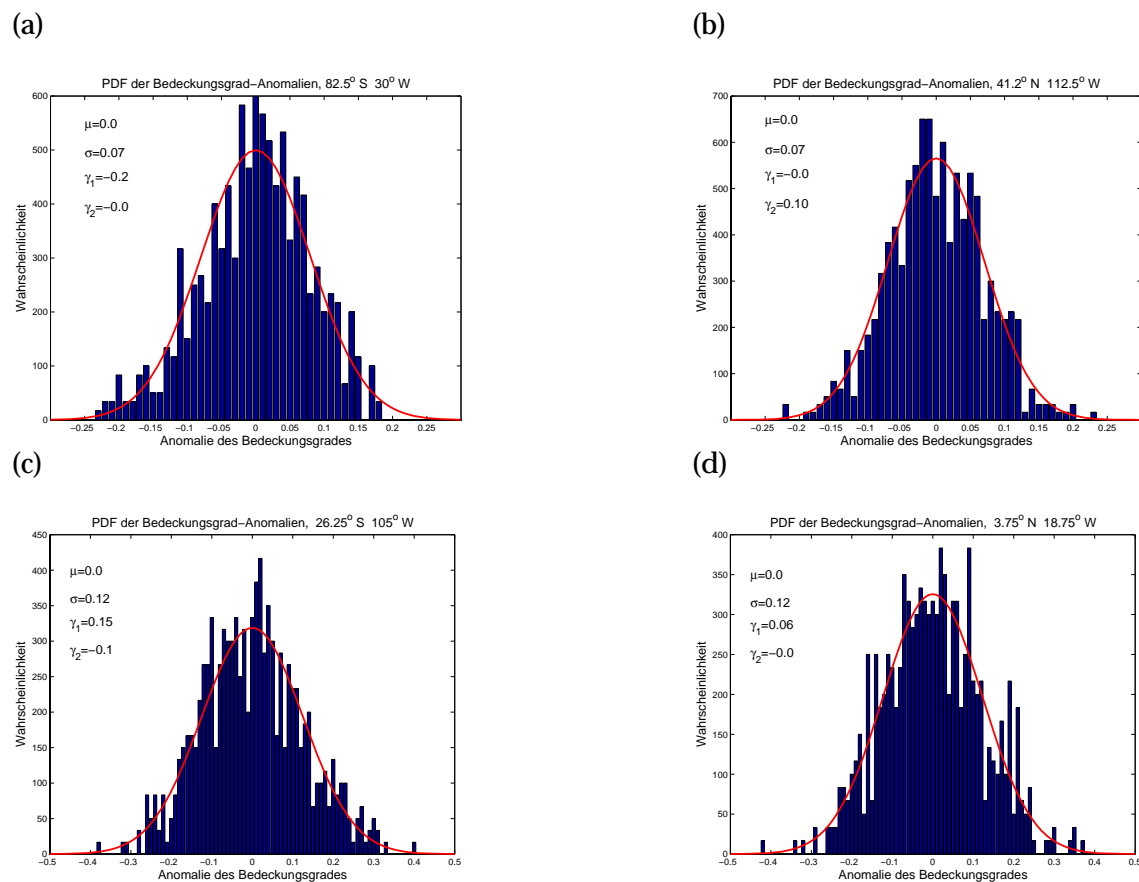


Abbildung 2.2: PDF der Anomalie der Gesamtbedeckung im ECHAM5-Modell in (a) der Polarregion, (b) den mittleren Breiten, (c) den Subtropen und (d) den Tropen

2.5 Normalverteilung

Trägt man die prozentualen kumulativen Häufigkeiten, also die Wahrscheinlichkeit, dass ein bestimmtes Ereignis aus dem Wertebereich auftritt, gegen den Wertebereich auf, so er-

wartet man bei einem normalverteilten Stichprobenumfang die Glockenform einer Gaußkurve. In Abb. 2.1 und Abb. 2.2 wurde für jede Klimazone (Polarregion, mittlere Breiten, Subtropen und Tropen) eine Verteilung an einem Gitterpunkt herausgenommen und mit der Gauß-Verteilung (PDF) verglichen. Dieser Vergleich wurde sowohl mit den Anomalien der beobachteten als auch mit der berechneten Gesamtbedeckung durchgeführt. Da Schiefe und Kurtosis der Anomalien nur geringfügig von null abweichen, kann die Verteilung im folgenden als normalverteilt betrachtet werden.

Ein normalverteilter Stichprobenumfang wird in den meisten statistischen Analysen vorausgesetzt. Die Wolkenverteilung ist annähernd um den Mittelwert von 0,6226 im Modell bzw. 0,6472 in den beobachteten Daten normalverteilt. Auch die anderen im Rahmen dieser Arbeit verwendeten Größen sind annähernd normalverteilt. Alle statistischen Verfahren können somit auf die verwendeten Datenfelder angewendet werden.

2.6 Korrelations- und Regressionsanalyse

Um den quantitativen Zusammenhang zwischen zwei (oder mehreren) Datensätzen zu ermitteln, führt man eine Korrelationsanalyse durch. Ziel ist es dabei, den Grad des Zusammenhangs zweier oder mehrerer Datensätze zu untersuchen und in einer Maßzahl, dem Korrelationskoeffizienten r , zum Ausdruck zu bringen. Er liegt im Wertebereich von $[-1, 1]$ und gibt an, wie hoch die Tendenz beider Datenfelder ist, gemeinsam zu variieren. Dem Vorzeichen des Koeffizienten kann man entnehmen, ob bei steigenden Werten des ersten Datensatzes auch die des zweiten ansteigen, oder ob sich beide gegensätzlich verhalten. Im ersten Fall ist der Korrelationskoeffizient positiv und man spricht von einer positiven Korrelation. Im zweiten Fall spricht man von einer negativen Korrelation und der Koeffizient hat ein negatives Vorzeichen. Ist der Koeffizient null, so weisen die Datensätze keinen linearen Zusammenhang auf. Je größer der Betrag des Korrelationskoeffizienten ist, desto größer ist die Tendenz beider Datensätze gemeinsam zu variieren. Der Betrag des Korrelationskoeffizienten ist gleich 1, wenn die beiden Variablen der Datensätze in einem linearen Zusammenhang stehen, der durch die Geradengleichung $x_t = a + by_t$ für Werte $a, b \in \mathfrak{R}$ beschrieben werden kann. Die Korrelation ist -1, wenn die Gerade x_t eine negative Steigung besitzt, also wenn b negative Werte annimmt. Bei einer positiven Steigung für positive b -Werte ist die Korrelation +1. Ist die Steigung gleich null, kann also kein linearer Zusammenhang gefunden werden, so ist auch der Korrelationskoeffizient $r = 0$. Die Datenpaare streuen unterschiedlich stark um die berechnete Regressionsgerade, so dass neben dem Fall, dass alle Datenpaare auf der Regressionsgerade liegen, also $|r| = 1$, Korrelationen zwischen -1 und 1 auftreten, je nachdem, wie stark die Datenpaare streuen. Eine große Streuung um die Regressionsgerade entspricht folglich einem geringen Betrag des Korrelationskoeffizienten.

Bei der Interpretation der Korrelationskoeffizienten muss berücksichtigt werden, dass zwei Stichproben mit einem Korrelationskoeffizient von null in nicht-lineare Beziehung zueinander stehen können und somit trotzdem miteinander korreliert sein können. Auch können zwei Größen über eine dritte miteinander verknüpft sein. In diesem Fall der

Scheinkorrelation sagt der Korrelationskoeffizient nicht über den tatsächlichen Zusammenhang aus. Voraussetzung für die Anwendung der Korrelationsanalyse ist ein normalverteilter Stichprobenumfang, der im Rahmen der hier verwendeten Daten gegeben ist.

Neben der Korrelation von Datensätzen miteinander, wie zum Beispiel ein Wolkenfeld mit einem Druckfeld oder einem Temperaturfeld, können auch Zeitreihen mit Datenfeldern korreliert werden. In dieser Arbeit wird diese Zeitreihenkorrelation durchgeführt, um den Zusammenhang zwischen dem Wolkenfeld und der 1. PC (Eigenwert der Zeitreihe, engl.: Principal Component) des Druckfeldes (NAO-Index) sowie der Zeitreihe des Niño 3.4-Index zu suchen. Desweiteren können zeitversetzte Felder mit einander korreliert werden, wie es bei der lag-Korrelation der Fall ist. Ziel ist dann, die Trägheit der Wechselwirkung zwischen zwei Messgrößen zu berücksichtigen.

2.7 Trendanalyse

Verlagert sich der Mittelwert einer Zeitserie, zum Beispiel das Jahresmittel, im Wertebereich zu höheren oder niedrigeren Werten hin, so spricht man von einem Trend in den Daten. Mit Hilfe der Trendanalyse kann man die Verlagerung einer Klimagröße erkennen und bei der Interpretation entsprechend berücksichtigen.

Die Trendanalyse einer Zeitreihe ist die Korrelation des zu untersuchenden Datenfeldes mit den zugeordneten Zeitpunkten. Sie ist somit nichts anderes als eine Korrelationsanalyse, wobei man in der Geradengleichung für den linearen Zusammenhang zwischen den beiden Datensätzen die Variable b durch die Zeit t ersetzt. Man erhält genau wie bei der allgemeinen Korrelationsrechnung eine Streuung der Datenpaare um den durch die entsprechende Regressionsgerade ausgedrückten Trend. Bei der Interpretation ist zu berücksichtigen, dass Daten auch einen nicht-linearen Trend haben können.

2.8 Empirische Orthogonalfunktionen (EOF)

Die räumliche und zeitliche Variabilität eines großen Datenfeldes lässt sich sehr gut mit der EOF-Analyse bestimmen. Ein Datenfeld besitzt häufig hoch redundante Daten, so dass zur Darstellung der Varianz auf ein Großteil der Daten verzichtet werden kann. Bei der Methode der EOF-Analyse wird die räumliche Varianz der Daten in orthogonale, räumliche Muster aufgespalten, die sogenannten empirischen Eigenvektoren [41]. Gleichzeitig berechnet man zu jedem Eigenwert eine Zeitreihe (engl.: Principal Component, PC), die den zeitlichen Verlauf darstellt. Als EOFs bezeichnet man die Eigenvektoren der Kovarianzmatrix. Man berechnet sie entweder direkt aus den Daten, oder leitet sie durch Standardisierung aus der Korrelationsmatrix ab. Die Kovarianzmatrix wird aus der Eigenwertgleichung mit Eigenwert λ und Eigenvektor \mathbf{g} berechnet [53].

$$(\mathbf{a}_{jk})\mathbf{g} = \lambda\mathbf{g} \quad \text{oder} \quad \sum (\mathbf{a}_{jk}\mathbf{g}_k) = \lambda\mathbf{g}_k \quad \text{für } j=1,2,\dots,N \quad (2.6)$$

Die Eigenvektoren sind die EOFs, die zugehörigen Eigenwerte geben anteilig die von der jeweiligen EOF erklärte Varianz an. Dabei sind alle Eigenvektoren paarweise orthogonal und ihre PCs unkorreliert. Der Eigenvektor mit dem größten Eigenwert stellt die erste EOF dar.

Die EOF-Analyse findet die effizienteste Darstellung der Daten, die den größten Betrag der Varianz mit der geringsten Menge an Daten erklärt. Sie ist ebenfalls der effizienteste Weg, eine Kovarianzmatrix zu interpretieren. Mit Hilfe der EOF-Analyse wird die raum-zeitliche Variabilität des Bedeckungsgrades in verschiedenen Regionen (Nordatlantik und Pazifik) untersucht.

Kapitel 3

Das ECHAM5-Klimamodell

Die Bewölkung im Klimamodell wird in dieser Arbeit anhand der Datensätze eines gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Meereis-Modells untersucht. Als Atmosphären-Zirkulationsmodell wurde das ECHAM5-Modell des Max-Planck-Institut (MPI) für Meteorologie in Hamburg gewählt. Es wurde dort Anfang der 90er Jahre entwickelt. Als Grundlage dient dabei das operationell arbeitende spektrale Wettervorhersagemodell des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wetterprognosen in Reading/UK (ECM-WF), daher der erste Teil des Namens: EC. Durch umfangreiche Parametrisierungen wurde es in Hamburg an die speziellen Anforderungen der numerischen Klimamodellierung und -vorhersage angepasst. Dies gab dem Namen den zweiten Teil: HAM. Das numerischen ECHAM-Klimamodell befindet sich nun in der 5. Generation.

Die prognostischen Variablen des numerischen Modells setzen sich aus der Vorticity (Vertikalkomponente der Wirbelstärke), der Divergenz, dem Oberflächenluftdruck, der Temperatur, der spezifischen Feuchte und dem Mischungsverhältnis von Wasserdampf und Wolkenwasser zusammen [45]. Wie auch bei seinen Vorgängern ECHAM1 bis ECHAM4 erfolgt die Berechnung der Dynamik aus Vorticity, Divergenz, Temperatur und Boden- druck spektral durch Reihenentwicklung sphärischer harmonischer Funktionen (Kugelflächenfunktionen). Aus Vorticity und Divergenz lassen sich Windfelder ableiten, aus denen (im Gitterpunktraum) die prognostischen Gleichungen für die spezifische Feuchte und den Wolkenkomponenten berechnet werden.

Die horizontale Auflösung des Modells wird durch die sogenannte Dreiecksabschneidung (engl.: triangular truncation) bestimmt. Das bedeutet, dass alle Wellenzahlen im Spektralraum größer eines bestimmten Grenzwertes abgeschnitten werden. In ECHAM5 ist dies je nach Option bei der Wellenzahl 21, 31, 42, 63, 85, 106 oder 159 der Fall. In dieser Arbeit wird eine horizontale Auflösung von T31 verwendet. Dies entspricht einer Gittermasche von $3,75^\circ \times 3,75^\circ$ und somit 96 Longituden und 48 Latituden auf einem Gauss-Gitter. Der T31-Auflösung entspricht einem Gitterpunktabstand von ca. 417 km am Äquator.

Prozesse, die auf einer Skala stattfinden, die kleinräumiger als die Maschenweite des Modellgitters sind, können im Modell nicht mehr aufgelöst werden und müssen daher mit Hilfe von empirischen oder physikalischen Ansätzen parametrisiert werden [45]. Sie be-

ruhen auf detaillierten Beobachtungen und hochaufgelösten Prozessmodellstudien. Zu den in ECHAM parametrisierten Prozessen zählen unter anderem Wolkenbildung und Strahlungstransport. Die Verknüpfung von Spektral- und Gitterpunktraum wird durch eine Fourier-Transformation realisiert.

Einen Überblick über die prognostischen Variablen und die parametrisierten Prozesse im ECHAM5-Modell gibt Tab. 3.1:

prognostische Variablen	Vorticity Divergenz natürlicher Logarithmus des Oberflächendruckes Temperatur spezifische Feuchte Mischungsverhältnis des Gesamtwolkenwassers (flüssige und Eis-Phase) Spurengase und Wolkenaeerosole (optional)
parametrisierte "sub-skalige" Prozesse	Wolkenbedeckung vertikaler turbulenter Austausch Cumuluskonvektion großskalige Kondensation Strahlungstransport (lang- und kurzwellig) Bodenprozesse Gravitationswellen

Tabelle 3.1: Prognostische Variablen und parametrisierte Prozesse im ECHAM5-Modell

Die vertikale Auflösung wird durch ein hybrides σ -p-Koordinaten-System beschrieben (p = Luftdruck, σ = relative Luftdruck, bezogen auf den Bodenluftdruck). 19 hybride Schichten sind in dem hier verwendeten Modelllauf von der Erdoberfläche bis in eine Höhe von 10 hPa ungleichmäßig verteilt (siehe Abb. 3.1). Optional kann auch eine vertikale Auflösung von 31 Schichten gewählt werden. Ein σ -p-Koordinaten-System hat den Vorteil, dass es der Orographie folgt. An der Oberfläche folgen die Koordinaten der Topographie, mit zunehmender Höhe gehen sie langsam in konstante Druckschichten über. In der planetaren Grenzschicht wird die höchste Auflösung erzielt. Die Druckdifferenz zweier übereinander liegenden Schichten beträgt maximal 10 hPa. Beschrieben wird es durch die Gleichung

$$p_k = A_k + B_k p_s \quad (3.1)$$

wobei p_k in Pascal [Pa] der Luftdruck der Schicht $k = 0, 1, \dots, n$ ist und p_s der Bodenluftdruck in [Pa], A und B sind Konstanten. Für den Grenzfall $A = 0$ liegen reine σ -Koordinaten, im Fall $B = 0$ reine p-Koordinaten vor.

Die Dynamik im Klimamodell wird durch partielle Differentialgleichungen beschrieben. Diese ermöglichen eine Modellierung physikalischer Transportprozesse. Zu den partiellen Differentialgleichungen zählt zum Beispiel die Diffusions-, die Konvektions- und die

Advektions-Gleichung. Die Advektions-Gleichung stellt eine einfache und gute Modellierung für laminare (reibungsfreie) Strömungen dar, wie sie für die freie Atmosphäre angenommen werden kann. Turbulente Strömungen hingegen verkomplizieren die Modelldynamik und bringen einen erheblichen zusätzlichen Rechenaufwand mit sich. Da sich Turbulenz aber auf mikroskaligen Ebenen abspielt, die im Klimamodell sowohl in horizontaler als auch vertikaler Richtung nicht wiedergegeben werden, wird sie parametrisiert.

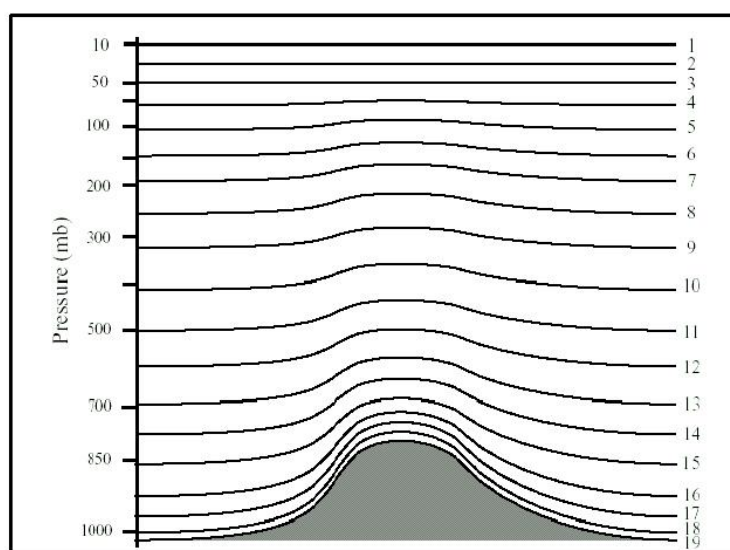


Abbildung 3.1: schematische Darstellung des hybriden σ - p -Koordinaten-Systems mit 19 vertikalen Schichten

Zu Beginn der Modellrechnung werden die partiellen Differentialgleichungen miteinander gekoppelt und alle relevanten physikalischen Prozesse parametrisiert. Anschließend werden die Gleichungen in sphärische Koordinaten transformiert. Die Gleichungen zur Beschreibung der prognostischen Variablen Vorticity, Divergenz, Temperatur und Bodendruck werden spektral durch die Fouriertransformation formuliert. Die prognostischen Gleichungen für spezifische Feuchte und Wolkenkomponenten werden im Gitterpunkt-raum aus den Windfeldern errechnet, die sich aus der Vorticity und der Divergenz ableiten lassen. Das System der Differentialgleichungen wird im ECHAM-Modell nun mit Hilfe des stabilen, semi-impliziten Zeitschrittverfahrens (Leapfrog) gelöst [45]. Die zeitliche Auflösung des Modells hängt im wesentlichen von der räumlichen Auflösung ab und wird durch das CFL-Kriterium bestimmt (Courant-Friedrichs-Levy-Kriterium). Dieses Kriterium besagt, dass bei einer höheren Gitternetzauflösung die Zeitschritte zur Berechnung der Variablen dementsprechend verringert werden muss.

Neben den technischen Erneuerungen wie der völligen Überarbeitung des Quellcodes und einer Übersetzung in Fortran 95 (ermöglicht den Einsatz auf allen wichtigen Be-

triebssystemen) sind die physikalische Parametrisierung im ECHAM5-Modell gegenüber den Vorgängermodellen verbessert worden und neue, modellrelevante Komponenten sind hinzu gekommen [45]. Dazu zählen:

- Advektionsschema
- Wolkenbedeckung und -Mikrophysik
- Cumuluskonvektion
- subgitter-skalige und orographische Effekte
- langwellige Strahlung
- Verdoppelung des spektralen Intervalls bei kurzwelligem Strahlungstransport
- Landoberflächenprozesse als Grenzprozesse an der Schnittstelle Atmosphäre/Erdboden
- Oberflächenalbedo
- getrennte Behandlung von Wolkenwasser und Wolkeneis
- vertikale Diffusion
- Orbitalparameter

Die Modelldaten der in dieser Arbeit verwendeten Läufe wurden mit einem gekoppelten Atmosphäre/Ozean-Modell, dem Kiel-Climate-Model KCM, gerechnet. Dafür wurde das ECHAM5-Atmosphärenmodell mit dem Ozeanzirkulations- und Meereismodell NEMO gekoppelt. Atmosphären- und Ozeanmodell sind über OASIS3 [62], ein Kopplungsmodul, miteinander verknüpft. NEMO wird auf einem ORCA2 Gitter aufgelöst. Das ORCA2-Gitter [36] wird durch ein Mercator-Gitter mit 2° Auflösung beschrieben, wobei in den Tropen eine Auflösung von $0,5^\circ$ erreicht wird. So kann im äquatorialen Pazifik eine horizontale Auflösung von $0,5^\circ$ in meridionaler und 2° in zonaler Richtung erreicht werden. Vertikal hat das Ozeanzirkulations- und Meereismodell 31 Level, wobei 10 Level in den oberen 100 m liegen. Die maximale Tiefe beträgt 5000 m [36]. Das Kopplungsmodul OASIS3 rechnet die Prozesse zur Änderung von Impuls-, Wärme- und Frischwasserfluss, bedingt durch das Atmosphären- und Ozeanmodell. Eine Flusskorrektur wird nicht vorgenommen, so dass das Modell in seinen eigenen Gleichgewichtszustand driften kann. Im ECHAM5-Atmosphärenmodell wird mit einer aktuellen Atmosphärenzusammensetzung gerechnet, der CO_2 -Gehalt verändert sich nicht.

Das Atmosphärenmodell erhält SST und Meereisausdehnung vom Ozeanmodell und berechnet daraus weitere Parameter wie horizontalen Windschub, Frischwasserfluss und Nettoenergiebilanz. Die atmosphärischen Parameter ihrerseits werden an das Ozeanmodell übergeben. Die Übergabe der Parameter des jeweiligen Modells erfolgt einmal am

Tag, die Werte der Parameter entsprechen den Zeitmitteln. Berechnet werden die Modellparameter in Zeitschritten von 5760 Sekunden (96 Minuten bzw. 1 Stunde 36 Minuten) im Ozeanmodell NEMO bzw. in 2400 Sekunden Zeitschritten (40 Minuten) im ECHAM5-Atmosphärenmodell (persönliche Mitteilung W. Park, IfM-Geomar Kiel)

Kapitel 4

Wolken im Klimamodell

In allgemeinen Zirkulationsmodellen der Atmosphäre (engl.: general circulation model, GCM) zählen Wolken zu den subskaligen Phänomenen. Erst bei einer Gitterauflösung von 1 km und kleiner können für die Wolkenphysik relevante Bewegungen aufgelöst werden. In diesem Fall macht man die Annahme, dass jede Gitterzelle komplett bewölkt ist, falls Kondensation eintritt. Bei wolkenauflösenden Modellen (cloud resolving model, CRM) ist dies der Fall. Bei allgemeinen Zirkulationsmodellen hingegen ist die Gitterskala mit 100 km und mehr deutlich gröber, so dass in einer Gitterzelle die relevante Wolkenphysik nicht mehr aufgelöst werden kann. Auf diesen Skalen werden Wolken als subskaliges Phänomen behandelt und die geometrischen Effekte der Wolken berücksichtigt. Um die fraktale Wolke in ein kleindimensionales Objekt zu reduzieren, wird dieses Problem im GCM im allgemeinen auf die folgenden Spezifikationen reduziert [60]:

- horizontale und vertikale partielle Bedeckung der Gitterbox durch Wolken
- Subwolkenvariabilität der Wolkenvariablen in der Horizontalen und Vertikalen
- überlappen von Wolken in einer vertikalen Säule

Die Genauigkeit einer Wolkenparametrisierung mit seinen Annahmen hängt somit stark davon ab, wie realistisch der advective Transport von Wolkenvariablen, Subgitterprozessen, Wolkenmikrophysik und optischen Wolkeneigenschaften im wolkenbeschreibenden Schema behandelt wird [60].

4.1 Wolkenbedeckung im Modell

Eine partielle Wolkenbedeckung kann nur existieren, wenn auf der horizontalen subgitter Skala eine Variabilität in Feuchte und/oder Temperatur vorhanden ist. Feuchte und Temperatur bestimmen das Sättigungsmischungsverhältnis. Sind Temperatur und Feuchte homogen verteilt, so folgt daraus, dass entweder die gesamte Gitterzelle unter-sättigt und somit unbewölkt ist, oder dass die gesamten Zelle mit Wasserdampf übersättigt und daher bewölkt ist.

Fluktuationen in der Temperatur- und Feuchteverteilung können bewirken, dass die

Feuchte auf der Subgitter-Skala den Sättigungswert nicht zwingend erreicht bzw. überschreitet.

Eine partielle Wolkenbedeckung in einer Gitterbox ist nur dann möglich, wenn Temperatur- oder Feuchtefluktuationen existieren (Abb. 4.1). Die blaue Linie zeigt die Feuchte q , die gelb gestrichelte Linie das Sättigungsverhältnis q_s entlang einer willkürlichen, die Gitterbox repräsentierende Linie. Kondensiert übersättigte Luft, so sind die rot schattierten Regionen bewölkt.

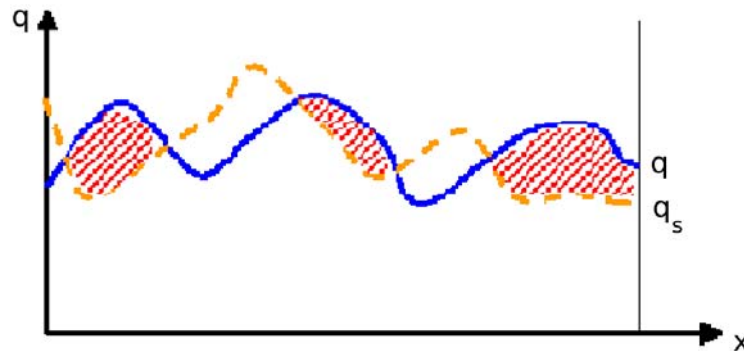


Abbildung 4.1: Feuchteverteilung in einer Modellwolke, aus Tompkins 2005

Nimmt man an, dass überschüssige Feuchte sofort in Wolkenwasser überführt wird, so muss die mittlere relative Feuchte \overline{RH} im Gitter inhomogen sein, wenn die Wolkenbedeckung ebenfalls inhomogen ist. Umgekehrt sollen alle Wolkentropfen sofort verdunsten, wenn die Umgebung untersättigt ist. Für den bewölkten Teil der Gitterbox sei die relative Feuchte $RH = 1$ und bei klarem Himmel (clear sky) sei $RH < 1$.

Alle Wolkenschemata, die eine Wolkenbedeckung $N \neq 0$ für $\overline{RH} < 1$ diagnostizieren können, machen eine Annahme bezüglich der Temperatur- und/oder Feuchtefluktuation auf der subgitter-Skala [60]. Dafür gibt es zwei Möglichkeiten: Entweder die Natur dieser Fluktuationen wird explizit angegeben, meistens durch Spezifizierung der Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion (engl.: probability density function, PDF) für den Gesamtwassergehalt der Gitterzelle, oder es wird implizit die Statistik der Zeitmittel der Fluktuationen angenommen. Die tatsächliche PDF an jedem Gitterpunkt ist dann vielleicht nicht bekannt.

4.2 Relative-Feuchte-Schema

Das Relative-Feuchte-Schema (RH-Schema) spezifiziert einen Zusammenhang zwischen dem Grad der Wolkenbedeckung und der relativen Feuchte. Im vorangehenden Abschnitt wurde gezeigt, dass subgitter-skalige Fluktuationen Wolkenbildung ermöglichen, obwohl für die relative Feuchte des Gittermittels $\overline{RH} < 1$ gilt. RH-Schemata beschreiben

dies durch Einführung einer kritischen relativen Feuchte RH_{krit} , ab welcher angenommen wird, dass sich Wolken bilden. Bei zunehmender relativer Feuchte über den kritischen Wert hinaus nimmt die Wolkenbedeckung entsprechend dem Anwachsen der RH-Funktion zu. Bei einem Bedeckungsgrad $N = 1$ muss folglich auch die relative Feuchte $RH = 1$ sein. Folglich definiert RH_{krit} die Amplitude der Fluktuation der relativen Feuchte, also die Varianz. Ist die kritische relative Feuchte gering, so müssen die subgitter-skaligen Fluktuationen groß sein, damit sich Wolken in trockenen Umgebungen bilden können. Ein Nachteil dieses Schemas ist die noch unklare Verknüpfung von Wolkenbedeckung und lokalen dynamischen Bedingungen [60]. Konvektive Wolken entstehen, wenn der lokale Feuchteeffekt ausreicht, um die relative Feuchte über den kritischen Grenzwert hinaus anwachsen zu lassen. Es ist jedoch offensichtlich, dass eine Gitterzelle mit 80% relative Feuchte bei hochreichender Konvektion eine andere Wolkencharakteristik aufweist als eine Gitterzelle mit 80% relative Feuchte in einer frontalen Stratuswolke.

In dem hier verwendeten ECHAM5-Modell wird das RH-Schema nach Tiedtke verwendet, wobei stratiforme und konvektive Wolken getrennt betrachtet werden. Anders als in dem zuvor beschriebenen Schema wählt das Tiedtke-Schema eine andere Gruppe von prognostischen Variablen für das Wolkenchema: Wasserdampf, Wolkenwasser und Wolkenbedeckung [60]. Wie oben beschrieben können Wasserdampf und Wolkenwasser verwendet werden, um bei teilweise bewölkter Umgebung einen äquivalenten Mittelwert und Varianz von Gesamtwasser zu bestimmen. Das Tiedtke-Schema geht noch einen Schritt weiter und führt eine weitere prognostische Variable ein: die Wolkenbedeckung. Dies hat einige Vorteile, denn so vereinfacht es den Ursprung einiger Quellen und Senken deutlich. So zum Beispiel beim Konvektions-Schema: Es erzeugt eine Masse von ausgemischter Wolkenluft, die nun einfach direkt in die entsprechenden Gleichungen für Wolkenwasser und Bedeckung eingesetzt wird, ohne Rückgriff auf Verteilungsfunktionen. Dennoch werden auch im Tiedtke-Schema Annahmen bezüglich zugrundeliegender Verteilungen gemacht, um einige Quellen und Senken der prognostischen Gleichungen zu erhalten. So zum Beispiel die Quelle von Wolkenwasser und Wolkenbedeckung einer abkühlenden Gitterbox [60].

Ein Nachteil des Tiedtke-Schemas ist, dass es sich selbst gegenüber nicht konsistent ist. In einem reinen statistischen Ansatz, in dem die Momente der PFD berechnet werden, sind Wolkenwasser und Bedeckung dazu gezwungen, einander gegenüber konsistent zu sein, da sie beide von der gleichen Verteilung abgeleitet sind. Im Tiedtke-Schema hingegen sind Wolkenwasser und Bedeckung inkonsistent, da sie in keinem direkten mathematisch modellierten Zusammenhang stehen [60].

Beschreiben Wolkenwasser und Bedeckung nur die integrierte Form der statistischen PDF, so gilt im Falle von unbewölkten oder bedeckten Gitterboxen das "lost-of-information" Dilemma. Ist die Gitterzelle unbewölkt, so erzeugt das Tiedtke-Schema die mittlere Feuchte, gibt aber keine Informationen über die vorhandene Variabilität. Einen Ausweg bietet die Implementation fester kritischer Werte der relative Feuchte für Wolkeninformationen. Somit ist die Varianz für unbewölkte Regionen festgesetzt [60].

4.3 Statistisches Schema

Neben der Beschreibung der räumlichen und zeitlichen mittleren Statistik von Feuchte-Fluktuationen wie im RH-Schema, kann man einen weiteren Ansatz verfolgen. Und zwar kann man die einer Gitterbox zugrundeliegende Verteilung der Feuchte- und/oder Temperaturvariabilität vorschreiben [60]. Abbildung 4.2 zeigt schematisch den Ansatz des statistischen Wolkenschemas: Im oberen Teil der Abbildung ist die idealisierte PDF des Gesamtwassers q_t gezeigt. Die vertikale Linie zeigt das Sättigungsmischungsverhältnis $q_t = q_s$. Daraus folgt, dass alle Punkte unter der PDF rechts von dieser Linie bewölkt sind. Im unteren Teil der Grafik ist gezeigt, wie das Integral über die Fläche die PDF in die Bewölkungsproportionen der Gitterbox überführt. Die dunklen Schattierungen stehen für hohe Gesamtwasserwerte.

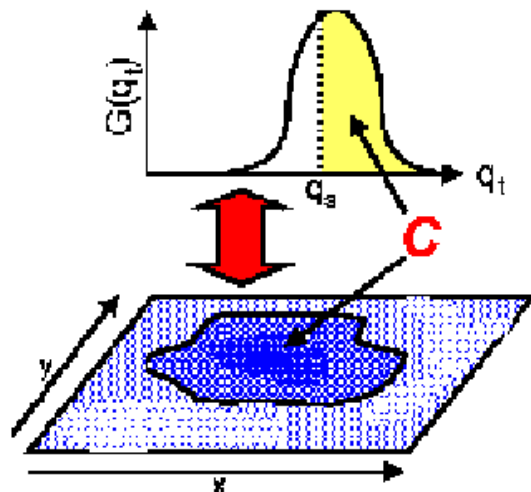


Abbildung 4.2: Schematische Darstellung des Ansatzes für statistische Wolkenschemen, aus Tompkins 2005

Ist die Wahrscheinlichkeitsdichteverteilung (PDF) des Gesamtwassers q_t bekannt, so ist die Wolkenbedeckung das Integral über den Teil der PDF, für den $q_t > q_s$ gilt, wobei q_s für das Sättigungsmischungsverhältnis steht.

Vergleicht man das statistische Schema mit dem RH-Schema, so findet man keinen klaren Unterschied. Für zeitinvariante Varianzen kann das statistische Schema in ein RH-Schema überführt werden [60]. Mit dem statistischen Wolkenschema wird im ECHAM5-Modell die partielle Wolkenbedeckung bestimmt. Dabei wird die PDF des Gesamtwassers von Simulationen mit einem wolkenauflösenden Modell angenommen [45].

4.4 Physikalische Parameterisierung der Wolken in ECHAM5

Stratiforme und konvektive Wolken werden im Modell mit zwei verschiedenen Wolkenschemata berechnet. Das Schema für stratiforme Wolken besteht aus prognostischen Gleichungen für die drei Wasserphasen dampfförmig, flüssig und fest, Bulk-Wolkenmikrophysik [33] und einem statistischen Wolkenbedeckungsschema mit prognostischen Gleichungen für die Verteilung der Momente [61]. Das mikrophysikalische Schema berücksichtigt die Phasenänderung zwischen Wasserdampf, Wasser und Eis, also Kondensation/Verdunstung, Deposition/Sublimation und Gefrieren/Schmelzen sowie die Niederschlagsprozesse Autokonversion, Akkretion und Aggregation. Des Weiteren sind Verdunstung von Regen, Schmelzen von Schnee sowie Sedimentation von Wolkeneis konsistent. Für Wolken auf der subgitter-Skala wird angenommen, dass sie ausschließlich durch Fluktuationen im Gesamtwassergehalt bedingt werden. Der Gesamtwassergehalt wird durch die β -Verteilung (PDF) repräsentiert. Die Varianz erhält man aus der numerischen Auflösung der entsprechenden prognostischen Gleichung. Dabei wird Produktion, turbulenter Transport und Dissipation der Varianz berücksichtigt, advektiver Transport hingegen wird vernachlässigt.

Zur Beschreibung der Cumuluskonvektion wird ein Massenfluss-Schema für flache, mittelhohe und hochreichende Konvektion [59] mit einer Modifikation der hochreichenden Konvektion nach [38] verwendet. Das Schema basiert für Aufwärts- und Abwärtsbewegungen inklusive Turbulenz und organisiertes Einmischen und Ausmischen von Wolkenluft auf den Erhaltungsgleichungen für Masse, Wärme, Wasserdampf, Wolkenwasser und Impuls. Turbulente Einmischungs- und Ausmischungsraten sind für die drei Typen der Cumuluskonvektion (flache, mittelhohe und hochreichende Konvektion) unterschiedlich spezifiziert. Nur bei hochreichender Konvektion wirkt organisiertes Einmischen durch Einfluss von Umgebungsluft in den Aufwärtsstrom des Cumulus, wo die Luftpakete nach oben hin beschleunigt werden. Der Auftrieb ist dann positiv. Organisiertes Ausmischen hingegen tritt auf, wenn Luftpakete abgebremst werden, wenn der Auftrieb also negativ ist. Organisiertes Einmischen und Ausmischen von Wolkenluft stehen folglich in direkter Verbindung zur Wolkenaktivität. Ausmischen von Wolkenwasser im oberen Teil des konvektiven Aufwärtsstroms wird als Quellterm in den Gleichungen für den Wassergehalt stratiformer Wolken verwendet. Bei hochreichender Konvektion wird die konvektive Aktivität durch die konvektive verfügbare potentielle Energie (engl.: convective available potential energy, CAPE) ausgedrückt. Der auf den Wolken basierende Massenfluss wird durch die Annahme, dass CAPE auf einer spezifischen Zeitskala gegen null geht, berechnet. Die spezifische Zeitskala hängt von der horizontalen Auflösung ab. Sie liegt in dem hier verwendeten Modell bei 40 Minuten.

Kapitel 5

Beobachtete Wolkenbedeckung

Wolken sind mit der Zirkulation der feuchten Atmosphäre gekoppelt. Neben der direkten Wechselwirkung mit Luftbewegungen durch latente Wärme erzeugen Wolken durch ihre Strahlungseigenschaften im System Erde-Atmosphäre einen netto Energiegewinn oder -verlust. Durch die Variabilität der Wolken in Bedeckungsgrad und Eigenschaft können diese Klimaveränderungen verstärken oder dämpfen. Es ist bekannt, dass die Sensitivität eines Klimamodells stark von der Wiedergabe der Wolken im Modell abhängt [12],[54], [31],[10],[71], aber auch von den in den Modellen unterschiedlich wiedergegebenen Wolkenrückkopplungsmechanismen [14], [13], [71].

Zur Validierung der verwendeten ECHAM5-Modelldaten wird in dieser Arbeit die modellierte Gesamtbedeckung mit der von Satelliten beobachteten verglichen. Zur Verfügung standen die Bedeckungsdaten des ISCCP-D2 Datensatzes für die Jahre 1983 bis 2004 (<ftp://isccp.giss.noaa.gov>). ISCCP steht für International Satellite Cloud Climatology Project. Es wurde 1982 als Teil des World Climate Research Program (WCRP) gegründet. Hauptaufgabe des Projektes besteht im Sammeln und Analysieren von Strahlungsmessungen der Wettersatelliten, um daraus die globale Verteilung von Wolken, deren Eigenschaften sowie deren täglichen, saisonalen und interannualen Variationen abzuleiten. Die so gewonnenen Datensätze werden für Untersuchungen der Rolle der Wolken im Klima, der Effekte auf den Strahlungshaushalt sowie auf den globalen Wasserkreislauf verwendet.

Die Daten von bis zu fünf geostationären und zwei polumkreisenden Satelliten werden zusammengeschnitten, um alle drei Stunden einen global umfassenden Datensatz der Bewölkung zu erhalten.

5.1 Fehlerquellen für die ISCCP Bewölkung

Betrachtet man eine globale Karte der mittleren beobachteten Wolkenbedeckung (Abb. 5.3), so ist zwischen 50°E und 100°E eine deutliche, unnatürliche Struktur zu erkennen, die auf ein Artefakt in den ISCCP-Produkten hindeutet [21]. Sie ist bedingt durch eine störende, aber schwache Abhängigkeit der gemessenen Wolkeneigenschaften von dem Zenitwinkel des messenden Satelliten. So nimmt der Gesamtbetrag der Wolken um

15-20% zu, wenn der Cosinus des Zenitwinkels von 1,0 auf einen Wert von 0,3 abnimmt [21]. Die meisten hier verwendeten Satellitendaten aus diesem Gebiet sind unter einem Wert von größer 0,4 beobachtet worden, so dass dieser Effekt etwas abgeschwächt wird. Dieser die Gesamtbedeckung beeinflussende Artefakt wird im allgemeinen zum einen durch geometrische Effekte erklärt, die bei durchbrochener Bewölkung auftreten [21], zum anderen durch winkelabhängige Sensitivitäten bei der Erkennung von optisch dünnen Wolken. Die Auswirkungen des Gesamteffekts auf den Bedeckungsgrad bedarf noch weiterer Untersuchung [49].

Ferner treten systematische Fehler bei der Kalibrierung der Wolkendetektion auf. Nach Bearbeitung der Daten verbleibt ein Fehler von < 3% im sichtbaren Frequenzbereich und ein Fehler < 1% im IR-Bereich [51].

5.2 ISCCP-Wolkenprodukte

Den ISCCP-Daten liegt ein "Equal Area" Gitter mit 280 km x 280 km Auflösung zugrunde. Zur besseren Darstellung wird das "Equal Area" Gitter in ein "Equal Angle" Gitter umgewandelt mit 72 zonalen und 144 meridionalen Intervallen bei einer 2,5° x 2,5° Auflösung. Das Gitter deckt alle Breitengradzonen von 90°S bis 90°N ab.

Der Wolkenerkennungsprozess entscheidet für jedes Satellitenpixel (Sichtfeldbereich des Satelliten, rund 5 km im Durchmesser), ob es bewölkt oder unbewölkt ist. Er vergleicht für jeden Wellenlängenbereich IR (Infrarot), VIS (sichtbar, engl. visible) und NIR (nahes IR) die im Pixel beobachtete Strahlung mit der eines unbewölkten Pixels. In den Gitterdaten bilden viele Satelliten-Pixel eine Gitterzelle, so dass der Bewölkungsgrad einer Gitterzelle wie folgt berechnet wird: die Anzahl der bewölkten Satellitenpixel in einer Gitterzelle wird durch die Gesamtanzahl von Satellitenpixel in dieser Gitterzelle dividiert. Anschließend wird der Bedeckungsgrad in Prozent auf 0,5%-Genauigkeit gerundet [21].

