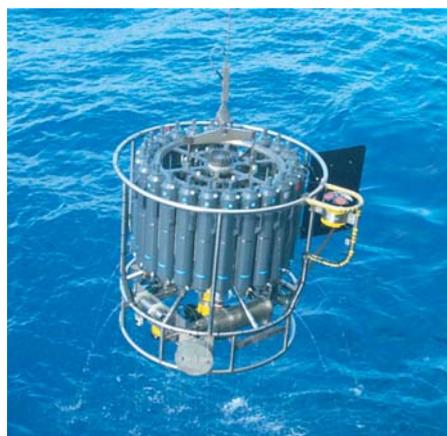




Einfluss der Zwei-Wege Nestung auf die Ergebnisse globaler und regionaler Klimasimulationen

Philip Lorenz



Hinweis

Die Berichte zur Erdsystemforschung werden vom Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg in unregelmäßiger Abfolge herausgegeben.

Sie enthalten wissenschaftliche und technische Beiträge, inklusive Dissertationen.

Die Beiträge geben nicht notwendigerweise die Auffassung des Instituts wieder.

Die "Berichte zur Erdsystemforschung" führen die vorherigen Reihen "Reports" und "Examensarbeiten" weiter.



Notice

The Reports on Earth System Science are published by the Max Planck Institute for Meteorology in Hamburg. They appear in irregular intervals.

They contain scientific and technical contributions, including Ph. D. theses.

The Reports do not necessarily reflect the opinion of the Institute.

The "Reports on Earth System Science" continue the former "Reports" and "Examensarbeiten" of the Max Planck Institute.

Anschrift / Address

Max-Planck-Institut für Meteorologie
Bundesstrasse 53
20146 Hamburg
Deutschland

Tel.: +49-(0)40-4 11 73-0
Fax: +49-(0)40-4 11 73-298
Web: www.mpimet.mpg.de

Layout:

Bettina Diallo, PR & Grafik

Titelfotos:

vorne:

Christian Klepp - Jochem Marotzke - Christian Klepp

hinten:

Clotilde Dubois - Christian Klepp - Katsumasa Tanaka

Einfluss der Zwei-Wege Nestung
auf die Ergebnisse globaler und
regionaler Klimasimulationen

Philip Lorenz

aus Berlin

Hamburg 2011

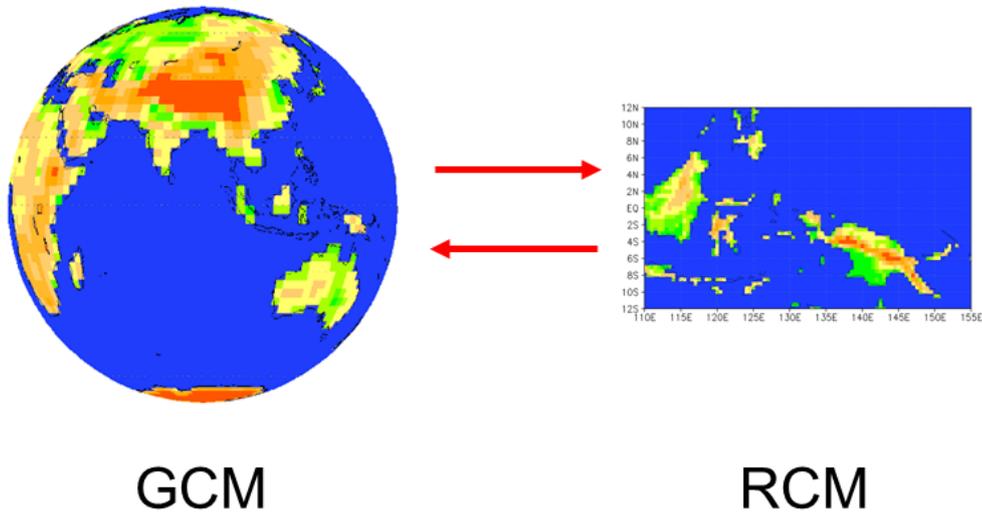
Philip Lorenz
Max-Planck-Institut für Meteorologie
Bundesstrasse 53
20146 Hamburg
Germany

Als Dissertation angenommen
vom Department Geowissenschaften der Universität Hamburg

auf Grund der Gutachten von
Prof. Dr. Hartmut Graßl
und
Prof. Dr. Daniela Jacob

Hamburg, den 28. Juni 2011
Prof. Dr. Jürgen Oßenbrügge
Leiter des Departments für Geowissenschaften

Einfluss der Zwei-Wege Nestung auf die Ergebnisse globaler und regionaler Klimasimulationen



Philip Lorenz

Hamburg 2011

Zusammenfassung

Bei globalen Klimasimulationen können die räumlichen und zeitlichen Auflösungen aufgrund begrenzter Rechenkapazitäten nicht beliebig verfeinert werden. Regionale Klimamodelle können dagegen für ausgewählte Regionen in verfeinerten Auflösungen betrieben werden. Unter der Hypothese, dass bestimmte Schlüsselregionen die Entwicklung der globalen Zirkulation stärker beeinflussen als andere Gebiete, sind feinere Auflösungen dieser Schlüsselregionen wünschenswert. Hierzu ist im Rahmen dieser Arbeit ein Zwei-Wege genestetes Klimamodellsystem entwickelt worden, in dem es eine Rückkopplung des Regionalmodells auf das Globalmodell gibt. Hiermit wird je nach verfeinert aufgelöster Region ein unterschiedlich starker positiver Einfluss auf die globalen Simulationsergebnisse erzielt.

Außerdem konnte mit dem entwickelten Zwei-Wege Modellsystem gezeigt werden, dass die in einer konventionellen Ein-Wege Nestung betriebenen regionalen Klimasimulationen typischerweise auftretenden Fehler an den seitlichen Rändern durch ein Ungleichgewicht der seitlichen Randbedingungen mit dem Gleichgewichtszustand des Regionalmodells verursacht werden. In der Zwei-Wege Nestung sind diese Randfehler dagegen durch die Rückkopplung des Regionalmodells auf das Globalmodell signifikant vermindert. Eine Erhöhung der Aktualisierungsfrequenz der seitlichen Randbedingungen zeigt dagegen keinen nennenswerten Einfluss auf die Ergebnisse Ein-Wege genesteter regionaler Klimasimulationen.

Abstract

Due to limitations of computing resources, spatial and temporal resolutions of global climate simulations are limited. Regional climate models, in contrast, can be used for selected regions with highly improved resolutions. Under the hypothesis that specific key regions influence the global circulation stronger than others, high resolution in those key regions is desirable for global climate simulations. For this purpose, a two-way nested climate model system was developed within the framework of this study, allowing a feed-back from the regional model to the global model. An improvement of the results of the global simulation is observed with this model system, the strength of which depends on the choice of the highly resolved region.

Furthermore, it can be shown with the help of developed two-way nested model system that typical errors at the lateral boundaries in one-way nested regional climate model simulations are caused by an imbalance of the lateral boundary conditions to the equilibrium state of the regional climate model. In two-way nested simulations, these boundary errors are significantly reduced by the feedback of the regional model on the global model. In contrast, an increase of the update frequency of the lateral boundary conditions shows almost no influence on the results of one way nested regional climate simulations.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	iii
Abstract	v
1 Einleitung	9
1.1 Motivation	9
1.2 Stand der Forschung	14
2 Modelle und Daten	17
2.1 Dreidimensionale Klimamodelle	17
2.1.1 Das Globalmodell ECHAM4	17
2.1.2 Das Regionalmodell REMO	18
2.1.3 Das ECHAM4 Paket der physikalischen Parametrisierungen	20
2.2 Validierungsdatensätze	21
2.2.1 Das Reanalyseprodukt ERA15	21
2.2.2 Beobachtungsdaten	22
3 Das Zwei-Wege Modellsystem	25
3.1 Variablentransformationen	26
3.1.1 Umwandlungen von Variablen in verschiedenen Repräsentationen	26
3.1.2 Horizontale Interpolations- und Aggregationsverfahren	28
3.1.3 Transformation vom globalen zum regionalen Modellgitter (GTR)	34
3.1.4 Transformation vom regionalen zum globalen Modellgitter (RTG)	34
3.2 Ablauf der Zwei-Wege Nestung	35
3.3 Technische Umsetzung	36
3.3.1 Programmtechnik	36
3.3.2 Rechenzeitbedarf	38

4	Durchgeführte Modellläufe	39
4.1	Modellkonfiguration	39
4.2	Teststudie "Nordatlantik"	43
4.3	Mehrjährige Modellläufe	43
4.3.1	ECHAM4 original	43
4.3.2	ECHAM4 – REMO (Zwei-Wege Nestung)	43
4.3.3	REMO (Ein-Wege Nestung)	48
5	Ergebnisse	51
5.1	Teststudie Außertropisches Tiefdrucksystem	51
5.2	Wirkung der Zwei-Wege Nestung auf die globale Zirkulation	54
5.2.1	Wirkungskette während eines ZWN-Schritts	54
5.2.2	Analyse des Einflusses auf die globale Temperatur- und Strömungsverteilung	57
5.2.3	Einfluss auf den Niederschlag	71
5.2.4	Synthese der vorangegangenen Analysen	83
5.3	Wirkung auf die Ergebnisse regionaler Klimasimulationen	86
5.3.1	Einfluss der Zwei-Wege Nestung	86
5.3.2	Einfluss Aktualisierungsfrequenz der seitlichen Randbe- dingungen	97
6	Schlussfolgerungen und Ausblick	101
6.1	Schlussfolgerungen	101
6.2	Ausblick	103
	Literaturverzeichnis	107
	Abbildungsverzeichnis	113
	Abkürzungsverzeichnis	117
	Danksagungen	121