ISCCP verwendet die spektralen Kanäle der operationellen Wettersatelliten, jedoch nicht die spektralen Kanäle des HIRS (hochauflösende Infrarot-Radiometer, engl.: High Resolution Infrared Radiometer Sounder), da diese nicht auf allen geostationären Satelliten zur Verfügung stehen. Die langwelligen IR-Kanäle bieten eine Alternative zur Detektion von Cirruswolken in der oberen Troposphäre. Diese hohen Wolken sind in den vom ISCCP verwendeten Kanälen häufig nicht mehr zu erkennen. So ist im Vergleich zur Wolkendetektion mit HIRS der Gesamtbedeckungsgrad im ISCCP um 10-15% geringer. Diese Differenz ist im wesentlichen auf die häufigere Erkennung von Cirruswolken im langwelligen IR-Bereich zurückzuführen [67].

Alle drei Stunden wird ein Bewölkungsdatensatz für die gesamte Erde erstellt. Das hier verwendete Monatsmittel der Bewölkung wurde durch Mittelung der einzelnen Termine (00, 03, 06, 09, 12, 15, 18 und 21 UTC) in einem Monat und anschließender Mittelung über alle acht Termine berechnet.

5.3 Satellitendaten und Modelldaten im Vergleich

Erwartungsgemäß ist der Bedeckungsgrad über dem Ozean höher als über den Landmassen. Das globale Mittel liegt dem zufolge zwischen dem über Wasser und dem über Land gemessenen. Ein Vergleich der Werte aus Satellitenbeobachtung und Modell ist in Tab. 5.1 dargestellt:

	Satellit	Modell	Abweichung
Land	57,67%	55,34%	2,33%
Ozean	70,21%	64,85%	5,36%
global	64,72%	62,26%	2,46%

Tabelle 5.1: Globale Mittel der Wolkenbedeckung aus ISCCP D2 (Satellitendaten) und Modell

Im Modell ist der Bedeckungsgrad um 2,33% über den Kontinenten und um 5,36% über den Ozeanen geringer als der durch Satelliten beobachtete. Die Abweichung der Modelldaten von Beobachtungsdaten ist über den Ozeanen um $2\frac{1}{3}$ größer als über den Landmassen bzw. fast doppelt so hoch wie die des globalen Mittels. Die Bestimmung des Bedeckungsgrades über Eismassen aus Satellitendaten gestaltet sich schwierig, da sich kalte Wolken vor dem Untergrund kalter Eismassen aufgrund gleicher Strahlungstemperatur und Helligkeit kaum abheben. Der Bedeckungsgrad über Eismassen wird somit häufig überschätzt. Mehrere Bedingungen führen zu einer geringeren modellierten Wolkenbedeckung. So ist die Modellgitterauflösung mit $3,75^\circ \times 3,75^\circ$ gegenüber $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ sehr grob, um den Faktor 6,25 größer als die Maschenfläche des Datengitters der Satellitenmessungen. Im Modell führen raue Oberflächen und die Topographie häufig zur Bildung flacher mesoskaliger und synoptisch-skaliger Zirkulationssystemen, die durch das grobe Modellgitter nicht mehr adequat aufgelöst werden. Außerdem wird im Modell die Bewölkung an der planetarischen Grenzschicht nicht direkt dort durch ein Schema berechnet, sondern durch das stratiforme und konvektive Wolkenschema, deren Parameter durch Prozesse an der planetaren Grenzschicht modifiziert sind [71]. Dies führt zu einer Überschätzung von tiefen, optisch dünnen Wolken, da die Variabilität der relativen Feuchte als Hauptkontrollvariable für Wolken im Modell dort eine geringe Amplitude aufweist. Die Variabilität der relativen Feuchte kann in diesem Fall dann nicht mehr als guten Indikator für Wolken verwendet werden. Besonders deutlich tritt der letzte Effekt über den Ozeanen hervor, wo die Grenzschichtbewölkung einen großen Anteil an der Gesamtbedeckung ausmacht. Die absolute Abweichung des Bedeckungsgrades zwischen Beobachtung und Modell nimmt dort den größten Wert an (vergl. Tab. 5.1).

Vergleiche des ISCCP-Wolkendetektions-Algorithmus mit anderen Algorithmen [49] haben gezeigt, dass der Gesamtbedeckungsgrad über dem Ozean bei geringer Wolkenbedeckung eine Genauigkeit von $\pm 9\%$ aufzeigt. Dabei setzt sich die Abweichung zu $\sim 5\%$ aus einer Unterschätzung in Regionen mit persistenter Bedeckung und zu $\sim 5\%$ aus einer Unterschätzung bei Nacht zusammen. Die Bedeckung über den Landmassen kann mit

einer Ungenauigkeit von $\pm 7\%$ beziffert werden. In den höheren Breiten wird möglicherweise durch Verwendung von Grenzwerten bei der VIS-Strahlung anstelle von Grenzwerten in der VIS-Reflexion der Gesamtbedeckungsgrad leicht unterschätzt [49]. So sind die im Rahmen des ISCC-Projekts gemessenen Wolkenbedeckungsgrade im Polarwinter leicht geringer als in anderen Satellitenbeobachtungsdaten wie zum Beispiel HIRS [67], aber im Polarsommer mit mindestens 15-25% deutlich zu gering. Es gibt Hinweise, dass Kaltlufteinbrüche über winterlichen Landmassen eine Unterschätzung des Bedeckungsgrades auslösen können [49].

So liegen die größten Probleme bei der satellitengestützten Erfassung der Wolkenbedeckung über den Polarregionen, insbesondere durch die schwierige Erkennung von tiefen Wolken und hohen Cirren hervorgerufen. Denn besonders über Land und während nächtlichen Winterbedingungen stellt die IR-Messungen die einzige Informationsquelle dar [49].

In den 21,5 Jahre umfassenden ISCCP-Beobachtungsdaten erkennt man Anzeichen, die auf eine dem Jahresgang überlagerte, langsame Variabilität hindeuten (Abb. 5.1). Zur besseren optischen Vergleichbarkeit mit den Modelldaten erstreckt sich die Ordinate über 50 Jahre.

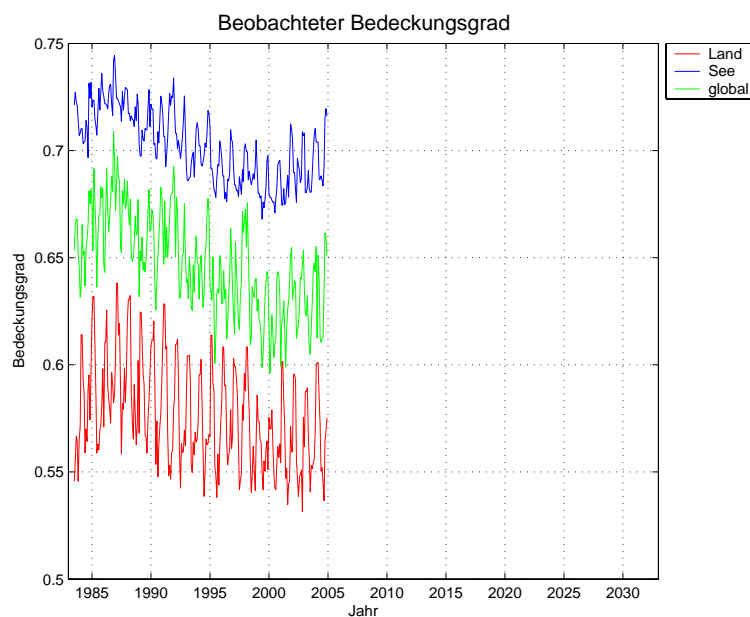


Abbildung 5.1: Beobachteter Bedeckungsgrad 1983-2004 in Zehnteln

Der Wolkenbetrag nimmt während der ersten drei Jahre des ISCC-Projekts um rund 2% zu. In der darauffolgenden Dekade nimmt er um 4% ab [21]. ISCCP startete mit seiner Aufzeichnung kurze Zeit nach einem der größten El Niño Ereignisse des letzten Jahrhunderts (1982-1983) und der Eruption des Vulkans El Chichon (1982). Beide Ereignis-

se wechselwirken mit der Wolkenbedeckung [21], [51]. In den Jahren 1986-87, 1990-91 und 1992-94 gingen schwächere El Niño-Ereignisse und 1991 die Eruption des Vulkans Mt. Pinatubo in die Geschichte ein. 1997-98 fand eines der stärksten El Niño-Ereignisse des letzten Jahrhunderts statt. Doch diese Ereignisse führten zu keiner Veränderung des Wolkenoberkantendrucks, der Wolkenoberkantentemperatur oder der optischen Dicke. So führt eine Anzahl von wichtigen Ereignissen in diesem Zeitraum zu keinem vollständigen Verständnis dieser natürlichen Variabilität der Wolkenbedeckung. Ein Problem im Verständnis dieser natürlichen Klimavariabilität liegt in den noch unbekanntenen Auswirkungen von anthropogenen Klimafaktoren. Um zwischen natürlicher und anthropogen erzeugter Klimavariabilität zu unterscheiden, reichen jedoch 20 Jahre Beobachtungsdaten nicht aus.

Da die Zusammensetzung der Atmosphäre im Modell konstant gehalten wird, weisen die Modelldaten keinen Trend in ihrer Entwicklung auf (Abb. 5.2).

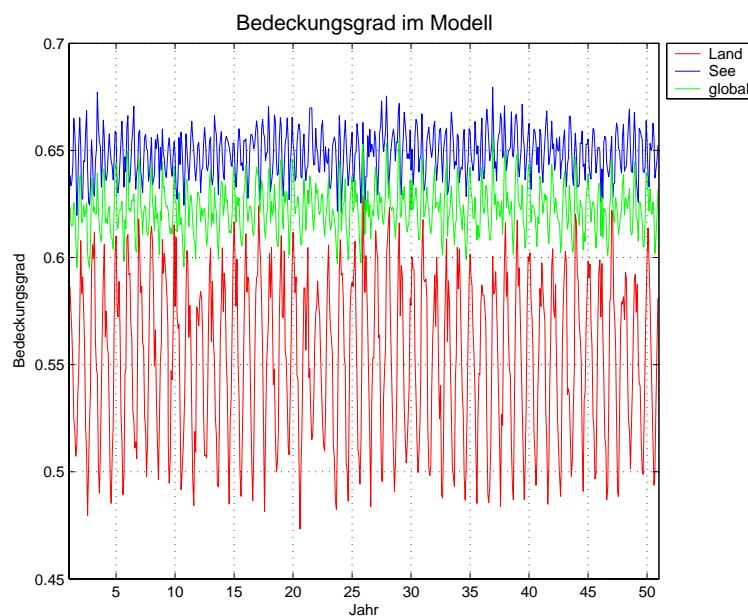


Abbildung 5.2: Bedeckungsgrad im Modell in Zehnteln (50 Jahre)

Der durch die Satellitenmessungen bestimmte Wolkenbedeckungsgrad soll in dieser Arbeit als den tatsächlichen Bedeckungsgrads wiedergebende betrachtet werden. Im Vergleich zwischen Modell und Beobachtung fällt auf, dass die Amplituden der jahreszeitlichen Schwankungen im Bedeckungsgrad durch das Modell stärker wiedergegeben werden als beobachtet. Insbesondere über den Landmassen treten große saisonale Schwankungen im Bedeckungsgrad auf, die im Modell fast doppelt so groß sind wie beobachtet (vergl. Abb. 5.1 und 5.2). Ein ähnliches Verhalten wird auch in anderen Atmosphären-GCMs beobachtet [71]. Diese übertriebene Variabilität hängt eindeutig mit der Verteilung

der Wolken zusammen: im Modell wird die intersaisonale Schwankung insbesondere der tiefen Wolken überschätzt. Die Ursache hierfür ist in den physikalischen Parametrisierungen zu suchen [71].

Das globale Bewölkungsmaximum wird zur Zeit des Südsommers beobachtet, da der lokale Sommer einen höheren Bedeckungsgrad aufweist als der Winter. Hinzu kommt, dass über dem Ozean die Bewölkung stärker ist als über den Kontinenten. Da auf der Südhemisphäre deutlich weniger Landmassen vorhanden sind als auf der Nordhemisphäre, ist der Südsommer die Zeit des globalen Bewölkungsmaximums (vergl. Abb. 5.1 und 5.2).

	Satellit	Modell	Abweichung
Land	2,45%	3,76%	1,31%
Ozean	1,69%	1,09%	0,60%
global	2,30%	1,11%	1,11%

Tabelle 5.2: Standardabweichung der Wolkenbedeckung

Auch in der Vergleichsstudie von Zhang, 2005 [71] findet sich eine solche Verteilung der Bewölkung im Modell und in den Beobachtungen wieder. Bedingt durch die Auflösung des Modellgitters, kann die Physik im Modell nicht hinreichend genau parametrisiert werden, um die Rückkopplungsmechanismen ausreichend zu berücksichtigen. Dies ist zum Beispiel, wie bereits oben genannt, bei Wolkenbildungsprozessen an der planetaren Grenzschicht sowie bei durch Oberflächenrauigkeit und Topographie bedingte Wolkebildungsprozesse der Fall.

5.4 Vergleich der Gesamtbedeckung auf Basis der Satellitendaten und der Modelldaten

5.4.1 Vergleich der Mittelwerte

Das Modell ist ein gekoppeltes Atmosphäre/Ozean/Meereis-Modell ohne Flusskorrektur und ohne Antrieb bzw. Abgleich mit Beobachtungsdaten. Beobachtete Bedeckungsgrade, gemessen vom Satelliten, stehen im ISCC-Projekt derzeit für den Zeitraum von Juli 1983 bis Dezember 2004 zur Verfügung. Vergleicht man die beobachtete Bedeckung mit der vom Modell erzeugten (Abb. 5.3), so muss beachtet werden, dass aufgrund des in sich abgeschlossenen Modells nicht einfach Monat mit Monat verglichen werden kann, sondern nur die Monatsmittel über einen langen Zeitraum.

Ein hoher Bedeckungsgrad ($> 0,8$) tritt in den Sturmgebieten der mittleren Breiten und in der konvektiven Zone der Tropen auf. Die Wüstenzonen dieser Erde heben sich durch eine sehr geringe Wolkenbedeckung ab ($< 0,4$). In den niedrigen Breiten ist die regionale Variabilität des Bedeckungsgrades deutlich größer als in den hohen Breiten, bedingt durch die jahreszeitliche Wanderung der ITCZ. Generell findet man aufgrund der relativ hohen Feuchte über dem Ozean einen höheren Bedeckungsgrad als über den Landmas-

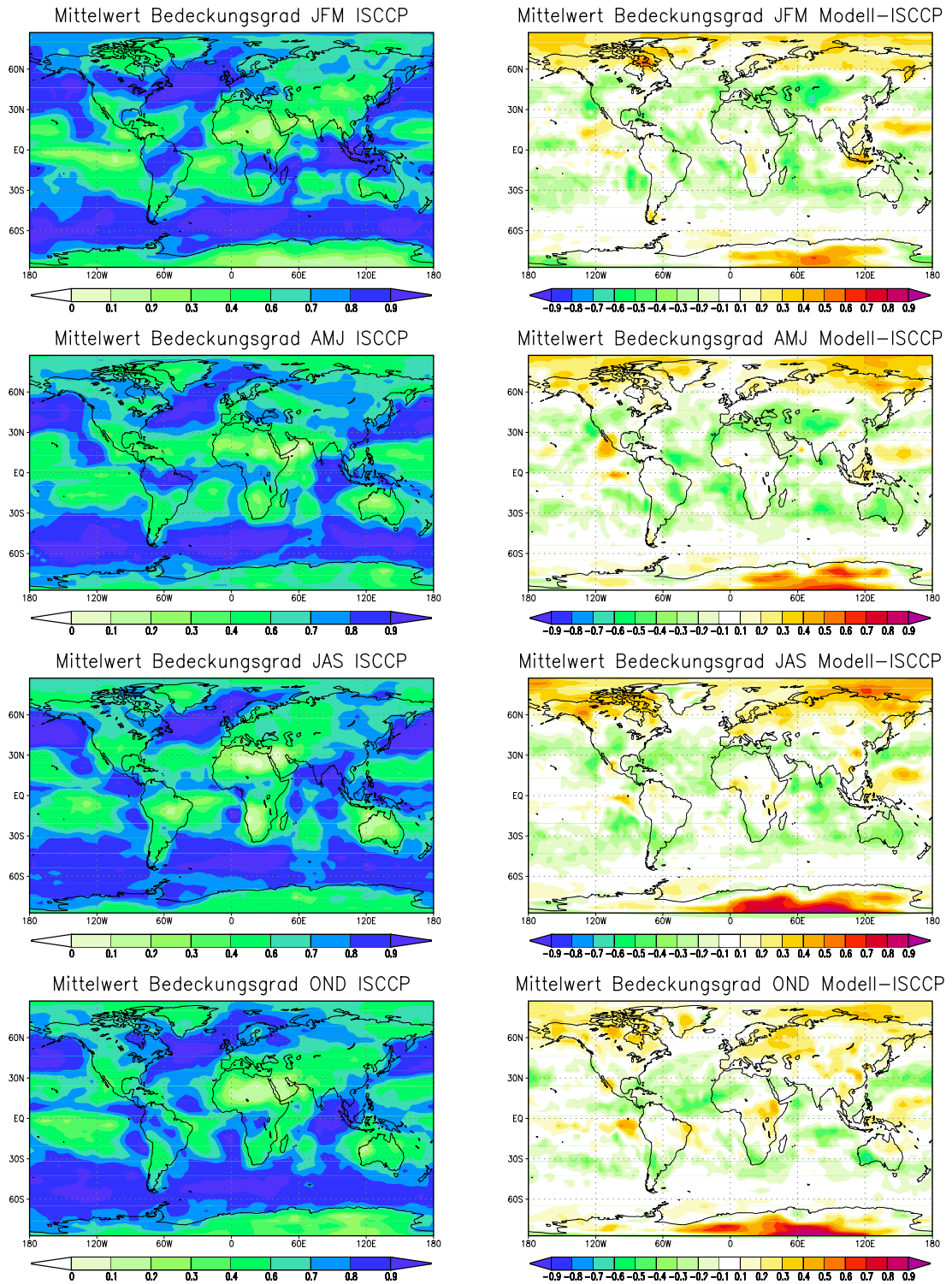


Abbildung 5.3: Vergleich von Mittelwerten der Beobachtungsdaten der Bewölkung (in Zehnteln) (rechts) und der Differenz von Modelldaten und Satellitendaten (in Zehnteln) (links)

sen.

In den Satellitendaten findet man die für die Klimazonen typischen Bedeckungsgrade: In den Tropen variiert die Bewölkung saisonal aufgrund der jahresperiodischen Verlagerung und Intensitätsschwankung der subtropischen Hochdruckzonen mit dem Sonnenstand. Diese haben einen unmittelbaren Einfluss auf die Passatwinde und rufen somit mittelbar Intensitäts- und Lageveränderungen der ITCZ hervor. Denn die Passatwinde beider Hemisphären konvergieren in der ITCZ. Dort werden aus Kontinuitätsgründen die Horizontalbewegungen der aufeinander treffenden Passatströmungen in eine Vertikalbewegung umgewandelt (Abb. 5.4). Auf der Winterhemisphäre ist der Passatwinde stärker ausgeprägt als auf der Sommerhemisphäre und hat somit einen größeren Einflussbereich gegenüber der schwächeren Passatströmung. Es kommt zu einer jahreszeitlichen Verlagerung der Konvergenzzone. Über den Ozeanen fällt die Breitengradverlagerung der ITCZ gering aus. Da die Passatwinde der Südhemisphäre im Januar etwas, im Juli wesentlich stärker als die der Nordhemisphäre sind, pendelt die ITCZ über dem Pazifik und Atlantik im Mittel zwischen dem Äquator im Januar und $8-10^{\circ}\text{N}$ im Nord-sommer.

Über den Kontinenten muss man eine wesentlich größere Breitengradverlagerung der ITCZ, assoziiert mit starken Niederschlägen, annehmen. So liegt die ITCZ während des südlichen Hochsommers im Inneren Südamerikas nahe dem Wendekreis. In Afrika liegt sie südlich des Kongobeckens und im indopazifischen Raum über Nordaustralien. Gleichzeitig werden aber auch etwas nördlich des Äquators intensive konvektive Vorgänge in der Atmosphäre beobachtet, während im Zwischengebiet eine kleine Trockenzeit herrscht. Dies kann als Doppelung der tropischen Konvergenzzone in eine ITC-Nord und ITC-Süd interpretiert werden. Wesentlich beteiligt an dieser Entwicklung sind die jeweiligen monsunalen Hitzetiefs. Sie stellen für sich allein betrachtet schon ein Konvergenzgebiet im Bodendruckfeld dar. So liegt die ITCZ im Nordsommer über dem indischen Kontinent nördlich 20°N , über der Sahelzone sowie in den Monsungebieten des äquatorialen Südamerikas. In den mittleren Breiten der Nordhemisphäre verschieben sich die Zugbahnen der Zyklone während des lokalen Sommers polwärts, bedingt durch das Aufheizen der Landmassen. Auf der Südhemisphäre hingegen liegen kaum Landmassen in den mittleren Breiten, die sich aufheizen könnten. Die Sturmgebiete liegen das ganze Jahr über in der gleichen Region. Während des Südsommers nimmt der Bedeckungsgrad sogar leicht zu.

Im Modell sollte diese charakteristische Verteilung der Bedeckungsgrade ebenfalls wieder zu finden sein. Um zu zeigen, wie genau die globale Verteilung der Wolken vom Modell wiedergegeben wird, wurde ein Differenzbild von Modelldaten und Satellitendaten auf einem $3,75^{\circ} \times 3,75^{\circ}$ Gitter erstellt. (Abb. 5.3, links).

Betrachtet man den Differenz von Modelldaten und Satellitendaten, so fällt zunächst einmal auf, dass die größten Abweichungen in den Subtropen, also den Absinkgebieten der Hadley-Zirkulation auftreten ($> 0,4$). Durch großräumiges Absinken von Luftmassen erhöht sich der Bodenluftdruck, es entstehen die subtropischen Hochdruckgürtel (vergl. Abb. 5.4 (a)). Während des Absinkprozesses werden die Luftmassen adiabatisch erwärmt. Da der Sättigungsdampfdruck $E(T)$ exponentiell mit der Temperatur T an-

steigt, nimmt bei gleichbleibender spezifischer Feuchte das Mischungsverhältnis und somit auch die relative Feuchte ab. Die absinkenden Luftmassen werden also getrocknet und Wolken lösen sich auf.

Die größten Absinkregionen sind die subtropischen Hochdruckgürtel auf beiden Hemisphären, in denen sich auch die größten Trockenwüsten der Erde entlang des 30. Breitengrades befinden (Sahara, Wüste Gobi, Sonora, Arabische Wüste, Taklamakan-Wüste, Kalahari-Wüste und Australische Wüste). Über den Äquatorialzonen findet aufgrund des hohen Sonnenstandes eine starke Erwärmung der Luftmassen statt, die zu einem vertikalen Aufsteigen bis zur Tropopause führt. Durch Kondensationsprozesse in der Höhe wird latente Energie frei gesetzt. Unmittelbar unterhalb der Tropopause, in 12-16 km Höhe, baut sich ein kaltes Höhenhoch aus. So entsteht ein Luftdruckgefälle von den Tropen zu den hohen Breiten. Eine polwärtige Luftmassenverlagerung ist die Folge.

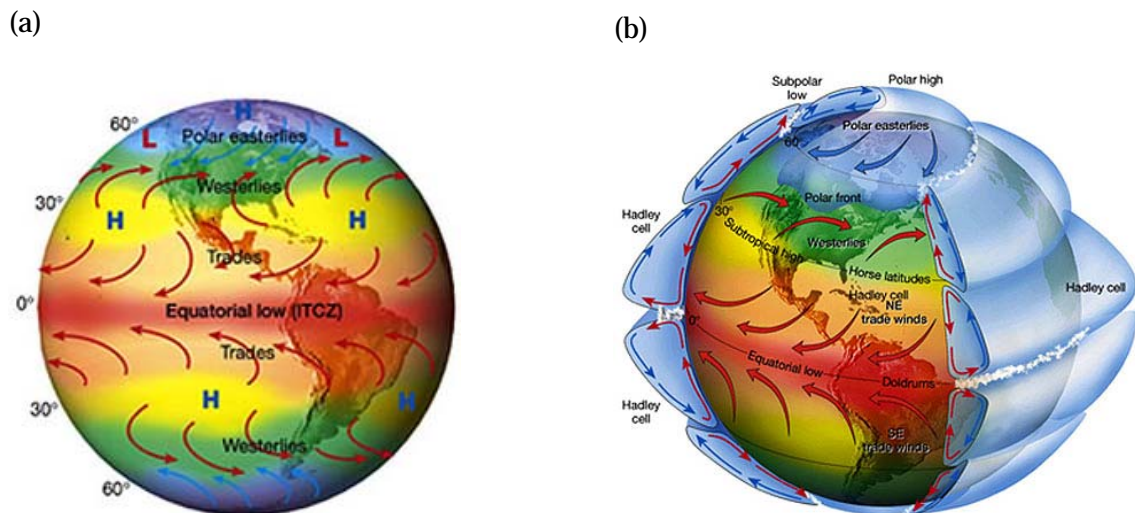


Abbildung 5.4: Zirkulationszellen der globalen atmosphärischen Zirkulation, Quelle: www.apollo.lsc.vsc.edu, 01/2006

Dabei wird sie abgekühlt, gewinnt an Dichte und beginnt über den Subtropen abzusinken. Zusammen mit dem subtropischen Hochdruckgürtel bilden Aufstiegs- und Absinkgebiet die sogenannte direkte Zirkulationszelle, die Hadley-Zelle (Abb. 5.4 (b)). An die Hadley-Zelle schließt sich polwärts die indirekte Ferrel-Zelle an, bestehend aus den baroklinen Tiefdruckgebieten in der Westwindzone als Aufstiegsgebiet von Luftmassen und dem subtropischen Hochdruckgürtel als Absinkregion. Eine weitere Absinkregion für die in der Westwindzone der mittleren Breiten aufgestiegene Luft stellt das polare Hochdruckgebiet dar. Tiefdruckgebiete der Westwindzone und polares Hochdruckgebiet werden im allgemeinen als polare Zirkulationszelle bezeichnet.

Im Modell wird die Bewölkung in den subtropischen Hochdruckregionen unterschätzt, das heißt, dass der Absinkvorgang im Modell stärker ausgeprägt ist. Die Luftmassen erwärmen sich schneller und stärker adiabatisch, der Wolkenauflösungsprozess läuft ver-

stärkt ab. Wüstenregionen treten im Modell durch besonders geringe Bewölkung hervor. Durch kräftige Absinkbewegung der Luftmassen haben besonders diese Gebiete eine geringere Bewölkung ($< 0,2$) und sind im Modell ausgedehnter als beobachtet. Besonders groß ist die Differenz zwischen Modell und Beobachtung (Jahreszeitenmittel JFM) in der Taklamakan-Wüste im Tarimbecken, südlich des Balchasch-Sees und nördlich des Hochlands von Tibet im Westen des Hochlandes von Zentralasien, einer sehr ausgedehnten kontinentalen Wüstenregion (bis 0,7).

Bedingt durch den Sonnenstand verlagert sich subtropische Hochdruckgürtel (absteigende Ast der Hadley-Zirkulation) und mit ihm auch die Konvergenzzone der Passatwinde beider Hemisphären, die ITCZ (aufsteigende Ast der Hadley-Zirkulation).

Auch das Modell gibt die Wanderung der ITCZ wieder, wenn auch der Bedeckungsgrad regional etwas überschätzt wird, zum Beispiel im West- und Ostpazifik. Dies unterstützt die Theorie einer verstärkten Hadley-Zirkulation im Modell gegenüber den Beobachtungen: Verstärkte Absinkprozesse stehen im Zusammenhang mit geringer Bedeckung in den Regionen der subtropischen Hochdruckgebiete. Ein Verstärken der ITCZ wird im Differenzbild nicht so deutlich, da eine Verstärkung mit kräftigerer, also hochreichenderer Konvektion einher geht, die sich im Gesamtbedeckungsgrad nur kleinräumig durch einen erhöhten Bedeckungsgrad, wie über dem Warmpool, widerspiegelt. Eine mögliche Erklärung ist eine im Modell erhöhte SST in der Warmpoolregion (siehe dazu Kapitel 6). Es kann folglich nicht die Aussage getroffen werden, dass eine verstärkte hochreichende Konvektion mit größeren, lokalen Absinkgebieten einher geht und somit den Bedeckungsgrad verringert. Das Gegenteil ist die Folge, was eine Untersuchung des Bedeckungsgrades auf unterschiedlichen Druckleveln (Kapitel 8) ergibt.

Auffällig ist im weiteren, dass der Bedeckungsgrad in den Subtropen, insbesondere an den Westküsten der Kontinente, unterschätzt wird. Dies ist ein häufiges Problem in Atmosphärenzirkulationsmodellen.

Polwärts 30° Breite beider Hemisphären wird der Bedeckungsgrad vom Modell überschätzt. Dieser Effekt wird vielfach in Atmosphären-GCMs beobachtet [71]. Eine mögliche Erklärung ist in der Formulierung des prognostischen Wolkenchemas, hier nach Tiedtke, zu suchen. Die stratiforme Wolkenentwicklung basiert auf der Differenz des Gitterboxmittels des Mischungsverhältnisses, kontrolliert durch die mittlere Vertikalbewegung, und dem Sättigungswert.

Zu erkennen ist auch, dass die Gesamtbedeckung über den Ozeanen vom Modell oftmals unterschätzt wird. Dies kann im Zusammenhang mit den nur unzureichend parametrisierten Wolkenbildungsprozessen an der planetaren Grenzschicht gesehen werden, denn dieser Effekt tritt besonders häufig über subtropischen Ozeanregionen auf, wo der Anteil der stratiformen Grenzschichtbewölkung am Gesamtbedeckungsgrad sehr hoch ist.

5.4.2 Vergleich der Standardabweichung

Die Standardabweichung ist ein Maß für die Varianz des Bedeckungsgrades. Da hier Monatsmittel betrachtet werden, ist das Wetter im einzelnen nicht mehr in den Daten enthalten: es wurde herausgemittelt.

Deutlich zu erkennen ist in den Satellitendaten eine erhöhte Standardabweichung über dem gesamten westlichen Indik, der arabischen Halbinsel, dem Westatlantik zwischen 30°N und dem Äquator sowie über dem zentralen Pazifik zwischen 30°N und 30°S (Abb. 5.5). In diesen Gebieten ist die Standardabweichung des beobachteten Bedeckungsgrades zu allen Jahreszeiten erhöht ($> 0,07$). Besonders deutlich geht dies aus der Darstellung der Differenzen zwischen ISCCP-Daten und Modelldaten hervor. Wie bereits im Zusammenhang mit bekannten Fehlerquellen erwähnt, sind die Beobachtungsdaten über dieser Region aufgrund geometrischer Effekte verfälscht (vergl. Abschnitt 5.1). In den Modelldaten finden sich in den Subtropen und Tropen Regionen relativ hoher Standardabweichungen wieder, wobei sie räumlich ausgedehnter als in den beobachteten Daten sind ($> 0,07$). Gut zu erkennen ist dies über alle Jahreszeiten hinweg an einer positiven Differenz zwischen 30°N und 30°S . Generell ist die Standardabweichung in den Modelldaten und den Beobachtungsdaten in den Westwindzonen geringer als in den Subtropen und Tropen. Die Westwindzone ist auf der Südhemisphäre stärker ausgeprägt, da dort keine großen Landmassen die zonale Luftströmung ablenken. Dies spiegelt sich auch in den Bedeckungsgraden wieder. Bedingt durch das landfreie und somit für die Atmosphärenströmung störungsarme Südpolarmeer ist der Bedeckungsgrad dort konstanter. Auf der Nordhemisphäre treten durch die Landmassen Stau- und Leelagen auf und die Luftströmung variiert in Geschwindigkeit und Richtung stärker und häufiger. Folglich ist die Standardabweichung des Bedeckungsgrades dort besonders über den Kontinenten höher. Die etwas größere Standardabweichung in den Subtropen und Tropen ist auf die saisonale Wanderung der ITCZ zurückzuführen. Die Verschiebung dieser innertropischen Konvergenzzone hängt neben dem Sonnenzenitstand noch von weiteren Faktoren ab. Dazu gehört die Verdunstungsrate. Ist es in einer Region ausgesprochen trocken, zum Beispiel durch die Fernwirkung eines El Niño-Ereignisses, erreicht die ITCZ dieses Trockengebiet später als gewöhnlich oder gar nicht bzw. mit einer geringeren Intensität. Die Verlagerung der ITCZ hängt also im westentlichen von den Schwankungen der Walkerzirkulation ab und variiert von Jahr zu Jahr. Somit wird in den Subtropen und Tropen eine leicht erhöhte Standardabweichung beobachtet. Im Modell hingegen ist diese fast doppelt so hoch. Sie ist darauf zurückzuführen, dass die Hadley-Zirkulation und damit auch die ITCZ als aufsteigenden Ast verstärkt wiedergegeben wird. Die Veränderung des Bedeckungsgrades bei einer veränderten Lage der ITCZ ist folglich ausgeprägter. Die Differenz zwischen Standardabweichung in Modell und Beobachtung ist ergo in diesen Gebieten positiv. Zu berücksichtigen ist, dass die hohe Standardabweichung im Raum des Indischen Ozeans durch den größeren Fehler in den Satellitendaten beeinflusst ist und dieser Fehler-Effekt die Information aus dem Vergleich zwischen Modell und Satellit überdeckt.

Interannuale Schwankungen in der Bedeckung werden auch durch die lokalen Auswirkungen von regionalen Klimavariabilitätsmustern und Telekonnektionen hervorgerufen. Wie in Kapitel 9 beschrieben, sind die Auswirkungen der NAO auf die Bewölkung in den Beobachtungsdaten deutlich zu erkennen. Die NAO zeigte in den letzten Jahren einen starken positiven Trend [19], der sich in den Beobachtungsdaten anhand einer hohen Standardabweichung der Zeitserie darstellt.

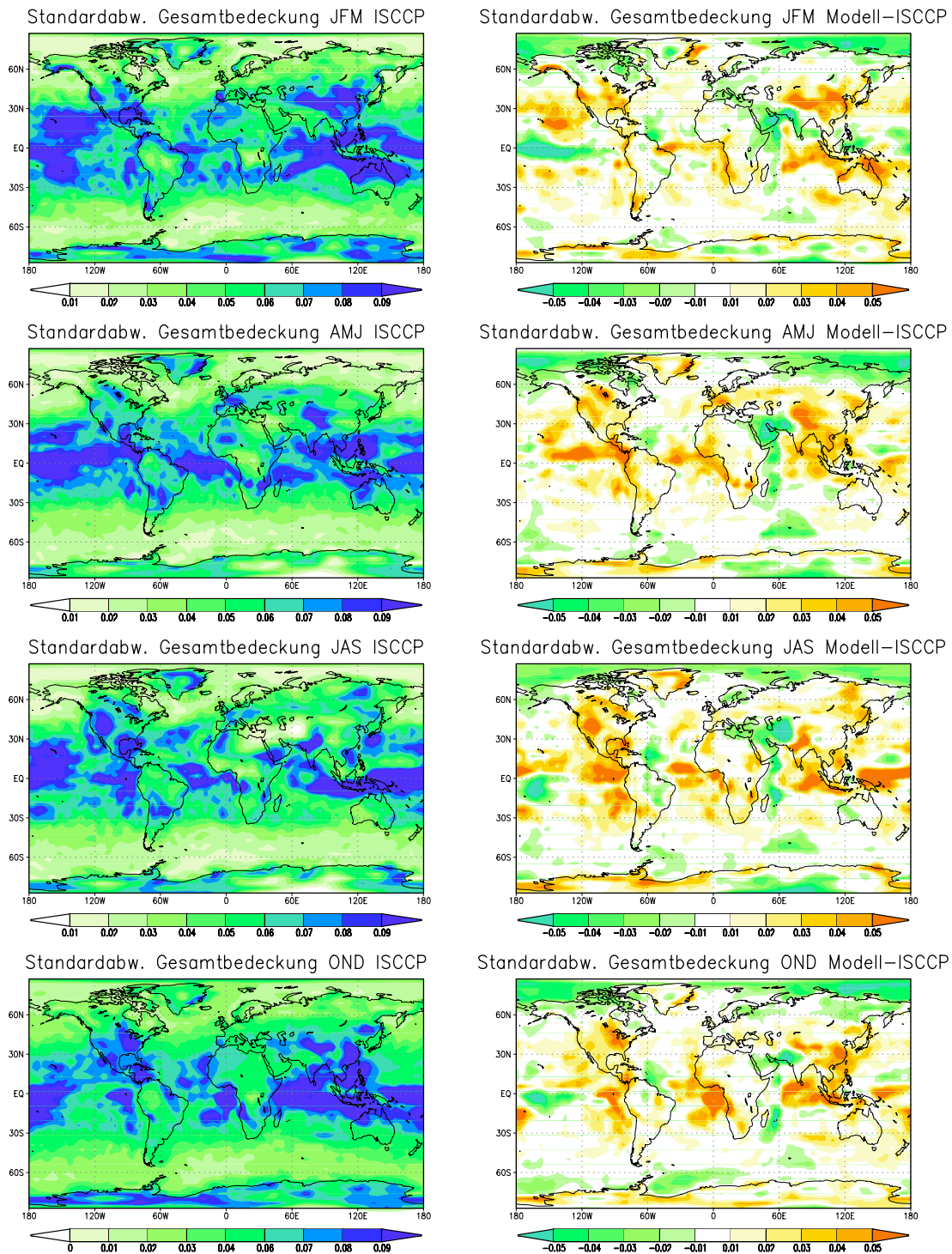


Abbildung 5.5: Vergleich der Standardabweichung der beobachteten Bewölkung (in Zehnteln) (rechts) und der Differenz der Standardabweichung von Modell- und Satellitendaten (in Zehnteln) (links)

Neben der NAO spiegeln sich auch die Auswirkungen von El Niño/Southern Oscillation (ENSO) im Wolkenbedeckungsgrad wieder, so dass in diesen Regionen die Standardabweichung höher ist (vergl. Kapitel 10).

5.4.3 Fazit

Das Modell gibt die Klimatologie der Bewölkung und ihre Variationen im Jahresgang in den wesentlichen Punkten wieder. In den Tropen wird der Gesamtbedeckungsgrad in vereinzelt Gebieten vom Modell überschätzt (20%-50%) und in den Subtropen großräumig unterschätzt. Dies deutet auf eine verstärkte Hadley-Zirkulation im Modell hin. Im Modell stimmt die Lage der ITCZ nicht exakt mit der beobachteten überein, so dass die Hadley-Zirkulation im Modell stärker ausgeprägt ist als beobachtet (siehe Differenzbild des mittleren Bedeckungsgrades, Abb. 5.3). Auch ist die Standardabweichung im Modell in den Subtropen und Tropen größer als beobachtet. Durch die verstärkte Hadley-Zirkulationen wirken sich interannuale Variabilitäten möglicherweise stärker aus.

Zhang et al. [71] finden im Vergleich des ECHAM5-Modells mit ISCCP-Satellitendaten eine Überschätzung von hohen Wolken polwärts von 30° Breite im Modell. Mittelhohe Wolken werden im Vergleich über alle Breitengrade hinweg unterschätzt, obwohl deren meridionale Variabilität wiedergegeben wird. In den subpolaren und polaren Regionen ist die Differenz zwischen Modell und Beobachtung deutlich höher als in den Subtropen. In den Tropen nimmt die Differenz wiederum leicht zu. Die Bedeckung mit tiefen Wolken wird polwärts des 45. Breitengrades vom Modell überschätzt, äquatorwärts unterschätzt. Eine mögliche Erklärung für überschätzte hohe, optisch dicke Wolken im Modell ist in der Diskretisierung der advektiven Tendenz für Gitterboxen zu suchen. Im weiteren können Abweichungen des Modells von den Beobachtungen durch die vertikale Auflösung und den wolkenmikrophysikalischen Eigenschaften bedingt sein.

In dieser Analyse findet sich auch das durch Vergleich der Gesamtbedeckung im Rahmen dieser Arbeit gewonnene Ergebnis wieder: Die Gesamtbedeckung in den Tropen, Subtropen und Teilen der mittleren Breiten wird vom Modell unterschätzt, in den subpolaren und polaren Regionen wird diese überschätzt.

5.5 Trendanalyse

Wie zu Beginn beschrieben ist in den beobachteten Gesamtbedeckungsgraden ein Trend enthalten. Dieser Trend ist, wie in Abb. 5.6 zu erkennen, nicht-linear und entspricht näherungsweise einer Sinus-Schwingung um den mittleren Bedeckungsgrad des gesamten Beobachtungszeitraumes.