1 Einleitung

In dieser Einleitung wird die Motivation der Arbeit beschrieben, sowie der Stand der Forschung bezüglich der Zwei-Wege Nestung dargelegt. Die verwendeten Modelle und Daten werden in Kapitel 2 vorgestellt. In Kapitel 3 wird die Implementation des Zwei-Wege Modellsystems beschrieben. Die mit dem Modellsystem durchgeführten Rechenläufe werden in Kapitel 4 diskutiert. Die Analysen der Ergebnisse folgen in Kapitel 5. Eine abschließende Zusammenfassung, sowie ein Ausblick auf mögliche weiterführende Arbeiten, wird in Kapitel 6 gegeben.

1.1 Motivation

In der Klimaforschung werden zur Projektion des Klimas sog. Klimamodelle verwendet. Sie basieren auf den grundlegenden physikalischen Erhaltungssätzen für Impuls, Masse und Energie. Die zugehörigen Gleichungen sind in diskretisierter Form in den Modellen implementiert, so dass auf dem Modellgitter aus einem Ausgangszustand ein neuer Zustand zu einem späteren Zeitpunkt berechnet werden kann. Prozesse, die kleinräumiger als das gewählte Modellgitter sind, können von solch einem Modell nicht explizit berechnet werden, sondern werden durch die sog. physikalischen Parametrisierungen approximiert.

Globale atmosphärische Klimamodelle modellieren die Atmosphäre der gesamten Erde. Eine wünschenswerte möglichst feine Auflösung dieser Modelle in Raum und Zeit wird vor allem durch die zur Verfügung stehenden Rechnerkapazitäten begrenzt.

Regionalen Klimamodelle decken nicht die gesamte Erde, sondern nur bestimmte Regionen ab. Hierdurch wird bei gleicher Rechnerkapazität und Komplexität in der modellierten Region eine im Vergleich zu globalen Klimamodellen höhere räumliche und zeitliche Auflösung erzielt. Regionale Klimamodelle benötigen Informationen bei der Initialisierung für das gesamte Modellgebiet und während der Durchführung eines Rechenlaufs an den seitlichen Rändern. Diese Informationen, die so genannten Antriebe, werden den Ergebnissen gröber aufgelöster, globaler Klimamodelle bzw. (Re-)Analysen entnommen. Erste regionale Klimasimulationen wurden im Jahre 1989 durchgeführt [Dickinson et al., 1989; Giorgi und Bates, 1989]. Seitdem wuchs die Bedeutung der re-

gionalen Klimamodellierung stetig an. Heutzutage gibt es eine große internationale Gemeinschaft regionaler Klimamodellierer; die Methode der regionalen Klimamodellierung wird für nahezu alle Regionen der Erde angewandt [Giorgi et al., 2009].

Bis heute werden regionale Klimamodelle ausschließlich in einer Ein-Wege Nestung betrieben, d. h. es gibt keine Rückwirkung des Regionalmodells auf das antreibende Globalmodell. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit ist erstmals eine Zwei-Wege Nestung eines regionalen atmosphärischen Klimamodells (RCM) in ein globales atmosphärisches Klimamodell (GCM) durchgeführt worden. Bei dieser Nestungsart gibt es eine Rückkopplung des regionalen auf das globale Modell. Mit dem neu entwickelten Modellsystem wurden zwei grundlegende Fragestellungen bearbeitet:

- Wie beeinflusst eine verfeinerten Auflösung in einer Region die Güte einer globalen Klimasimulation?
- Wie wirkt die Zwei-Wege Nestung auf die Ergebnisse einer regionalen Klimasimulation?

Diese beiden Fragestellungen werden in den folgenden Abschnitten separat erörtert.

Wirkung der Zwei-Wege Nestung auf die Ergebnisse einer globalen Klimasimulation

Klimamodelle beschreiben das reale Klimasystem nur annäherungsweise. Daher weichen Ergebnisse von Klimamodellen in unterschiedlichem Maß von der Realität ab. Dabei gibt es auch systematische Abweichungen in langjährigen Mittelwerten, die teilweise sogar bei verschiedenen Modellen ähnlich sind. Ein Beispiel hierfür ist eine systematisch zu kalte Temperaturmodellierung im Bereich der unteren polaren Stratosphäre [Pawson et al., 2000]. Ein anderes Beispiel ist die Schwierigkeit, konvektive Prozesse realitätsnah zu modellieren.