Im Modell hingegen (Abb. 5.2) ist eine Schwingung mit einer höheren Frequenz und geringeren Amplitude zu erkennen. In den beobachteten Daten dauert eine Periode etwa den Beobachtungszeitraum von 21 Jahren, im Modell hingegen entspricht eine Schwingungsperiode etwa 10-15 Jahren. Weiterhin fällt auf, dass sich in den Beobachtungsda-

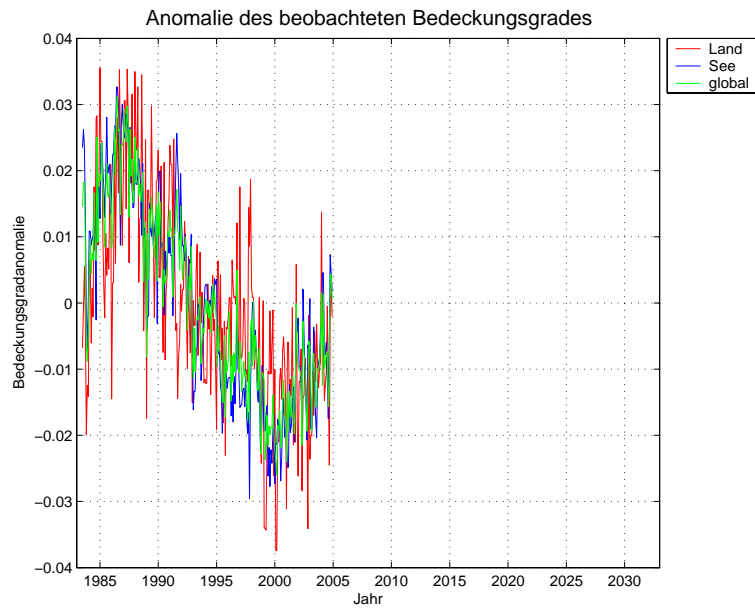


Abbildung 5.6: Anomalie der beobachteten Gesamtbedeckung (in Zehnteln)

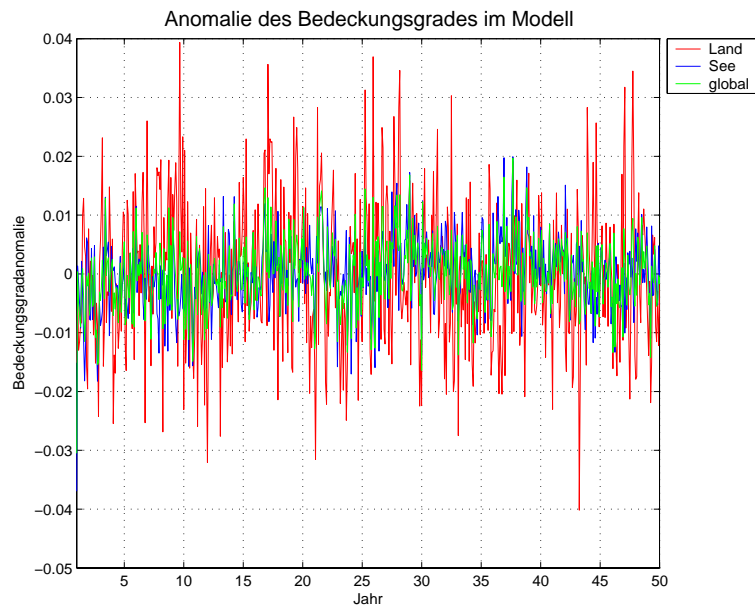


Abbildung 5.7: Anomalie der Gesamtbedeckung im Modell in Zehnteln (50 Jahre)

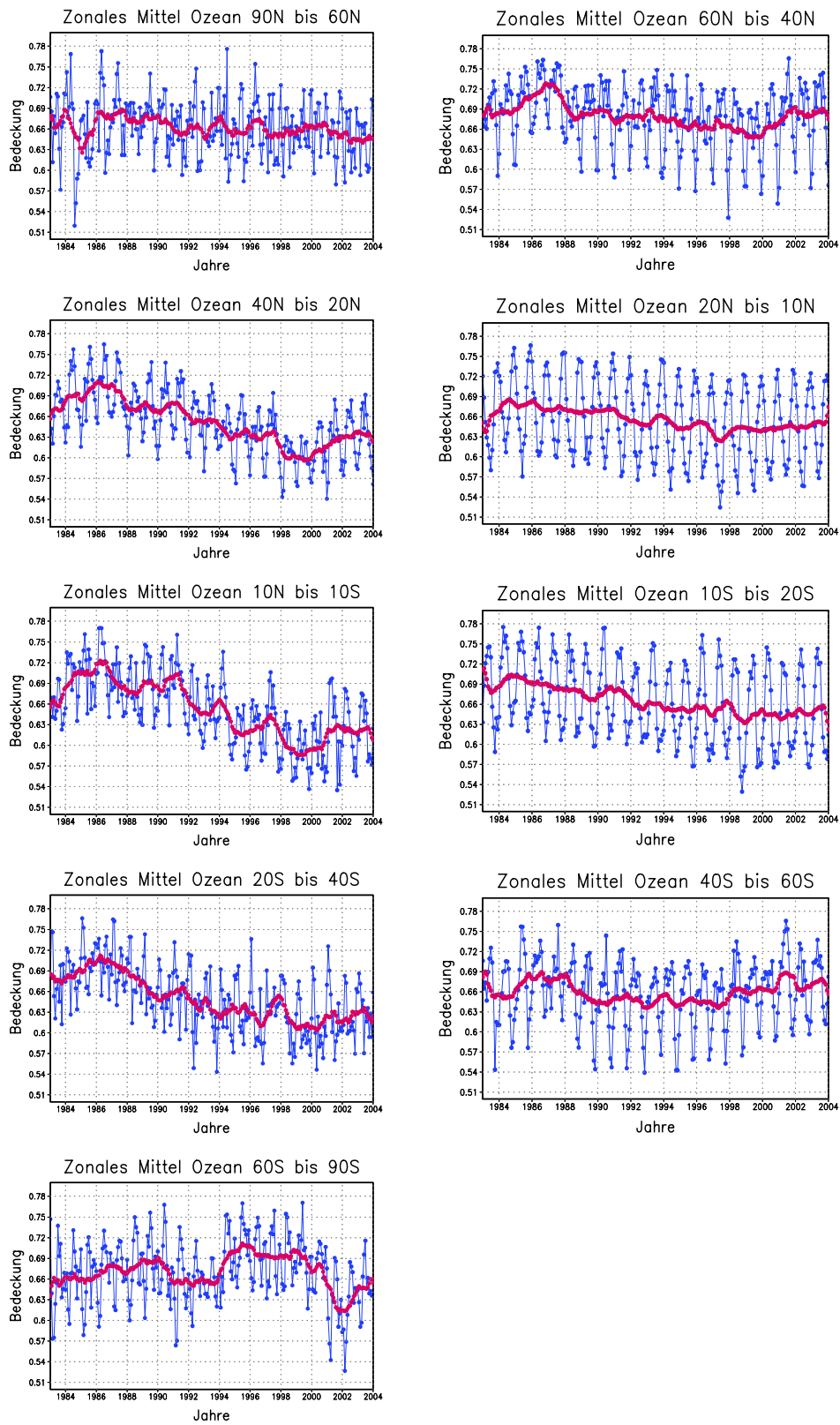


Abbildung 5.8: Zeitreihe der beobachteten Gesamtbedeckung (in Zehnteln) im zonalen Mittel (blau) mit laufendem Mittelwert über 12 Monate (rot), $3,75^\circ \times 3,75^\circ$ Gitter

ten der Bedeckungsgrad über den Landmassen mit der gleichen Amplitude verändert wie über den Weltmeeren. Im Modell jedoch hat die Schwankung des Bedeckungsgrades über den Landmassen eine größere Amplitude als über den Ozeanen (Abb. 5.7).

Insgesamt ist die saisonale Variabilität des Bedeckungsgrades über den Kontinenten im Modell deutlich größer [71]. Berechnet man für einen linearen Trend die Regressionsgerade wie in Abschnitt 2.7 beschrieben, so erhält man eine maximale Geradensteigung von 0,01% (ohne Abb.). Ein linearer Trend ist folglich nicht vorhanden.

Zur genaueren Beschreibung der interannualen bzw. interdekadischen Variabilität wird der Bedeckungsgrad für zonale Bänder einzeln betrachtet. Diese Betrachtungsweise hat den Vorteil, dass Regionen, in denen der Bedeckungsgrad eine hohe Schwankung über den Beobachtungszeitraum aufweist, von denen, in denen die Schwankungen sehr gering sind, getrennt betrachtet werden können. Dadurch werden Regionen lokalisiert, die die Variabilität im globalen Mittel dominieren. Betrachtet man die Variabilität über den Ozeanen, so ist die saisonale Variabilität in den Tropen aufgrund der Wanderung der ITCZ und Monsungebiete von der einen auf die andere Hemisphäre deutlich größer als in den mittleren und hohen Breiten [51]. So nimmt die Amplitude der saisonalen Variabilität mit zunehmendem Breitengrad ab (Abb. 5.8). Die Variabilität des Bedeckungsgrades in den Tropen und Subtropen nimmt einen großen Einfluss auf die globale Variabilität des Bedeckungsgrades. So findet sich die Sinusform der globalen Variabilität nur in den Tropen und Subtropen der zonalen Variabilitäten wieder.

Bei einer für die Ozeanbecken getrennten Betrachtung der zonalen Bänder erkennt man keine angenäherten harmonischen Schwingung (ohne Abb.). Vielmehr dominieren übereinanderlagernde Variabilitäten auf unterschiedlichen Zeitskalen.

Betrachtet man die Variabilität des Bedeckungsgrades über den Landmassen (ohne Abb.), so erkennt man ähnliche zeitliche Schwankungen. Jedoch ist die über den subtropischen und tropischen Ozeanen gut zu erkennende Sinusform in den Schwankungen des Bedeckungsgrades über Land nicht zu erkennen. Es trägt folglich im westlichen die Variabilität des Bedeckungsgrades über den Ozeanregionen der Tropen und Subtropen zur globalen Variabilität des Gesamtbedeckungsgrades bei.

Welcher Effekt nun diese langskalige Variabilität hervorruft oder beeinflusst, ist derzeit nicht bekannt. Es ist durchaus möglich, dass er durch unbekannte Störfaktoren in der Erkennung von Wolken durch Satelliten liegt. Es kann sich dabei aber auch um ein dem Klima innewohnenden natürliche Schwankung handelt, hervorgerufen durch Wechselwirkungen im Klimasystem oder durch antropogene Einflüsse. Doch um dies näher zu untersuchen, bedarf es einer länger andauernden Klimabeobachtung.

Kapitel 6

Einfluss der SST auf die Variabilität der Gesamtbedeckung

Die SST (Meeresoberflächentemperatur, engl.: sea surface temperature) ist ein wichtiger Indikator für das Klima der Erde. Sie geht als Oberflächenrandbedingung in atmosphärische Simulations- und Vorhersagemodelle ein und nimmt auf viele interne Klimafaktoren auf unterschiedlichen Zeitskalen Einfluss.

Inwieweit die SST mit dem Bedeckungsgrad wechselwirkt, soll im folgenden anhand von Korrelationsanalysen untersucht werden. Dabei soll, soweit möglich, berücksichtigt werden, ob eine Veränderung der SST auf die Bedeckung wirkt oder die Bedeckung die SST beeinflusst.

6.1 SST-Daten

Wie gut die globalen Muster der SST vom Modell wiedergegeben werden, zeigt der Vergleich zwischen beobachteten und berechneten SSTs.

Als beobachtete Meeresoberflächentemperaturen wurden die Beobachtungsdaten NOAA OI SST V2 des NOAA Climat Diagnostics Center verwendet [44],[42]. Zur Verfügung gestellt wurden sie durch <http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.noaa.oisst.v2.html>. Die SST-Daten sind auf einem 1°-Gitter aufgelöst. Es handelt sich um Analyse-Daten, die auf Satelliten- und in situ Messungen sowie Ableitungen aus der Meereisbedeckung basieren. Die in situ Messungen setzen sich aus verankerten und driftenden Bojen sowie Schiffsbeobachtungen zusammen. Satellitenbeobachtungen decken die gesamten Meere ab. Bei Schiffsbeobachtungen liegt über den Handelsrouten eine hohe Messdichte vor und bei den Bojen entspricht die Ozeanabdeckung Stichproben.

Die Erdoberflächentemperatur fernzuerkunden ist aufgrund der thermischen Abstrahlung in einem Wellenlängenbereich entsprechend der Körperoberflächentemperatur möglich. Der Zusammenhang zwischen Abstrahlung M und Körpertemperatur T wird

für einen schwarzen Körper durch das Stefan-Boltzmann-Gesetz beschrieben:

$$M = \sigma T^4 \quad (6.1)$$

Um die Wärmestrahlung der Erdoberfläche zu messen, bedarf es eines IR-Radiometers mit verschiedenen IR-Kanäle, mit denen durch Fensterbereiche der Atmosphäre die Temperatur auf der Erdoberfläche gemessen werden kann. Als Fensterbereiche werden Wellenlängenbereiche bezeichnet, in denen die atmosphärischen Gase kaum langwellige Strahlungsenergie absorbieren.

Die SST-Synthese aus Satelliten- und in situ Messungen erstellt Wochenmittelwerte, die zunächst auf ein Tagesmittelfeld interpoliert werden. Anschließend werden aus diesen Feldern Monatsmittel berechnet. Im weiteren werden Monatsmittel für den Zeitraum Juli 1983 bis Dezember 2004 verwendet.

Durch die Zusammensetzung der SST-Daten aus in situ- und Satellitenanalysen ergeben sich verschiedene Fehlereinflüsse. So haben die Schiffsbeobachtungen je nach Tageszeit und Beobachter im globalen Mittel eine Fehler von $1,3^\circ\text{C}$. Den Bojenmessungen kann man einen mittleren Fehler von $0,5^\circ\text{C}$ zuordnen. Ferner liegt die typische Temperaturmessung der Bojen bei rund 0,5 m Tiefe, die der Schiffe aber bei 1 m oder tiefer [43].

Auch Satellitenmessungen sind fehlerbehaftet. So werden über bewölkten Gebieten, die jedoch fälschlicherweise als unbewölkte Gebiete erkannt werden, geringere "SST"-Werte gemessen, da die Wolkenoberkantentemperaturen geringer sind als die der Erdoberfläche [43]. Auch atmosphärische Aerosole, besonders stratosphärische von großen Vulkaneruptionen verringern die gemessene SST durch Absorption von Strahlung. Beide Effekte fordern einen Algorithmus zur Korrektur der gemessenen Daten.

Ein Vergleich mit anderen SST-Analyse-Datensätzen ergab einen Fehler von $0,5^\circ\text{C}$ für Satellitenmessungen am Tage. Zu Nachtzeiten und bei den aus der Meereiskonzentration berechneten Temperaturen liegt der Fehler bei $0,3^\circ\text{C}$ [44]. Schiffsmessungen haben somit zwar den größten Fehler, jedoch fallen sie aufgrund ihrer geringen Messfläche nicht so stark ins Gewicht.

Um die Fehler zu verringern, werden die Daten einer sogenannten Optimum Interpolation (OI) unterzogen. So werden durch Lösen der Poisson-Gleichung Korrekturfelder berechnet [42]. Problem dieser Korrektur ist jedoch, dass sie für jede Woche unabhängig durchgeführt wird. Somit ergibt sich in aufeinanderfolgenden Wochen keine Kontinuität, doch die Fehlerquellen, zum Beispiel vulkanische Aerosole sind in dem Zeitraum persistent. Nach der Optimum Interpolation verbleibt ein geringer Fehler von $0,03^\circ\text{C}$ [44].

Die Oberflächentemperaturen (engl.: surface temperature, ST) des ECHAM5-Modelllaufs sind auf einem $3,75^\circ \times 3,75^\circ$ -Gitter gerechnet und liegen für einen Zeitraum von 50 Jahren als Monatsmittelwerte vor. Gesteuert wird die Modell-SST nicht nur durch das Ozeanmodell, sondern auch durch das Atmosphärenmodell. Die Wechselwirkungen zwischen Ozean und Atmosphäre sind somit wichtig. Impuls- und Wärmeflüsse als entscheidende Parameter erzeugen eine dem Modellzustand entsprechende SST. Da die Austauschparameter zwischen Ozean und Atmosphäre miteinander konsistent und nicht flusskorrigiert

sind, entwickelt sich im Modell ein Gleichgewichtszustand. Inwiefern dieser in der SST wiedergespiegelte Klimazustand der Beobachtung entspricht, wird im folgenden untersucht.

6.2 Vergleich zwischen SST im Modell und Beobachtung

Die globale Temperaturverteilung ist von inneren und äußeren Klimafaktoren abhängig:
äußere Klimafaktoren

- Rotationsgeschwindigkeit um die eigene Achse
- Schiefe der Ekliptik
- Erdbahnparameter
- Zusammensetzung und Masse der Erde
- Oberflächenbeschaffenheit

interne Klimafaktoren

- Wechselwirkungen der 5 Klimakomponenten (Atmosphäre, Hydrosphäre, Kryosphäre, Lithosphäre, Biosphäre) auf unterschiedlichen Zeitskalen

Die externen Klimafaktoren bewirken, dass die solare Einstrahlung, je nach Jahreszeit, auf einer Hemisphäre größer ist. Es entstehen folglich Sommer- und Winterklimate. Wasser hat gute wärmespeichernde Eigenschaften, so dass Temperaturschwankungen gemäßigt ausfallen. Aufgrund der Rotation der Erde prägt sich eine zonale Temperaturverteilung aus. Durch Ozeanströmungen, angetrieben unter anderem durch Wind, Temperatur-, Salzgehalts- und Druckgradienten, erfolgt ein Wärmetransport: warme Wassermassen werden in Richtung der Pole transportiert und im Gegenzug dazu wird kaltes Wasser zum Äquator hin transportiert. Diese Ströme kalter oder warmer Wassermassen liegen an den Beckenrändern der Ozeane, man spricht auch von Randströmen. In der globalen Temperaturverteilung fallen diese Ströme durch eine Auslenkung der sonst zonal verlaufenden Isotherme auf (Abb. 6.1). Zu erkennen ist dieser Effekt sowohl in den Modellberechnungen als auch in den Beobachtungen. Besonders deutlich treten so die warmen, westlichen Randströme wie Golfstrom und Kuro-Shio auf der Nordhemisphäre und Brasilstrom, Anghulasstrom und Ostaustralstrom auf der Südhemisphäre hervor. Doch auch die kalten Ozeanströme wie der Labradorstrom, der Kanarenstrom, der Kalifornienstrom und der Oya-Shio auf der Nordhemisphäre und der Humboldtstrom, der Benguelastrom und der Westaustralstrom auf der Südhemisphäre sind an einer äquatorwärtigen Auslenkung der Isotherme zu erkennen.

Betrachtet man die Differenz zwischen berechnetem und beobachtetem SST-Feld, so fällt zunächst auf, dass im Modell die SST über den warmen und kalten Randströmen um bis zu 6 K von den beobachteten Temperaturen abweicht. Die Temperaturen im Bereich des Kuro-Shios sind um bis ca. 6 K größer als beobachtet, die SSTs im Bereich des Alaska-

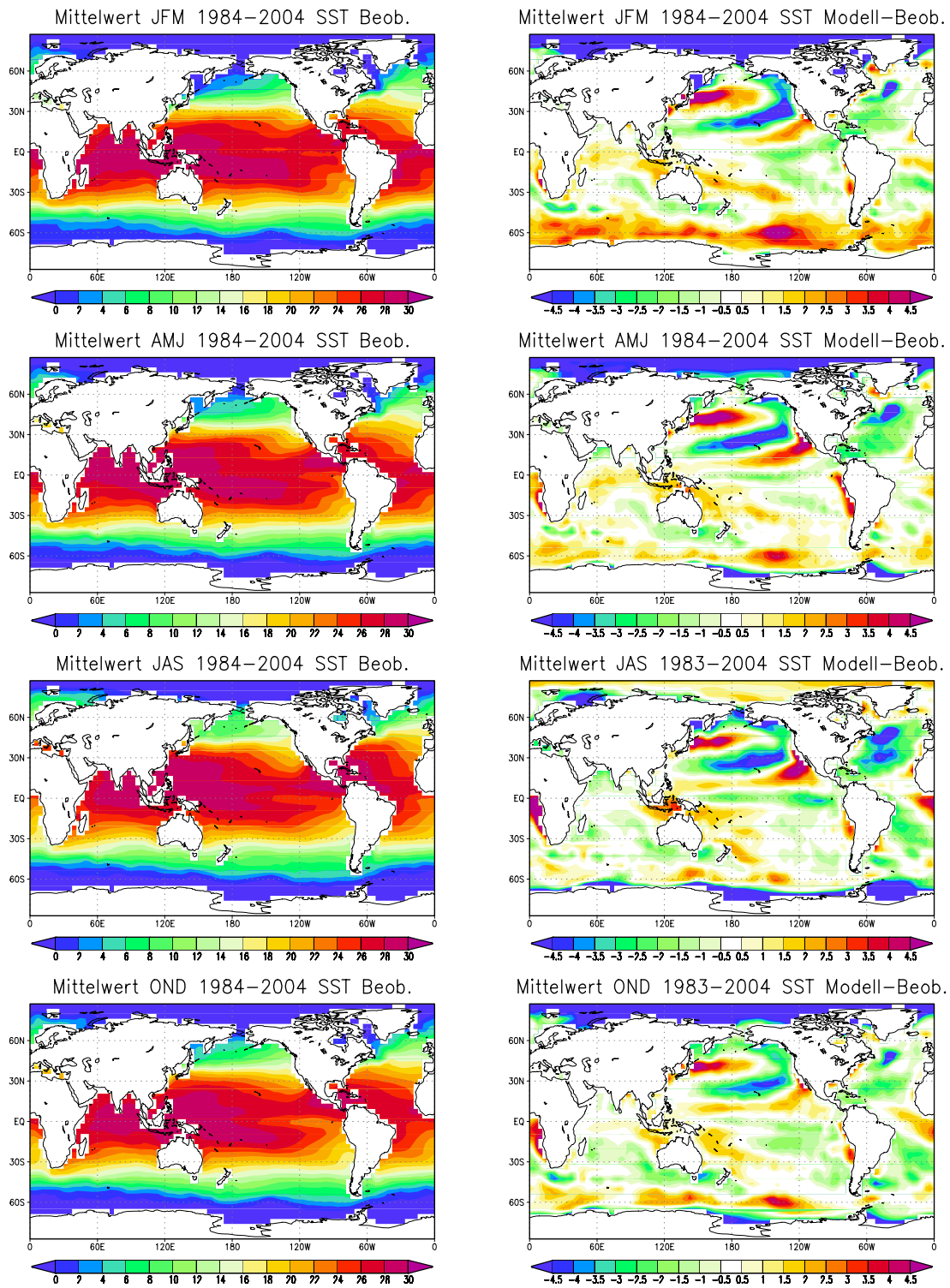


Abbildung 6.1: saisonale Mittelwerte der SST in °C, rechts im Modell, links die Differenz zwischen Beobachtung und Modell in Kelvin

und Kalifornienstroms, der in den Subtropen in den Nordäquatorialstrom übergeht, sind dagegen um ca. 5 K niedriger. Auch im Bereich der Nordatlantik-Drift als Fortsatz des Golfstroms liegen die SSTs im Modell um bis zu ca. 6 K unterhalb der beobachteten Temperaturen. Berücksichtigt man, dass die Randströme einen Wärmetransport darstellen, so liegt eine mögliche Erklärung für die Temperaturabweichungen zwischen Modell und Beobachtungen in der unterschiedlich starken Wiedergabe der Strömungssysteme in den betroffenen Regionen. Nimmt man an, dass die Subtropische Zelle im Nordpazifik, bestehend aus Kuro-Shio, Kalifornienstrom und Nordäquatorialstrom, im Modell zu stark wiedergegeben ist, so liegen die SSTs im Bereich des Kuro-Shios aufgrund erhöhtem Warmwassertransport aus den tropischen Regionen höher, die des Kalifornienstroms aufgrund erhöhtem Transport kalter Wassermassen aus der Beringsee niedriger. Strömungsdaten wurden im Rahmen dieser Arbeit jedoch nicht ausgewertet, so dass es an dieser Stelle bei einem hypothetischen Zusammenhang zwischen SST und Stärke der Meeresströmung bleibt.

Doch auch der Bedeckungsgrad nimmt Einfluss auf die SST. Maritimer Stratus, eine tiefe Wolke die sich häufig insbesondere über den subtropischen Ozeanregionen bildet, hat eine kühlende Wirkung auf die SST und stellt eine mögliche Erklärung für die Temperaturabweichung zwischen Modell und Beobachtung im Bereich des subtropischen Nord- und Südatlantiks sowie des subtropischen Pazifiks dar.

In den äquatorialen Warmwasserregionen weichen die berechneten Temperaturen um rund 2 K von den beobachteten Mittelwerten ab. Diese Temperaturabweichung reicht aus, um die dort vorherrschende konvektive Bewölkung zu beeinflussen. So ist der Bedeckungsgrad in dieser Region im Modell höher als beobachtet (vergleiche Kapitel 5.3). Auch durch unterschiedliche geographische Lagen der Randströme im Modell und in den Beobachtungen können Temperaturabweichungen entstehen, so dass die mit den Strömen in Verbindung gebrachten Wassertemperaturen voneinander abweichen.

Neben der Bewölkung nimmt auch das Windfeld Einfluss auf die SST. Sind z.B. die Passatwinde, die die Auftriebsgebiete durch Winddrift von Oberflächenwasser antreiben, im Modell schwächer ausgeprägt. Damit ist die SST in diesen Regionen höher, da weniger kühlendes Wasser aus der Tiefe aufsteigt. Auf diesen möglichen Zusammenhang kann in dieser Arbeit nicht weiter eingegangen werden, da dazu eine Auswertung der Daten des Ozeanmodells notwendig ist.

Im Südatlantik und Südpazifik weisen die Regionen über den kalten östlichen Randströmen (Humboldtstrom und Benguelastrom) eine höhere Temperatur auf als beobachtet. Inwiefern dies durch einen schwächeren Passatwind, einen geringeren Wassertransport oder eine veränderte Bewölkung im Modell bedingt ist, soll an dieser Stelle aus den oben genannten Gründen nicht untersucht werden.

6.3 Zusammenhang zwischen SST und Bewölkung

Ozean und Atmosphäre wechselwirken unter anderem stark über die SST miteinander. Wärme- und Feuchteflüsse zwischen Ozean und Atmosphäre sind Funktionen von SST

und Lufttemperatur bzw. dem Temperaturgradienten zwischen Ozean und Atmosphäre. Die hochreichende Cumuluskonvektion, die die Tropopause erreicht, ist direkt an die SST geknüpft. Für diese Konvektion muss die SST abhängig von Region und Jahreszeit eine Temperatur von 26°C - 27°C erreichen [17], [64]. Über solchen "Warmpools" bewirkt eine Änderung der SST eine Anpassung der hochreichenden Cumuluskonvektion, die wiederum die dynamische Reaktion der vorherrschenden Struktur des ersten baroklinen Mode mit starken Oberflächenwindsignalen anregt. Über den "kalten Ozeanen" mit einer SST kleiner als 26°C tritt die bis zur Tropopause hochreichende Cumuluskonvektion nicht auf. In diesen "kalten" Regionen unterscheidet sich die Anpassung der Atmosphäre an Änderungen der SST deutlich von der über den Warmpools. Über den kalten Ozeanen gibt es verschiedene Wechselwirkungen zwischen Ozean und Atmosphäre. Häufig treten negative Korrelationen zwischen der Variabilität der SST und des Oberflächenwindes für saisonale Mittel auf einer beckenweiten Skala auf [69]. Oftmals wird diese Korrelation als ein Indiz für einen Antrieb der Atmosphäre auf den Ozean durch windinduzierte Änderungen im turbulenten Wärmefluss an der Oberfläche aufgefasst. Der Einfluss der SST-Variabilität auf die Atmosphäre spielt sich direkt in der planetaren Bodenschicht, den untersten 1-2 km der Atmosphäre ab [39], [69]. Diese Schicht wird durch eine stabile Schicht abgedeckt, die häufig durch eine Temperaturinversion bedingt ist. Zur genaueren Untersuchung der Wechselwirkungen zwischen Ozean und Atmosphäre ist es also sinnvoll, die SST, den Oberflächenwind und die Grenzschichtbewölkung an der Temperaturinversion der planetaren Bodenschicht näher zu untersuchen. Im Rahmen dieser Arbeit muss sich dieser Vergleich jedoch auf Modelldaten beschränken, wobei die zeitliche Auflösung durch Verwendung von Monatsmittelwerten viele Wechselwirkungsmechanismen nur verzerrt oder gar nicht wiedergegeben werden können.

Die Korrelation zwischen SST und Windgeschwindigkeit ist ein guter Indikator, ob die SST-Variabilität durch die Atmosphäre angetrieben wird oder ob die Änderungen der SST einen Einfluss auf die Oberflächenwinde ausüben [69]. Bei einer positiven Korrelation, wie sie über tropischen Instabilitätswellen (TIW) an Ozeanfronten auftritt, wird ein vorherrschender Passatwind über warmem Ozeanwasser durch eine lokale Konvergenz des Geopotentialfeldes beschleunigt. Über kalten SST-Änderungen bremsst eine Divergenz den Passatwind ab und die Korrelation nimmt negative Werte an. Mittels latentem und sensiblem Oberflächenwärmefluss dämpfen Windgeschwindigkeitsabweichungen die SST-Änderungen [70], [56]. Eine positive Korrelation zwischen SST und Windgeschwindigkeit wird im allgemeinen mit einer Anpassung der unteren, ozeannahen Atmosphäre durch vertikale Scherung in Verbindung gebracht [65], [18]. Eine zunehmende SST reduziert die statische Stabilität der unteren Atmosphäre, da durch die Konvergenz des Bodenwindfeldes eine Scherung hervorgerufen wird. Als Folge intensiviert sich die turbulente Durchmischung. Diese vertikale Impulsmischung dominiert die Anpassung des Windfeldes an Änderungen der SST an Ozeanfronten. In diesen Regionen spielt die Ozeandynamik eine sehr große Rolle für die Wolkenentwicklung, da sie die Variabilität der SST bestimmt.

Über kalten Ozeanregionen tritt keine hochreichende Cumuluskonvektion auf. Häufig bildet sich in einer Höhe von 1,5 km über den wärmeren Regionen der TIW bis in 1 km

Höhe über den kälteren Regionen des Ozeans eine Temperaturinversion aus. Die vertikale Verschiebung dieser Inversionsschicht steht im direkten Zusammenhang mit den Temperaturanomalien und spielt eine wichtige Rolle für die Anpassung des Luftdrucks der Grenzschicht an die Änderungen der SST [69]. Direkt über der warmen SST-Änderung des Ozeans findet man in 1 bis 1,5 km Höhe eine kalte Temperaturanomalie, bedingt durch die Anhebung der Inversionsschicht. Dieser vertikale Dipol reduziert den hydrostatischen Druck auf Meeresniveau und das Windfeld an der Meeresoberfläche konvergiert [11], [69].

Die Grenzschichtbewölkung ist für den Energiehaushalt des Klimasystems von großer Bedeutung. Da die Wolken aufgrund ihres hohen Oberkantendrucks relativ warm sind, geben sie relativ viel thermische Strahlungsenergie an den Weltraum ab. Im unbewölkten Fall strahlt die Meeresoberfläche entsprechend ihrer Temperatur direkt thermische Energie ab. Da die Wolkenoberkantentemperatur der tiefen Grenzschichtbewölkung keine große Differenz zur SST aufweist, führt bei Betrachtung der thermischen Strahlungsbilanz die Wolke zu einer leichten Erwärmung. Betrachtet man die Reflexion kurzwelliger Strahlung an der Wolkenoberkante, so hat die Wolke in der Strahlungsbilanz für den kurzwelligen Wellenlängenbereich eine abkühlende Wirkung. In der Summe überwiegt der kurzwellige Effekt, so dass die Grenzschichtbewölkung abkühlend auf das Klimasystem wirkt [35]. Die Wechselwirkung zwischen SST und dieser tiefen Grenzschichtbewölkung ist sehr komplex, da neben der Atmosphärenstabilität auch Konvergenz des Wasserdampfes und die Wolkenmikrophysik eine Rolle spielen. Über den Wechselwirkungsmechanismus ist noch nichts genaueres bekannt. Es wird vermutet, dass auch die Anpassung des Oberflächenwindfeldes sowie die Phase, mit der Wolken und SST einander beeinflussen bei der Korrelation zwischen Wolken und SST wichtig ist. Im Falle einer negativen Korrelation zwischen SST und Windfeld tritt eine Konvergenz des Windfeldes auf, die wiederum in Phase mit den SST-Änderungen Wolkenanomalien erzeugt [69].

Nicht nur über warmen SST-Abweichungen werden Anomalien der Wolken gefunden. In vielen Regionen der subtropischen und tropischen Ozeane nimmt die Bewölkung über kalten SST-Änderungen zu [40]. Es besteht eine positive Korrelation zwischen einer maritimen Stratusdecke und der statischen Stabilität der unteren Atmosphäre, wobei berücksichtigt werden muss, dass bei einer abnehmenden SST die statische Stabilität zunimmt [27].

Das eine zunehmende SST in der einen Region zu einer Zunahme der tiefen Bewölkung führt, in einer anderen aber zu einer Abnahme, liegt in der horizontalen Skala der SST-Änderung [69]. Die Oberflächenkonvergenz des Wasserdampfes ist umgekehrtproportional zur räumlichen Skala der Änderung: Die Konvergenz ist über einer kleinskaligen SST-Änderung (einige 100 km) stark und die Korrelation mit dem CLW (Wolkenflüssigwasser, engl.: cloud liquid water) ist positiv. Andere Mechanismen zur Änderung der Bewölkung verlieren in diesem Fall an Bedeutung. Über einer großskaligen, beckenweiten SST-Änderung sind die Änderungen der statischen Stabilität wichtiger als die Konvergenz des Wasserdampfes, da diese dort sehr schwach ist [69]. Eine negative Korrelation ist die Folge. Durch diese Skalenabhängigkeit treten positive Korrelationen nur bei einer kleinskaligen Betrachtung kalter Ozeanregionen auf. Die positive Korrelation zwischen

SST und Windgeschwindigkeit, die aus der vertikalen Impulsdurchmischung resultiert, steht im Kontrast zu der negativen Korrelation, bedingt durch einseitigen atmosphärischen Antrieb. Dadurch ist die Korrelation zwischen SST und Windgeschwindigkeit ein guter Indikator für die Richtung der Wechselwirkung zwischen kaltem Ozean und Atmosphäre [69]. SST-induzierte Änderungen des Oberflächenluftdrucks ist ein weiterer wichtiger Mechanismus zur Erzeugung von Oberflächenwindanomalien, wenn die direkte Korrelation zwischen SST und Windfeld null ist.

Der Zusammenhang zwischen SST und Windgeschwindigkeit wird in dieser Arbeit nicht weiter untersucht, da das Modell aufgrund seiner Auflösung von $3,75^\circ \times 3,75^\circ$ Ozeanfronten und Windfelder nicht mehr hinreichend genau auflöst.

6.3.1 Satellitendaten

Zwar wird im Rahmen dieser Diplomarbeit keine vergleichende Analyse von Windfeld, SST, Bewölkung und Luftdruck aus Beobachtungsdaten durchgeführt, doch gibt die Korrelation zwischen SST-Anomalie und Anomalie des Bedeckungsgrades einen Einblick in die Wechselwirkung beider Größen (Abb. 6.2). Zu beachten ist jedoch, dass hier mit Monatsmittelwerten gerechnet wurde, so dass Wechselwirkungen auf kleinen zeitlichen Skalen nicht aufgelöst werden. Doch gerade diese Wechselwirkungen sind für die verschiedenen Wechselwirkungsmechanismen ausschlaggebend. Temperaturanomalien, die auf einer Skala von Wochen bis Monaten auftreten, spiegeln sich in den SST-Monatsmittelwerten wieder. Diese Anomalien wechselwirken mit der Bewölkung über unterschiedliche Mechanismen, die der räumlichen Ausdehnung der Temperaturanomalie abhängig sind.

Wie erwartet sind die lokalen Korrelationen zwischen der SST-Anomalie und der Anomalie des Bedeckungsgrades in den "Warmpool"-Regionen entlang des Äquators, wo die SST bei $26-28^\circ\text{C}$ liegt, stark positiv. Die SST beeinflusst dort direkt die Bewölkung. Je höher die SST, desto stärker sind die latenten Wärmeflüsse (Wasserdampftransport) und desto stärker ist die hochreichende Cumuluskonvektion ausgeprägt. Über den kalten Auftriebsgebieten im Osten subtropischer Ozeanregionen ist die SST mit dem Bedeckungsgrad negativ korreliert. Aufgrund der geringeren SST ist die Verdunstungsrate geringer, so dass weniger Wasserdampf in der Atmosphäre enthalten ist. Die Auftriebsgebiete befinden sich auf großen räumlichen Skalen, so dass Temperaturanomalien ebenfalls große räumliche Skalen annehmen. Wie in Abschnitt 6.3 beschrieben ist in diesem Fall die durch die SST-Anomalie bedingte Änderung der statischen Stabilität der Atmosphäre der die Veränderung der Bedeckung dominierende Prozess. Wie auch über der Subtropischen Zelle, ein durch die subtropische Hochdruckzelle bedingtes, großskaliges Absinkgebiet von warmen Wassermassen, bildet sich an der Temperaturinversion der Bodengrenzschicht eine maritime Stratusdecke aus. Auch über den Subtropischen Zellen ist die Korrelation zwischen SST- und Bedeckungsgradanomalie negativ.

In Ozeanregionen mit einem starken horizontalen SST-Gradienten treten kleinskaligen SST-Anomalien auf. Sie führen aufgrund der stark ausgeprägten Wasserdampfkonvergenz zu einer positiven Korrelation zwischen SST und Bedeckungsgrad (s.o.). Starke ho-

Horizontale SST-Gradienten treten vielfach an Fronten im Ozean auf, wo unterschiedliche Wassermassen aneinander grenzen und sich somit Salzgehalt, Temperatur und Nährstoffgehalt auf einer kurzen Strecke stark verändern. Ringe an den Meeresströmungen, Polynias in Gebieten mit Tiefenwasserbildung (Weddelmeer, Labradorsee, Ochotskisches Meer) oder tropische Instabilitätswellen bilden zum Beispiel eine solche kleinskalige SST-Anomalie. Die Ozeanregionen außerhalb der Tropen, über denen eine positive Korrelation zwischen SST und Bedeckungsgrad auftritt, sind typisch für diese kleinskaligen Variabilitäten der SST. In den Tropen beeinflusst die SST über den Wasserdampftransport direkt die Wolkenbildung.

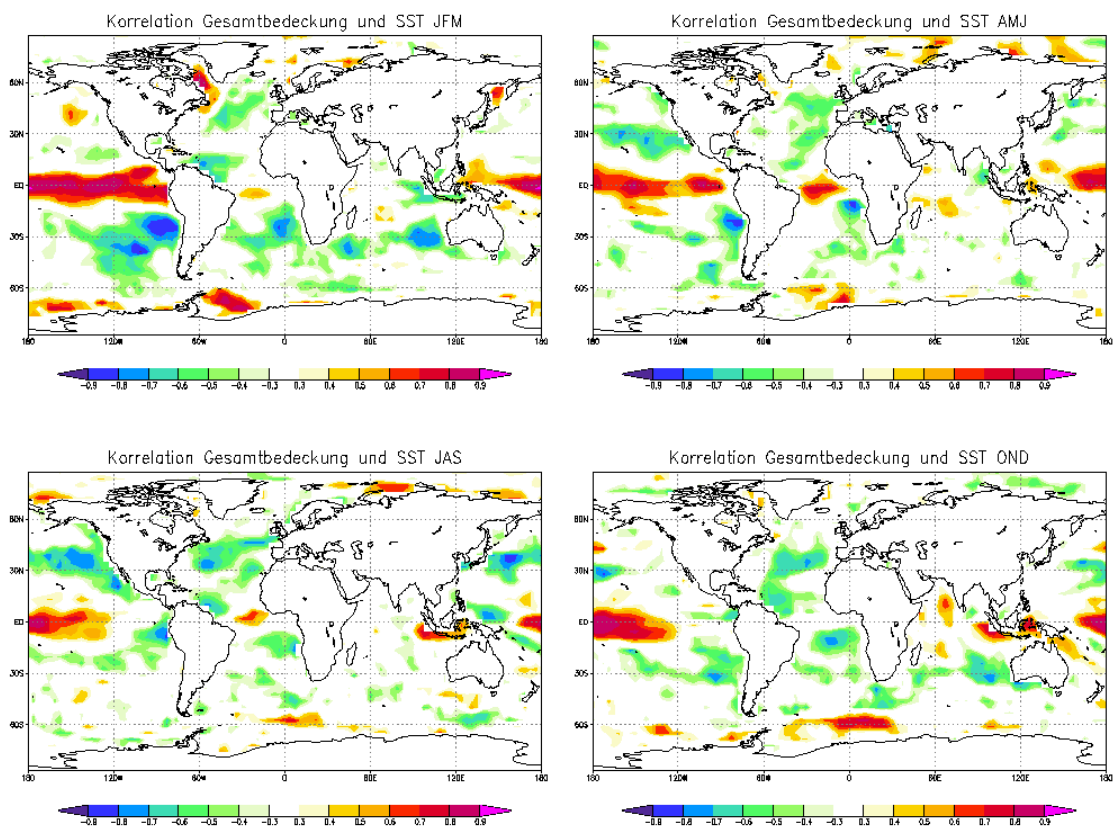


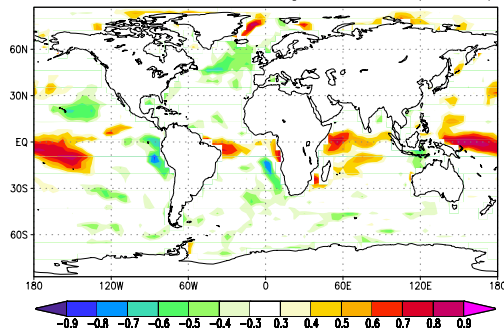
Abbildung 6.2: saisonale Korrelation der beobachteten SST-Anomalien mit den Anomalien der ISCCP-Bedeckungsdaten, $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ Gitter

6.3.2 Modelldaten

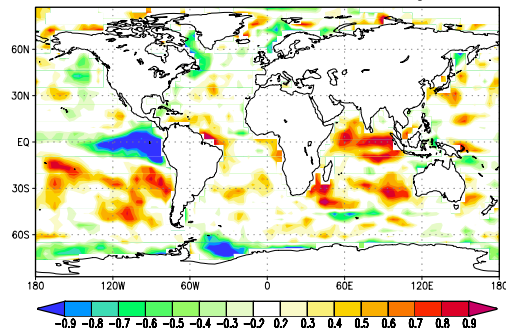
Auch in der Korrelation von SST und Gesamtbedeckung im gekoppelten Modell erkennt man Muster negativer und positiver Korrelationen. Doch unterscheiden sich Ausdehnung und Lokalisierung der Regionen gleicher Korrelation voneinander (Abb. 6.3).

Der Zusammenhang zwischen der räumlichen Ausdehnung der Anomalie und der Gesamtbedeckung werden vom Modell im wesentlichen wiedergegeben, jedoch in zum Teil

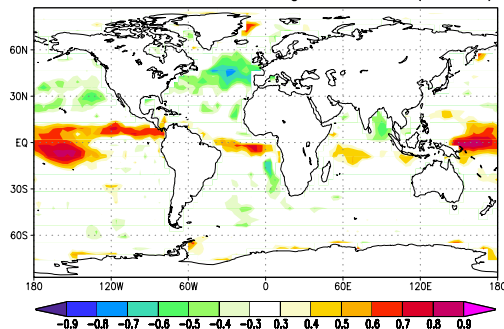
Korrelation Gesamtbedeckung und SST (Modell) JFM



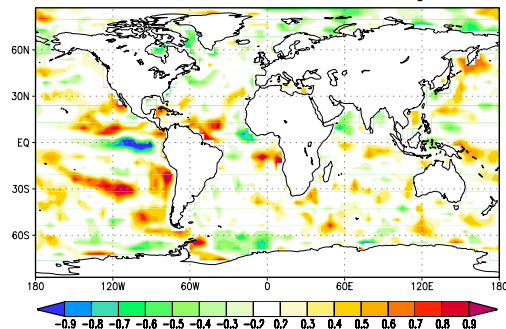
Korrelation Modell – Beobachtung JFM



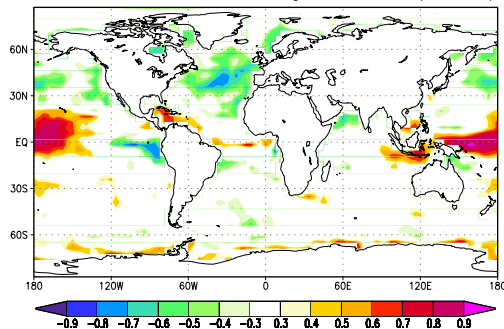
Korrelation Gesamtbedeckung und SST (Modell) AMJ



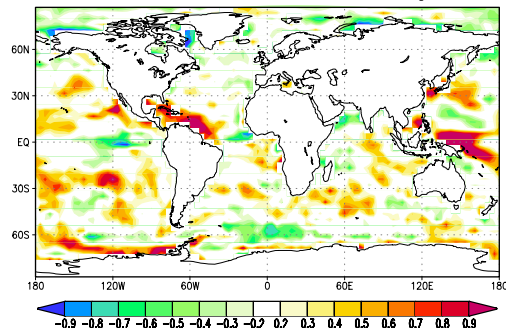
Korrelation Modell – Beobachtung AMJ



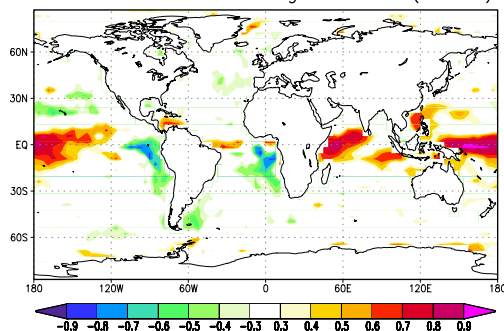
Korrelation Gesamtbedeckung und SST (Modell) JAS



Korrelation Modell – Beobachtung JAS



Korrelation Gesamtbedeckung und SST (Modell) OND



Korrelation Modell – Beobachtung OND

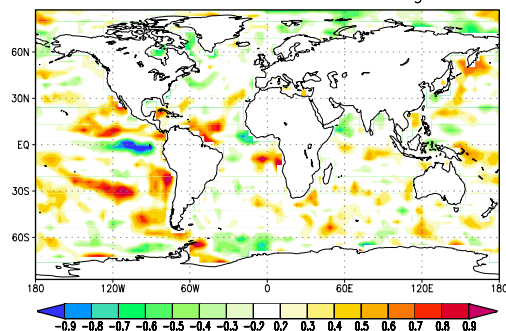


Abbildung 6.3: saisonale Korrelation der SST-Anomalie mit den Anomalien der Gesamtbedeckung (rechts), Differenz der Korrelation mit Beobachtungsdaten und Korrelation mit Modelldaten (links)

unterschiedlicher Ausdehnung und unterschiedlicher Intensität. Auf die physikalischen Wechselwirkungen im einzelnen kann aufgrund der groben zeitlichen und räumlichen Auflösung der Monatsmittelwerte nicht eingegangen werden, jedoch lassen die Korrelationen Rückschlüsse auf die im Hintergrund ablaufenden physikalischen Prozesse zu. Berücksichtigt werden muss aber, dass dadurch auch Scheinkorrelationen berechnet werden können.

Die im Zusammenhang mit kleinskaligen Temperaturanomalien stehenden Wechselwirkungen werden nur schlecht dargestellt. Das Modell stößt hier aufgrund der räumlichen Auflösung an seine Grenzen. So ist die zu erwartende positive Korrelation über dem Weddelmeer, dem Bildungsgebiet des antarktischen Bodenwassers (engl.: Antarctic Bottom Water, AABW) und über der Labradorsee, dem Bildungsgebiet des oberen Nordatlantischen Tiefenwassers nur sehr schwach ausgeprägt.

Besonders auffällig ist im Mittel der Monate Januar bis März eine starke positive Differenz zwischen Modell und Beobachtung östlich Mittelamerikas. In dieser äquatorialen Region erwartet man aufgrund der hohen SST, wie auch durch die Beobachtungen bestätigt, eine stark positive Korrelation zwischen SST und Bedeckungsgrad. In den Modell-daten ist diese jedoch negativ. Erst im Laufe der nächsten Monate weitet sich die Zunge positiver Korrelation entlang des Äquators nach Westen aus.

6.3.3 Fazit

Vor dem Hintergrund der betrachteten Korrelation lässt sich feststellen, dass die SST mit ihren Schwankungen Einfluss auf die Variabilität der Gesamtbedeckung nimmt. So zeigen die Beobachtungen unterschiedliche räumliche Skalen der Variabilität auf, die im Modell aufgrund der deutlich gröberen Auflösung nur schlecht wiedergegeben werden. Es lässt sich aber festhalten, dass die SST über zwei Mechanismen auf den Bedeckungsgrad Einfluss nimmt. Eine abnehmende SST erhöht die statische Stabilität der Atmosphäre. Konvektionsprozesse werden abgemildert bzw. unterbunden, so dass der Anteil konvektiver Bewölkung an der Gesamtbedeckung abnimmt. Eine zunehmende statische Stabilität verstärkt die Grenzschichtinversion und begünstigt die Bildung von stratiformer Grenzschichtbewölkung. Der Anteil stratiformer Bewölkung an der Gesamtbedeckung nimmt zu. So kann es vorkommen, dass stratiforme und konvektive Bewölkung bedingt durch den Jahresgang der SST ineinander übergehen, wie es z.B. im Ostpazifik vor der Küste Mittelamerikas und Südamerikas der Fall ist. Im weiteren nimmt die Oberflächenkonvergenz des Wasserdampfes über kleinskaligen SST-Anomalien Einfluss auf den Bedeckungsgrad, wie weiter oben beschrieben.

Eine Lag-Korrelation, also die zeitliche Verschiebung der beiden Korrelationsgrößen gegeneinander, zeigt eine deutliche Abnahme der Beträge der Korrelationskoeffizienten (ohne Abb.). Im Rahmen dieser Arbeit werden die Variabilitäten der Wolken auf klimatologischen Zeitskalen untersucht, die Wechselwirkungen zwischen den einzelnen Klimagrößen finden aber häufig auf deutlich kürzeren Zeitskalen statt. Korrelationen der Monatsmittel ihrerseites zeigen die im Monatsmittel dominanten Variabilitäten und nicht

die einzelnen Prozesse. Verschiebt man nun die Korrelationsgrößen in Monatszeitschritten gegeneinander, so wird verständlich, dass die Zusammenhänge beider Korrelationsgrößen rasch abnimmt.

Kapitel 7

Wechselwirkungen zwischen der Gesamtbedeckung und dem Bodenluftdruck im Modell

Ein Zusammenhang zwischen der Variabilität des Luftdrucks und der Gesamtbedeckung liegt auf der Hand. Im Feld des Luftdrucks, wie hier verwendet oder der geopotentiellen Höhe unterscheidet man zwischen Hochdruck- und Tiefdruckgebieten. Je nach Entstehung der regionalen Luftdruckminima (Tiefs) und -maxima (Hochs) unterscheidet man zwischen thermischen und dynamischen Druckgebieten. Thermische Druckgebiete sind ausschließlich auf die Wirkung der Lufttemperatur zurückzuführen. So bildet sich im Juli beispielsweise über dem heißen südlichen Asien ein massives Hitzetief aus, das bis in die arabische Halbinsel hinein reicht. Auch über dem nordamerikanischen Kontinent findet man zu dieser Jahreszeit in etwa 30° Breite ein kleines Hitzetief. Auf der Südhemisphäre gehen die Hitzetiefs über Südamerika, Südafrika und Australien in die ITCZ über, so dass sie sich nicht so auffällig abzeichnen wie das asiatische. Hitzetiefs bilden sich dort, wo der Erdboden sehr stark erwärmt wird, so dass großräumig Luft aufsteigen kann und die Atmosphärenschichtung labilisiert. Dabei treten in der Höhe Kondensationsprozesse ein, die zur typischen Konvektionsbewölkung führt. Im Winter führt die extrem starke Abkühlung des asiatischen Kontinents zur Ausbildung eines fast den ganzen Kontinent überdeckenden Kältehochs. Auch die Hochdruckgebiete der Arktis und Antarktis verdanken ihre Existenz den dort herrschenden tiefen Temperaturen. In Kältehochs findet man aufgrund der absinkenden Luftmassen eine sehr stabile Atmosphäre. So ist, falls vorhanden, die Bewölkung stratiformen Charakters. Thermische Druckgebiete spielen in der Klimatologie eine wichtige Rolle.

Dynamische Druckgebiete bilden sich aufgrund der Baroklinität an Luftmassengrenzen (z. B. der Polarfront) der mittleren Breiten. Durch Durchmischungsprozesse der Luftmassen kondensiert Wasserdampf und es bilden sich Wolken. Auch Hebungsprozesse an Fronten führen zu Wolkenbildung. Da die in ein Tiefdruckgebiet eingehenden Luftmassen eine Dynamik entwickeln, kann sich über große Gebiete eine Wolkendecke ausbilden. Dynamische Tiefdruckgebiete haben im Mittel einen Durchmesser von einigen

1000 km. Hochdruckgebiete des subtropischen Hochdruckgürtels zählen ebenfalls zu den dynamischen Druckgebieten. Großräumig absinkende Luftmassen werden adiabatisch getrocknet. Trockene Luft und eine sehr stabile Schichtung unterbinden die Wolkenbildung. Ein Sonderfall tritt ein, wenn Hochdruckgebiete über Ozeangebieten zum Liegen kommen. Die Luftschichten über der Wasseroberfläche weisen eine hohe Feuchtigkeit und aufgrund der Wassernähe eine relativ geringe Temperatur auf, so dass sich trotz adiabatischen Abtrocknens der absinkenden Luft häufig eine dünne, stratiforme Wolkendecke ausbildet. Man spricht dann von einer maritimen Stratusdecke. Auch bei winterlichen Hochdrucklagen über Land kann eine dünne Stratusdecke den Himmel überziehen. Wenn der Wind schwach und somit die vertikale Durchmischung gering ist, kann sich aus einer feuchten Luftmasse an einer Inversionsschicht eine dünne Stratusschicht ausbilden.

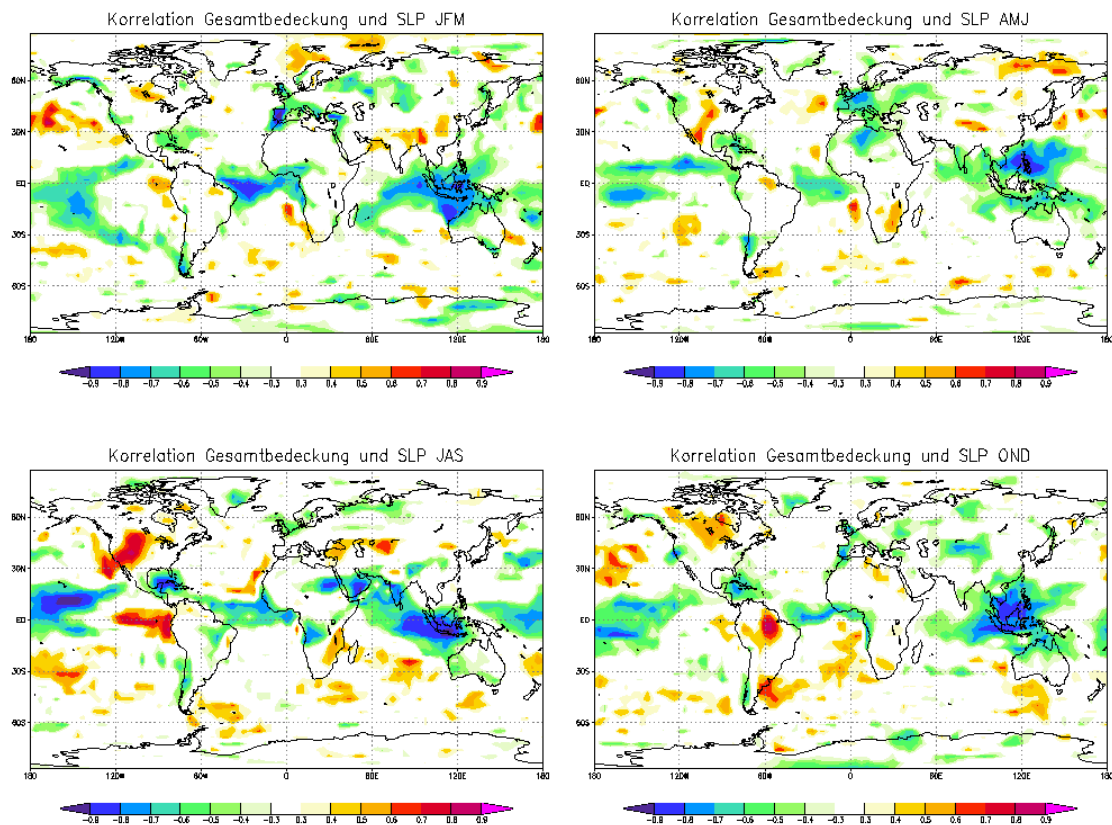


Abbildung 7.1: saisonale Korrelation der SLP-Anomalie mit den Anomalien der Gesamtbedeckung (Modell)

So erwartet man eine negative Luftdruck-Bewölkungs-Korrelation zwischen den Zonen vorherrschender Tiefdruckgebiete wie Europa, Patagonien, Aleuten, das nordamerikanische Küstengebirge und Neuseeland. Über den Landmassen können diese Erwartungen

durch die Korrelationsanalyse (Abb. 7.1) bestätigt werden. Die meisten der oben genannten Regionen weisen nur im Winterhalbjahr eine starke Korrelation zwischen SLP und Gesamtbedeckung auf. Zu dieser Jahreszeit ist die Zyklonenaktivität sehr stark ausgeprägt. Zum Sommer hin nimmt sie ab. Einen Effekt des Bodenluftdrucks auf den Gesamtbedeckungsgrad über den Ozeanen kann hingegen anhand dieser Korrelationsanalyse nicht dargestellt werden. Über den Ozeanen ist die Luftfeuchtigkeit generell hoch. So bildet sich während einer Hochdruckphase eine maritime Stratusdecke aus, beim Durchzug von Zyklonen hingegen verändert sich die Bewölkung in ihrer vertikalen Mächtigkeit (vergl. Kapitel 8). So ist, wie auch in Kapitel 8 gezeigt, der Einfluss des Bodenluftdruckfeldes in Gesamtbedeckungsgrad nicht wiederzufinden, jedoch im Bedeckungsgrad einzelner Wolkenstockwerke.

Auch für die ITCZ erwartet man negative Luftdruck-Bedeckungsgrad-Korrelationen. In der ITCZ entstehen die konvektiven Wolken aufgrund der starken atmosphärischen Labilität, bedingt durch den hohen Sonnenstand und die Vertikalbewegung der konvergierenden Passatwindströmungen. Die Lage der ITCZ zeichnet sich in den Bedeckungsgrad-SLP-Korrelationen als ein Band negativer Korrelationskoeffizienten in Äquatornähe ab. Über den Kontinenten, insbesondere die Hitzetiefs über dem Kongobecken und Südamerika im Winter, sind im Bereich der ITCZ die Korrelationen häufig deutlich geringer oder nicht vorhanden. Zu vermuten ist, dass die SST einen wesentlichen Einfluss auf den Bedeckungsgrad hat. Denn die SST steuert den Wasserdampfgehalt in der Atmosphäre. Dieser wiederum beeinflusst die Wolkenbildung. Denn je höher der Wasserdampfgehalt, desto früher tritt Kondensation ein und desto mehr Wolken können sich bilden; der Bedeckungsgrad ist folglich höher. Gleichzeitig besteht ein Zusammenhang zwischen der Temperatur und dem Bodenluftdruck. Denn je höher die Temperatur, desto geringer die Dichte der auf dem Boden stehenden Luftsäule, also desto geringer der Bodenluftdruck. Die SST nimmt folglich zugleich Einfluss auf die Wolkenbildung und somit auf den Bedeckungsgrad und auf den Bodenluftdruck. Es ist durchaus möglich, dass die SST Einfluss auf die SLP-Bedeckungsgrad-Korrelation nimmt. Auch auf die schwach bzw. gar nicht vorhandene Korrelation zwischen dem Bodenluftdruck und dem Gesamtbedeckungsgrad über den kontinentalen Hitzetiefs nimmt die SST möglicherweise Einfluss. So zeigen Korrelationen des Bedeckungsgrades über NE-Brasilien einen positiv korrelierten Zusammenhang mit der SST nördlich des Äquators im Bereich des Süd- und Nordäquatorialstroms (ohne Abb.). Ist die SST in dieser Region hoch, so transportieren die Passatwinde wasserdampfreiche Luftmassen zum südamerikanischen Kontinent. Über NE-Brasilien und dem Amazonasbecken kann aufgrund des hohen Wasserdampfangebotes eine starke Bewölkung ausprägen. Für die weiteren kontinentalen Hitzetief kann ebenfalls von einem Einfluss der SST im Bereich der Passatwindströmung über dem Ozean ausgegangen werden. Im Zusammenhang mit ENSO steht eine Verschiebung der Walkerzirkulation, in der die kontinentalen Hitzetiefs eingebettet sind. So geht eine Verschiebung der Walkerzirkulation, bedingt zum Beispiel durch ein El Niño-Ereignis, mit einer Veränderung des Hitzetiefs in Lage und Intensität einher. Die dadurch verschobene Absinkregion der Walkerzirkulation kann die Konvektion des sonst vorherrschenden Hitzetiefs mindern, so dass der Gesamtbedeckungsgrad dort abnimmt. Korrelationen der

SST mit der SST in der Niño-3.4 Region zeigen eine positive Korrelation im Bereich des Süd- und Nordäquatorialstromes (ohne Abb.). So schwächen sich beide hier beschriebenen Einflüsse durch die SST gegenseitig ab. Eine Korrelation des Bodenluftdrucks mit dem Bedeckungsgrad kann also möglicherweise durch die verschiedenen Einflüsse der SST auf die Bewölkung beeinflusst werden. Da jedoch die Verschiebung der Walkerzirkulation bedingt durch El Niño zu einer Abnahme des Bedeckungsgrades führt (negative Korrelation), ein erhöhter Wasserdampftransport durch die Passatwinde jedoch eine positive Korrelation bewirkt, dämpfen möglicherweise beide Effekte die Korrelation zwischen dem Bodenluftdruckfeld und dem Gesamtbedeckungsgrad.

Über den Wüstenregionen, die sich überwiegend unter den subtropischen Hochdruckgebieten erstrecken, erwartet man negative Korrelationskoeffizienten. Je höher der Luftdruck, desto stärker ist die Absinkbewegung großräumiger Luftmassen und desto trockener ist die Luft, so dass mangels Feuchtigkeit kaum Wolken gebildet werden. So findet man im Monatsmittel AMJ über der Sahara eine Region negativer Korrelation. Doch über vielen anderen Wüsten (Taklamakan-Wüste, Nordamerikanische Wüste, Atacama-Wüste, Südafrika) sind positive Korrelationskoeffizienten zu erkennen. Sie resultieren aus einem Hitzetief, das jedoch mangels Feuchtigkeit keine bzw. nur wenige Wolken bildet. Östlich der Rocky-Mountains, wo die positive Korrelation besonders hohe Werte aufweist, bewirkt die Leewirkung des Gebirges in der vorherrschenden Westströmung ausgehend vom dynamischen Hochdruckgebiet über dem Ostpazifik zusätzlich eine trockene Luftmasse. Da sich die mittlern Strömungsverhältnisse mit den Jahreszeiten verändern, bauen sich die Hitzetiefs mit Umschwenken der Luftströmung ab, so dass sie eine saisonale Erscheinung bleiben. Im Fall der westlichen USA gelangt vom Herbst bis in das Frühjahr hinein diese Region in den Einfluss von Zyklonen, die dann wesentlich südlichere Zugbahnen aufweisen.

Über Ozeangebieten, die unter Hochdruckeinfluss liegen, findet man eine leichte positive Korrelation, die jedoch im jeweiligen Winterhalbjahr kaum vorhanden ist. Sie lässt sich durch eine verstärkte stabile Schichtung bei hohem Luftdruck erklären. Im Fall hohen Luftdrucks ist die Luft statisch stabil geschichtet, doch aufgrund der relativ kühlen und feuchten Luftmasse an der Meeresoberfläche bildet sich in 1 bis 1,5 km Höhe eine Grenzschichtinversion aus, an der sich häufig stratiforme Wolken bilden.

Es zeigt sich also, dass ein Zusammenhang zwischen der natürlichen Variabilität der Gesamtbedeckung und dem Luftdruck besteht, die jedoch nur unzureichend der globalen, mittleren Luftdruckverteilung zugeordnet werden kann. Der Bodenluftdruck nimmt zwar, wie mit dieser Korrelationsanalyse gezeigt, Einfluss auf den Bedeckungsgrad, doch nehmen auch noch andere Parameter wie die Temperatur großen Einfluss auf die Variabilität des Gesamtbedeckungsgrades. Eine zum Vergleich durchgeführte Korrelationsanalyse des beobachteten Wolkenbedeckungsgrades mit dem Bodenluftdruck aus Reanalyse- daten zeigt ähnliche Muster und ebenfalls fehlende Korrelationen über den kontinentalen Hitzetiefs. Somit ist dort nicht signifikante Korrelation nicht nur in dem hier verwendeten gekoppelten Modelllauf zu finden. Doch da zur Erstellung des Reanalyse- datensatzes ebenfalls auf Modelle zurückgegriffen wird, können mögliche Fehler in der Modellphysik nicht ausgeschlossen werden. Durch die Anwendung nichtlinearer statis-

tischer Methoden könnten mögliche Scheinkorrelationen analysiert werden und durch eine höhere zeitliche Auflösung der Daten könnten lokale und kurzlebige Wechselmechanismen aufgedeckt werden, wie sie zum Beispiel im Zusammenhang mit der SST betrachtet worden sind (Kapitel 6.3)

Wie bereits in Kapitel 6 beschrieben, weisen Lag-Korrelationen zwischen der Variabilität des Bedeckungsgrades und der des Bodenluftdrucks auf einer Monatszeitskala keine signifikanten Korrelationsmuster auf (ohne Abb.). Der Betrag der Korrelationskoeffizienten nimmt schnell ab.

Kapitel 8

Bedeckungsgrad in verschiedenen Schichten (Modell)

Der Wolkenbedeckungsgrad variiert nicht nur in der Horizontalen, sondern auch in der Vertikalen. Entsprechend der Klassifizierung der Wolken in Wasserwolken (unteres Stockwerk), Mischwolken (mittleres Stockwerk) und Eiswolken (hohes Stockwerk) kann der Bedeckungsgrad für verschiedene Höhenlevels getrennt betrachtet werden. So nimmt zum Beispiel beim Aufzug einer Warmfront (Abb. 8.1) in den mittleren Breiten zuerst die Bedeckung im oberen Wolkenstockwerk (5-13 km Höhe) zu, das untere Stockwerk (0-2 km Höhe) kann zeitgleich wolkenfrei sein. Im weiteren zeitlichen Verlauf nimmt dann mit dem Herannahen der Warmfront auch der Bedeckungsgrad im mittleren (2-7 km Höhe) und unteren Wolkenstockwerk zu.

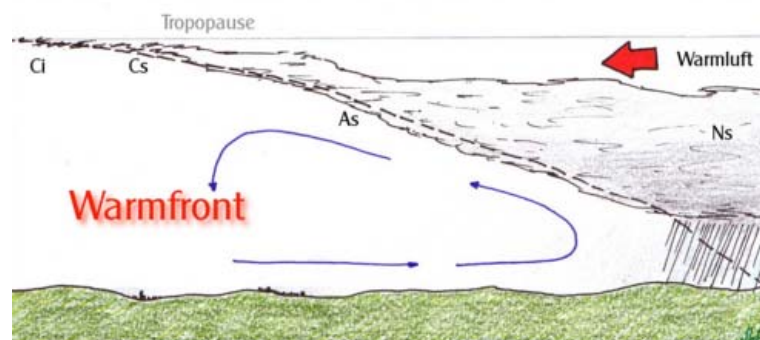


Abbildung 8.1: Aufbau einer idealen Warmfront, verändert nach www.wikipedia.de

Betrachtet man nur die Gesamtbedeckung, so kann diese über den gesamten Aufzugszeitraum maximal sein, während bei einer zwischen einzelnen Stockwerken differenzierenden Betrachtung auffällt, dass sich die Höhe und damit auch die Art der Bedeckung verändert. So kündigt sich das Herannahen einer Warmfront mit einem Cirrus-Schirm über sonst wolkenfreien bis gering bewölkten unteren und mittleren Wolkenstockwerk

an. Je näher die Warmfront, also das Durchsetzen der Warmluftmasse bis zum Erdboden, kommt, desto tiefer liegt die Wolkenunterkante der untersten Wolkenschicht. Folglich nimmt nun auch der Bedeckungsgrad in den unteren Wolkenstockwerken zu.

8.1 Mittlere Bedeckung im Modell

Die mittlere Gesamtbedeckung im Modell (Abb. 8.2) ist in den polaren und mittleren Breiten der Nord- und Südhemisphäre mit 80-100% sehr hoch. In diesen Breiten dominiert die Bewölkung der Tiefdruckgebiete.

In den Tropen wird die Wolkenbedeckung durch konvektive Bewölkung dominiert. Über den Wüstenregionen hingegen ist die mittlere Gesamtbedeckung wie erwartet sehr gering.

Bei einer separaten Betrachtung des Bedeckungsgrade in einzelnen Atmosphärenschichten (Abb. 8.2) ist der gemittelte Bedeckungsgrad in den einzelnen Schichten deutlich geringer als der totale Gesamtbedeckungsgrad über alle Schichten.

Drucklevel	Höhe
200 hPa	15000 m
300 hPa	9000 m
500 hPa	5500 m
700 hPa	3000 m
850 hPa	1500 m

Tabelle 8.1: *Mittlere Höhen der Drucklevel in den mittleren Breiten*

Die Druckschichten, auf denen die modellierte Wolkenbedeckung untersucht werden soll, liegen in den polaren Gebieten einige km niedriger als in den tropischen. Über der geringeren Oberflächentemperatur in den höheren Breiten ist die Durchmischungsschicht der unteren Troposphäre flacher. Die hochreichende Konvektion in den Tropen hingegen führt zu einer großen vertikalen Erstreckung der Durchmischungsschicht und somit auch zu einer großen Tropopausenhöhe. Für die mittleren Breiten gelten die in Tabelle 8.1 dargestellten Richtwerte.

Im 200 hPa-Niveau liegt die Tropopause, die nicht nur die Obergrenze der Wettersphäre Troposphäre darstellt, sondern auch eine Grenze für hochreichende Wolken darstellt. Wie an einen Deckel stößt die Wolke an der Temperaturinversion der Tropopause an eine feste Grenze und kann sich nur zu den Seiten hin weiter ausbreiten. Über der Warmpoolregion in Südostasien ist in der Atmosphäre sehr viel latente Energie enthalten, die in eine kräftige und hochreichende Aufwärtsbewegung der dort vorherrschenden Cumulusbewölkung umgewandelt wird. In dieser Region erreichen die Wolken häufig die Tropopause und breiten sich entlang dieser schirmartig seitwärts aus.

Der Bedeckungsgrad ist folglich sehr hoch, wie in Abb. 8.2 gut zu erkennen ist. Da in

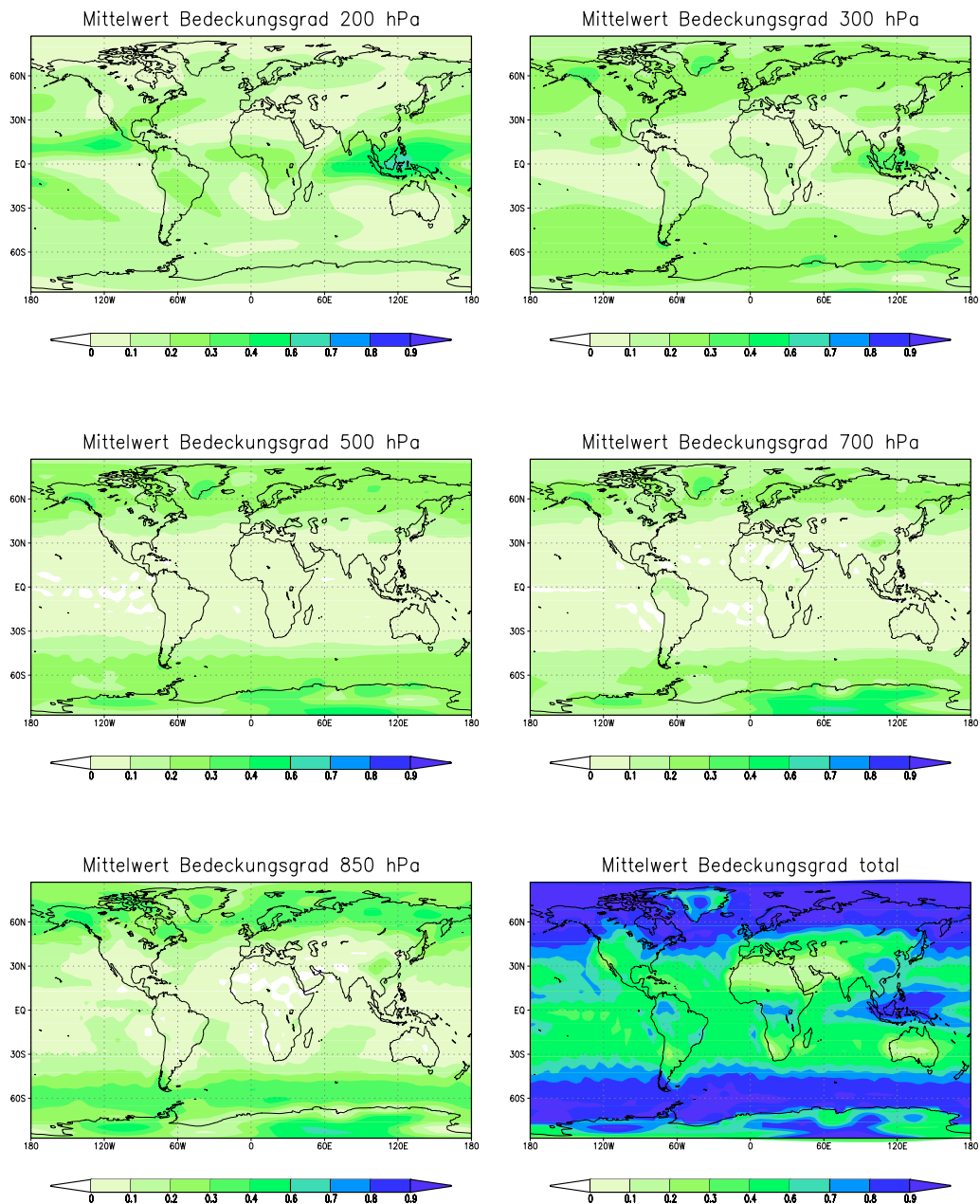


Abbildung 8.2: Mittlere Gesamtbedeckung im Modell auf verschiedenen Schichten, 50 Jahre (in Zehnteln)

der Warmpoolregion die Konvektion gegenüber anderen Gebieten am stärksten ausgeprägt ist und das ganze Jahr über dominant ist, liegt dort das globale Bewölkungsmaximum im 200 hPa-Level. Aber auch in anderen Tropenregionen und im Bereich der ITCZ ist die Konvektion so hochreichend, dass die Tropopause erreicht wird. Doch sind in dieser Region die jahreszeitlichen Schwankungen, bedingt durch die sonnenstandabhän-

gige Wanderung der ITCZ, deutlich höher (vergl. auch Abb. 5.5). Über den subtropischen Wüstenregionen der Erde ist die Bedeckung aufgrund der trockenen, absinkenden Luftmasse sehr gering. Bewölkte Tage fallen im Mittel gegenüber unbewölkten Tagen kaum ins Gewicht, so dass die Bedeckung im Mittel mit bis zu 10% sehr gering ist. Doch auch über vielen Ozeanregionen ist die Bedeckung im 200 hPa-Niveau sehr gering. Dort liegen die Wolken aufgrund stabilerer Luftschichtung auf tieferen Druckleveln. In den mittleren Breiten sind deutlich die Einflussbereiche ausgeprägter barokliner Tiefdrucksysteme zu erkennen. Die Oberflächentemperaturen reichen nicht aus, um ständig eine so hochreichende Konvektion wie in den Tropen auszulösen, doch an Fronten gelangt feuchte Luft in Höhen geringer Druckflächen und lassen dort Cirren entstehen. Dies ist an der Warmfront der Fall, wo eine warme Luftmasse an einer kalten aufgleitet und an der Grenzschicht einen Wolkenschirm formiert (Abb. 8.1). Aber auch an einer Kaltfront (Abb. 8.3), wo sich eine kalte, schwere Luftmasse unter eine warme Luftmasse schiebt und starke atmosphärische Instabilität mit starken Vertikalbewegungen auslöst bildet sich über der konvektiven Kaltfrontbewölkung ein Cirrusschirm.

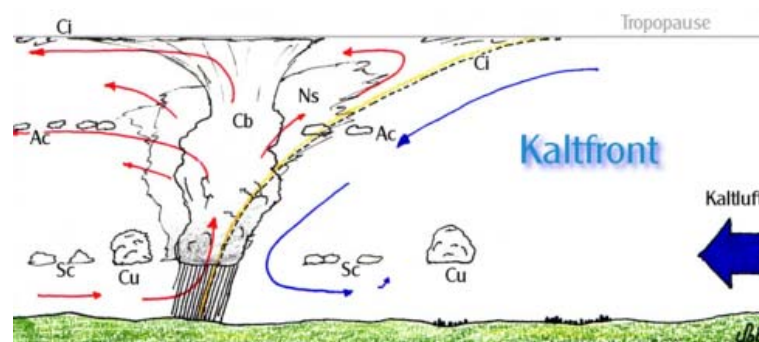


Abbildung 8.3: Aufbau einer idealen Kaltfront, verändert nach www.wikipedia.de

Im 300 hPa-Niveau findet man in den Regionen mit hochreichender Konvektionsbewölkung weiterhin einen relativ hohen Bedeckungsgrad, doch ist er etwas geringer als im 200 hPa-Niveau. Denn dort ist aufgrund der abgrenzenden Eigenschaft der Tropopause die seitliche Ausdehnung der Wolken durch den sogenannten Cirrus-Schirm größer und folglich auch der Bedeckungsgrad höher als im 300 hPa-Niveau. In den mittleren und polaren Breiten hingegen ist der Bedeckungsgrad in diesem Höhengniveau größer als im 200 hPa-Niveau. Beim Frontendurchzug ist der Bedeckungsgrad in dieser Höhe über eine relativ lange Zeit hoch (vergl. Abb. 8.1 und 8.3). Auch Effekte der Topographie spiegeln sich im Bedeckungsgrad in diesem Drucklevel wieder. So treten die Mongolei und Südafrika durch einen höheren Bedeckungsgrad hervor. Der mittlere Bedeckungsgrad auf der 500 hPa-Druckfläche spiegelt die Bedeckung im mittelhohen Wolkenstockwerk durch Mischwolken wieder. Polwärts ca. 35° Breite ist der Bedeckungsgrad mit 20-40% relativ hoch, bedingt durch Wolken im Zusammenhang mit Tiefdruckgebieten, aber

auch Wolken aus Feuchtefeldern an Inversionsschichten oder aus okkludierten Zyklo-
nen. Äquatorwärts nimmt der Bedeckungsgrad rasch ab. Hier nimmt schon der Gesamt-
bedeckungsgrad über alle Höhenlevels merklich ab. Durch relativ hohe jahreszeitliche
Schwankungen im Bedeckungsgrad, bedingt unter anderem durch die Verschiebung der
ITCZ, ist das Mittel geringer bzw. höher als der Bedeckungsgrad zur Regenzeit bzw. Tro-
ckenzeit.

Die Bedeckung im 700 hPa-Niveau unterscheidet sich nicht deutlich von der des 500-
hPa-Niveau, da auch hier das mittlere Wolkenstockwerk wiedergegeben wird. Über der
Brasilianischen Ebene östlich des Anden-Gebirgszuges und in China südwestlich der
Mongolei und westlich des Himalayas ist der Bedeckungsgrad erhöht. Feuchte Luft
wird mit den Passatströmungen vom Ozean herantransportiert und bleibt in der Ebene,
da die Gebirgszüge eine komplette Überströmung der Kontinente verhindern.

Die Wasserwolken des unteren Wolkenstockwerks befinden sich im 850 hPa-Niveau. Ne-
ben den Zugbahnen und Einflussbereichen der extratropischen Tiefdruckgebiete in den
mittleren Breiten treten diese Regionen durch maritime Statusbewölkung über dem sub-
tropischen Pazifik, Atlantik und Indik hervor. Das Maximum wird jedoch bedingt durch
die hohe, ganzjährige Aktivität der Tiefdruckgebiet in den mittleren Breiten entlang ty-
pischer Zugbahnen erreicht.

Durch eine getrennte Betrachtung der einzelnen Druckschichten kann eine Aussage dar-
über getroffen werden, welchen Anteil einzelne Wolkenklassen (tiefe, mittelhohe, hohe
Wolken) an der totalen Gesamtbedeckung haben. In den mittleren und polaren Breiten
machen die warmen tiefen und mittelhohen Wolken einen Großteil des Gesamtbedeck-
ungsgrades aus, in den Tropen sind es die hohen, kalten Cirruswolken. Dies ist be-
sonders bei der Betrachtung des Strahlungsantriebs der Wolken relevant. Denn warme
Wolken haben aufgrund ihrer hohen Strahlungstemperatur einen abkühlende Einfluss
auf unser Klima, kalte Wolken hingegen wegen ihrer geringen Wärmeabstrahlung einen
erwärmenden Einfluss (vergl. Kapitel 1). Auf diese Weise führen tropische Wolken am
Oberrand der Troposphäre, also dort, wo sich der kalte Cirrusschirm ausbildet, zu einer
zusätzlichen Erwärmung. In den niedrigen bis mittleren Breiten hingegen führen die
Wolken zu einer Abkühlung. Der meridionale Temperaturgradient scheint durch diesen
langwelligen Wolkenstrahlungsantrieb verstärkt zu werden. Aufgrund ihrer Wirkung im
Strahlungshaushalt verstärken Wolken den Zustand, der zu ihrer Bildung führte.

8.2 Wechselwirkung zwischen der Wolkenbedeckung und dem Bodenluftdruck im Modell

Bereits in Kapitel 7 wurde der Zusammenhang zwischen der totalen Wolkenbedeckung
und dem Bodenluftdruck untersucht. Jedoch ließen sich die erwarteten Zusammenhänge
zwischen dem Bodenluftdruck und dem Gesamtbedeckungsgrad nur Regional zeigen.
Die globale klimatologische Luftdruckverteilung zeichnet sich im Feld der Korrelations-
koeffizienten nicht eindeutig ab. Vielmehr beeinflusste die Oberflächentemperatur insbe-

sondere in den Tropen die SLP-Gesamtbedeckungsgrad-Korrelationen. Im folgenden soll nun anhand von Korrelationsanalysen die Wechselwirkung zwischen der Wolkenbedeckung auf einzelnen Druckleveln und dem Bodenluftdruck im Modell betrachtet werden. Wie bereits oben beschrieben, liegen im 850 hPa-Druckniveau tiefe Wasserwolken. Negative Korrelationen zwischen dem Bedeckungsgrad im 850 hPa-Niveau und dem Bodenluftdruckfeld ergeben sich überwiegend polwärts des 30. Breitengrades (Abb. 8.4). Positive Korrelationen treten hingegen überwiegend äquatorwärts des 30. Breitengrades auf.

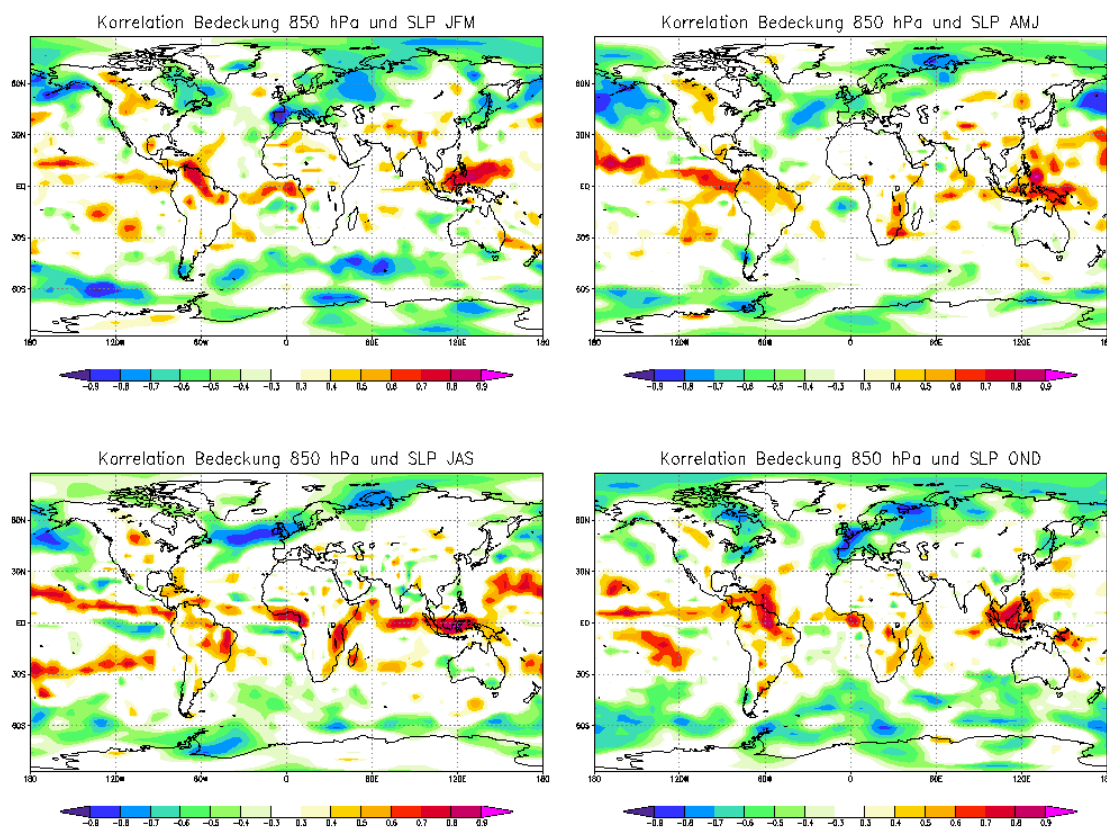


Abbildung 8.4: Korrelation des Bedeckungsgrades im 850 hPa-Niveau mit dem Bodenluftdruck

Betrachtet man allerdings den Zusammenhang zwischen SLP und Bedeckungsgrad schematisch, so muss bei einem Vertiefen der ITCZ der Bedeckungsgrad zunehmen und der Korrelationskoeffizient negative Werte annehmen. Dies ist hier aber nicht der Fall. Möglicherweise ergeben sich die positiven Korrelationskoeffizienten durch Scheinkorrelationen, bedingt durch den starken Einfluss der Oberflächentemperatur, insbesondere der SST, sowohl auf den SLP als auch den Bedeckungsgrad. So führt in den Tropen eine hohe Oberflächentemperatur zu verstärkter Konvektion (Bildung eines Bodentiefs), die zum Beispiel entlang der ITCZ oder in den Monsuntiefs zu starker Cumulusbewölkung führt.

Auch die Verdunstung nimmt mit der SST zu. Man erwartet also eine positive Korrelation zwischen der SST und dem Bedeckungsgrad. In den Tropen lässt sich die Lage der ITCZ anhand von positiven Korrelationskoeffizienten meist gut erkennen. Schon im unteren Wolkenstockwerk tritt während Konvektionsprozessen Kondensation ein. Ist die aufsteigende Luft hingegen trockener, so tritt erst in größeren Höhen Kondensation ein. In die ITCZ eingegliedert sind die kontinentalen Hitzetiefs (vergl. Kapitel 5.4). Das Hitzetief über Südamerika tritt in allen Jahreszeiten deutlich hervor, jedoch auch wieder durch eine Region positiver Korrelationskoeffizienten. Wie bereits in Kapitel 7 beschrieben ist der Bedeckungsgrad in dieser Region mit der SST vor der Küste NE-Brasiliens positiv korreliert. So wird der Bedeckungsgrad in dieser Region im wesentlichen durch den Wasserdampftransport durch die Passatwinde gesteuert. Da dieser Effekt auch die SLP beeinflusst, kann der Zusammenhang zwischen SST und Bedeckungsgrad in der Korrelation von SLP und Bedeckungsgrad gesehen werden. Der ebenfalls in Kapitel 7 beschriebene dämpfende Effekt durch die Verschiebung der Walkerzirkulation durch ENSO tritt im unteren Wolkenstockwerk nicht so stark hervor. Der Einfluss des Wasserdampfes dominiert die Korrelation. Das südafrikanische Monsuntief im Kongobecken während des Südsommers und über der Sahelzone im Nordsommer ist ebenfalls an positiven Korrelationskoeffizienten zu erkennen. Auch hier nimmt der Wasserdampf, gesteuert über die SST, Einfluss auf die Korrelation zwischen SLP und Bedeckungsgrad. Das indische Monsuntief im Nordsommer und australische Monsuntief im Südsommer hingegen sind in der Korrelationsanalyse nicht wiederzufinden.