Für die Größe der Abweichungen spielt die räumliche und zeitliche Auflösung der verwendeten Klimamodelle eine wichtige Rolle. So kann im Allgemeinen bei feineren räumlichen bzw. zeitlichen Auflösungen des Modells von einer Verringerung der systematischen Fehler ausgegangen werden [Navarra et al., 2008]. Eine Verfeinerung der Auflösung erfordert jedoch einen wesentlich höheren Rechenaufwand: eine Halbierung allein der horizontalen Auflösung bedeutet – unter Berücksichtigung eines an die Auflösung angepassten internen Rechenzeitschritts – eine achtmal höhere Rechenzeit.

An diesem Punkt setzt die Zwei-Wege Nestung unter Berücksichtigung folgender These an: es gibt Schlüsselregionen, die für die Entwicklung der glo-

balen Zirkulation wichtiger sind als andere Gebiete [z. B. Neale und Slingo, 2003]. Durch eine höher räumlich und zeitlich aufgelöste Modellierung dieser Gebiete könnten die Qualitätsmerkmale einer globalen Klimasimulation somit verbessert werden. Es ergeben sich folgende wesentliche wissenschaftliche Fragestellungen zum ersten Themenkomplex:

- Wie wird die globale Temperatur- und Strömungsverteilung durch Zwei-Wege Nestung in verschiedenen Regionen beeinflusst?
- Wie wird die Niederschlagsmodellierung im und um den Bereich der genesteten Gebiete beeinflusst?

Wie sich aus der oben dargestellten These direkt ergibt, ist die Auswahl geeigneter Schlüsselregionen zwingend notwendig für eine sinnvolle Beantwortung dieser Fragen. Als Hauptregion, auf die sich in dieser Arbeit vorrangig konzentriert wird, wurde der sog. "Maritime Kontinent" gewählt, der sich über die tropische Region zwischen ungefähr 90° E und 160° E erstreckt [Ramage, 1968] und direkt westlich des Westpazifischen "Warmen Beckens (warm pool)" liegt. In diesem Gebiet findet sich die indonesische Inselwelt mit einer komplexen Anordnung zahlreicher Inseln verschiedenster Größe, einige von ihnen mit hohen Gebirgen. In den Gewässern zwischen den Inseln werden die höchsten Meeresoberflächentemperaturen (SST) weltweit mit entsprechend starken Luft-Wasser Wärmeflüssen gemessen [Tian et al., 2001]. Im "Maritimen Kontinent" entsteht sehr häufig die Troposphäre durchgreifende Konvektion, welche sehr hohe Mengen an Niederschlag erzeugt [Keenan et al., 2000]. Neale und Slingo [2003] zeigten in einem Experiment mit einem globalen Klimamodell, in welchem die Inseln des "Maritimen Kontinents" entfernt worden sind, einen starken Einfluss auf die globale Verteilung des Geopotentials sowie der Oberflächentemperaturen.

Zur Beurteilung der Signifikanz der erzielten Ergebnisse wurden Zwei-Wege Rechenläufe für zwei weitere Regionen durchgeführt, nämlich zum einen für Nordamerika, und zum anderen für den subtropischen Nordatlantik.

Wirkung der Zwei-Wege Nestung auf die Ergebnisse einer regionalen Klimasimulation

Während sich der beschriebene erste Themenschwerpunkt mit dem Einfluss der Zwei-Wege Nestung auf die Ergebnisse des globalen Klimamodells konzentriert, geht es im zweiten Themenschwerpunkt um den Einfluss auf die Ergebnisse des regionalen Klimamodells. Konventionelle Ein-Wege genestete Klimasimulationen mit regionalen Klimamodellen zeigen an den seitlichen Rändern unrealistische – und somit unerwünschte – Ergebnisse [McGregor, 1997; Giorgi, 2006]. Dieses Verhalten betrifft insbesondere den sensitiven Parameter Niederschlag, der bereits auf kleinste Änderungen der großskaligen Variablen deutlich reagiert. Üblicherweise werden daher die Randgebiete bei Auswertungen regionaler Klimasimulationen nicht berücksichtigt (und auf Horizontalabbildungen meist nicht gezeigt). Dabei wird von der Voraussetzung ausgegangen, dass sich diese Fehler nahe dem seitlichen Rand nicht negativ auf die Qualität der Simulation im Modellgebietsinnern auswirken.