In den mittleren und hohen Breiten dominieren Regionen negativer Korrelationskoeffizienten. Thermische Druckgebiete treten in der Korrelationsanalyse nicht hervor. Dabei sind die Korrelationen im Winter vor allem über den Kontinenten wiederzufinden, im Sommer hingegen auch über den Ozeanregionen. Über den Kontinenten können die Regionen negativer Korrelationskoeffizienten gut mit den Zuggebieten der Zyklone in Verbindung gebracht werden. Im Nordwinter weist die Region negativer Korrelation deutlich eine deutlich größere Nord-Süd- und Ost-West-Ausdehnung auf als im Sommer. Im Winter erreichen die Zugbahnen eine größere Fluktuation in Nord-Südrichtung. Auch ziehen sie weiter in den Kontinent hinein, bevor sie okkludieren. Über den Ozeanregionen ist die Korrelation im Winterhalbjahr deutlich schwächer. Aufgrund des dort hohen Feuchtigkeitangebotes bildet sich auch während einer Phase hohen Luftdrucks eine Bewölkung an der Grenzschicht aus. Der Bedeckungsgrad variiert zu dieser Jahreszeit kaum, auch wenn sich die Art der Bewölkung im Wechsel von Hoch- und Tiefdruckgebieten verändert. Auf der Südhemispäre fällt die jahreszeitliche Variabilität deutlich geringer aus, das dort sich dort Westwindzone mit ihren Zyklonen in Lage und Intensität kaum ändert (vergl. Kapitel 5). Deutlich zu erkennen sind im Sommerhalbjahr die subtropischen Hochdruckgebiete. Die Absinkbewegung der Luftmassen bewirkt Wolkenauflösung. In der Ozeanregion, wo im Sommer das subtropische Hochdruckgebiet liegt, zeichnen sich nun deutliche Unterschiede zwischen Hochdrucklage oder Störung ab, so dass eine negative Korrelation erkennbar wird.

Auf der 500 hPa-Druckfläche liegen mittelhohe Mischphasenwolken (Abb. 8.5), die insbesondere in den mittleren Breiten mit prefrontaler, frontaler und postfrontaler Bewölkung

in Zusammenhang gebracht werden können. Da Fronten hauptsächlich in Zusammenhang mit dynamischen Luftdrucksystem auftreten, ist die Bedeckung in den mittleren Breiten sehr stark vom Bodenluftdruck beeinflusst. Besonders deutlich wird dies auf der nördlichen Winterhemisphäre, wo die Zugbahnen der Zyklonen deutlich hervortreten. Im Nordsummer schwächt sich die Zyklonenaktivität ab und die Zugbahnen liegen auf einem schmalen Band. Auf der Südhemisphäre ist der Unterschied zwischen Sommer und Winter nur schwach ausgeprägt, die Zyklonenaktivität schwankt im Jahresverlauf kaum (vergl. Kapitel 5). Die subtropischen Hochdruckgebiete treten auf der Sommerhemisphäre durch negative Korrelationskoeffizienten hervor. Die Hochdruckzone wandert aufgrund des Sonnenstandes polwärts. Der Luftdruck nimmt zu und damit verstärken sich die dynamischen Absinkbewegungen; die Luft trocknet und der Bedeckungsgrad im 500 hPa-Niveau nimmt ab. Zu dieser Zeit ist, im Gegensatz zum Winterhalbjahr, ein deutlicher Unterschied zwischen Hochdruck- und Tiefdrucklage im Bedeckungsgrad erkennbar.

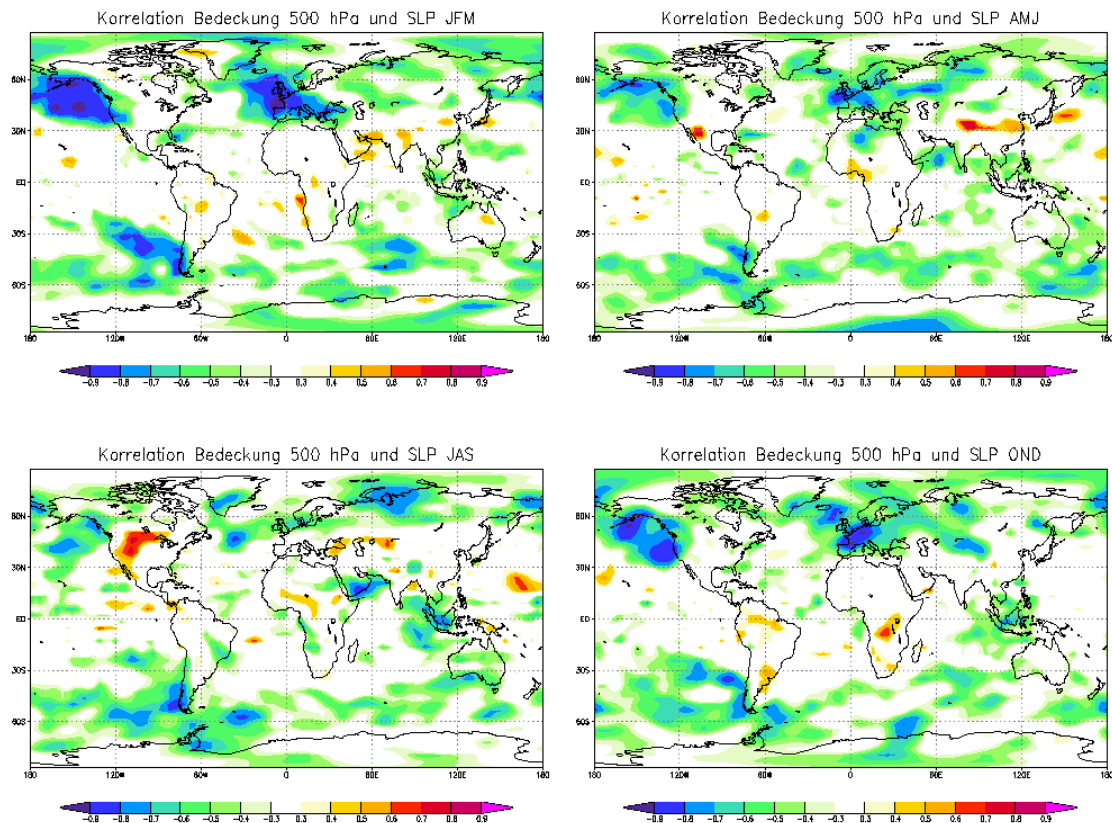


Abbildung 8.5: Korrelation des Bedeckungsgrades im 500 hPa-Niveau mit dem Bodenluftdruck

In den Subtropen und Tropen ist der Zusammenhang zwischen der Variabilität des Bodenluftdrucks und dem Bedeckungsgrad im 500 hPa-Niveau schwach. Der Verlauf der

ITCZ ist nicht zu erkennen. Der Einfluss der SST spielt im wesentlichen im unteren Wolkenstockwerk eine Rolle, so dass kaum Korrelationen vorhanden sind. Im Mittel ändert sich durch seinen Einfluss kaum etwas, denn eine höher Oberflächentemperatur verstärkt zwar die Konvektion, so dass die Wolkenbasis tiefer liegt und die Wolken selber höher reicht und einen stärkeren Cirruschirm ausbilden aber im mittleren Wolkenstockwerk ist es in beiden Fällen bewölkt. Nur während der Sommermonsun-Zeit (JAS) in Südasien fällt in dieser Region eine stark negative Korrelation auf.

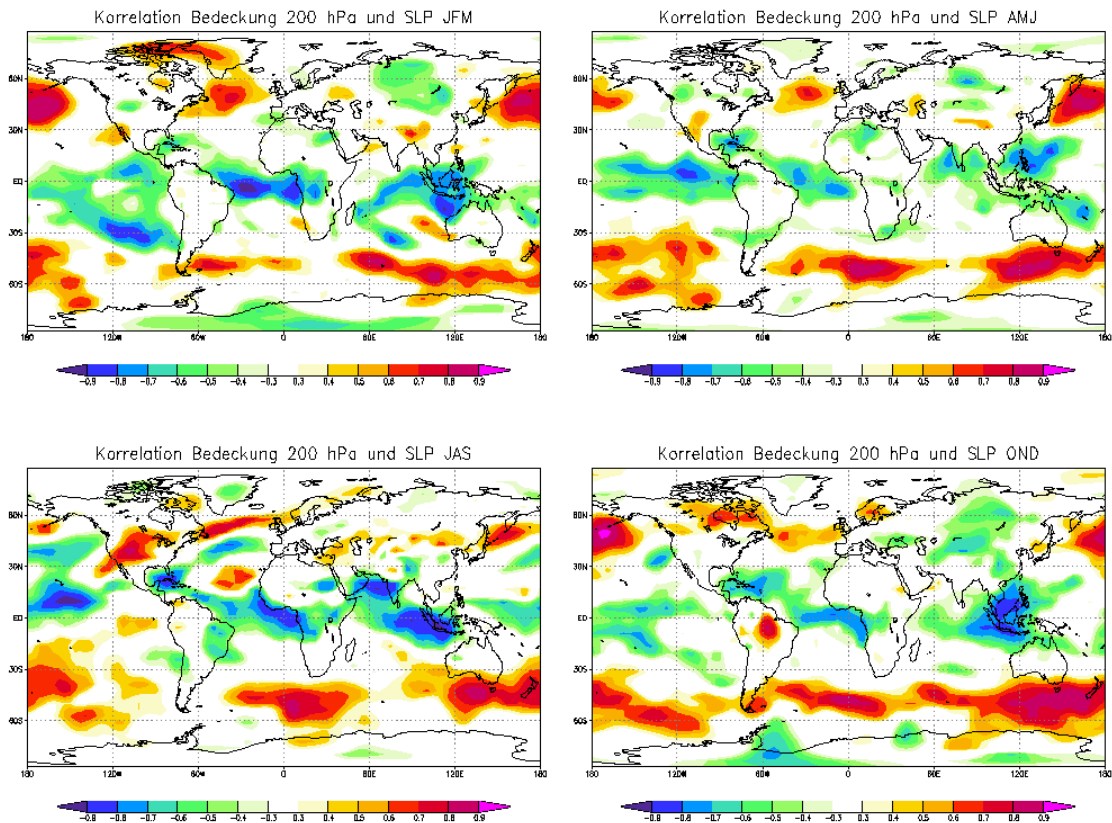


Abbildung 8.6: Korrelation des Bedeckungsgrades im 200 hPa-Niveau mit dem Bodenluftdruck

Im 200 hPa-Niveau liegen Cirruswolken, hohe kalte Eiswolken. In der Korrelationsanalyse des Bedeckungsgrades in diesem Niveau mit dem Bodenluftdruck kann man den Verlauf der ITCZ anhand seiner hohen Cirruswolken des Wolken schirms der tropischen Cumulonimben gut erkennen. Auch die kontinentalen Hitzetiefs werdend durch Regionen negativer Korrelationskoeffizienten gut wiedergegeben. Sie sind mit dem Bodenluftdruckfeld negativ korreliert, denn eine kräftige, hochreichende Konvektion, die große Cirrus-Schirme ausbildet, geht mit tiefem Bodenluftdruck einher. Über den Ozeanen ist die Korrelation stärker, da dort ausreichend latente Wärme in Form von Wasserdampf

zur Verfügung steht. Doch der mögliche Einfluss der Oberflächentemperatur auf diese Korrelation sollte hierbei beachtet werden. Der tatsächliche Zusammenhang zwischen SLP und Bedeckungsgrad ist möglicherweise geringer. Entsprechend der Wanderung der ITCZ verändert sich die geographische Lage und Stärke der Korrelation im Laufe eines Jahres.

In den mittleren Breiten gibt es sowohl Regionen positiver Korrelationen als auch Regionen negativer Korrelationen. Abwechselnd in zonaler Richtung angeordnet stellen sie die Rücken und Tröge der Rossby-Welle im klimatologischen Mittel dar. Die Zugbahnen der Zyklone lassen sich jedoch über den Kontinenten nicht wiederfinden. Im Zusammenhang mit den Trögen stehen positive Korrelationskoeffizienten. Die mit den Rücken am Boden assoziierten Hochdruckgebiete weisen negative Korrelationen auf. Bei Hochdrucklagen tritt häufig Cirrusbewölkung auf. Mit den Trögen werden die Tiefdruckgebiete am Boden assoziiert. Durch Hebungsprozesse und Konvektion an Fronten entstehen zwar auch Cirruswolken, doch ist ihre räumliche Ausdehnung wesentlich geringer als die Cirrusbewölkung im Hochdruckgebiet. So nimmt die hohe Bewölkung in den mit Trögen assoziierten Regionen ab, die Korrelation hat negative Koeffizienten. Neben den thermisch bedingten Hitzetiefs in den Tropen tritt über dem asiatischen Kontinent das winterliche Kältehoch deutlich durch eine Region negativer Korrelationskoeffizienten hervor. Im Hochdruckgebiet herrschen Absinkbewegungen vor, die zusammen mit dem geringen Feuchtegehalt der dort liegenden Kaltluftmasse die Wolkenbildung unterbinden bzw. zu Wolkenauflösung führen.

Der Zusammenhang zwischen der Variabilität des Bedeckungsgrades auf unterschiedlichen Druckniveaus und dem Bodenluftdruck kann mit der Klimatologie regional vorherrschender Luftdrucksysteme und den daraus zu erwartenden Bewölkungstypen in Verbindung nur bedingt in Verbindung gebracht werden. Insbesondere im unteren Wolkenstockwerk (850 hPa-Niveau) der Tropen beeinflusst die SST sowohl den Bedeckungsgrad als auch den Bodenluftdruck, so dass die Korrelation zwischen SLP und Bedeckungsgrad teilweise stark durch die SST beeinflusst wird. So bedingt die klimatologische Verteilung der Luftdrucksysteme nicht allein die Verteilung der Wolkenbedeckung. Möglich ist aber auch eine Beeinflussung durch nicht ausreichend genaue Formulierungen physikalischer Zusammenhänge im Modell. Um den direkten Zusammenhang zwischen SLP und Bedeckungsgrad darzustellen, muss auf nichtlineare Methoden der Statistik zurückgegriffen bzw. in Modellexperimenten Einflüsse anderer Parameter wie Wasserdampf und SST untersucht werden.

In den vorangehenden Abschnitten wurden stets lokale Korrelationen zwischen dem Bedeckungsgrad und dem Bodenluftdruck im Modell betrachtet. So können in den Ergebnissen auch nur lokale Zusammenhänge wiedergegeben werden. Doch auch der Luftdruckgradient spielt bei der Wolkenbildung eine Rolle. So bestimmt der Luftdruckgradient zwischen Indischem Ozean und Kontinent die Stärke des Monsuns und somit auch den Bedeckungsgrad. Auf diesen Einfluss des Luftdrucks bezüglich des Bedeckungsgrades kann im Rahmen dieser Arbeit eingegangen werden.

8.3 Wechselwirkung zwischen der Wolkenbedeckung und der Oberflächentemperatur im Modell

Oberflächentemperatur und Bedeckungsgrad wechselwirken stark miteinander. Eine Wolkendecke lässt deutlich weniger Sonnenstrahlen zum Erdboden vordringen und erwärmt diesen folglich deutlich weniger. Über einem warmen Untergrund hingegen steigt Luft auf und bildet Wolken, wenn sie feucht genug ist. Es ist also zu erwarten, dass die Variabilität beider Größen miteinander korreliert ist.

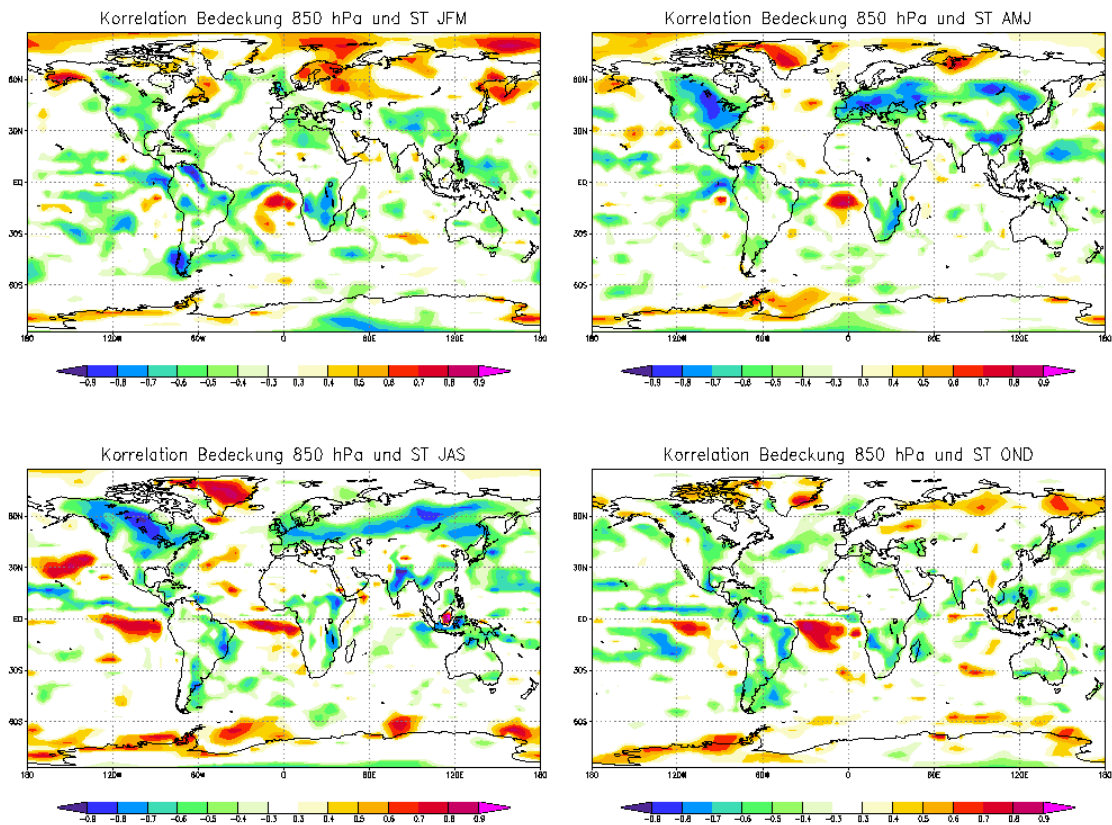


Abbildung 8.7: Korrelation des Bedeckungsgrades im 850 hPa-Niveau mit der Oberflächentemperatur

Betrachtet man die Korrelation zwischen der Variabilität des Bedeckungsgrades im 850 hPa-Niveau und der Oberflächentemperatur (Abb. 8.7), so dominieren global gesehen Gebiete mit negativem Korrelationskoeffizienten. Am deutlichsten und stärksten ist die negative Korrelation über Nordamerika und Europa im Frühjahr (AMJ) und im Sommer (JAS) sowie in den Monsunregionen (Indien, Sahelregion) zur Sommermonsunzeit. In den Extratropen erwärmt die solare Einstrahlung zu diesen Jahreszeiten aufgrund des relativ hohen Sonnenstandes den Erdboden stark. Dabei spielt der Bedeckungsgrad und die Art der Bewölkung eine entscheidende Rolle: Je geringer der Bedeckungsgrad tiefer

Wolken, desto stärker ist die solare Einstrahlung und desto höher ist die Oberflächentemperatur. Beide Größen sind folglich negativ mit einander korreliert. Insbesondere im Frühjahr, wenn die Sonne den noch kalten Erdboden aufgrund des schon relativ hohen Sonnenstandes stark erwärmen kann, spielt der Unterschied zwischen durch Wolken vor der Sonneneinstrahlung abgeschirmten Erdboden oder direkter Sonneneinstrahlung eine große Rolle.

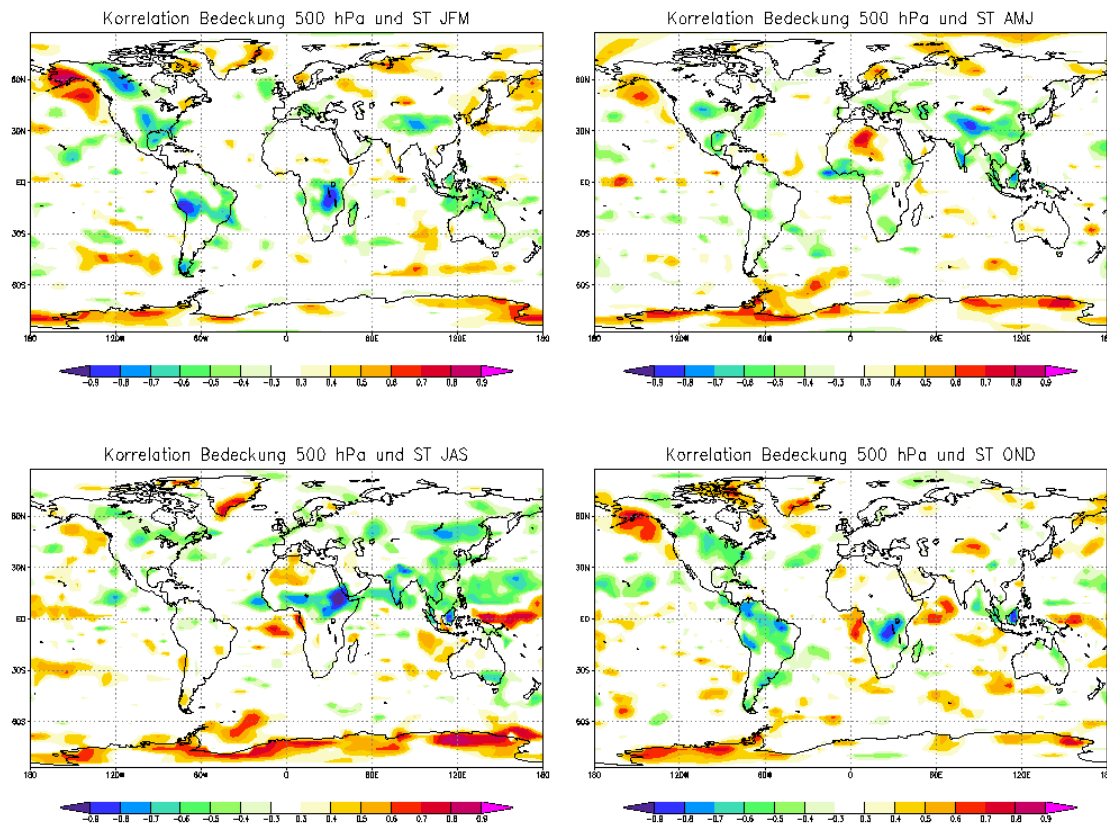


Abbildung 8.8: Korrelation des Bedeckungsgrades im 500 hPa-Niveau mit der Oberflächentemperatur

Aber auch im Sommer unterscheidet sich die Oberflächentemperatur unter einem bewölktem Himmel deutlich von einem unbewölktem Himmel. Aufgrund des hohen Kontinentanteils tritt dieser Effekt auf der Nordhemisphäre durch negative Korrelationen, insbesondere über Nordamerika und Europa besonders deutlich hervor. Im Winter liegt die Oberflächentemperatur bei bewölktem Himmel über der bei unbewölktem. So findet man im Nordwinter positive SST-Bedeckungsgrad-Korrelationen. Im Herbst nehmen die für den Sommer typischen negativen Korrelationen ab, die für den Winter typischen positiven Korrelationen nehmen über schon winterlichen Regionen zu. Im Herbst ist der Erdboden noch recht warm, die Sonneneinstrahlung nimmt aber schon deutlich ab. Somit

nimmt der Temperaturunterschied und damit auch der Korrelationskoeffizient zwischen bewölkten und unbewölkten Himmel ab.

In den Monsunregionen wird der Bedeckungsgrad durch den Temperaturgegensatz zwischen Kontinent und Ozean gesteuert, also auch über die solare Einstrahlung, jedoch großräumiger. Wie bereits in Abschnitt 8.2 beschrieben spielt der Wasserdampftransport der Passatwinde, gesteuert durch die SST, eine große Rolle bei der Wolkenbildung und somit auch beim Bedeckungsgrad.

Über dem Ozean findet man über Auftriebsgebieten, also Regionen kalter SST, einen positiv korrelierten Zusammenhang zwischen der Temperatur und dem Bedeckungsgrad. Aufgrund der geringen SST verdunstet kaum Feuchtigkeit aus dem Ozean und durch die kühlende Wirkung der Meeresoberfläche sinken Luftmassen großräumig ab, die Atmosphäre wird stabilisiert. Es bildet sich eine starke Inversion an der Grenzschicht aus, an der sich stratiforme Wolken bilden. Dies steht zunächst im Widerspruch zur im Kapitel 6.3 getroffenen Aussage, dass über tropischen und subtropischen kalten SST-Anomalien die Bedeckung zunimmt [40].

Doch mit abnehmender SST und gleichzeitig zunehmender statischen Stabilität sinkt die Grenzschichtinversion auf bis ca. 1 km Höhe ab und kommt somit unterhalb der 850 hPa-Schicht zum Liegen. Die Grenzschichtbewölkung bildet sich also unterhalb des hier betrachteten Niveaus. Durch die starke Inversion ist der Bedeckungsgrad in den Druckleveln oberhalb des 850 hPa-Niveau gering (vergl. Abb. 8.2).

Der Bedeckungsgrad der Wolken auf der 500 hPa-Druckfläche und die Oberflächentemperatur weisen gegenüber dem Bedeckungsgrad im 850 hPa-Niveau eine deutlich geringere Korrelation auf (Abb. 8.8). Nur in den Monsunregionen ist die Korrelation weiterhin hoch und nimmt örtlich zu, denn die konvektive Monsunbewölkung hat eine große vertikale Ausdehnung. Die Korrelationskoeffizienten zwischen Temperatur und Bedeckung über den Landmassen sind größer als über den Ozeangebieten. Landmassen können sich stärker aufheizen als Wassermassen, da die Wärmeleitfähigkeit von Erde und Gestein um ein Vielfaches geringer ist als die von Wasser.

Die Muster negativer und positiver Korrelationskoeffizienten entsprechen im wesentlichen denen der Korrelation der Bedeckung im 850 hPa Niveau mit der Oberflächentemperatur, doch sind sie, abgesehen von der Monsunregion, deutlich schwächer ausgeprägt, da die Wechselwirkungen beider Größen geringer ausfallen. Dort, wo der Bedeckungsgrad hoch ist, erreicht nur noch ein Teil der solaren Einstrahlung den Erdboden und erwärmt ihn. Da die Bewölkung im 500 hPa-Niveau oberhalb der planetaren Grenzschicht liegt, nimmt auf großen Skalen der horizontale Temperaturgradienten bzw. die Baroklinität Einfluss auf den Bedeckungsgrad.

Die Wolken im 200 hPa-Druckniveau werden nur in den Tropen, besonders über Wasserflächen, direkt von der Oberflächentemperatur beeinflusst. Denn eine hohe SST führt zu starker, hochreichender Konvektion, die einen Cirrus-Schirm in diesem Drucklevel ausbildet. So ist in Abb. 8.9 eine hohe Korrelation zwischen dem Bedeckungsgrad und der Oberflächentemperatur in den tropischen Ozeanregionen zu erkennen. Da Wasser ein guter Wärmespeicher ist, hat ein bedeckter Himmel eine deutlich geringere abkühlende Wirkung auf die Meeresoberfläche als es bei gleichem Bedeckungsgrad über Land der

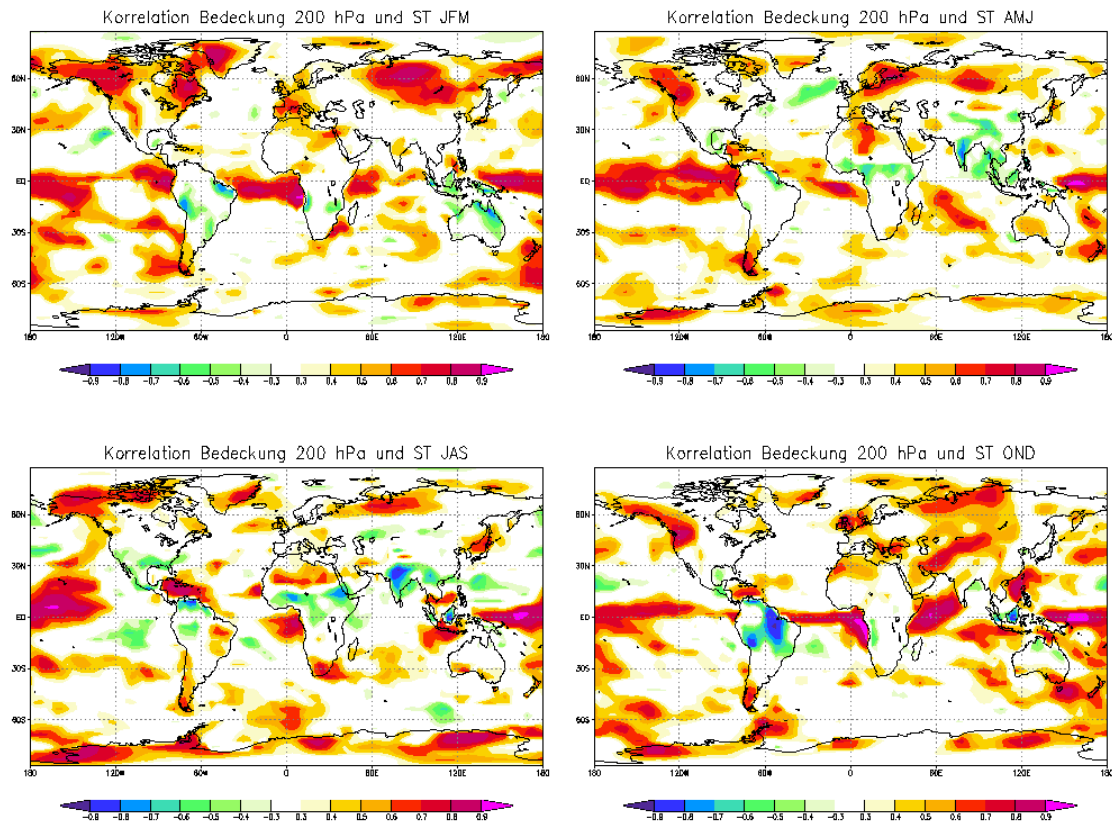


Abbildung 8.9: Korrelation des Bedeckungsgrades im 200 hPa-Niveau mit der Oberflächentemperatur

Fall wäre.

Über den Landmassen besteht in den Tropen eine negative Korrelation zwischen den beiden Größen: Im Zusammenhang mit den ITCZ nimmt die bis an die Tropopause reichende Bewölkung zu, gleichzeitig setzt aber die Regenzeit ein, die die Luft und Landflächen durch den Niederschlag abkühlt.

Lag-Korrelationen wurden aus dem bereits in Kapitel 6 genannten Gründen nicht weiter ausgewertet.

Kapitel 9

Wolken im Zusammenhang mit der Nordatlantischen Oszillation

Im Oberflächentemperatur- und Luftdruckfeld gibt es dominante großskalige Muster wie zum Beispiel ENSO und die NAO. Solche Muster resultieren aus Wechselwirkungen zwischen der atmosphärischen Zirkulation und der Land-/Ozeanoberfläche. Sie weisen im Zeitverlauf unterschiedliche Amplituden auf, die zum Beispiel durch Wechselwirkungen einzelner Klimakomponenten untereinander auf allen Zeitskalen hervorgerufen werden.

In den vorangehenden Kapiteln wurde der Zusammenhang zwischen dem Bedeckungsgrad und der Oberflächentemperatur sowie dem Bodenluftdruckfeld diskutiert. In diesem Kapitel soll nun der Zusammenhang zwischen der Variabilität des Bedeckungsgrades und dem Muster der NAO im Bodenluftdruckfeld untersucht werden.

In den mittleren und hohen Breiten der Nordhemisphäre ist die NAO (Nordatlantische Oszillation) das dominierende Muster der winterlichen Klimavariabilität [23]. Es besteht aus entgegengesetzten Luftdruckschwankungen nahe Islands und der Azoren. Im Mittel entsteht zwischen einer Region tiefen Luftdrucks bei Island (Islandtief) und einer Region hohen Luftdrucks bei den Azoren (Azorenhoch) eine atmosphärische Westströmung, die Zyklone und die damit verbundenen Frontensysteme nach Europa transportieren. Die Druckdifferenz zwischen dem Islandtief und Azorenhoch fluktuiert auf Zeitskalen von wenigen Tagen bis Jahrzehnten. Zeitweise kann sie sich umkehren oder aufgehoben werden. Die Variabilität der NAO hat einen bedeutenden Einfluss auf die regionalen Klimavariabilität in Europa, besonders im Winter, wenn die Luftdruckschwankungen große Amplituden erreichen. Die Atmosphäre ist aufgrund hoher Temperaturgegensätze von Wasser und Atmosphäre in diesem Zeitraum besonders dynamisch aktiv, so dass die NAO besonders ausgeprägt ist.

Durch die Variabilität der Lage und Intensität von Hochdruck- und Tiefdruckzonen im Raum bestimmt die NAO die Zugbahnen der winterlichen Tiefdruckgebiete, die für Europa wetterbestimmend sind [20]. Über die Lenkung der Zugbahnen hinaus beeinflusst die dadurch auch den regionalen Witterungscharakter und somit unter anderem Bedec-

kung, Temperatur, Windrichtung, Windgeschwindigkeit und Niederschlag. Im Winter erklärt die NAO mehr als ein Drittel der totalen Varianz des Bodenluftdrucks über dem Nordatlantik und Europa [20].

Als Maß für die Veränderung des Luftdruckfeldes im Nordatlantik wird der NAO-Index herangezogen. Er ist die Zeitserie der NAO-Variabilität, berechnet aus der Differenz der normalisierten Luftdruckanomalie auf Island (Stykkisholmur) und der auf den Azoren (Ponta Delgada), also zwischen Islandtief und Azorenhoch. Für die Winter 1983/84 bis 2003/04 ist der NAO-Index berechnet nach Hurrell in Abb. 9.1 dargestellt.

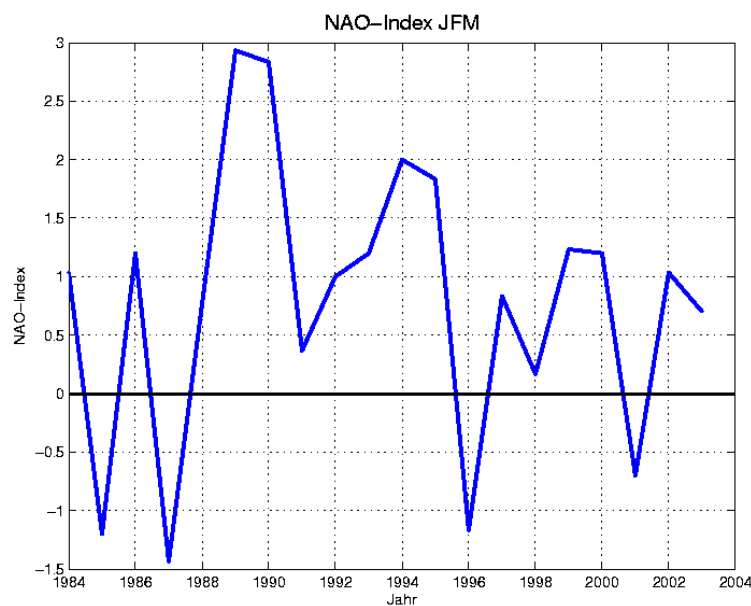


Abbildung 9.1: Wintermittel (JFM) des NAO-Index 1983-2003 nach Hurrell

9.0.1 Positive NAO

Eine Phase positiver NAO liegt vor, wenn im Vergleich zum langjährigen Mittel das Azorenhoch verstärkt und das Islandtief vertieft auftritt. Durch die verstärkten Druckgegensätze treten im Vergleich zum langjährigen Mittel verstärkte zonale Westwinde in den mittleren Breiten des Atlantik bis nach Europa auf [20]. Eine erhöhte Zyklonenaktivität ist die Folge und sorgt über Europa bis nach Sibirien für einen milden Winter und ergiebige Niederschläge. Im Mittelmeerraum bis in den vorderen Orient dagegen bringt ein ungewöhnlicher Nordwind einen relativ trocken und kalten Winter. Durch das kräftigere Islandtief weht über Westgrönland und der kanadischen Arktis ein verstärkter Nordwind und sorgt für außerordentlich trockene und kalte Winter. Das in einer Phase positiver NAO besonders ausgeprägte subtropische Hochdruckgebiet transportiert mehr feuchte Luftmassen vom Atlantik zur amerikanischen Ostküste, so dass die Winter dort feuchter und milder als im langjährigen Mittel ausfallen.

Die erhöhte Zyklonenaktivität sowie besonders feuchte oder trockene Gebiete könnte sich auch im Bedeckungsgrad widerspiegeln, so dass ein Zusammenhang zwischen NAO-Index und Bedeckungsgrad erwartet wird.

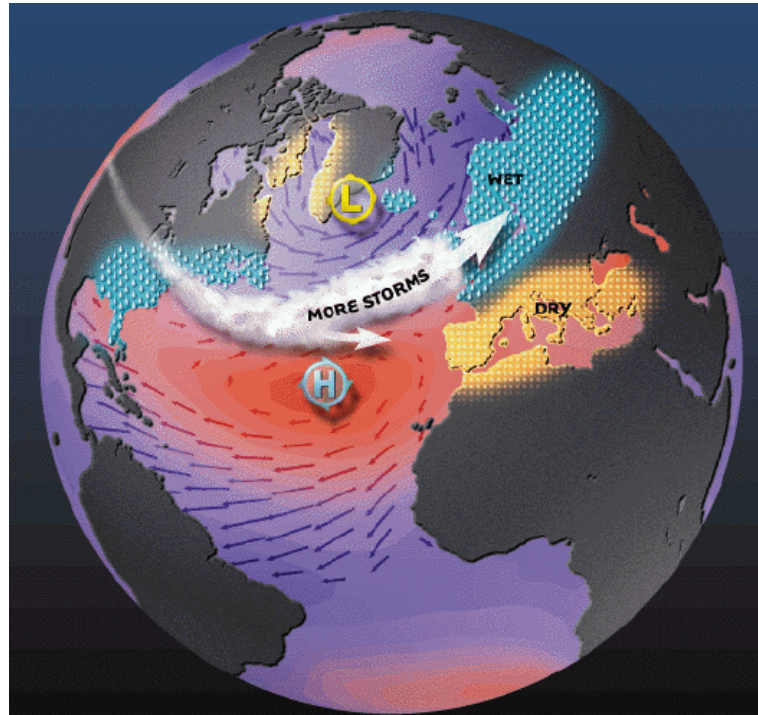


Abbildung 9.2: Phase positiver NAO (nach M. Visbeck, www.ldeo.columbia.edu/NAO, 12/2005)

9.0.2 Negative NAO

Während einer Phase negativer NAO ist der Druckgegensatz zwischen Islandtief und Azorenhoch geringer als im langzeitlichen Mittel. Die Westwinde sind schwächer und die Zyklonenaktivität hat abgenommen [20]. Über Europa ist der Winter kalt und trocken, da nun Nordströmungen die Witterung bestimmen. Das schwache Islandtief mit seinen abgeschwächten Winden führt zu einem feuchten und milden Winter in der Labradorsee-Region. Im Mittelmeerraum hingegen führen vom Atlantik kommende Westwinde zu einem relativ milden und feuchten Winter. Das flache Hochdruckgebiet bringt dem Osten der USA einen trockenen und kalten Winter, da dort kontinentale, nördliche Winde wetterbestimmend sind.

Eine verminderte Zyklonenaktivität über dem Atlantik sollte dort und in den außergewöhnlich trockenen Regionen zu geringen Bedeckungsgraden führen. Die Mittelmeer- und Labradorsee-Region hingegen sollte in Jahren mit negativer NAO einen höheren Bedeckungsgrad als normal aufweisen.

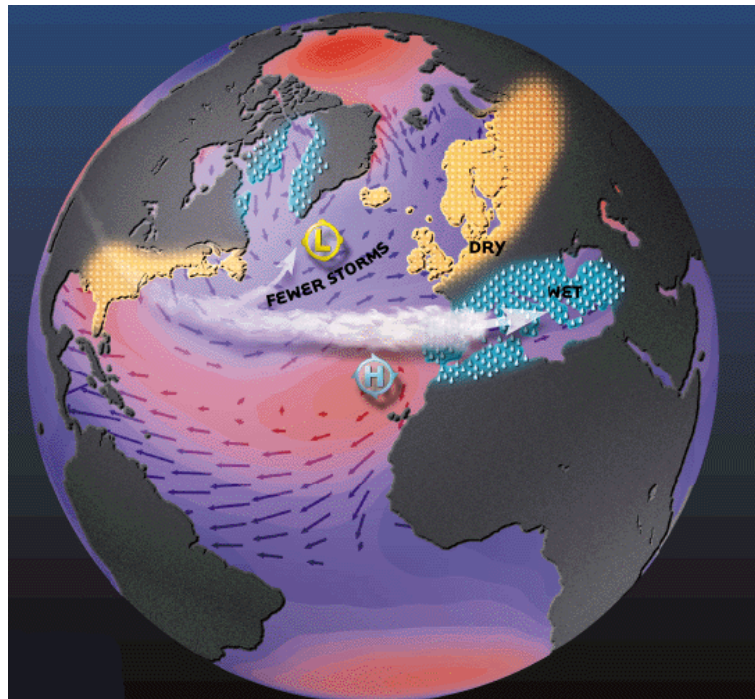


Abbildung 9.3: Phase negativer NAO (nach M.Visbeck, www.ldeo.columbia.edu/NAO, 12/2005)

9.1 Wolken und NAO aus Beobachtungen

Zur Untersuchung des Zusammenhangs von Bedeckungsgrad und NAO-Index wurde eine Korrelationsanalyse durchgeführt. Dabei wurde in jedem Zeitschritt das Feld der beobachteten Bedeckung an jedem Gitterpunkt mit dem entsprechenden Wert der Zeitreihe des NAO-Index korreliert. Da die NAO nur während der Wintermonate den größten Teil der Varianz des Bodendruckfeldes auf der Nordhemisphäre erklärt, wird hier auch nur dieser Zeitraum betrachtet.

Dargestellt sind für alle Gitterpunkte die Korrelationen von der Anomalie des Bedeckungsgrads mit dem NAO-Index zum gleichen Zeitpunkt. Eine hohe Korrelation bedeutet, dass sich die Zeitserie an einem Gitterpunkt des Feldes und die des NAO-Index zu einem hohen Prozentsatz gleich verhalten. Bei einer positiven Korrelation ändert sich über den Zeitraum die Zeitserie der Bedeckungsanomalie mit dem gleichen Vorzeichen wie der NAO-Index. Weisst der NAO-Index einen positiven Wert auf, so ist auch die Anomalie des Bedeckungsgrades positiv. Umgekehrt ist die Anomalie bei einem negativen Indexwert auch negativ. Bei einer negativen Korrelation verhalten sich Bedeckungsgrad und NAO-Index gegenläufig: Ein positiver Indexwert fällt zeitlich mit einem negativen Anomaliewert zusammen. Je gleichförmiger sich Indexwert und Anomalie verhalten, desto höher ist die Korrelation.