Die folgenden beiden Thesen für die Entstehung dieser unerwünschten Fehler in der Randzone sollen in dieser Arbeit untersucht werden:

- Die Randfehler entstehen durch eine Diskrepanz der modellspezifischen Gleichgewichtszustände der Vertikalprofile zwischen dem antreibenden Globalmodell (GCM) und dem Regionalmodell (RCM), was insbesondere bei Ausströmbedingungen der Fall sein kann.
- Die Randfehler entstehen durch eine zu niedrige Updatefrequenz der seitlichen Randbedingungen (üblicherweise 6 h), da hierdurch zeitlich zu stark geglättete Felder an den Rändern übergeben werden.

Beide Thesen können mit dem Zwei-Wege Modellsystem optimal untersucht werden: bei der Zwei-Wege Nestung gleicht sich durch die Rückkopplung des RCM auf das GCM der Gleichgewichtszustand des GCMs im Ausströmbereich des genesteten Gebietes an das RCM an. Falls also die erste These zutrifft, müssten störende Modellartefakte am seitlichen Rand verringert werden.

Zur Untersuchung der zweiten These kann im Rahmen des Zwei-Wege Modellsystems die Aktualisierungsfrequenz der seitlichen Randbedingungen bei einer Ein-Wege genesteten RCM Simulation einfach auf bis zu dem internen Rechenzeitschritt des GCM erhöht werden. Bei Zutreffen der zweiten These müsste diese wesentliche Erhöhung der Updatefrequenz zu dem üblichen 6-Stunden-Intervall zu einer Verringerung der Randfehler bzw. zu einer Verbesserung der Simulation insgesamt führen.

Für den zweiten Themenschwerpunkt ergeben sich somit die folgenden wissenschaftlichen Fragestellungen:

- Werden die Ergebnisse (insbesondere Randartefakte) in Ein-Wege genesteten Simulationen durch eine Erhöhung der Aktualisierungsfrequenz der seitlichen Randbedingungen verändert?
- Wie werden die Modellartefakte an den seitlichen Rändern durch eine konsistentere Nestungsmethode (Zwei-Wege Nestung) beeinflusst?
- Wie ist der Einfluss der Nestungsmethode (Zwei-Wege vs. Ein-Wege Nestung) auf die Ergebnisse im Modellgebieteninnern?

1.2 Stand der Forschung

Die ersten technischen Ansätze zur atmosphärischen Zwei-Wege Nestung gehen bis zu Beginn der 1960'er Jahre zurück. Birchfield [1960] implementierte in ein regionales nichtdivergentes barotropes Einschichtenmodell mit einer Gitterauflösung von 300km ein verfeinertes Gitter mit 150 km Gitterpunktsabstand; die Verlagerung des Zentrums eines tropischen Wirbelsturms in einer 24-Stunden Vorhersage konnte hiermit verbessert werden. [Phillips und Shukla, 1973] zeigten für ein 2-dimensionales Flachwassergleichungsmodell ohne physikalische Parametrisierungen, dass eine Zwei-Wege Nestung die Qualität der Modellierung einer Gravitationswelle in einer 12-Stunden-Simulation erhöht. [Kurihara et al., 1879] entwarfen ein Schema für eine Zwei-Wege Nestung mit der Möglichkeit eines sich bewegenden Nestes, und führten hiermit idealisierte Testsimulationen in einem einfachen 2-dimensionalen Flachwassergleichungsmodell durch.

In einem 3-dimensionalen Mesoskalamodell wurde eine interaktive Zwei-Wege Nestung verschiedener Auflösungen zuerst von Clark und Farley [1984] eingeführt. Vielfältige Anwendungen einer interaktiven Zwei-Wege Nestung zwischen Gebieten mit unterschiedlichen Auflösungen wurden mit dem bis heute weit verbreitetem Regionalmodell MM5 [Dudhia, 1993] nach dem Konzept von Zhang et al. [1986] durchgeführt. Der Großteil dieser Experimente wurde für Studien im Rahmen der numerischen Wettervorhersage über relativ kurze Integrationszeiträume durchgeführt.

Alle bisher genannten Modellsysteme beziehen sich auf eine interaktive Zwei-Wege Nestung zwischen verschiedenen Gebieten und Auflösungen eines Regional- oder Mesoskalamodells, wobei die hiermit durchgeführten Simulationen meist nur über wenige Tage integriert worden sind, oft für die Vorhersage von tropischen Wirbelstürmen. Dagegen wurde im Rahmen der vorliegenden Arbeit erstmalig eine Zwei-Wege Nestung zwischen einem dreidimensionalen globalen Klimamodell und einem dreidimensionalen regionalen Klimamodell durchgeführt [Lorenz und Jacob, 2005]. Da die verwendeten Klimamodelle für lange Integrationszeiträume ausgelegt sind, konnten zudem Zwei-Wege Experimente über eine Laufzeit von einer Dekade durchgeführt werden.