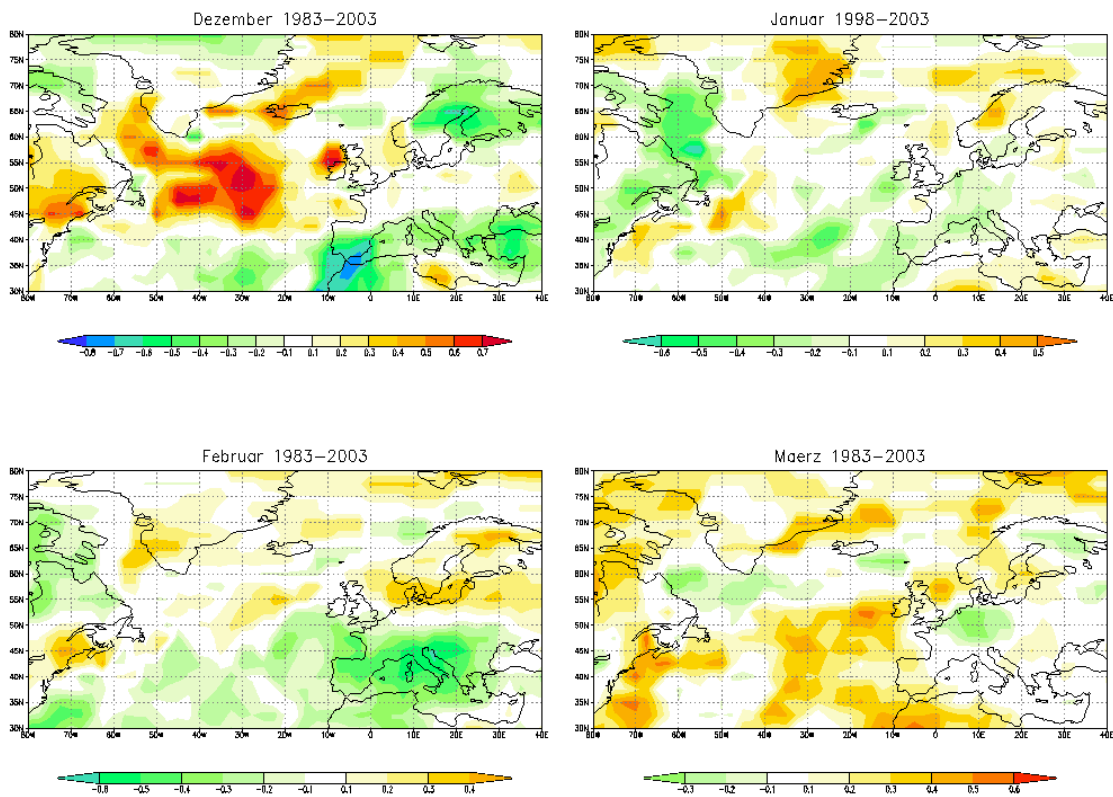


Abbildung 9.4: Korrelation des NAO-Index nach Hurrell mit der beobachteten Anomalie des Bedeckungsgrades für die Monate Dezember bis März

Für die vier Wintermonate Dezember bis März (Abb. 9.4) ist die Korrelation im Januar am größten. Das Druckmuster Islandtief - Azorenhoch ist zu diesem Zeitpunkt am stärksten ausgeprägt, die Atmosphäre dynamisch sehr aktiv. In allen dargestellten Monaten ist die Struktur der NAO zu erkennen:

Positive Korrelation:

- an der Ostküste Amerikas
- über dem Atlantik in den mittleren Breiten
- über Mittel- und Osteuropa

negative Korrelation:

- im Mittelmeerraum und vorderen Orient
- über dem subtropischen Atlantik
- über der Labradorsee

Diese Gebiete stehen insofern miteinander in Zusammenhang, als dass sich die Änderung der Witterung während einer ausgeprägten NAO gleich verhalten. Regionen mit negativer und positiver Korrelation verhalten sich bei einer Veränderung des NAO-Indexwertes gegensätzlich. Werden die Regionen positiver Korrelation feuchter und milder, wie es bei einer Phase hoher Indexwerte der Fall ist, so wird in Regionen negativer Korrelation die Witterung trockener und kühler. Im Dezember, Januar und Februar ist die Struktur der NAO mit ihren vier Polen negativer und positiver Korrelation noch gut zu erkennen, ab März löst sie sich auf.

Durch die Korrelationsanalyse kann gezeigt werden, dass zwischen dem Druckmuster der NAO, wiedergegeben durch den NAO-Index, und der Variabilität des Gesamtbedeckungsgrades ein Zusammenhang existiert. Neben den oben beschriebenen Zusammenhängen zwischen Luftdruckschwankungen, Witterung und Bedeckungsgrad in der Nordatlantikregion deuten sich weitere Telekonnektionen an. So lässt sich zum Beispiel ein Zusammenhang zwischen der positiven Korrelation im Atlantik der mittleren Breiten und dem Golf von Bengalen untersuchen (ohne Abb.).

9.1.1 Wolken und NAO im Modell

Im zweiten Schritt wird die Korrelationsanalyse nun auf die Modelldaten angewendet. Da das Modell frei läuft, also ohne jegliche Einflüsse oder Abgleiche mit beobachteten Daten, muss ein "modell-eigener" NAO-Index erstellt werden. Dazu werden die Anomalien der entsprechenden Zeitreihen des Luftdrucks für Stykkisholmur (Island) und Ponta Delgada (Azoren) auf dem Modellgitter herausgenommen und jeder Zeitschritt normiert. Anschließend werden die normierten Zeitreihen der Luftdruckanomalie über Island und den Azoren voneinander subtrahiert. Die Differenz stellt den NAO-Index für den entsprechenden Zeitschritt dar. Da sie für alle Zeitschritte berechnet wird, erhält man wieder eine Zeitreihe des NAO-Index.

Um einen Zusammenhang zwischen der Anomalie des Bedeckungsgrades und der NAO, also der Anomalie des Luftdruckfeldes, aufzuzeigen, wird zunächst das Anomaliefeld der Wolkenbedeckung mit dem NAO-Index korreliert (Abb. 9.5). Betrachtet werden wieder nur die Wintermonate, da hier die NAO ein dominantes Muster ist.

Im Vergleich zur Korrelation mit den beobachteten Wolkenbedeckungen (Abb. 9.4) fällt zunächst auf, dass die Korrelationskoeffizienten deutlich geringere Absolutwerte haben. Im betrachteten Beobachtungszeitraum war die NAO sehr stark ausgeprägt [19] (Abb. 9.1), so dass das Muster in den Beobachtungen sehr deutlich und ausgeprägt zu erkennen ist. Im Vergleich dazu sind die Korrelationen mit den Modelldaten geringer, da dort die NAO in ihrer mittleren Stärke wiedergegeben wird. So tritt das typische NAO-Muster mit je zwei Polen positiver und negativer Korrelation im Bereich des Nordatlantiks nicht so ausgeprägt auf, wie es mit den Satellitendaten gezeigt werden konnte. Man findet zwar Pole positiver und negativer Korrelation, doch ist die räumliche Ausdehnung sehr klein. Die zeitliche Entwicklung der Korrelationen im Winter ist ähnlich der beobachteten: Ab Dezember nimmt der Zusammenhang zwischen Druckanomalie (NAO-Index) und Bewölkungsanomalie zu. Jedoch nimmt sie nicht, wie bei den beob-

achteten Daten, ab März wieder deutlich ab.

In der Mittelmeerregion ist die negative Korrelation sehr dominant. Sie entspricht einem Zusammenhang von anomal hoher Gesamtbedeckung und niedriger NAO-Phase oder geringerer Gesamtbedeckung als im Mittel und einer hohen NAO-Phase. Dies erklärt den beobachteten trockenen, kalten Winter während einer Phase geringer NAO bzw. einem feucht-milden Winter im umgekehrten Fall. In diesem Punkt gibt das Modell also die Wechselwirkungen der Druckanomalie mit der Bewölkung wieder, die in das zu erwartende Bild passen. Weiter erwartet man eine positive Korrelation über dem Atlantik der mittleren und hohen Breiten. Das Modell gibt diese Korrelation jedoch nur im Januar wieder. Den beobachteten Auswirkungen wie trockene, kalte Witterung während einer Phase niedriger NAO bzw. feucht-milde Winter bei hoher NAO entsprechend vermutet man eine Region positiver Korrelation in den mittleren und hohen Breiten über dem Atlantik bis hin nach Europa, wie sie auch in den beobachteten Daten gefunden wurden.

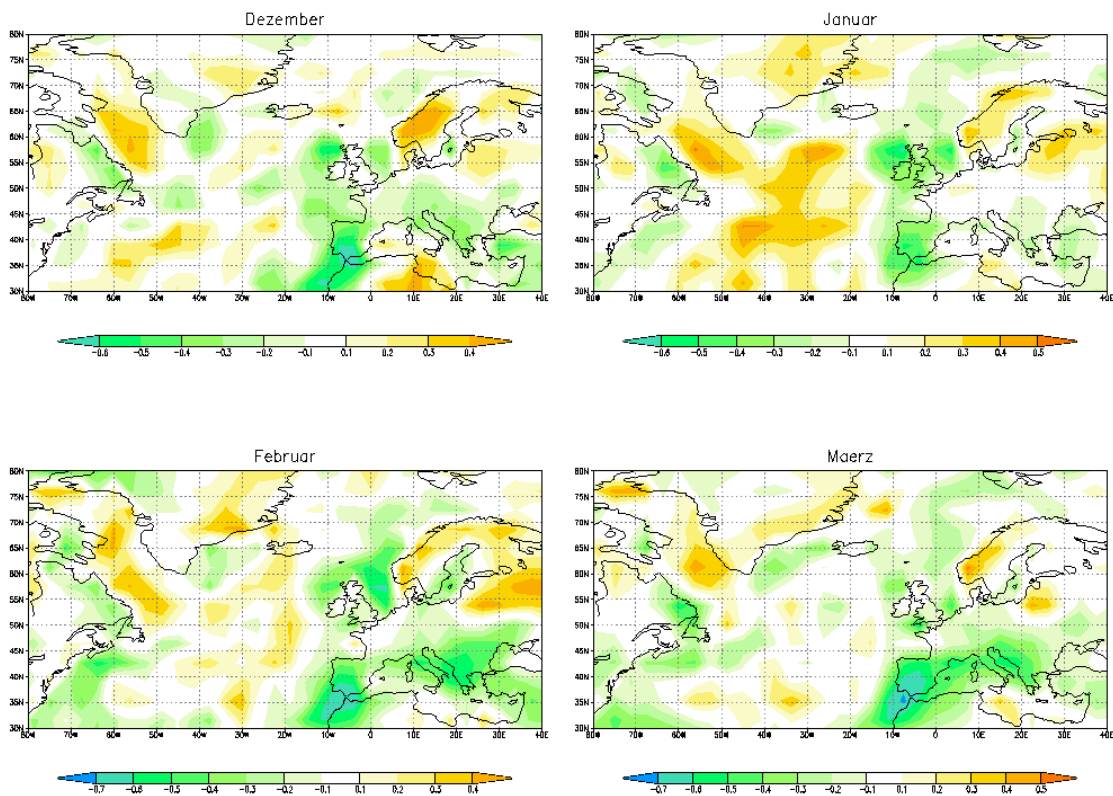


Abbildung 9.5: Korrelation des NAO-Index mit der Bedeckungsgradanomalie der Modelldaten (50 Jahre)

Die vom Modell erzeugten Wolkenbedeckungen spiegeln diese Korrelation nur schwach wieder. Auch scheint es so, als wenn diese Rückkopplungen zwischen Druckmuster und Bedeckungsgradmuster verzögert auftreten. Denn so ist im Januar eine Region positiver Korrelation über dem Atlantik zu erkennen, eine weitere, schwache Korrelation über

Skandinavien und Sibirien. Im Februar tritt die positive Korrelation über Skandinavien und Sibirien verstärkt auf, die über dem Atlantik hingegen geschwächt. In den Beobachtungsdaten ist diese Korrelation über Skandinavien erst im März ausgeprägt bei gleichbleibender bzw. ausgedehnter, hoher Korrelation über dem Atlantik. Dennoch kann man über Europa wie erwartet zwei Pole beobachten: negative Korrelation im Mittelmeer-Raum und positive Korrelation im Bereich des Atlantiks in den mittleren Breiten und Nordeuropa bis Sibirien.

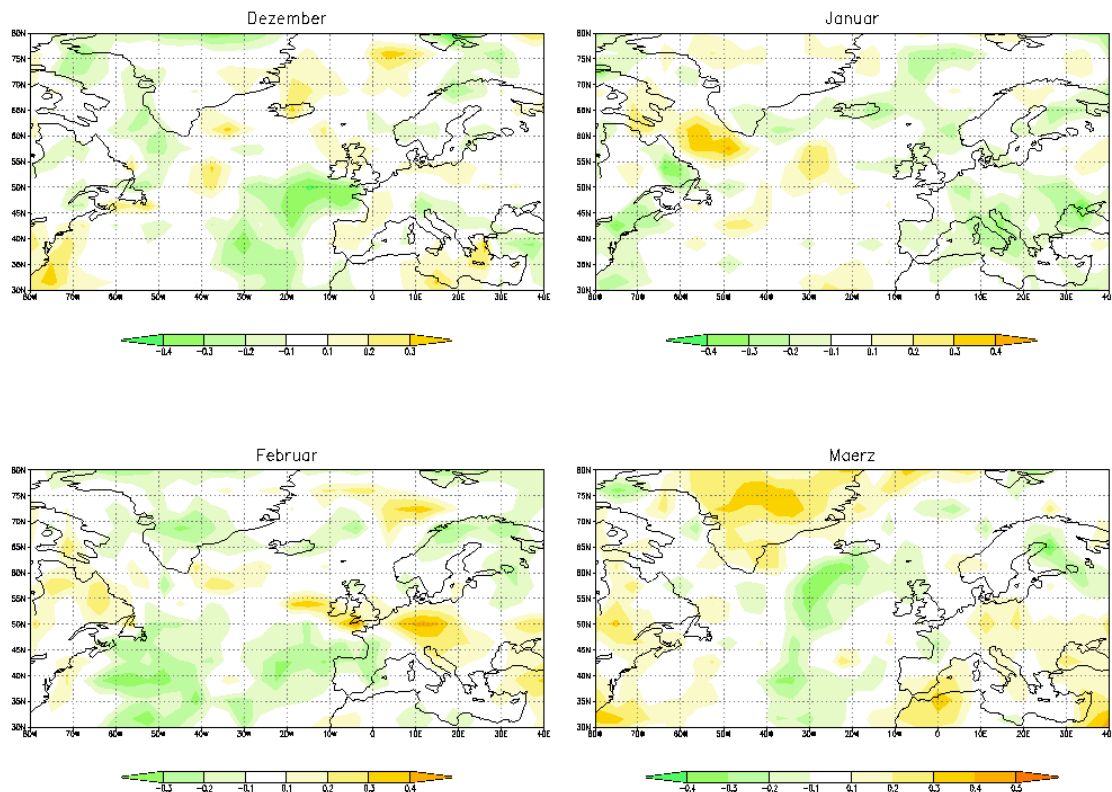


Abbildung 9.6: Korrelation der 1. PC des Bodenluftdruckfeldes mit der Bedeckungsgradanomalie der Modelldaten (50 Jahre)

Der zweite zu erwartende Pol negativer Korrelation über der Labradorsee ist räumlich nur gering ausgeprägt bzw. kaum vorhanden. Das Modell gibt in diesem Punkt die Auswirkung der NAO auf das Bedeckungsgradfeld nur unzureichend wieder. Einen weiteren Pol positiver Korrelation ist an der Ostküste Nordamerikas zu erwarten, der in den Beobachtungsdaten gut gezeigt werden kann. In den Modelldaten jedoch findet sich kein solcher Pol wieder. Es muss jedoch beachtet werden, dass aufgrund sehr stark ausgeprägter NAO-Phasen in den Beobachtungsdaten die Erwartungen an das Modell hochgesetzt werden.

Im Modell und in der Natur können sich die Druckzentren Islandtief und Azorenhoch, deren Bodenluftdruckwerte für den NAO-Index von einander abgezogen worden sind,

aufgrund der eigenen Dynamik verschoben. Diese Drift wird vom durch Subtraktion von Druckwerten an fixen Ortskoordinaten berechneten NAO-Index nicht berücksichtigt. Um die Drift der Druckzentren im Modell zu berücksichtigen, wurde anstelle des NAO-Index der örtliche Bedeckungsgrad im Bereich des Nordatlantiks mit der 1. PC des Bodenluftdruckfeldes in derselben Region korreliert (Abb. 9.6). Das Muster der in der zur 1. PC gehörigen EOF (45,9% erklärte Varianz) gibt die für die NAO typische Druckverteilung wieder (ohne Abb.). Dabei stellen die Zentren der beiden Druckpole das Zentrum des entsprechenden Hoch- bzw. Tiefdruckgebietes dar. Die Korrelation zwischen der Zeitreihe der EOF, der zugehörigen PC, und dem Feld des Bedeckungsgrades zeigt die Muster negativer und positiver Korrelationskoeffizienten, wie sie in den Beobachtungsdaten gefunden werden konnten, doch nehmen die Korrelationskoeffizienten geringere Werte an.

9.2 Variabilität des Bedeckungsgrades

9.2.1 Satellitendaten

Um Auskunft über die Variabilität des Bedeckungsgrades Raum des Nordatlantiks zu erhalten, wird eine EOF-Analyse durchgeführt. Gebiete mit zusammenhängender raumzeitlicher Variabilität ergeben ein Muster.

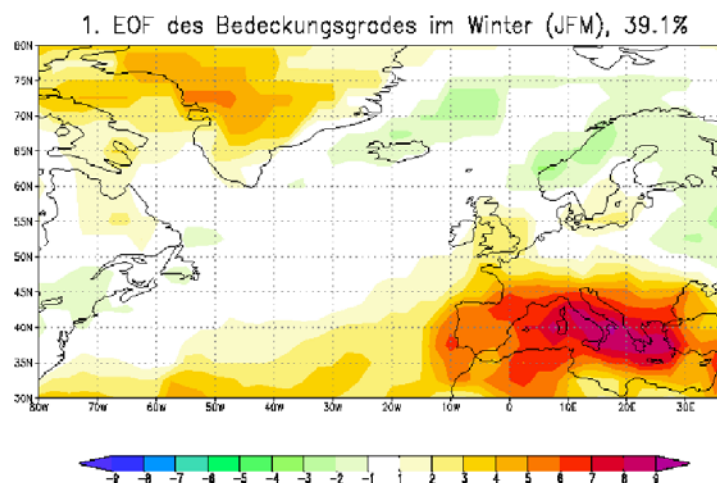


Abbildung 9.7: 1. EOF der winterlichen Bedeckungsgrade (Beobachtung) im Bereich des Nordatlantiks

Das Muster der NAO wird in der ersten EOF der Anomalie der beobachteten Gesamtbedeckung (Abb. 9.7) gut wieder gegeben. Deutlich zu erkennen sind die drei Pole über der Labradorsee, dem Gebiet nördlich von Island und der Norwegensee, und dem Mittelmeerraum. Der vierte Pol über der Ostküste der USA ist in dieser geographischen

Darstellung nicht zu sehen, da er außerhalb des Ausschnittes liegt.

Die erste EOF der Anomalie des Bedeckungsgrades in dem gewählten Ausschnitt zwischen 80°W und 40°E sowie 30°N und 80°N erklärt 39,1% der Varianz der Anomalie des Bedeckungsgrades im Raum des Nordatlantiks. Die Auswirkungen der NAO auf die Bewölkung im Bereich des Nordatlantiks erklärt folglich mehr als ein Drittel der winterlichen Variabilität des Bedeckungsgrades. Um zu zeigen, dass die 1. EOF der Bedeckungsanomalie mit der Variabilität des NAO-Index in Verbindung gebracht werden kann, wird die 1. PC der Anomalie des Bedeckungsgrades, die den zeitlichen Verlauf ein Schwankung im Nordatlantik wiedergibt, mit dem NAO-Index nach Hurrell verglichen (Abb. 9.8).

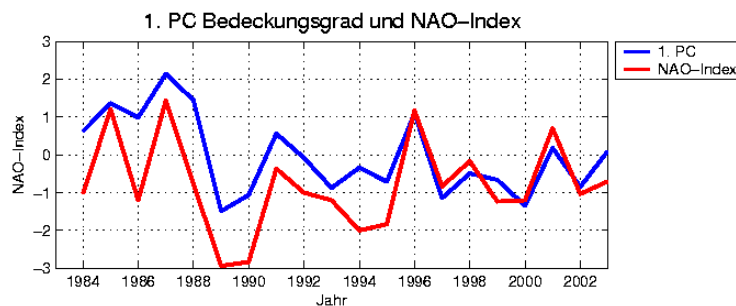


Abbildung 9.8: 1. PC der Anomalie des Bedeckungsgrades und NAO-Index nach Hurrell im JFM-Mittel 1984-2003

Beide Zeitserien weisen den gleichen Verlauf auf, wobei die Schwankungen nicht immer die gleichen Amplituden erreichen. Beide Zeitserien erreichen eine Korrelation von 80,36%, so dass festgehalten werden kann, dass die 1. EOF des Bedeckungsgrades die NAO widerspiegelt. Dieser Zusammenhang wurde auch in der Arbeit von Bedacht (2003) [4] anhand von Schiffsbeobachtungen gezeigt.

9.2.2 Modelldaten

Auch die Gesamtbedeckung im Modell wird mittels EOF-Analyse auf ihre raumzeitliche Variabilität untersucht (Abb. 9.9). Doch wird hier anstelle des NAO-Index die 1. PC des SPL (Luftdruck auf Meeresniveau, engl.: sea level pressure, SLP) verwenden. Verschieben sich die Zentren der Druckschaukel über Island und den Azoren, so gibt die 1. PC weiterhin die Relation zwischen den beiden Zentren wieder, ein Index mit fixen Punkten über Island und den Azoren hingegen wird durch diese Drift verfälscht.

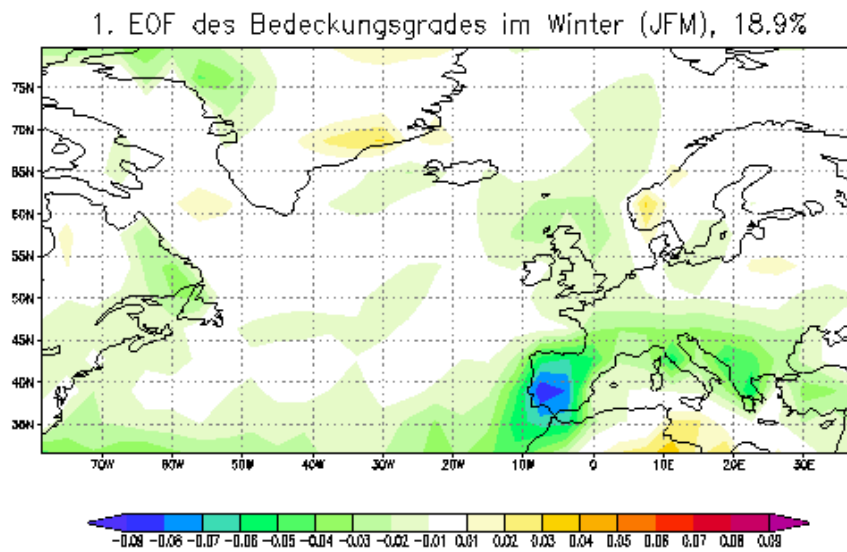


Abbildung 9.9: 1. EOF der winterlichen Bedeckungsgrade (Modell) im Bereich des Nordatlantiks

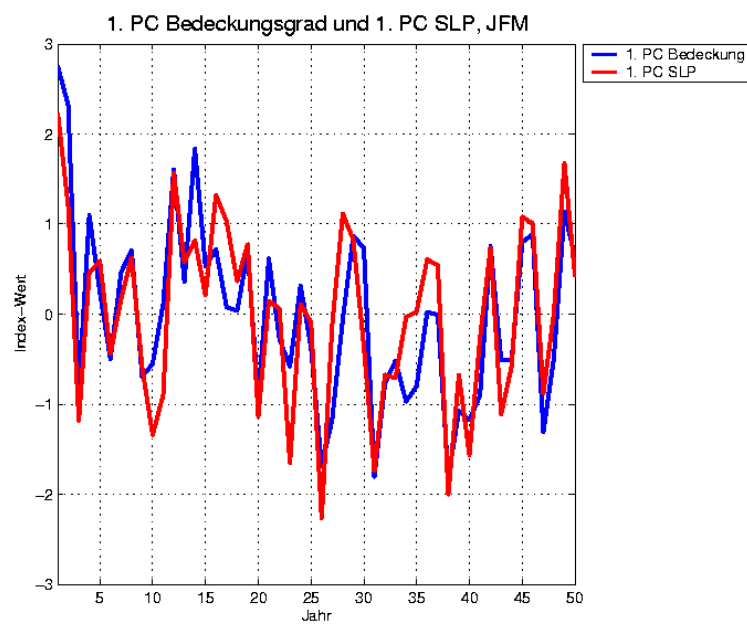


Abbildung 9.10: 1. PC der Anomalie des Bedeckungsgrades und 1. PC der Anomalie des Bodendruckes, JFM-Mittel, 50 Jahre

Im Raum des Nordatlantiks deutet die 1. EOF der Bedeckungsanomalie ein ähnlich dem zu erwartenden Muster der EOF an, jedoch ist es deutlich schwächer ausgeprägt als das

in den beobachteten Daten. Das Muster der Variabilität des Bedeckungsgrades erklärt nur noch 18,9% der Varianz, knapp die Hälfte von dem, was das Muster der 1. EOF der beobachteten Bedeckungsgradanomalien erklärt. Dieser Unterschied kann mit der Phase besonders ausgeprägter NAO während des Beobachtungszeitraumes erklärt werden. Das Muster der NAO ist in den Beobachtungsdaten sehr stark ausgeprägt, so dass folglich die 1. EOF einen großen Anteil der Varianz erklärt. Betrachtet man aber die Korrelation der Zeitserie des NAO-Index und der PC der 1. EOF (Abb. 9.10), so stimmen beide Kurven im Verlauf gut über ein. Sie weisen eine Korrelation von 83,62% auf. Dieses Bild entspricht der Erwartung der Korrelation zwischen NAO-Index und Anomiefeld der Bedeckung (Abb. 9.8).

Die EOF-Analyse der Beobachtungsdaten zeigt das NAO-typische Muster. Mit 39,1% liegt die Größenordnung der erklärten Variabilität im Bereich der, die das zu der NAO zugehörige Bodenluftdruckfeld erklärt. Durch Korrelations- und EOF-Analyse konnte folglich gezeigt werden, dass ein Zusammenhang zwischen der NAO und der Variabilität des Bedeckungsgrades im nordatlantischen Raum existiert.

Auch in den Modell-Daten lässt sich der Einfluss der NAO auf die Variabilität des Bedeckungsgrades zeigen. Der Einfluss auf die Variabilität des Bedeckungsgrades im Modell ist durch die NAO schwächer als beobachtet. Doch weist die NAO in den Beobachtungsdaten aufgrund der starken Phase ein sehr dominantes Muster auf.

Kapitel 10

Wolken im Zusammenhang mit El Niño

Die stärkste natürliche Fluktuation des Klimas auf interannualen Zeitskalen ist das El Niño-Southern Oscillation (ENSO) Phänomen. Auch auf dekadischen Zeitskalen sind ENSO-ähnliche Fluktuationen dominant [3]. Das ENSO-Signal hat seinen Ursprung im äquatorialen Pazifik, nimmt aber insbesondere Einfluss auf das Klima der Subtropen und Tropen.

10.1 El Niño - Southern Oscillation (ENSO)

Mit dem El Niño - Southern Oscillation (ENSO) Phänomen hängt eine der auffälligsten und kurzfristigen Klimaschwankung zusammen. Unter der Southern Oscillation (SO) versteht man eine Veränderung der großräumigen Luftdruckverteilung in den tropisch-subtropischen Regionen des pazifischen Raums [30]. Als Maß für die Variabilität der Luftdruckverteilung wird der sogenannte SO-Index definiert. Er gibt die Luftdruckdifferenz zwischen der Tiefdruckzone über Nordaustralien, Bezugspunkt ist Darwin, und dem Hochdruckgebiet über Tahiti wieder. Im Normalfall ist der Luftdruck über Tahiti größer als über Nordaustralien, der SO-Index ist dann positiv. In einem El Niño-Jahr sind die Luftdruckverhältnisse umgekehrt, der Index ist negativ. Der SO-Index zeigt nicht nur an, in welchem Zustand (Normalzustand, El Niño, La Niña) sich die Luftdruckverteilung im pazifische Raum befindet sondern auch, wie stark ein El Niño oder La Niña Zustand ausgeprägt ist [2].

Die oszillierenden Luftdruckschwankungen zwischen dem Ost- und Westpazifik werden durch Verschiebung von Luftmassen ausgelöst. Die Luftdruckverteilung im Normalzustand kann durch die Walkerzirkulation beschrieben werden (Abb. 10.3). Dabei handelt es sich um eine untergeordnete, atmosphärische Zirkulation in der Äquatorregion. Sie hat einen zonalen Charakter und verbindet am Äquator unmittelbar die ozeanischen Kaltwassergebiete mit den warmen Festlandregionen [30]. In der unteren Troposphäre steht der über der kalten Ozeanregion im Osten herrschende relativ hohe Luftdruck dem geringeren über den im Westen angrenzenden Küstengebieten mit starken Konvektions-

zellen gegenüber. Vom Ozean zu den Kontinenten hin bildet sich in der unteren Troposphäre ein dem Luftdruckunterschied entsprechender Druckgradient aus. Mit Wasserdampf angereicherte Luftmassen strömen entlang des Gradienten Richtung Küste. Angetrieben durch die dort herrschenden hohen Lufttemperaturen wird die vom Ozean herangeführte maritime Luft in eine starke, niederschlagsreiche Konvektionsbewegung überführt.

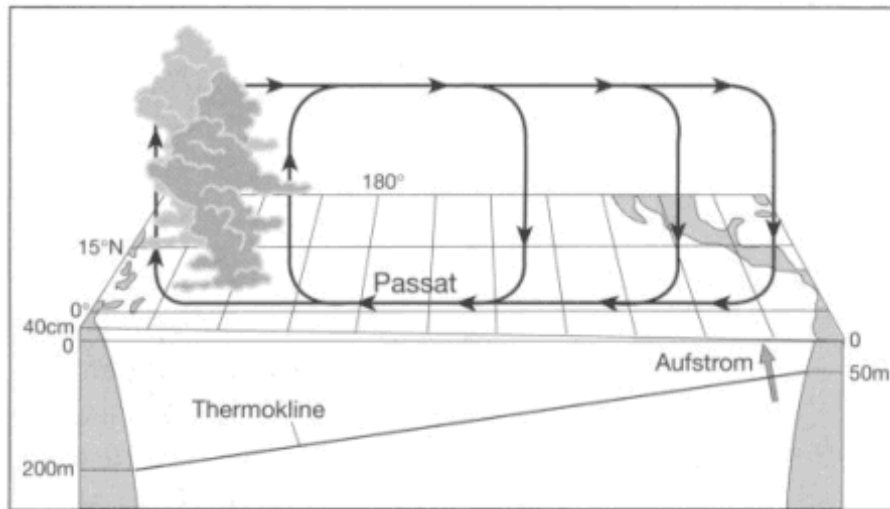


Abbildung 10.1: Walkerzirkulation über dem Pazifik, Quelle: www.enso.info, 01/2006

Es entsteht der für diese Region typische Regenwaldcharakter. In der oberen Troposphäre bildet sich über den durch Konvektion entstandenen Tiefdruckgebieten am Boden ein Hochdruckgebiet. Aufgrund der Absinkbewegung von Luftmassen über bodennahen Hochdruckzonen entsteht über den trockenen Hochdruckregionen an der pazifischen Ostküste ein Höhentief. Von dem Hochdruckgebiet in der Höhe breitet sich die durch die Konvektion nach oben transportierte Luft in einem Rückstrom zu Tiefdruckgebieten in der Höhe aus und geht in die Absinkbewegung der Bodenhochdruckzonen über. Solche, die Höhenströmung anziehenden Hochdruckzonen in der unteren Troposphäre entstehen durch atmosphärische Absinkbewegungen über Kaltwassergebieten wie im Bereich des Humboldt- und Benguela-Stromes. Von den Hochdruckgebieten am Boden aus strömt die Luft, die Passatwinde verstärkend, Richtung Westen zu den Tiefdruckgebieten, der Kreislauf der Walkerzirkulation wird geschlossen.

Die Luftströmung erfolgt im Bereich des äquatorialen Pazifiks um eine horizontale, meridional gerichtete Achse mit zonal gerichteter östlicher Boden- und westlicher Höhenströmung zwischen der Westküste Südamerikas und dem malayischen Archipel [30]. Zwischen dem Atlantik und Südamerika sowie zwischen dem Indischen Ozean und dem Kongo-Gebiet existiert ebenfalls ein solche Strömungszelle. Auf dem Atlantik hingegen erfolgt die Strömung durch eine westliche Boden- und östliche Höhenströmung zwi-

schen dem Ostatlantik und dem Kongogebiet sowie auf dem Indik und Indomalaysia. Die Absinkgebiete mit den entsprechenden Hochdruckgebieten in der unteren Troposphäre liegen über den kalten Auftriebsgebieten des Humboldt- und Benguela-Stromes sowie über dem westlichen Indischen Ozean. Die Konvektionsgebiete, verbunden mit den Bodentiefdruckgebieten, liegen über dem Inneren der Kontinente vor Südamerika, Afrika und dem indonesischen Archipel.

Infolge des Auftretens atmosphärischer Anomalien können sich die Klimazonen leicht nach Süden verschieben und dadurch die Zirkulation beeinflussen bzw. umstellen [30], [2]. So kann eine Veränderung der Auftriebsgebiete vor der südamerikanischen Küste, zum Beispiel im Zusammenhang mit ENSO, mittels der Walker-Zirkulation über Telekonnections-Prozesse die großräumige Zirkulation beeinflussen und Witterungsanomalien fernab des Ursprungs auslösen.

In normalen Jahren wird das Klima der Westküste Südamerikas vom kalten Humboldtstrom beeinflusst, der entlang der Küste nach Norden strömt [30]. Erst im äquatorialen Pazifik drehen seine Ausläufer vor der Küste Perus und Equadors nach Westen ab. Bedingt durch das kalte Wasser des Humboldtstroms stellt sich über dem östlichen Pazifik eine stabile Hochdruckzone ein. Eine weitere Hochdruckzelle entsteht über dem kalten Wasser des Kalifornien-Stroms im Nordpazifik. Das kalte Wasser kühlt die Luftmassen zusätzlich sehr stark ab.

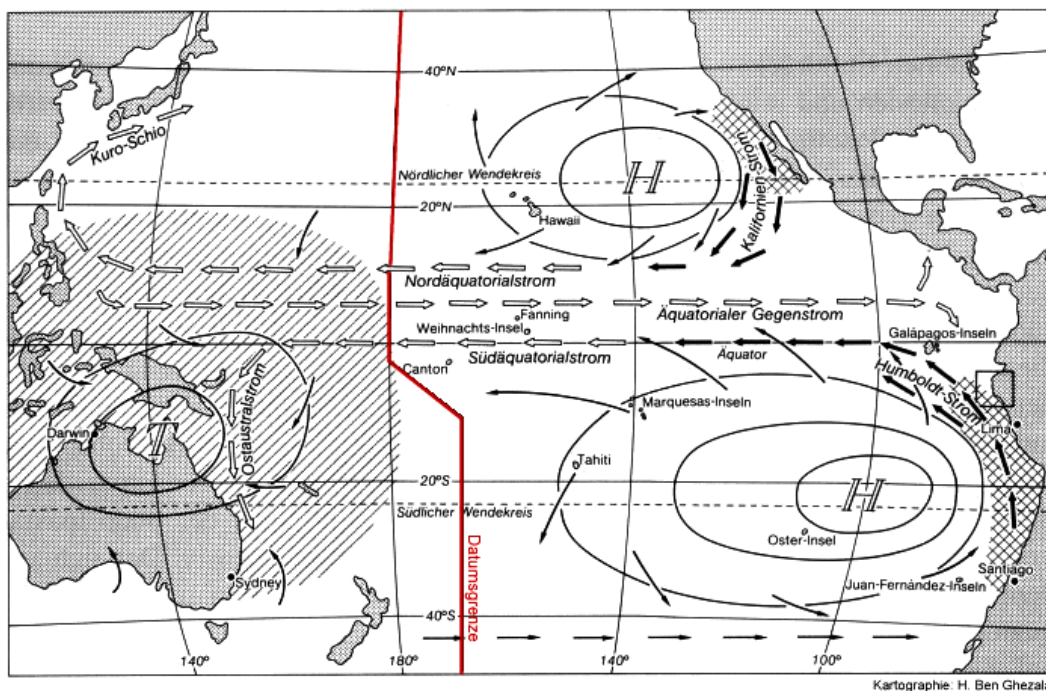


Abbildung 10.2: Ozeanische und atmosphärische Zirkulation während eines "Normal-Jahres",
Quelle: www.ens0.info, 01/2006

Die kalte Luft hat nicht nur eine hohe Dichte, sondern ist aufgrund des geringen Sätti-

gungsdampfdruckes auch sehr trocken. Aufgrund seiner hohen Dichte sinken die kalten Luftmassen ab, wodurch sie weiter adiabatisch getrocknet werden. Es entsteht ein Hochdruckgebiet mit einer sehr kalten und trockenen Luft, die das Wüstenklima an der Südamerikanischen Küste bedingt [30]. Den Gegenpol zu den Hochdruckzonen bildet niedriger Luftdruck entlang des Äquators aufgrund der dort vorherrschenden starken Konvektion. Es entsteht entsprechend des Luftdruckgradienten eine Luftströmung von den Subtropen in die Tropen - die Passatwinde. Durch die Corioliskraft werden sie in ihrer Strömungsrichtung abgelenkt, so dass sich eine Nordost- bzw. Südostströmung einstellt. Die Druckdifferenz zwischen dem westlichen und östlichen Pazifik, wie sie die Walkerzirkulation beschreibt, verstärkt die Passatwinde. Auf der Westseite Südamerikas wehen die Passatwinde ablandig auf den Pazifik. Dabei treiben sie warmes Oberflächenwasser von der Küste weg, so dass aus der Tiefe kaltes Wasser nachströmt. Man bezeichnet diese Region als Auftriebsgebiet kalten Wassers. Die Thermokline als Grenzschicht zwischen der gut durchmischten, warmen Deckschicht und dem kalten Tiefenwasser liegt in diesem Gebiet in nur 50 m Tiefe. Im Westpazifik, wo aufgrund auflandiger Passatwind warmes Oberflächenwasser aufgestaut wird, liegt die Thermokline auf rund 200 m Tiefe [30]. Der durch die am Äquator ständig wehenden Winde herantransportierte Wasserüberschuss spaltet sich in zwei warme Ströme auf: den Ostaustralienstrom, der vor der Ostküste Australiens nach Süden fließt und der Kuro-Shio, der nordwärts Richtung China und Japan strömt. Es existiert im Normalfall folglich ein starkes Temperaturgefälle von bis zu 30°C SST im Westpazifik auf ca. 20°C SST im Ostpazifik [30], [7].

Während eines El Niños erstreckt sich eine großskalige SST-Erwärmung in Äquatornähe über etwas ein Viertel des Erdumfangs, wobei das typische Erwärmungsmuster (Abb. 10.4, straffierte Fläche) im äquatorialen Ostpazifik mit Anomalien von über 5°C am stärksten ausgeprägt ist [16]. Durch die Erwärmung des tropischen Ostpazifiks wird das Temperaturgefälle entlang des Äquators abgebaut und dem folgend schwächt sich die Luftdruckdifferenz zwischen dem West- und Ostpazifik ab. Durch diese Veränderung der Walkerzirkulation schwächen sich wiederum die Passatwinde ab. Sonst rufen sie mit einem von der Küste weg gerichteten Wassermassentransport (Ekman-Transport) den Auftrieb kalten Meereswassers aus der Tiefe hervor, doch durch die schwachen Passatwinde schwächt sich auch der Auftrieb Tiefenwassers ab, so dass die Meeresoberfläche nicht mehr so stark durch kaltes Wasser herabgekühlt wird. Die Thermokline sinkt ab [16]. Infolge der höheren SST erwärmen sich die dort liegenden Luftmassen über dem warmen Ozean und das subtropische Hochdruckgebiet schwächt sich ab (Abb. 10.4). Das Abschwächen des subtropischen Hochdruckgebietes spiegelt sich auch in dem Gradientwind zwischen Subtropen und Tropen wieder: der Druckgradient nimmt ab und demzufolge flauen die Passatwinde weiter ab. Die SST nimmt also nicht nur auf die Walkerzirkulation Einfluss, sondern auch auf die Hadley-Zirkulation [30]. Durch die weiter geschwächten Passatwinde nimmt der Kaltwasserauftrieb weiter ab, die SST steigt und die Hochdruckzone wird weiter abgeschwächt. Es entwickelt sich ein kumulativer Kreislauf, bis die Passatwinde ganz abgeflaut sind [16].

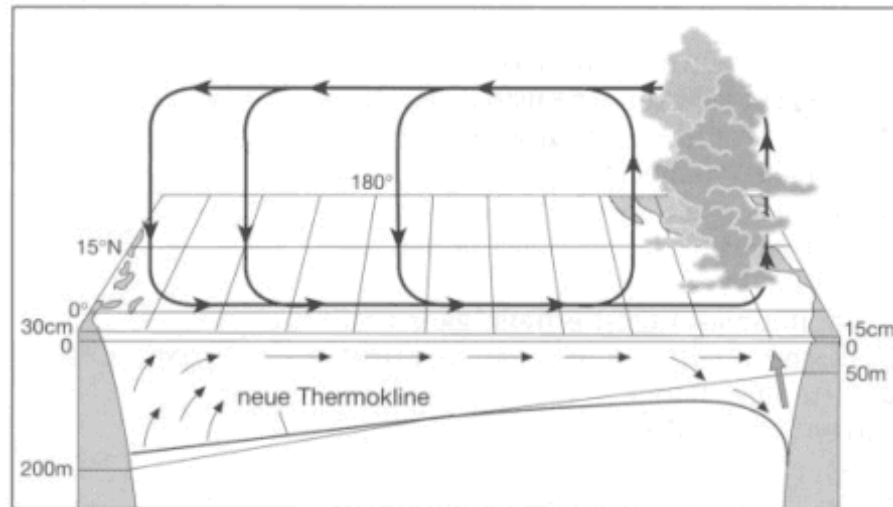


Abbildung 10.3: Walkerzirkulation über dem Pazifik während einer El Niño-Phase, Quelle: www.enso.info, 01/2006

Über der Warmwasserzunge prägt sich aufgrund hoher Temperatur und daraus folgend hoher Luftfeuchte eine starke, hochreichende Cumuluskonvektion mit starken Niederschlagsereignissen aus [30]. Im Bereich des Indonesischen Inselarchipels lassen abflauende Passatwinde den Luftstrom feuchter Luftmassen vom Pazifik her versiegen und das tropische Tiefdruckgebiet schwächt sich ab. Auch der Windstau warmen Oberflächenwassers vor Indonesien schwächt sich ab, so dass sich warmes Wasser entlang des Äquators nach Osten ausbreiten kann [16]. Mit dem Ausbleiben der Passatwinde bilden sich zwei Hochdruckzonen nördlich und südlich (Australien/Tasmansee) des Äquators aus. Die Walkerzirkulation hat sich umgekehrt und der SO-Index weist ein negatives Vorzeichen auf. Eine El Niño-Phase kündigt sich also durch den Zusammenbruch des Passatwindsystems an: Die Ostwinde sind geschwächt.