Inatsu und Kimoto [2009] haben das Verfahren nach Lorenz und Jacob [2005] aufgegriffen und ein ähnliches Zwei-Wege genestetes Modellsystem implementiert; dieses wurde auf die Untersuchung der Zyklogese in Ostasien angewendet.

Der Zwei-Wege Nestung zwischen Regional- und Globalmodellen sehr verwandte Techniken sind in Globalmodellen mit nicht konstanter Auflösung zu se-

hen. Hierzu zählen Globalmodelle mit gestreckten Gittern, die zu einem oder zwei Orten hin eine stetig feinere Auflösung aufweisen. Ein Beispiel hierfür ist das französische ARPEGE Globalmodell [Déqué et al., 1994], das in der Standardkonfiguration über Paris (Frankreich) die höchste Auflösung hat, welche stetig mit zunehmendem Abstand zu Paris abnimmt. Weiterhin zu Globalmodellen mit nicht konstanter Auflösung gehören globale Gitterpunktsmodelle, die eine lokale Verfeinerung der Gitterzellen ermöglichen. Ein solches Modell ist z. B. das ICON-Modell, das zurzeit in Kooperation zwischen Deutschem Wetterdienst und Max-Planck-Institut für Meteorologie entwickelt wird [Bonaventura und Ringler, 2005; Gassmann und Herzog, 2008].

Der Einfluss der Aktualisierungsfrequenz der seitlichen Randbedingungen für Ein-Wege genestete Regionalmodelle ist in verschiedenen Studien untersucht worden. Denis et al. [2003] und Amengual et al. [2007] kamen zu dem Schluss, dass eine Erhöhung der Aktualisierungsfrequenz von 12 Stunden zu 6 Stunden eine Verbesserung der Simulationsergebnisse bewirkt, eine weitere Verfeinerung auf 3 Stunden jedoch keinen weiteren Fortschritt erzielt. Diesem Fazit schließt sich in Prinzip auch Termonia et al. [2009] mit folgender Ausnahme an: in speziellen Fällen - wie ein mit hoher Advektionsgeschwindigkeit in das Regionalmodellgebiet ziehendes ausgeprägtes Tiefdrucksystem - könnte eine regionale Modellsimulation durchaus von einer Erhöhung der Aktualisierungsfrequenz profitieren. Bungert [2008] zeigt für Simulationen mit einem hochaufgelösten nichthydrostatischem Mesoskalamodell (METRAS) tendenziell eine Verbesserung der Ergebnisse bei Verfeinerung der Aktualisierungsfrequenz auf Werte unterhalb von 3 Stunden. Bisher wurden keine Studien mit einer Aktualisierungsfrequenz kleiner als 1 Stunde veröffentlicht.

2 Modelle und Daten

2.1 Dreidimensionale Klimamodelle

Im Rahmen dieser Arbeit wurden die in der Klimaforschung gut etablierten Max-Planck-Institut für Meteorologie (MPI-M) Klimamodelle ECHAM4 und REMO verwendet. In den beiden folgenden Unterabschnitten werden beide Modelle kurz vorgestellt. Da beide Modelle das gleiche Paket an physikalischen Parametrisierungen nutzen, wird dieses im darauf folgenden Unterabschnitt eingeführt.

2.1.1 Das Globalmodell ECHAM4

Das dreidimensionale, globale atmosphärische Klimamodell ECHAM4 [Roegner et al., 1996] ist die vierte Generation von ECHAM¹. ECHAM wurde am MPI-M entwickelt und basiert ursprünglich auf dem globalen, spektralen Wettervorhersagemodell des Europäischen Zentrums für Mittelfristvorhersage (EZMW bzw. englisch ECMWF).

Als Gleichungssystem dienen die sog. primitiven (ursprünglichen) Gleichungen. Die prognostischen Variablen sind dabei Divergenz, Vorticity, Bodendruck, Temperatur, spezifische Feuchte und Wolkenwassergehalt. Dabei ist ECHAM4 ein so genanntes hydrostatisches Modell, d. h. es nutzt die hydrostatische Approximation.

Mit Ausnahme der Wasserkomponenten werden die prognostischen Variablen horizontal durch endliche Reihen von Kugelflächenfunktionen repräsentiert. Die Berechnung der physikalischen Parametrisierungen findet im Gitterpunktraum auf einem Gaußschen Modellgitter statt. Während einer Modellintegration finden daher laufend Transformationen vom Gitterpunkts- in den Spektralraum und umgekehrt statt (siehe auch Kap. 3.1.1).