Das Abflauen der Passatwinde nimmt auch noch auf eine andere Art und Weise Einfluss auf den Ozean: Im Westpazifik entstehen Kelvin-Wellen, die mit verstärktem Auftrieb kalten Wassers in Verbindung stehen [16]. Diese Wellen wandern in ca. 2,5 Monaten entlang des Äquators quer durch den Pazifik nach Osten und kühlen dabei die Wassermassen ab. So kann das Ende einer El Niño-Phase und das Umschwingen in eine La Niña-Phase erreicht werden, die sich durch eine besonders stark ausgeprägte äquatoriale Kaltwasser vor der Küste Südamerikas auszeichnet. Erreichen die Kelvinwellen die pazifische Ostküste, so breitet sich das Signal als Küstenkelvinwelle nach Norden und Süden aus. Während einer La Niña-Phase ist der SO-Index sehr hoch. Die Walkerzirkulation ist stark ausgeprägt, es wehen kräftige Winde, in Südamerika herrscht eine ungewöhnliche Dürre und in Südostasien sind die Niederschläge ungewöhnlich kräftig.

Durch eine wechselseitige Abhängigkeit zwischen Meeresströmungen, Winden und Lufttemperatur kann ein quasiperiodischer Zyklus von Normalzustand, El Niño und La Niña entstehen, der im Mittel alle vier Jahre von Neuem beginnt [16].

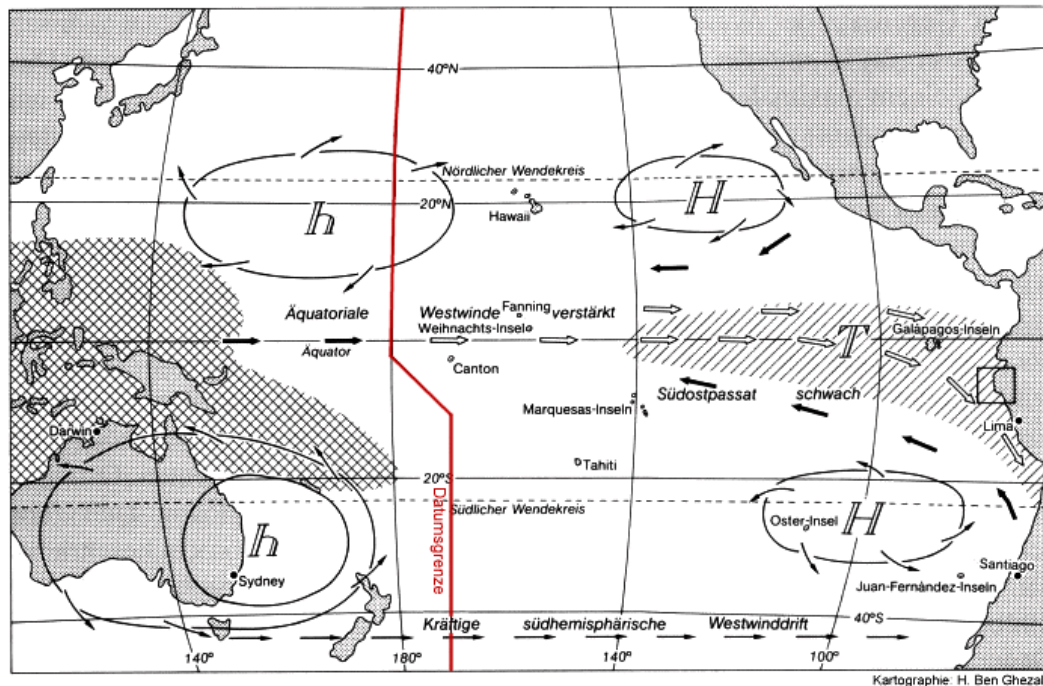


Abbildung 10.4: Ozeanische und atmosphärische Zirkulation während eines El Niño-Jahres, Quelle: www.enso.info, 01/2006

Auch in anderen Ozeanregionen sind Veränderungen in der SST anzutreffen. So findet man zum Beispiel eine Erwärmung des tropischen Indiks und eine Abkühlung des Nordpazifiks. Letztere entsteht durch die veränderte atmosphärische Zirkulation in dieser Region in Folge der Erwärmung des tropischen Pazifiks [7].

10.2 El Niño im Modell

Im Zusammenhang mit dem Wandern der Warmwasserzunge vom Westpazifik in den Ostpazifik verlagert sich auch das Gebiet kräftiger tropischer Konvektion nach Westen. Diese Propagation des Bewölkungsmaximums und des darauf folgenden Bewölkungsminimums ist in den Modelldaten deutlich zu erkennen (Abb. 10.5): Das sonst über dem Indonesischen Inselarchipel liegende Bewölkungsmaximum, bedingt durch die starke Konvektion über einer hohen SST, verlagert sich während eines El Niño-Ereignisses nach Osten. Dort, wo in normalen Jahren bei einem hohen Bedeckungsgrad starke Konvektion vorherrscht, ist nun ein Minimum zu erkennen. In der Abbildung der Bedeckungsgradanomalie ist diese Verlagerung von Bedeckungsgradminima und -maxima besonders deutlich hervorgehoben. Die kleinskaligere Variabilität stellt den Jahresgang dar.

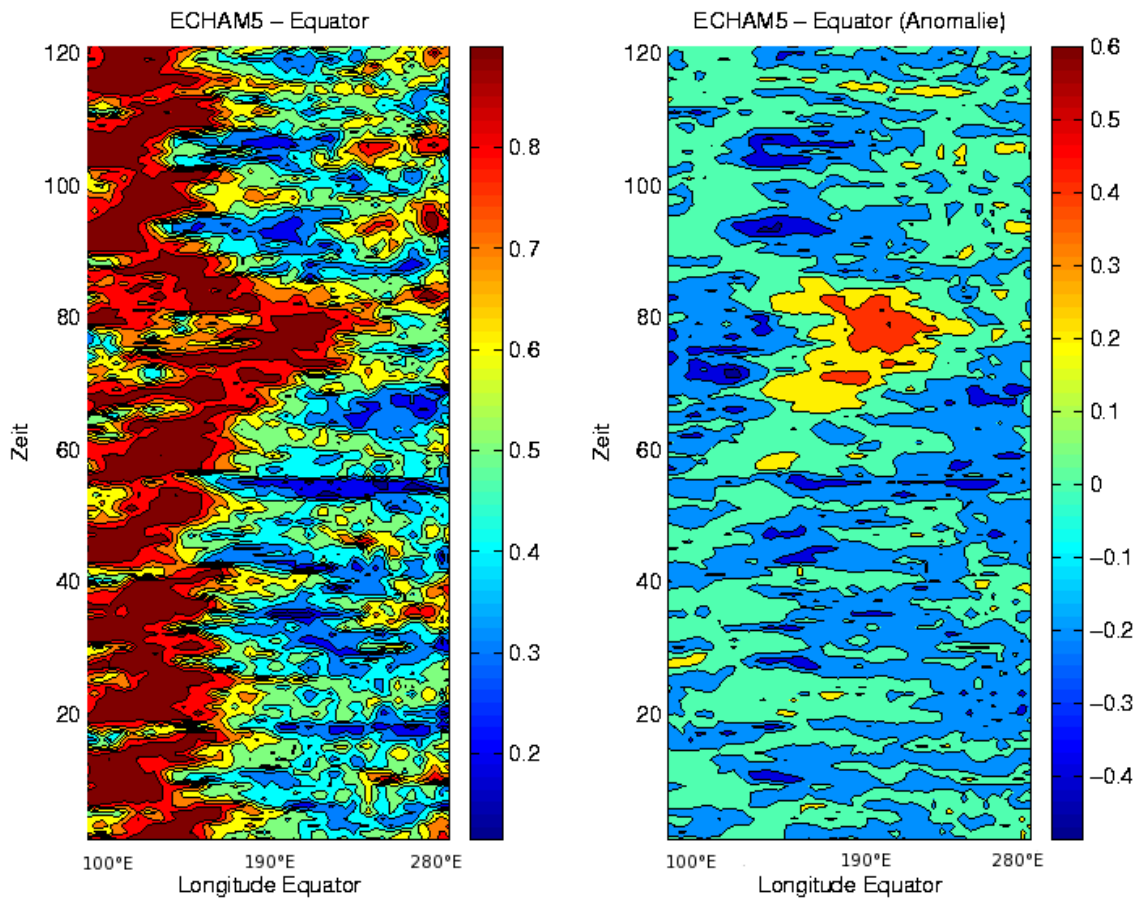


Abbildung 10.5: Zeitliche Variabilität des Bedeckungsgrades und seiner Anomalie im Pazifik entlang des Äquators (Modell, monatsmittel)

Vergleicht man die Dauer der Minimum- und Maximumereignisse im Bedeckungsgrad während einer El Niño-Phase im Modell mit den Beobachtungsdaten, so fällt auf, dass die Auswirkungen eines El Niño-Ereignisses auf den Bedeckungsgrad im Modell fast doppelt so lange anhält wie in den Beobachtungsdaten (ohne Abb.).

10.3 El Niño-Index

Neben dem SO-Index, der die Luftdruckdifferenz zwischen Tahiti und Darwin darstellt, wurde ein Temperatur-Index, der Niño-Index, eingeführt. Es ist das Temperaturmittel an der Meeresoberfläche über eine festgelegte geographische Region und repräsentiert somit die regionalen SST-Anomalien auf dem Pazifik. Der Niño-Index besitzt aufgrund seinem direkten Bezug zur SST eine höhere Aussagekraft als der Luftdruck-Index, so dass im weiteren der Niño-Index als Index für ein El Niño-Ereignis herangezogen wird.

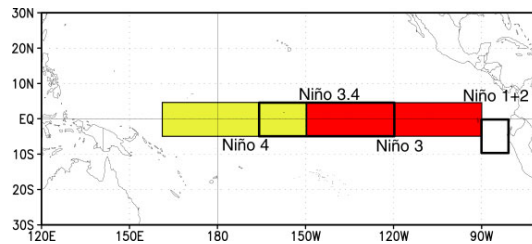


Abbildung 10.6: Regionen des Niño SST-Index, Quelle: www.cpc.noaa.gov

Der Niño-Index als monatliche Klimatologie eines Gebietsmittels wird für Regionen definiert. Je nach dem, wie stark ein El Niño ausgeprägt ist, erreicht die äquatoriale Warmwasserzunge eine entsprechende Niño-Region [7]. Wird die Niño-1-Region in den Küstengewässern vor Peru erreicht, so steigen die Meerestemperaturen dort nur dann an, wenn sich der gesamte äquatoriale Pazifik erwärmt.

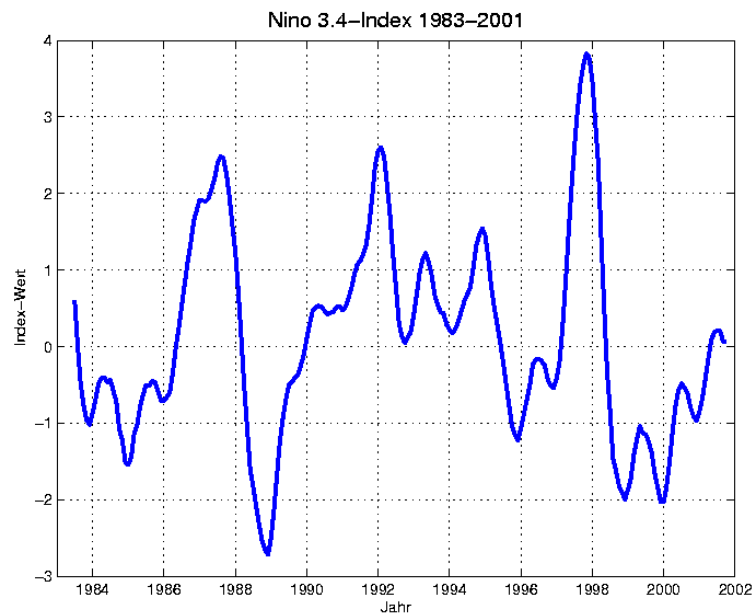


Abbildung 10.7: Zeitserie des Niño 3.4 Index

In der sonst ariden Küste von Peru und Ecuador ist mit starken Niederschlagsereignissen zu rechnen, in den peruanischen Anden und dem Altiplano von Bolivien hingegen herrscht Dürre. Dehnt sich die Warmwasserzunge nur bis in die Niño-3-Region aus, so sind mit einer Verzögerung von 3 Monaten erhöhte Niederschläge in Mittelchile und der Küste Kaliforniens zu rechnen. Der größte Teil Westmexikos und die pazifische Seite Mit-

telamerikas leidet unter einem Niederschlagsdefizit. Bleibt das warme Wasser stationär in der Niño-4-Region, so ist in den vom El Niño direkt betroffenen Region am Pazifik mit leichten Veränderungen der Niederschlagsrate zu rechnen.

Im Rahmen dieser Arbeit wird der Index des monatlichen klimatologischen Mittels über Teile der Niño-3- und 4-Region verwendet (Abb. 10.6). Die Region erstreckt sich von 170°W bis 120°W und von 5°S bis 5°N. Ein hoher, positiver Index-Wert steht mit einer Warmwasseranomalie in der entsprechenden Niño-Region in Verbindung und ist mit einem El Niño-Ereignis gleichzusetzen. Im Falle negativer Index-Wert befindet sich die Region in einer La Niña Phase. Im Verlauf der letzten 20 Jahre hat sich der Niño-3.4-Index wie in Abb. 10.7 wiedergeben entwickelt. Die großen El Niño-Jahre 1987/88, 1992/1993 und 1997/1998 sind deutlich an den hohen Index-Werten und dem anschließendem Abfall des Wertes in die entsprechende La Niña-Phase zu erkennen.

10.4 Korrelationsanalyse

Um eine Aussage darüber zu treffen, ob die Variabilität in der Gesamtbedeckung im subtropischen und tropischen Raum des Pazifiks mit dem El Niño Phänomen im Zusammenhang steht, werden die lokalen Bedeckungszeitreihen mit der Zeitserie des Niño-3.4-Index korreliert. Für den Raum des tropischen und subtropischen Pazifiks erwartet man eine positive Korrelation im Bereich der Niño-3.4-Region, die sich zur Jahresmitte hin ausprägt und bis in den Dezember hinein weiter verstärkt und nach Osten bis zur Küste Perus und Equadors ausdehnt. Diese Region positiver Korrelation steht im Zusammenhang mit der Warmwasserzunge, die sich auch im Niño-3.4-Index widerspiegelt, und dem starken Konvektionsgebiet, dass sich mit der Warmwasserzunge in der zweiten Jahreshälfte nach Osten wandert und ausdehnt. Der Warmwasserzunge folgend kühlt kaltes Wasser der ostwärts wandernden Kelvin-Welle den äquatorialen Pazifik wieder ab, so dass ab Januar die SST der Niño-3.4-Region absinkt, der Index negative Werte annimmt und in eine La Niña Phase umschwingt (vergl. Abb. 10.7). Über dem westpazifischen Raum wird eine Region negativer Korrelation erwartet. Im Laufe der weiteren Monate schwächt sich der Zusammenhang zwischen der Variabilität der Bedeckung und des Niño-3.4-Index weiter ab. In den Korrelationsfeldern zwischen Niño 3.4-Index und dem Bedeckungsgrad wird also ein zeitlicher Verlauf von Mustern positiver und negativer Gebiete erwartet.

10.4.1 Satellitendaten

Betrachtet man die Korrelationen zwischen dem Niño-3.4-Index und der beobachteten Gesamtbedeckung für die mittleren Monate September bis April im Zeitraum 1983 bis 2004 (Abb. 10.8), so fällt auf, dass sich die Korrelationsmuster zeitlich und räumlich verändern.

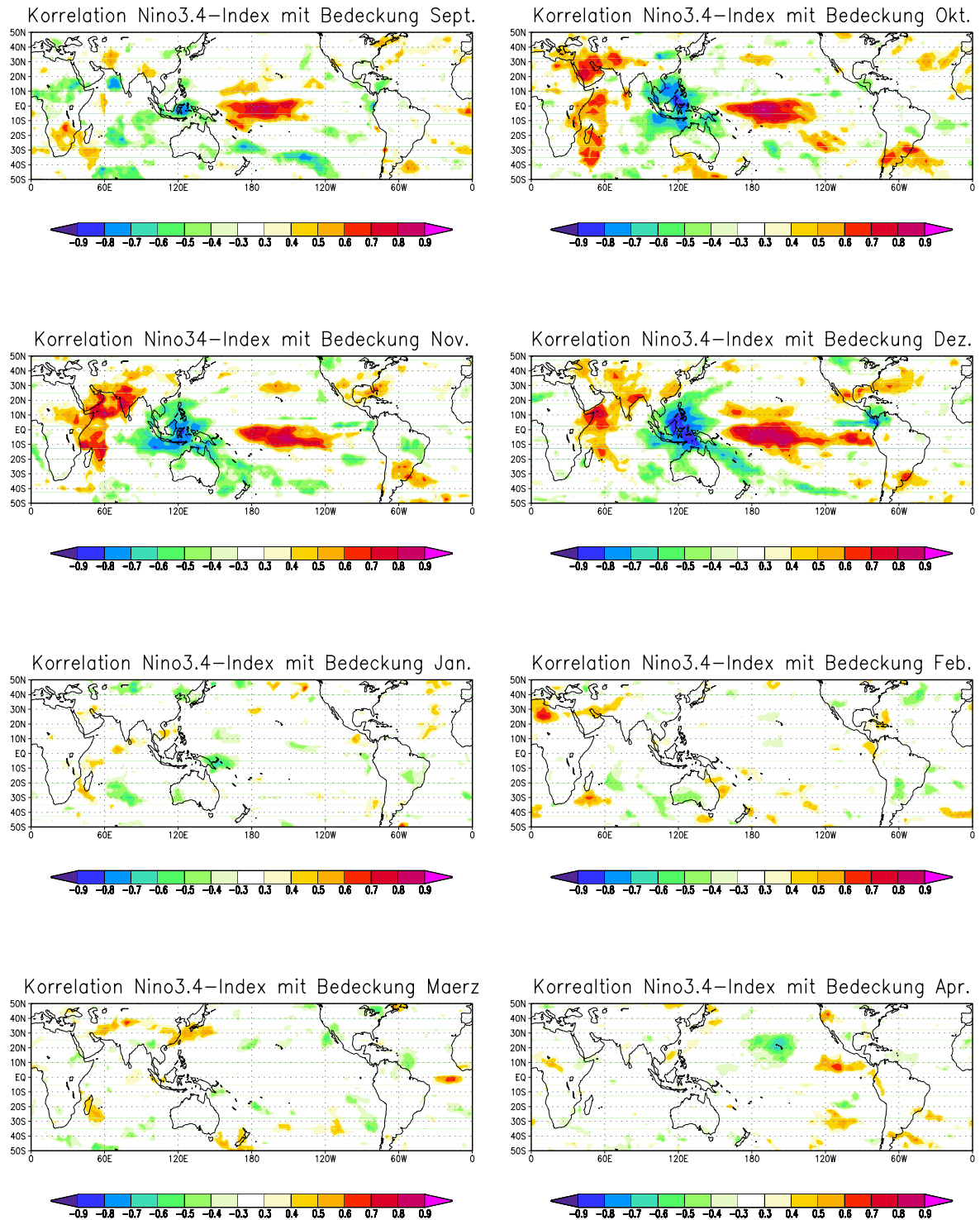


Abbildung 10.8: Korrelation des Niño-3.4-Index mit der beobachteten Gesamtbedeckung 1983-2004

Ab Juli/August ergibt sich im Zusammenhang mit der Ausprägung einer Warmwasseranomalie im Westpazifik eine Region positiver Korrelation, die zunächst die Niño-3.4-Region umfasst. Im weiteren Jahresverlauf weitet sich die Region positiver Korrelation nach Osten aus, denn auch die Warmwasseranomalie dehnt sich nach Osten aus. Im Anfangsstadium, wo sich die Warmwasseranomalie im Westpazifik ausbildet, ist die Korrelation zwischen Bedeckungsgrad und Index im Bereich der pazifischen Ostküste negativ, in Übereinstimmung mit der dort noch vorherrschenden Hochdrucklage. Im Dezember erreicht die Warmwasserzunge die Küste Perus und Equadors, die sich schon zuvor durch abschwächende Passatwinde und zunehmende konvektive Bewölkung angekündigt hat. Starke Cumuluskonvektion mit hohen Niederschlagsraten sind die Folge. Der Zusammenhang zwischen der erhöhten SST und Cumulusbewölkung zeichnet sich durch eine hohe positive Korrelation ab.

Ab Januar schwächt sich die Korrelation zwischen dem Bedeckungsgrad und dem Niño-3.4-Index deutlich ab. Die El Niño-Phase klingt ab und der Niño-3.4-Indexwert nimmt ab. Die Variabilität des Bedeckungsgrades kann nun nicht mehr eindeutig mit dem El Niño-Phänomen in Zusammenhang gebracht werden.

10.4.2 Modelldaten

Nachdem im vorangegangenen Abschnitt der Zusammenhang zwischen der Variabilität des Bedeckungsgrades und der Variabilität der SST im äquatorialen Pazifik, wiedergegeben durch den Niño-3.4-Index, anhand von Beobachtungsdaten untersucht worden ist, soll nun im folgenden untersucht werden, inwieweit dieser Zusammenhang vom Modell wiedergegeben wird.

Eine beschränkte Parametrisierung der physikalischen Prozesse auf der Subgitterskala führen möglicherweise zu einer leichteren Zuordnung der Wechselwirkungen zwischen den einzelnen atmosphärischen Komponenten in ein Schema, als es in den Beobachtungsdaten der Fall ist. So sind die für El Niño typischen Strukturen im Korrelationsfeld zwischen den beiden Größen Bedeckungsgrad und Niño-3.4-Index im Modell deutlicher ausgeprägt (Abb. 10.9). Im Westpazifik fällt auf, dass die Region positiver Korrelation weiter nach Westen bis in das indonesische Archipel hinein ausgedehnt ist. Auch die anfänglich negative Korrelation vor der südamerikanischen Küste im Zusammenhang mit der dortigen Hochdrucklage ist weiter nach Westen ausgedehnt als die Beobachtungen zeigen. Die El Niño Phase beginnt sich gerade einzustellen und die Warmwasserzunge ist noch im Westpazifik. So können im Westpazifik, wo sich die Wassertemperatur schon verändert hat und das Bewölkungsbild verändert, bereits Korrelationen mit dem Niño-3.4-Index festgestellt werden. Im Ostpazifik findet man eine negative Korrelation vor, die in erster Linie nicht auf die Erwärmung des Westpazifiks zurückzuführen ist.

Das Heranreichen der Region positiver Korrelation an die südamerikanischen Küste findet man in den Modelldaten nicht wieder. Dies kann möglicherweise damit zusammenhängen, dass die Gesamtbedeckung im Modell dort zu dieser Jahreszeit nicht so stark variiert.

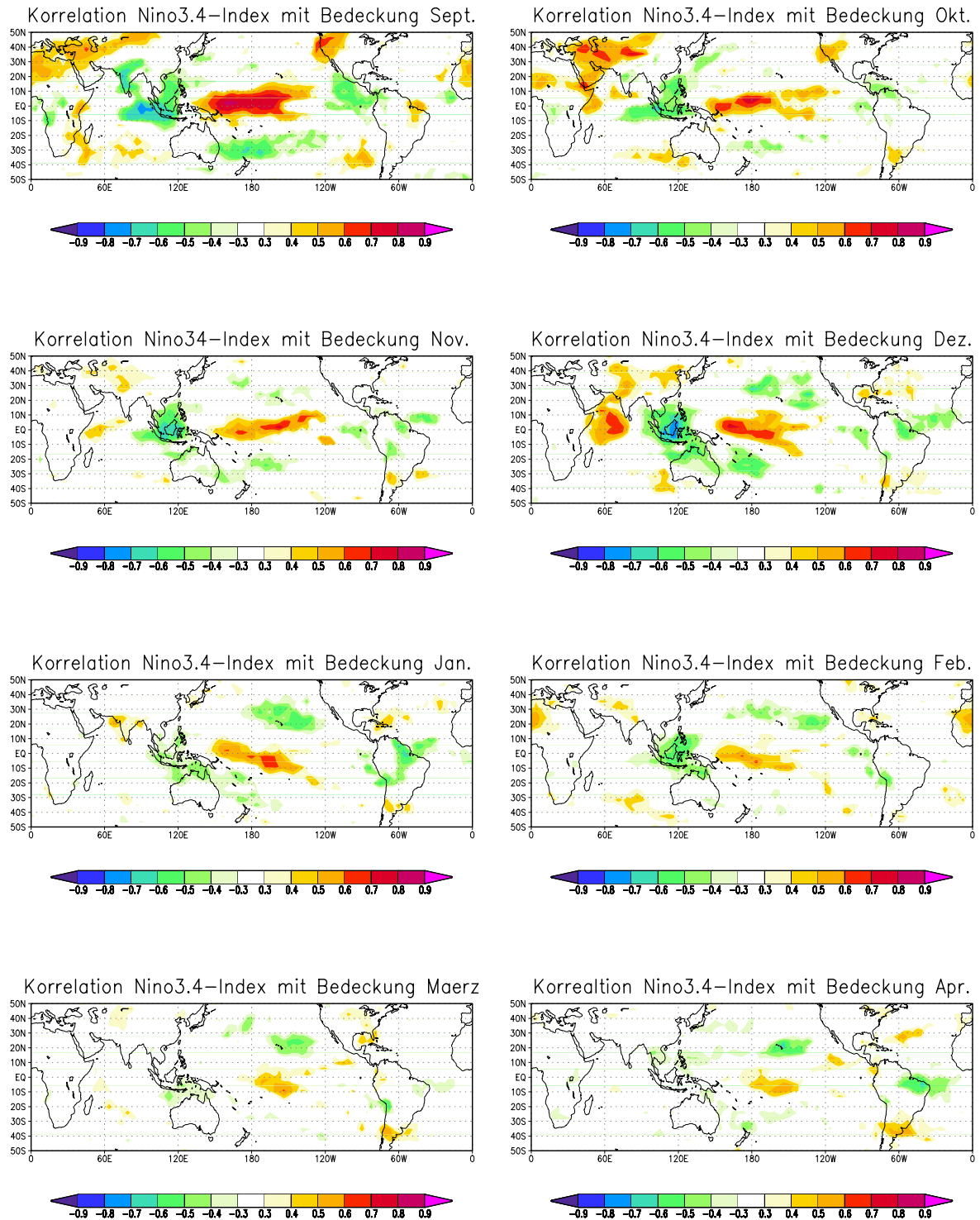


Abbildung 10.9: Korrelation des Niño-3.4-Index mit der Gesamtbdeckung im Modell, 50 Jahre

So geht sie zwar von einer stratiformen Bewölkung wie sie für nicht El Niño-Jahre typisch ist in eine konvektive über, doch ändert sich der Gesamtbedeckungsgrad kaum.

10.5 Variabilität des Bedeckungsgrades

Die oben durchgeführte Korrelationsanalyse gibt Auskunft über mögliche Zusammenhänge der Bedeckungsgradvariabilität, die hier mit Blick auf die durch das El Niño-Phänomen verursachten Temperaturvariabilitäten untersucht worden ist. Mit einer EOF-Analyse können weitere Aussagen über die raum-zeitliche Variabilität in einem Datenfeld gemacht werden. Gebiete mit zusammenhängender Variabilität stellen ein Muster dar.

10.5.1 Satellitendaten

Die 1. EOF der Anomalien der beobachteten Bedeckungsgrade (Abb. 10.10) erklärt 43,8% der Variabilität des Bedeckungsgrades im Bereich des tropischen und subtropischen Pazifiks zwischen 35°N und 35°S. Im tropischen West- und Zentralpazifik fällt das für El Niño typische Muster auf: über dem südostasiatischen Raum ein positiver Pol, über dem westlichen und zentralen Pazifik mit Ausläufern in den Ostpazifik der negative Gegenpol. Dieser Dipol lässt sich leicht mit den Zusammenhängen zwischen der Variabilität des Bedeckungsgrades und dem El Niño-Phänomen (siehe Abschnitt 10.3) in Verbindung bringen. So bilden die beiden Pole quasi eine oszillierende Wippe: Im Falle einer negativen Bedeckungsgradanomalie, zum Beispiel hervorgerufen durch eine Kaltwasseranomalie im südostasiatischen Inselarchipel während eines El Niño-Ereignisses, ändert sich über dem westlichen und zentralen Pazifik, also im Gebiet des negativen Gegenpols, ebenfalls die Bedeckung und zwar mit umgekehrtem Vorzeichen. Dort wird eine Zunahme der Bedeckung beobachtet, die im Zusammenhang mit der sich nach Osten ausdehnenden Warmwasseranomalie während eines El Niño-Ereignisses steht. Bei einem La Niña Ereignis verhält sich der Bedeckungsgrad umgekehrt. Über beiden Polen im Muster der 1. EOF der Bedeckungsgradanomalie variiert folglich der Bedeckungsgrad gegenläufig. Dieses Verhalten lässt sich anhand des oszillierenden Charakters des El Niño/La Niña Phänomens sehr gut erklären. Im Raum des tropischen und subtropischen Pazifiks treten Anomalien im Feld des Bedeckungsgrades auf, die einem zusammenhängendem Muster zugeordnet werden können. Das dominanteste Muster entspricht hierbei dem Muster der El Niño Oszillation. Mit einer erklärenden Variabilität von 43,8% erklärt es fast die Hälfte der Variabilität des Bedeckungsgrades in dieser Region.

Der Vergleich der Zeitreihe der 1. EOF, also die 1. PC mit der Zeitreihe des Niño-3.4-Index ergibt eine Korrelation von 89,77%. Die Variabilität, wiedergegeben durch die raum-zeitliche Analyse der EOF, stimmt sehr gut mit der Variabilität durch die El Niño-Oszillation überein, so dass das El Niño im subtropischen und tropischen Pazifik knapp zur Hälfte die Variabilität des Gesamtbedeckungsgrades erklärt.

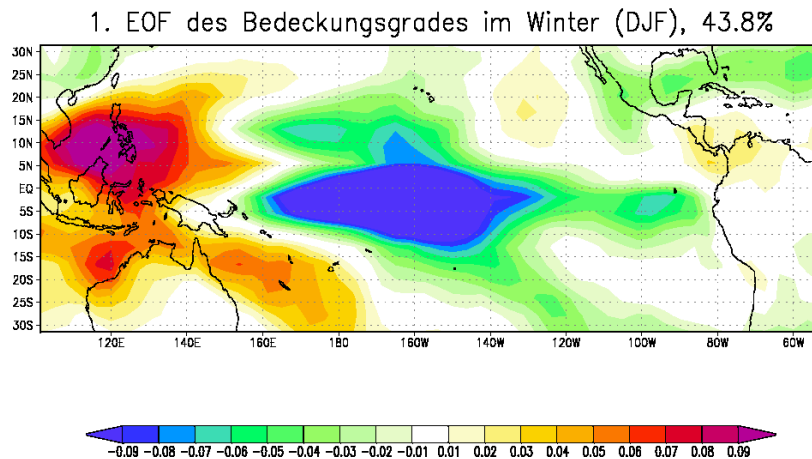


Abbildung 10.10: 1. EOF der Bedeckungsgradanomalie (Beobachtung) über dem tropischen und subtropischen Pazifik im Wintermittel (DJF)

10.5.2 Modelldaten

Auch in den Modelldaten gibt die 1. EOF des Anomaliefeldes des Bedeckungsgrades in den Wintermonaten Dezember bis Februar die Variabilität im Zusammenhang mit der El Niño-Oszillation wieder (Abb. 10.11). Doch erklärt das Muster nur 28,1% der Variabilität der Bedeckung in dieser Region, gut $\frac{1}{4}$ weniger als das Muster der beobachteten Anomalien. In den Modelldaten hat der negative Pol über dem westlichen bis zentralen Pazifik eine geringere räumliche Ausdehnung, denn der Ausläufer bis zur ostpazifischen Küste entlang der Äquatorregion fehlt.

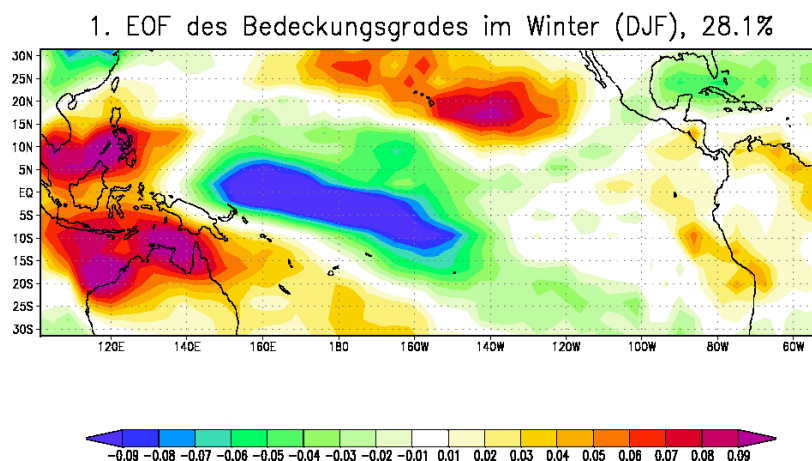


Abbildung 10.11: 1. EOF der Bedeckungsgradanomalie im Modell, 50 Jahre, DJF

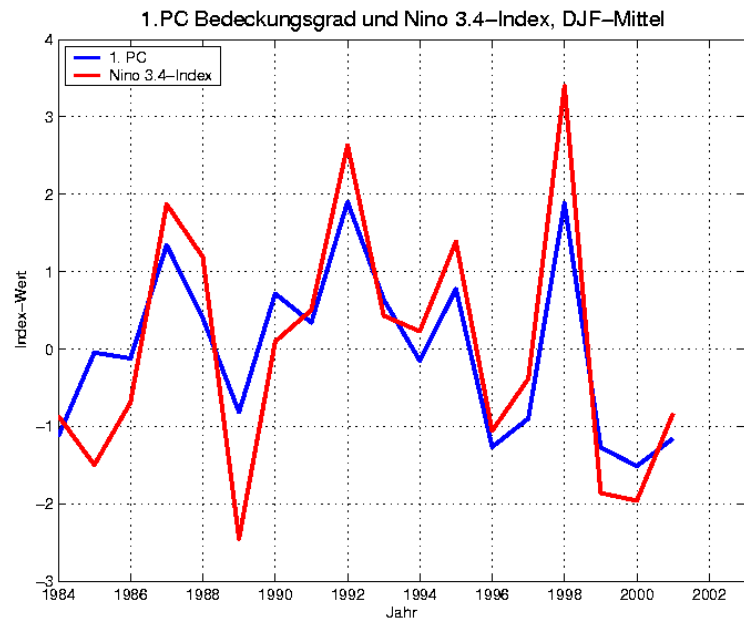


Abbildung 10.12: Zeitreihe der 1. PC der Bedeckungsgradanomalie (Beobachtung), im Vergleich mit der Zeitreihe des Niño-3.4-Index, DJF

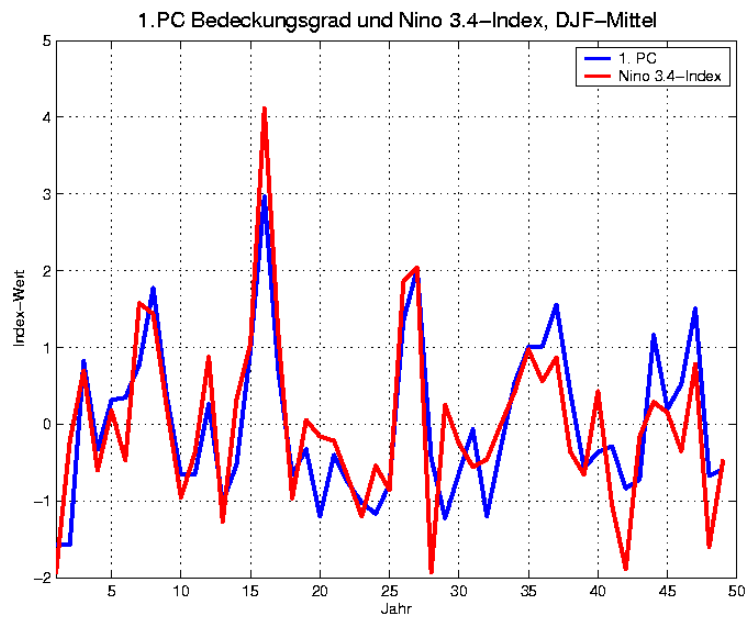


Abbildung 10.13: Zeitreihe der 1. PC der Bedeckungsgradanomalie (Modell) im Vergleich mit der Zeitreihe des Niño-3.4-Index, DJF

Im Ostpazifik findet man eine weitere positive Region, die jedoch nicht mit dem Dipolmuster in Verbindung gebracht werden kann. Da in dieser Region auch während eines normalen Jahres der Bedeckungsgrad in diesen Monaten hoch ist, kann diese Korrelation nicht eindeutig dem EL Niño-Phänomen zugeordnet werden. Im Unterschied zu den Beobachtungsdaten ist der Bedeckungsgrad dort im Modell höher.

Ein Vergleich der Zeitreihen des Niño 3.4-Index, also der Zeitreihe des Auftretens von El Niño-Ereignissen mit der Zeitserie der in der 1. EOF wiedergegebenen Variabilität, der 1. PC, zeigt, dass beide Zeitreihen mit 81,32% sehr hoch korreliert sind. Der größte Anteil der Variabilität der Wolkenbedeckung (28,1%) im subtropischen und tropischen Pazifik kann also folglich durch ENSO-Ereignisse erklärt werden.

Das El Niño-Phänomen nimmt somit großen Einfluss auf die Variabilität des Bedeckungsgrades im Bereich des subtropischen und tropischen Pazifiks.

10.6 Variabilität der Bewölkung untersucht anhand der Variabilität konvektiver Niederschlagsmengen

Zwischen konvektiver Bedeckung und Niederschlag besteht ein einseitiger Zusammenhang. Ist die Atmosphäre labil geschichtet, wie es zum Beispiel in den über den tropischen Warmwassergebieten der Fall ist, so bilden sich viele große Cumulonimben, die reichlich Niederschlag bringen [28]. Für die weitere Diskussion soll nun zunächst angenommen werden, dass eine hohe Korrelation zwischen dem Bedeckungsgrad, in den entsprechenden Regionen vornehmlich konvektive Bewölkung, und der Niederschlagsmenge konvektivem Ursprungs besteht (ohne Abb.). Aus diesem Zusammenhang heraus soll nun im Folgenden die Variabilität der Niederschlagsmenge aus konvektiver Bewölkung im subtropischen und tropischen Pazifik anhand der Modelldaten und Beobachtungsdaten aus Messungen und Reanalyse [68] untersucht werden.

Im Bereich des tropischen Pazifiks kann ein Großteil der natürlichen Variabilität des Bedeckungsgrades durch ENSO beschrieben werden (vergl. Kapitel 10.4). Bezeichnend für das El Niño Phänomen ist aber auch die Niederschlagsverteilung im Raum des tropischen Pazifiks. So ist der Westpazifik in normalen Jahren durch hohe Wassertemperaturen und hohe Niederschlagsmengen charakterisiert, der Ostpazifik hingegen ist kühl und trocken [30]. Während eines El Niño-Ereignisses wandert eine Warmwasserzunge von Westen nach Osten über den Pazifik und mit ihr ein Gebiet konvektiver Bewölkung und hohen Niederschlagsraten. An der Westküste des Pazifiks nimmt die SST ab, die Atmosphäre stabilisiert sich, so dass Konvektion gedämpft bzw. unterbunden wird und die Niederschlagsmengen abnehmen. Im Ostteil des Pazifiks hingegen wird mit zunehmender SST die Atmosphäre labilisiert, was zu niederschlagsbringender Konvektion führt. Während eines La Niña-Ereignisses verstärkt sich die Konvektion und damit auch die Niederschlagsmenge über dem Indonesischen Inselarchipel und im Ostpazifik herrscht Dürre. Das El Niño-Phänomen spiegelt sich also auch in der Niederschlagsmenge wieder.

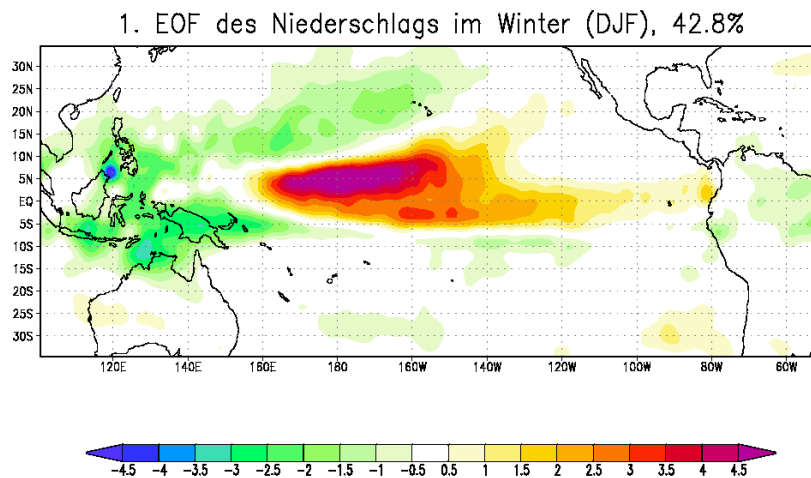


Abbildung 10.14: 1. EOF der Anomalie des konvektiven Niederschlags (Beobachtung) über dem tropischen und subtropischen Pazifik im Wintermittel (DJF)

Die 1. EOF des Feldes des konvektiven Niederschlags erklärt die stärkste Variabilität im Bereich des subtropischen und tropischen Pazifiks. Das wiedergegebene Muster stimmt mit dem für ENSO typischen Dipolmuster überein. Ein Pol liegt über Indonesien, der andere mit umgekehrtem Vorzeichen über der Warmwasserzunge. In der EOF-Analyse der Beobachtungsdaten erstreckt sich der Pol über der Warmwasserzunge bis zur süd-amerikanischen Küste. Dieses Muster zeigt sich auch in der EOF des beobachteten Bedeckungsgrades in dieser Region (Abb. 10.10), denn erhöhter konvektiver Niederschlag geht mit einem erhöhten Bedeckungsgrad konvektiver Bewölkung einher.