ECHAM4 ist in verschiedenen spektralen horizontalen Auflösungen von T21 bis T106 nutzbar, wobei die verschiedenen Auflösungen durch die größtmöglich explizit auflösbare Wellenzahl charakterisiert sind.

Die in ECHAM4 verwendete Vertikalstruktur besteht aus einem hybriden System. Die unteren Modelllevel folgen dabei der Orographie, während die oberen Modelllevel zu den Druckleveln parallel sind. Die Vertikalkoordinate

¹ECHAM = ECMWF Modell HAMburg Version

$\eta(p, p_s)$ ist am Boden ($p = p_s$) als $\eta = 1$ definiert, während sie am Oberrand der Atmosphäre ($p = 0$) als $\eta = 0$ definiert ist.

Wenn k die Anzahl der vertikalen Modelllevel ist, so wird die Lage der jeweiligen Ober- und Unterkanten der Modelllevel im Drucksystem durch die $k + 1$ Vertikalkoordinatenparameter A_k und B_k nach folgender Gleichung bestimmt:

$$p(k) = A_k + B_k * p_s$$

Kleinräumige Prozesse, die nicht explizit vom Modellgitter aufgelöst werden können, werden subskalige Prozesse genannt und parametrisiert. Das Paket der physikalischen Parametrisierungen von ECHAM4 wird in Abschnitt 2.1.3 beschrieben.

2.1.2 Das Regionalmodell REMO

Das dreidimensionale, regionale atmosphärische Zirkulationsmodell REMO [Jacob und Podzun, 1997; Jacob, 2001; Jacob et al., 2007] wurde am MPI-M in Zusammenarbeit mit dem Deutschen Klimarechenzentrum (DKRZ) für Modellierungsexperimente im Rahmen von BALTEX [1995] entwickelt. Die Programmstruktur und der dynamische Kern von REMO basieren auf dem Europamodell/Deutschlandmodell (EM/DM) System des Deutschen Wetterdienstes, welches dort als operationelles Vorhersagemodell eingesetzt worden ist [Majewski, 1991]. Das Paket der physikalischen Parametrisierungen wurde aus dem in Abschnitt 2.1.1 beschriebenen Globalmodell ECHAM4 übernommen und in REMO implementiert. Die physikalischen Parametrisierungen ist damit in beiden Modellen weitestgehend identisch und unterscheidet sich nur in der Wahl einiger weniger Parameter, z.B. in der Konvektionsparametrisierung (siehe Abschnitt 2.1.3). Im Rahmen dieser Arbeit wurde die REMO Modellversion 5.0 genutzt.

Als Gleichungssystem dienen wiederum die primitiven (ursprünglichen) Gleichungen. Die prognostischen Variablen von REMO sind dabei Bodendruck, Temperatur, horizontale Windkomponenten, spezifische Feuchte und Wolkenwassergehalt. Auch REMO ist ein hydrostatisches Modell.

REMO ist in einem rotierten sphärischen Koordinatensystem formuliert, das durch bestimmte Drehungen aus dem geographischen Koordinatensystem erzeugt wird. Dabei wird der Pol des rotierten Systems so gewählt, dass der „rotierte“ Äquator durch die Mitte des Modellgebietes verläuft, um mit einem annähernd quadratischen sowie orthogonalen Gitter, und somit mit weitestgehend einheitlicher Gitterboxgröße, arbeiten zu können. REMO kann von horizontalen Auflösungen von ca. 0.1° ($\approx 10\text{km}$) bis ca. 1.0° ($\approx 100\text{km}$) angewendet werden.

Die in REMO verwendete Vertikalstruktur besteht wie bei dem ECHAM4-

Modell aus einem hybriden System (siehe Abschnitt 2.1.1).

Die diskretisierten Gleichungen sind auf einem Arakawa-C-Gitter implementiert. Horizontal sind dabei alle Modellvariablen außer den horizontalen Windkomponenten in den Gitterboxmitten definiert, die zonale Windkomponente ist um die Hälfte einer Gitterbox nach Osten und die meridionale Windkomponente um die Hälfte einer Gitterbox nach Norden versetzt. Für die vertikale Diskretisierung wird das Verfahren nach Simmons und Burridge [1981] genutzt. Dabei sind das Geopotential, die vertikalen Windgeschwindigkeiten sowie die vertikalen turbulenten Flüsse am Unterrand der jeweiligen Gitterbox (an den sog. Nebenflächen), alle anderen Modellvariablen in der mittleren Höhe einer Gitterbox (den sog. Hauptflächen) definiert. Es werden horizontale und vertikale Differenzschemen der zweiten Ordnung benutzt. Für die zeitliche Diskretisierung wird ein so genanntes „leap-frog“-Schema mit semi-impliziter Korrektur und einem zeitlichen Filter nach Asselin [1972] zur Glättung des zeitlichen Verlaufs verwendet.