Wie auch im Fall der EOF-Analyse der Bedeckungsgradanomalie ist das ENSO-typische Muster im Feld der Niederschlagsanomalie in den Beobachtungsdaten ausgeprägter als in den Modelldaten. Durch das ENSO-Phänomen kann 42,8% der Variabilität im Raum des Pazifiks erklärt werden. Etwa der gleiche Anteil (43,8%) kann durch ENSO die Variabilität der Bedeckung erklären. Wie erwartet hängt die Variabilität der Bedeckung eng mit der der konvektiven Niederschlagsmenge zusammen. Im Modell können 34,4% der Variabilität der konvektiven Niederschlagsmenge durch El Niño erklärt werden. Der Anteil der erklärten Variabilität des Bedeckungsgrades liegt mit 28,1% unter dem durch die Niederschlagsverteilung erklärte Varianz.

Deutlicher als in den Beobachtungsdaten zeigt sich in den Modelldaten, dass die erklärte Varianz des Niederschlagsfeldes größer als die des Bedeckungsgradfeldes ist. Die Variabilität der Niederschlagsmenge lässt sich also zu einem größeren Anteil durch ENSO erklären als die Schwankungen im Bedeckungsgrad. Ein Zunehmen der konvektiven Niederschlagsmenge steht direkt mit einer Zunahme konvektiver Bewölkung und damit einer Labilisierung der Atmosphäre im Zusammenhang. Doch muss bei einer Zunahme der konvektiven Bewölkung, entgegen der oben gemachten Annahme, nicht auch zwangsläufig der Gesamtbedeckungsgrad zunehmen. So ist es möglich, dass bei einer

zuvor stabilen Atmosphäre stratiforme Wolken den

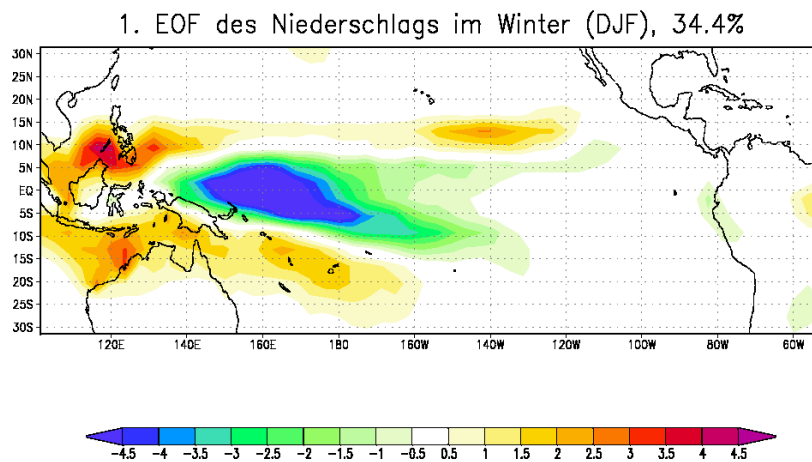


Abbildung 10.15: 1. EOF der Anomalie des konvektiven Niederschlags (Modell) über dem tropischen und subtropischen Pazifik im Wintermittel (DJF)

Himmel bedeckten, deren Bedeckungsgrad mit zunehmender Labilisierung abnimmt. Gleichzeitig nimmt der Anteil konvektiver Bewölkung zu, so dass sich der Gesamtbedeckungsgrad kaum verändert. In diesem Fall ist die Variabilität des Gesamtbedeckungsgrades gering, doch durch die Zunahme von Niederschlagsereignissen konvektiven Ursprungs ist die Veränderung deutlich zu erkennen.

10.6.1 Zusammenhang der Variabilität des konvektiven Niederschlages und dem Niño-3.4-Index

Da sich der Bedeckungsgrad nicht zwangsläufig ändert, wenn sich die Art der Bewölkung ändert, wie es vor der Küste Südamerikas während eines El Niño Ereignisses der Fall ist, entspricht die Korrelation zwischen Niño-3.4-Index und dem Bedeckungsgrad nicht in allen Regionen dem für ENSO typischen Muster. Doch wie die EOF-Analyse des konvektiven Niederschlagsfeldes zeigt, kann durch die Betrachtung von Niederschlagsmengen konvektiver Bewölkung mit der oben gemachten Annahme ein Zusammenhang zwischen der durch El Niño verursachten Variabilität und dem Bedeckungsgrad hergestellt werden. Es wird also auch bei einer Korrelationsanalyse des Niño-3.4-Index mit den konvektiven Niederschlagsmengen ein für ENSO charakteristisches Muster erwartet. In den Korrelationsanalysen der beobachteten und modellierten konvektiven Niederschlagsmengen und dem Niño-3.4-Index (Abb. 10.17 und Abb. 10.16) ist neben dem Dipol auch die zeitliche Entwicklung einer El Niño-Phase gut zu erkennen. So dehnt sich die Region hoher positiver Korrelation in der zweiten Jahreshälfte nach Osten aus und erreicht im Winter die südamerikanische Küste. Dies ist der Zeitpunkt, an dem die für El Niño typischen Starkniederschläge einsetzen.

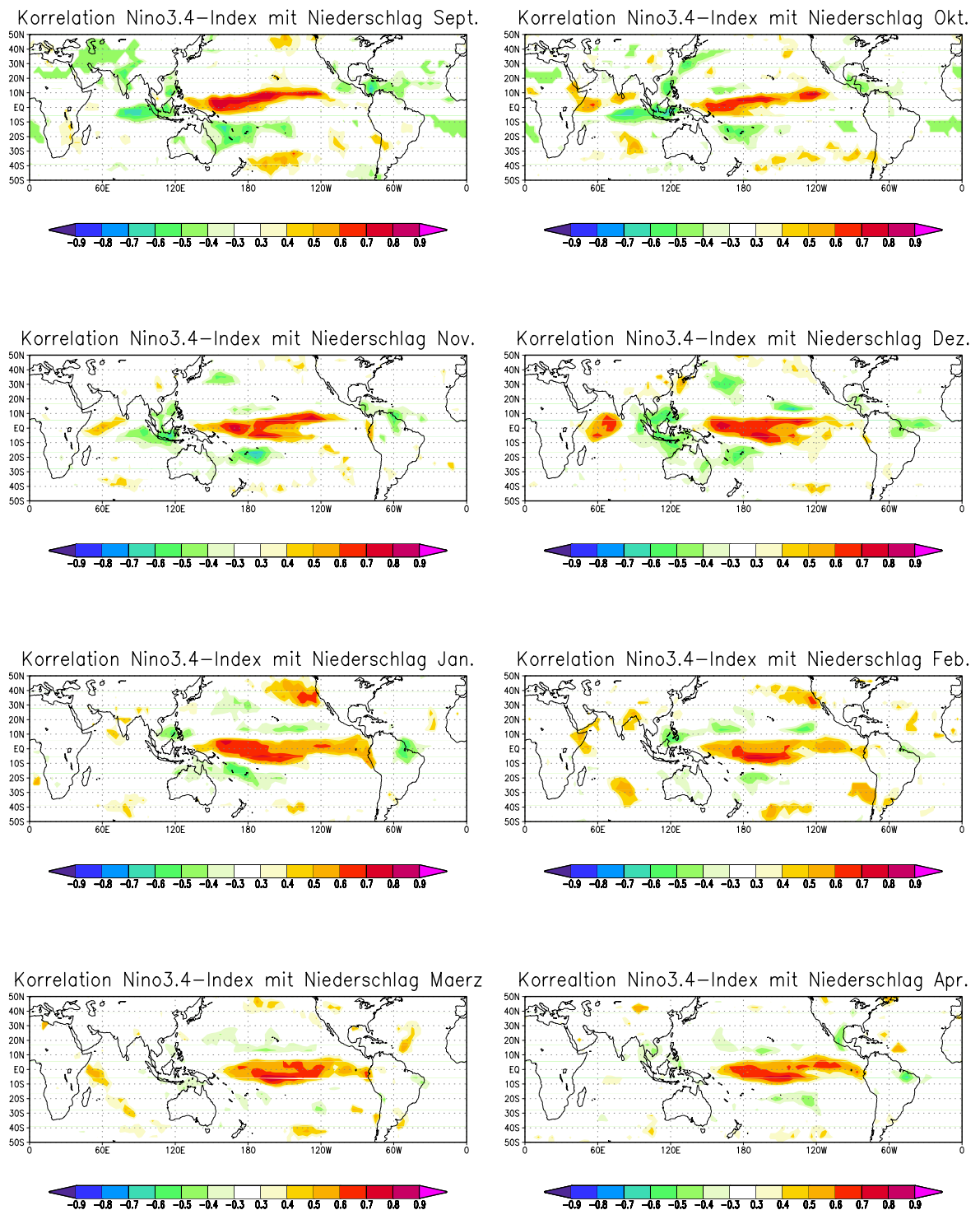


Abbildung 10.16: Korrelation der Anomalie des konvektiven Niederschlages mit dem Niño-3.4-Index, Modell 50 Jahre

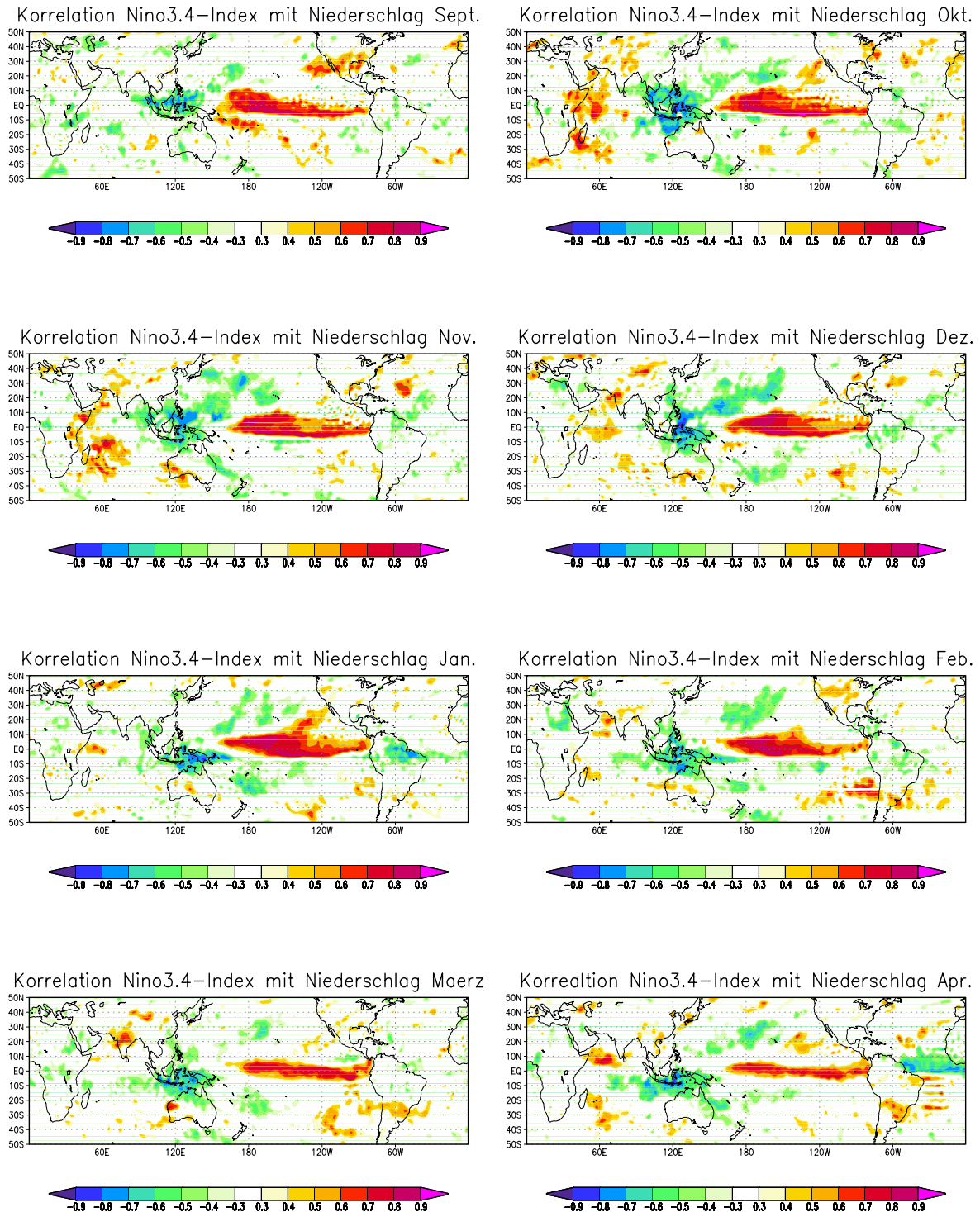


Abbildung 10.17: Korrelation der Anomalie des konvektiven Niederschlages mit dem Niño-3.4-Index (Beobachtung), 1979-2001

Anschließend nehmen die Korrelationen ab, das El Niño-Ereignis wird von einem La Niña-Ereignis abgelöst.

Der Zusammenhang zwischen der Niño-3.4-Zeitreihe und konvektiven Niederschlagsmengen zeigt sowohl in den Beobachtungsdaten als auch in den Modelldaten das zu erwartende Muster. So kann gezeigt werden, dass El Niño sowohl auf die Variabilität der Bedeckung als auch auf die des konvektiven Niederschlages im pazifischen Raum Einfluss nimmt.

10.7 Fazit

Die im Rahmen dieser Arbeit vorgenommenen Untersuchungen beziehen sich stets auf den Einfluss des El Niño-Phänomens auf den Bedeckungsgrad bzw. den konvektiven Niederschlag. Es konnte gezeigt werden, dass El Niño die Variabilität des Bedeckungsgrades bzw. des konvektiven Niederschlages zu rund 30% im Modell bzw. rund 40% in den Beobachtungen erklärt.

Inwiefern nun aber der Bedeckungsgrad Einfluss auf die Wiederkehr und Intensität eines El Niño-Ereignisses nimmt, wurde in dieser Arbeit nicht untersucht. El Niño geht, wie zu Beginn des Kapitels beschrieben, mit einer Verschiebung der Walker-Zirkulation einher. In diesem Zusammenhang kann sich das El Niño-Signal sowohl in meridionale Richtung entlang des Äquators ausbreiten, als auch in zonale Richtung über die Hadley-Zirkulation. Inwiefern der Bedeckungsgrad in tropischen und subtropischen Regionen fernab vom äquatorialen Pazifik im Zusammenhang mit El Niño variiert, wurde im Rahmen dieser Diplomarbeit nicht analysiert. Auch der Frage, ob eine Bedeckungsgradanomalie fernab der ENSO-Region über die Hadley-Zirkulation und/oder Walkerzirkulation ENSO beeinflusst, konnte in dieser Arbeit nicht nachgegangen werden und bietet Raum für weitere Untersuchungen.

Kapitel 11

Schlussbetrachtung und Ausblick

Der Bedeckungsgrad weist auf einer saisonalen Variabilität auch interannuale und interdekadische Schwankungen. In dieser Arbeit konnte sowohl der Jahresgang des Bedeckungsgrades beschrieben werden, als auch die Zusammenhänge zwischen der Variabilität der Bedeckung und der Oberflächentemperatur sowie dem Bodenluftdruck.

Im Vergleich der Modelldaten mit Satellitenbeobachtungsdaten wurde deutlich, dass die klimatologische Verteilung der beobachteten Gesamtbedeckung durch das Modell wiedergegeben wird. Jedoch weicht der Bedeckungsgrad und seine saisonale Variabilität zum Teil deutlich von den Beobachtungsdaten ab. Die globale Abweichung des Bedeckungsgrades im Modell von Beobachtungen liegt bei 2,46% (Ozean: 5,36%, Land: 2,33%), die Standardabweichung ist im Modell global 1,19% (Ozean: 0,6%, Land: 1,31%) größer. Die Gesamtbedeckung in den Tropen, Subtropen und Teilen der mittleren Breiten wird vom Modell unterschätzt, in den subpolaren und polaren Breiten wird diese vom Modell überschätzt. Die saisonale Variabilität des Bedeckungsgrades wird vom Modell verstärkt wiedergegeben. Diese Unterschiede wurden auch in anderen Vergleichsstudien zwischen modellierter Bedeckung in GCMs und Satellitendaten gefunden.

Auch die SST weicht im Modell um bis zu 6 K von Satellitenbeobachtungen ab. Ein Vergleich der Korrelation zwischen Bedeckungsgrad und SST für Modell- und Beobachtungsdaten zeigt jedoch, dass die wesentlichen Korrelationsmuster vom Modell wiedergegeben werden. Hinzu kommt, dass das Modell aufgrund der gröberen Auflösung kleinskalige Wechselwirkungen nicht oder nur in abgeschwächter Form wiedergibt.

Korrelationen zwischen dem Bedeckungsgrad und dem Bodenluftdruck lassen sich nur teilweise mit der klimatologischen Verteilung des globalen Bodenluftdrucks in Verbindung bringen und die Korrelationsmuster durch vorherrschende Drucksystem (Hochdruckgebiete, Tiefdruckgebiete) erklären.

Anhand der Betrachtung des modellierten Bedeckungsgrades auf unterschiedlichen Druckflächen konnte gezeigt werden, dass die Bewölkung in verschiedenen Höhen unterschiedliche Anteile zur Gesamtbedeckung beitragen. Tiefe Wolken sind insbesondere über den Landmassen in den mittleren Breiten mit der Oberflächentemperatur hoch korreliert. Über den tropischen und subtropischen Ozeanregionen sind es insbesondere die hohen Wolken. Mit dem Bodenluftdruck sind die tiefen und mittelhohen Wolken beson-

ders in den mittleren Breiten hoch korreliert. Die hohen Wolken korrelieren in den Tropen und mittleren Breiten stark mit dem Bodenluftdruck. Auch die Tröge und Rücken der Rossby-Wellen sind in den Korrelationen des 200 hPa-Niveau zu erkennen. Die Wolkenbedeckungsgrade der einzelnen Höhengniveaus leisten somit abhängig von ihrer Höhe unterschiedliche Beiträge zur Variabilität des Gesamtbedeckungsgrades.

Im Zusammenhang mit interannualer Variabilität wurden dominante Muster der regionalen Klimavariabilität (ENSO, NAO) auf ihre Effekte auf die Gesamtbedeckung untersucht. In Übereinstimmung mit zuvor gezeigten Wechselwirkungen zwischen der Oberflächentemperatur sowie dem Bodenluftdruck konnte gezeigt werden, dass diese Muster der großskaligen Klimavariabilität auch im Bedeckungsgrad gefunden werden kann, wenn auch nicht so dominant wie im Temperatur- und Luftdruckfeld.

Diese Diplomarbeit bietet an vielen Stellen die Möglichkeit zur weiteren Vertiefung. So ist im Rahmen dieser Arbeit die Variabilität der Wolken auf klimatologischen Zeitskalen untersucht worden. Bei einer Betrachtung der Bewölkung auf kleineren Raumskalen können regionale Wechselwirkungen detaillierter aufgelöst werden. So können hohe Korrelationen zwischen der SST und dem Bedeckungsgrad gefunden werden, doch haben auch andere Parameter wie Wind und Luftdruck Einfluss auf die Wechselwirkungsmechanismen. Ein zeitlich und räumlich höher aufgelöstes Modell könnte einen detaillierteren Einblick in die Wechselwirkungsmechanismen geben. Auch die Richtung, in welche die Rückkopplungen ablaufen, bietet eine Möglichkeit, die im Zusammenhang der Variabilität der Bewölkung ablaufenden Prozesse weitgehend zu untersuchen. Ebenso werden weitere Wechselwirkungen zwischen der Bewölkung und weiteren Klimavariablen vermutet. Der Einfluss des Luftdruckgradientens auf den Bedeckungsgrad lässt ebenfalls Raum für weitere Analysen.

In der vorliegenden Arbeit wurden vor allem lineare Effekte auf den Bedeckungsgrad und anderen Klimakomponenten untersucht. Die Anwendung nicht-linearer statistischer Analysen könnte tiefere Einblicke in die Mechanismen, durch die die einzelnen Größen miteinander wechselwirken, gewonnen werden.

Auch die Betrachtung des Bedeckungsgrades in verschiedenen Höhen lässt Raum für detailliertere Untersuchungen. So können Schwankungen im Bedeckungsgrad des einen Niveaus auf Kosten des Bedeckungsgrades in einem anderen Niveau ablaufen. Auch kann untersucht werden, inwiefern ENSO oder NAO Einfluss auf den Bedeckungsgrad in verschiedenen Höhen haben.

Die Variabilität der Wolken im Zusammenhang mit dominierenden Mustern regionaler Klimavariabilität wie ENSO und NAO bietet im weiteren Möglichkeiten einer intensiveren und detaillierteren Betrachtung. Die Muster bieten Ansätze zur sowohl räumlich als auch zeitlich ausgedehnteren Betrachtung. Auch kann untersucht werden, inwieweit sich die Rückkopplungen in bestimmten Wolkenstockwerken besonders hervorheben oder zum Beispiel das ENSO-Signal auch in entfernten subtropischen oder tropischen Regionen Einfluss auf den Bedeckungsgrad hat.

Abkürzungen

AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
AMJ	Mittel aus den Monaten April, Mai und Juni
CAPE	konvektive verfügbare potentielle Energie (engl.: convective available potential energy)
CLW	Wolkenwasser (engl.: cloud liquid water)
CRM	Wolkenauflösendes Modell, engl. cloud resolving model
DJF	Mittel aus den Monaten Dezember, Januar und Februar
ECHAM	hier verwendetes atmosphärisches Zirkulationsmodell
ECMWF	Europäisches Zentrum für mittelfristige Wettervorhersagen (engl.: European Centre for Middel Range Weatherforcast)
EOF	Empirische Orthogonalfunktion
ENSO	El Niño/Southern Oscillation
ERBE	Earth Radiation Budget Experiment
GCM	allgemeines Zirkulationsmodell, engl. general circulation model
HIRS	hochauflösendes Infrarot-Radiometer, engl.: high resolution infrared radiometer sounder
IFM-GEOMAR	Leibniz - Institut für Meereswissenschaften Kiel
IR	Infrarot
ISCCP	International Satellit Cloud Climate Project
ITCZ	Innertropische Konvergenzzone (engl.: Intertropical Convergence Zone)
JAS	Mittel aus den Monaten Juli, August und September
JFM	Mittel aus den Monaten Januar, Februar und März
KCM	Kiel Climate Model, gekoppeltes Atmosphäre/Ozean-Modell ECHAM5/NEMO
MUE	Cosinus des Satellitenzenitwinkels
NADW	Nordatlantisches Tiefenwasser, engl.: North Atlantic Deep Water
NAO	Nordatlantische Oszillation
NEMO	Nucleus for European Modelling of the Ocean, hier verwendetes Ozeanzirkulationsmodell
NIR	nahes Infrarot
OASIS	Ocean Atmosphere Sea Ice Soil, Kopplungsmodul für das Atmosphärenmodell mit dem Ozeanmodell
OND	Mittel aus den Monaten Oktober, November und Dezember

PC	Principal Component
PDF	Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion (probability density function)
RH	relative Feuchte (engl.: relative humidity)
SLP	Bodenluftdruck (engl.: sea level pressure)
SST	Meeresoberflächentemperatur (engl. sea surface temperature)
STD	Standardabweichung
TIW	Tropische Instabilitäts Welle
VIS	sichtbarer Wellenlängenbereich (engl.: visible)
UTC	koordinierte Weltzeit (engl.: universal time coordinate, UTC)
WCRP	World Climate Research Program
WMO	World Meteorological Organisation

Abbildungsverzeichnis

2.1	PDF der Anomalie der beobachteten Gesamtbedeckung in (a) der Polarregion, (b) den mittleren Breiten, (c) den Subtropen und (d) den Tropen	7
2.2	PDF der Anomalie der Gesamtbedeckung im ECHAM5-Modell in (a) der Polarregion, (b) den mittleren Breiten, (c) den Subtropen und (d) den Tropen	8
3.1	schematische Darstellung des hybriden σ -p-Koordinaten-Systems mit 19 vertikalen Schichten	15
4.1	Feuchteverteilung in einer Modellwolke, aus Tompkins 2005	20
4.2	Schematische Darstellung des Ansatzes für statistische Wolkenschemen, aus Tompkins 2005	22
5.1	Beobachteter Bedeckungsgrad 1983-2004 in Zehnteln	28
5.2	Bedeckungsgrad im Modell in Zehnteln (50 Jahre)	29
5.3	Vergleich von Mittelwerten der Beobachtungsdaten der Bewölkung (in Zehnteln) (rechts) und der Differenz von Modelldaten und Satellitendaten (in Zehnteln) (links)	31
5.4	Zirkulationszellen der globalen atmosphärischen Zirkulation, Quelle: www.apollo.lsc.vsc.edu , 01/2006	33
5.5	Vergleich der Standardabweichung der beobachteten Bewölkung (in Zehnteln) (rechts) und der Differenz der Standardabweichung von Modell- und Satellitendaten (in Zehnteln) (links)	36
5.6	Anomalie der beobachteten Gesamtbedeckung (in Zehnteln)	38
5.7	Anomalie der Gesamtbedeckung im Modell in Zehnteln (50 Jahre)	38
5.8	Zeitreihe der beobachteten Gesamtbedeckung (in Zehnteln) im zonalen Mittel (blau) mit laufendem Mittelwert über 12 Monate (rot), $3,75^\circ \times 3,75^\circ$ Gitter	39
6.1	saisonale Mittelwerte der SST in $^\circ\text{C}$, rechts im Modell, links die Differenz zwischen Beobachtung und Modell in Kelvin	44
6.2	saisonale Korrelation der beobachteten SST-Anomalien mit den Anomalien der ISCCP-Bedeckungsdaten, $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ Gitter	49

6.3	saisonale Korrelation der SST-Anomalie mit den Anomalien der Gesamtbedeckung (rechts), Differenz der Korrelation mit Beobachtungsdaten und Korrelation mit Modelldaten (links)	50
7.1	saisonale Korrelation der SLP-Anomalie mit den Anomalien der Gesamtbedeckung (Modell)	54
8.1	Aufbau einer idealen Warmfront, verändert nach www.wikipedia.de	59
8.2	Mittlere Gesamtbedeckung im Modell auf verschiedenen Schichten, 50 Jahre (in Zehnteln)	61
8.3	Aufbau einer idealen Kaltfront, verändert nach www.wikipedia.de	62
8.4	Korrelation des Bedeckungsgrades im 850 hPa-Niveau mit dem Bodenluftdruck	64
8.5	Korrelation des Bedeckungsgrades im 500 hPa-Niveau mit dem Bodenluftdruck	66
8.6	Korrelation des Bedeckungsgrades im 200 hPa-Niveau mit dem Bodenluftdruck	67
8.7	Korrelation des Bedeckungsgrades im 850 hPa-Niveau mit der Oberflächentemperatur	69
8.8	Korrelation des Bedeckungsgrades im 500 hPa-Niveau mit der Oberflächentemperatur	70
8.9	Korrelation des Bedeckungsgrades im 200 hPa-Niveau mit der Oberflächentemperatur	72
9.1	Wintermittel (JFM) des NAO-Index 1983-2003 nach Hurrell	74
9.2	Phase positiver NAO (nach M.Visbeck, www.ldeo.columbia.edu/NAO , 12/2005)	75
9.3	Phase negativer NAO (nach M.Visbeck, www.ldeo.columbia.edu/NAO , 12/2005)	76
9.4	Korrelation des NAO-Index nach Hurrell mit der beobachteten Anomalie des Bedeckungsgrades für die Monate Dezember bis März	77
9.5	Korrelation des NAO-Index mit der Bedeckungsgradanomalie der Modelldaten (50 Jahre)	79
9.6	Korrelation der 1. PC des Bodenluftdruckfeldes mit der Bedeckungsgradanomalie der Modelldaten (50 Jahre)	80
9.7	1. EOF der winterlichen Bedeckungsgrade (Beobachtung) im Bereich des Nordatlantiks	81
9.8	1. PC der Anomalie des Bedeckungsgrades und NAO-Index nach Hurrell im JFM-Mittel 1984-2003	82
9.9	1. EOF der winterlichen Bedeckungsgrade (Modell) im Bereich des Nordatlantiks	83
9.10	1. PC der Anomalie des Bedeckungsgrades und 1. PC der Anomalie des Bodendruckes, JFM-Mittel, 50 Jahre	83

10.1	Walkerzirkulation über dem Pazifik, Quelle: www.enso.info , 01/2006 . . .	86
10.2	Ozeanische und atmosphärische Zirkulation während eines "Normal - Jahres", Quelle: www.enso.info , 01/2006	87
10.3	Walkerzirkulation über dem Pazifik während einer El Niño-Phase, Quelle: www.enso.info , 01/2006	89
10.4	Ozeanische und atmosphärische Zirkulation während eines El Niño- Jahres, Quelle: www.enso.info , 01/2006	90
10.5	Zeitliche Variabilität des Bedeckungsgrades und seiner Anomalie im Pazi- fik entlang des Äquators (Modell, monatsmittel)	91
10.6	Regionen des Niño SST-Index, Quelle: www.cpc.noaa.gov	92
10.7	Zeitreihe des Niño 3.4 Index	92
10.8	Korrelation des Niño-3.4-Index mit der beobachteten Gesamtbedeckung 1983-2004	94
10.9	Korrelation des Niño-3.4-Index mit der Gesamtbedeckung im Modell, 50 Jahre	96
10.101.	EOF der Bedeckungsgradanomalie (Beobachtung) über dem tropischen und subtropischen Pazifik im Wintermittel (DJF)	98
10.111.	EOF der Bedeckungsgradanomalie im Modell, 50 Jahre, DJF	98
10.12	Zeitreihe der 1. PC der Bedeckungsgradanomalie (Beobachtung), im Ver- gleich mit der Zeitreihe des Niño-3.4-Index, DJF	99
10.13	Zeitreihe der 1. PC der Bedeckungsgradanomalie (Modell) im Vergleich mit der Zeitreihe des Niño-3.4-Index, DJF	99
10.141.	EOF der Anomalie des konvektiven Niederschlags (Beobachtung) über dem tropischen und subtropischen Pazifik im Wintermittel (DJF)	101
10.151.	EOF der Anomalie des konvektiven Niederschlags (Modell) über dem tropischen und subtropischen Pazifik im Wintermittel (DJF)	102
10.16	Korrelation der Anomalie des konvektiven Niederschlages mit dem Niño- 3.4-Index, Modell 50 Jahre	103
10.17	Korrelation der Anomalie des konvektiven Niederschlages mit dem Niño- 3.4-Index (Beobachtung), 1979-2001	104

Tabellenverzeichnis

1.1	Vergleich der jahresgemittelten Strahlungsflüsse	2
3.1	Prognostische Variablen und parametrisierte Prozesse im ECHAM5-Modell	14
5.1	Globale Mittel der Wolkenbedeckung aus ISCCP D2 (Satellitendaten) und Modell	27
5.2	Standardabweichung der Wolkenbedeckung	30
8.1	Mittlere Höhen der Drucklevel in den mittleren Breiten	60

Literaturverzeichnis

- [1] Das ENSO Phänomen. <http://www.ens0.info>.
- [2] El Niño. <http://www.elnino.info>.
- [3] IPCC-Report 2001. *Climate Change 2001 - The Scientific Basis: Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of Intergovernmental Panel on Climate Change (ICCP)*. Hrsg. Houghton, J. T. , Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell and C. A. Johnson. Cambridge University Press, Cambridge, 2001.
- [4] E. Bedacht. Wolkenklimatologie über den Ozeanen aus Reanalysedaten und Beobachtungen. Diplomarbeit am Institut für Meereskunde der Christian-Albrechts-Universität Kiel, 2003.
- [5] E. Bedacht and A. Macke S. Gulev. Intercomparison of the global cloud cover fields over ocean from the VOS observations and NCEP/NCAR reanalysis, submitted. *International Journal of Climate*, 2006.
- [6] M. Borga. Canonical Correlation - a Tutorial. <http://www.imt.liu.se>, 2002.
- [7] Cesar N. Caviedes. *El Niño. Klima macht Geschichte*. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Primusverlag, Darmstadt, 2005.
- [8] NOAA Climate Diagnostics Center. NOAA Optimum Interpolation (OI) Sea Surface Temperature (SST) V2. <http://www.cdc.noaa.gov>.
- [9] D. Dommenges. An Introduction to statistical Analysis in Climate Research, Leibniz-Institut für Meereswissenschaften, Kiel, SS 2005.
- [10] E. Roeckner et al. Cloud optical depth feedbacks and climate modeling. *Nature*, 329:138–140, 1987.
- [11] H. Hashizume et al. Direct observations of atmospheric boundary layer response to slow SST variations on the Pacific equatorial front. *Journal of Climate*, 15:3379–3393, 2002.
- [12] R. D. Cess et al. Intercomparison and interpretation of climate feedback processes in 19 atmospheric general circulation models. *Journal of Geophysical Research*, 95(16), 1990.

- [13] S. Bony et al. On dynamic and thermodynamic components of cloud changes. *Climate Dynamics*, 22, 2004.
- [14] U. Cubasch et al. Projection of future climate change.
- [15] Y. Kushnir et al. Atmospheric GCM response to extratropical SST anomalies: Synthesis and evaluation. *Journal of Climate*, 15:2233–2256, 2002.
- [16] Max-Planck-Institut für Meteorologie. El Niño und La Niña. <http://www.mpimet.mpg.de>.
- [17] N. E. Graham and T. P. Barnett. Sea surface temperature, surface wind divergence, and convection over tropical oceans. *Science*, 238:657–659, 1987.
- [18] S. P. Hayes and J. M. Wallace M. J. McPhaden. The influence of sea surface temperature on surface wind in the eastern equatorial Pacific. *Journal of Climate*, 2:1500–1506, 1989.
- [19] J. W. Hurrell. Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on Northern Hemisphere temperature. *Geophysical Research Letters*, 23(6):665–668, 1996.
- [20] J. W. Hurrell. The North Atlantic Oscillation. National Center for Atmospheric Research, 2000.
- [21] ISCCP. ISCCP Dataset Description. <http://isccp.giss.nasa.gov>.
- [22] C. Jakob. Cloud parametrization - A historical review with a view to the future.
- [23] D. Kasang. Die nordatlantische Oszillation (NAO). <http://www.hamburger-bildungsserver.de>, 2001.
- [24] Erhard Keppler. *Die unruhige Erde*. Rasch und Röhring Verlag, Hamburg.
- [25] S. Q. Kidder and T. H. Vonder Haar. *Satellite Meteorology*. Academic Press.
- [26] J. Kiehl and K. Trenberth. Earth's annual global energy budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78:197–208, 1997.
- [27] S. A. Klein and D. L. Hartmann. The seasonal cycle of low stratiform clouds. *Journal of Climate*, 10:2018–2039, 1993.
- [28] K. Larson and D. L. Hartmann. Interactions among cloud, water vapor, radiation, and large scale circulation in the tropical climate. Part I: Sensitivity to uniform sea surface temperature changes. *Journal of Climate*, 16:1425–1440, 2003.
- [29] K. Larson and D. L. Hartmann. Interactions among cloud, water vapor, radiation, and large scale circulation in the tropical climate. Part II: Sensitivity to spatial gradients of sea surface temperature. *Journal of Climate*, 16:1441–1455, 2003.
- [30] W. Lauer. *Klimatologie*. Westermann Schulbuchverlag, Braunschweig, 1995.

- [31] H. Le Treut and Z. X. Li. Sensitivity of an atmospheric general circulation model to prescribed SST changes: Feedback effects associated with the simulation of cloud optical properties. *Climate Dynamics*, 5:175–187, 1991.
- [32] R. S. Lindzen and S. Nigam. On the Role of Sea Surface Temperature Gradients in Forcing Low-Level Winds and Convergence in the Tropics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 44(17):2418–2436, 1987.
- [33] U. Lohmann and E. Roeckner. Design and Performance of a new cloud microphysics scheme developed for the ECHAM4 general circulation model. *Climate Dynamics*, 12:557–572, 1996.
- [34] A. Macke. Skript zur Vorlesung Wolkenphysik & Niederschlag am Leibniz-Institut für Meereswissenschaften, Kiel, WS 2003/04.
- [35] A. Macke and E. Ruprecht. Vorlesungsskript zur Physikalischen Klimatologie am Institut für Meereskunde, Kiel, WS 1998/99.
- [36] G. Madec. OPA modelling system. <http://www.lodyc.jussieu.fr>.
- [37] P. Nobre and J. Shukla. Variations of Sea Surface Temperature, Wind Stress, and Rainfall over the Tropical Atlantic and South America. *Journal of Climate*, 9, 1996.
- [38] T. E. Nordeng. Extended Versions of the convective Parameterization Scheme at ECMWF and their Impact on the Mean and transient Activity of the Model in the Tropics.
- [39] J. R. Norris. Low cloud type over the ocean from surface observations. Part I: Relationship to surface meteorology and the vertical distribution of temperature and moisture. *Journal of Climate*, 11:369–382, 1998.
- [40] J. R. Norris and C. B. Leovy. Interannual variability in stratiform cloudiness and sea surface temperature. *Journal of Climate*, 7:1915–1925, 1994.
- [41] J. P. Peixoto and A. H. Oort. *Physics of Climate*. AIP Press, 1992.
- [42] R. W. Reynolds. A real-time global sea surface temperature analysis. *Journal of Climate*, 1:75–86, 1988.
- [43] R. W. Reynolds and D. C. Stokes W. Wang N. A. Rayner, T. M. Smith. An Improved In Situ and Satellite SST Analysis for Climate. *Journal of Climate*, 15:1609–1625, 2002.
- [44] R. W. Reynolds and T. M. Smith. An Improved global sea surface temperature analysis using optimum interpolation. *Journal of Climate*, 7:929–948, 1994.
- [45] E. Roeckner. The atmospheric general circulation model ECHAM5 Part I, model discription. *MPI-Report*, 349, 2003.

- [46] E. Roeckner. The atmospheric general circulation model ECHAM5 Part II, sensitivity of simulated climate to horizontal and vertical resolution. *MPI-Report*, 354, 2004.
- [47] W. B. Rossow and L. C. Garder A. W. Walker. Comparison of ISCCP and other Cloud Amounts. *Journal of Climate*, 6:2394–2418, 1993.
- [48] W. B. Rossow and B. Cairns. Monitoring Changes of Clouds. *Climatic Change*, 31:305–347, 1995.
- [49] W. B. Rossow and L. C. Garder. Validation of ISCCP Cloud Detections. *Journal of Climate*, 6:2370–2393, 1993.
- [50] W. B. Rossow and R. A. Schiffer. ISCCP Cloud Data Products. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 72(1):2–20, 1991.
- [51] W. B. Rossow and R. A. Schiffer. Advances in Understanding: Clouds from ISCCP. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 80(11):2261–2287, 1999.
- [52] W.B. Rossow. Energy and water cycles in the climate system. *NATO ASI*, 1:123–164, 1993.
- [53] C. Schönwiese. *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*. Gebrüder Borntraeger, Stuttgart, 2000.
- [54] C. A. Senior and J. F. B. Mitchell. Carabon dioxide and climate: The impact of cloud parameterization. *Journal of Climate*, 6:393–418, 1993.
- [55] G. Stüve. *Thermodynamik der Atmosphäre, Handbuch der Geophysik 9*. Gebrüder Borntraeger Verlag, Berlin, 1937.
- [56] N. Thum and M. J. McPhaden S. K. Esbensen, D. B. Chelton. Air-sea heat exchange along the northern sea surface temperature front in the eastern tropical Pacific. *Journal of Climate*, 15:3361–3378, 2002.
- [57] M. Tiedke. Representation of Clouds in Large-Scale Models. *Monthly Weather Review*, 121:3040–3061, 1993.
- [58] M. Tiedtke. Representation of clouds in large-scale models. ECMWF, Meteorological Training Course Lecture Series, 2002.
- [59] M. Tiedtke. A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large scale models. *Monthly Weather Review*, 117:1779–1800, 1989.
- [60] A. M. Tompkins. The parametrization of cloud cover. ECMWF, Technical Memorandum April 2005.
- [61] A. M. Tompkins. 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*, 59:1917–1942, 2002.

- [62] S. Valcke and D. Declat A. Caubel, R. Vogelsang. OASIS3 - User's Guide. <http://www.cerfacs.fr>, 2004.
- [63] H. von Storch and F. Zwiers. *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge University Press, Cambridge, 1999.
- [64] D. E. Waliser and C. Gautier N. E. Graham. Comparison of the highly reflective cloud and outgoing longwave radiation datasets for use in estimating tropical deep convection. *Journal of Climate*, 6:331–353, 1993.
- [65] J. M Wallace and C. Deser T. P. Mitchell. The influence of sea surface temperature on surface wind in the eastern equatorial Pacific: Seasonal and interannual variability. *Journal of Climate*, 2:1492–1499, 1989.
- [66] WMO. *International cloud atlas: abridged atlas*. World Meteorological Organisation, Geneva, 1956.
- [67] D. Wylie and J. J. Bates D. J. Jackson, W. P. Menzel. Trends in Global Cloud Cover in Two Decades of HIRS Observation. *Journal of Climate*, 18:3021–3031, 2005.
- [68] P. Xie and P. A. Arkin. Global Precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78:2539–2558, 1997.
- [69] S. P. Xie. Satellite Observations of cool Ocean-Atmosphere Interactions. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85(2):195–208, 2004.
- [70] G. J. Zhang and M. J. McPhaden. The relationship between sea surface temperature and latent heat flux in the equatorial Pacific. *Journal of Climate*, 8:589–605, 1995.
- [71] M. H. Zhang. Comparing clouds and their seasonal variations in 10 atmospheric general circulation models with satellite measurements. *Journal of Geophysical Research*, 110, 2005.

Danksagung

An dieser Stelle möchte ich mich bei allen bedanken, die mir bei der Anfertigung meiner Diplomarbeit mit Tipps und Anregungen zur Seite standen.

Herrn Prof. Dr. A. Macke und Prof. Dr. M. Latif danke für die Vergabe des Themas und die Betreuung der Arbeit.

Der Arbeitsgruppe Wolken und Strahlung sowie der Arbeitsgruppe Klimadynamik möchte ich danken für viele nützliche Tipps, Anregungen und Kommentare.

Bedanken möchte ich mich auch bei Wonsun Park und Noel Keenlyside, die mir mit Rat und Tat bei programmiertechnischen Problemstellungen und Fragen bei der Auswertung stets weiter geholfen haben. Mein Dank gilt auch Ulrike Löptien, die mir bei der Handhabung der Programme von Thomas Jung weiter geholfen hat.

Weiterhin bedanke ich mich bei Dr. Jürgen Bader für Tipps und die Durchsicht der Arbeit.

Bei Claudia Rudolph bedanke ich mich für die netten Abfragestunden während der Prüfungszeit. Bei Miriam Sparr möchte ich mich für die anregenden Diskussionen über die ein oder andere aufkommende Fragestellung bedanken.

Zuletzt möchte ich mich bei meinen Eltern bedanken, die mir das Studium ermöglichten und mich zu jeder Zeit unterstützten, und bei meinen Kommilitonen und Freunden, die mich die Zeit über begleitet haben.

Die Arbeit wurde mit der Textverarbeitung \LaTeX angefertigt.

Erklärung

Hiermit bestätige ich, dass ich die vorliegende Diplomarbeit selbständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet habe.
Ich versichere, dass diese Arbeit noch nicht zur Erlangung eines Diplomgrades an anderer Stelle vorgelegen hat.

Kiel, März 2006

(Kerstin Schepanski)