Regionale atmosphärische Zirkulationsmodelle benötigen als so genannte seitliche Randbedingungen während der Laufzeit fortlaufend Antriebsdaten für sämtliche prognostischen Felder an den seitlichen Rändern, und als untere Randbedingung Wasseroberflächentemperaturen sowie Seeeisverteilungen. Hierfür werden Ergebnisse aus einem (meist globalen) Modell mit einem das Gebiet des Regionalmodells umfassenden Modellgebiet oder auch (Re-)Analysen genutzt. Dazu müssen die Antriebsdaten zunächst im Praeprozessing von dem Modellgitter des antreibenden Modells auf das Modellgitter des Regionalmodells interpoliert werden. Dieser Arbeitsschritt wird in Kap. 3.1.3 näher erläutert.

Eine feine zeitliche Auflösung der Randdaten ist prinzipiell wünschenswert. Die theoretisch feinste technisch mögliche zeitliche Auflösung ist der interne Zeitschritt des Randdatenmodells, also bei einem Globalmodell der interne Rechenzeitschritt. In der Praxis wird jedoch bei regionalen Klimasimulationen in der Regel eine zeitliche Auflösung der Randdaten von 6 Stunden verwendet: zum einen speichern die Globalmodelle üblicherweise ihre Ergebnisse auf Modellleveln wegen begrenztem Speicherplatz maximal alle 6 Stunden ab. Zum anderen bedeutet auch die Aufbereitung der Randdaten einen nicht unerheblichen Prozessieraufwand und erfordert zusätzlichen Speicherplatz. Da aktualisierte Antriebsdaten zu jedem internen Rechenzeitschritt des Regionalmodells an den seitlichen Rändern vorgegeben werden müssen, werden die vom antreibenden Modell bereitgestellten Daten in REMO zeitlich linear auf den jeweils benötigten Zeitpunkt interpoliert.

Die Randrelaxation beschreibt die Art und Weise, wie das Regionalmodell die interpolierten Randfelder während der Laufzeit des Regionalmodells ver-

arbeitet. Hierfür benutzt REMO das Verfahren nach Davis [1976], welches zu jedem Rechenzeitschritt die prognostischen Variablen wirksam in einer Randzone von etwa 8 Gitterboxen an die Felder des Antriebsmodells anpasst. Auf diese Weise ist das Regionalmodell dann in das antreibende Modell in einem "Ein-Wege"-Verfahren genestet.

2.1.3 Das ECHAM4 Paket der physikalischen Parametrisierungen

Das für das ECHAM4 entwickelte Paket der physikalischen Parametrisierungen wird sowohl vom Globalmodell ECHAM4 als auch vom Regionalmodell REMO verwendet. In diesem Paket sind sowohl Parametrisierungen für subskalige Prozesse enthalten, als auch das Landoberflächenmodell zur Modellierung der thermischen und hydrologischen Eigenschaften der Landoberfläche. Im Folgenden werden die wesentlichen Parametrisierungen sowie eventuelle Unterschiede in Parametern zwischen ECHAM4 und REMO kurz beschrieben; weitergehende Informationen finden sich in DKRZ [1993] und Roeckner et al. [1996].

Die Parametrisierung der Strahlung erfolgt nach Morcrette et al. [1986] mit Modifikationen für zusätzliche Treibhausgase, das $14.6 \mu m$ -Band des Ozons sowie verschiedene Aerosoltypen.

Für großskalige Wolken und daraus entstehende Niederschläge werden die prognostischen Gleichungen für Wasserdampf, Flüssigwasser und Eis mit einem Ansatz für fraktionelle Wolkenbedeckung gelöst [Sundqvist, 1978; Sundqvist et al., 1989]. Folgende mikrophysikalischen Prozesse werden in dem wolkenbedeckten Teil berücksichtigt: Kondensation von Wasserdampf, Verdunstung von Wolkenwasser, Bildung von Niederschlag durch Koaleszenz und Anlagerung von Eiskristallen, sowie Verdunstung von Niederschlag, der in den ungesättigten Teil einer Gitterbox fällt. Zur Berücksichtigung der subskaligen Variabilität setzen Kondensationsprozesse bereits bei einer relativen Luftfeuchte von weniger als 100% ein. In ECHAM4 ist dieser Parameter der "Kritischen relativen Feuchte" auf 60% eingestellt, in REMO ist er aufgrund der kleineren Gitterboxen und der damit einhergehenden Verringerung der subskaligen Variabilität auf 70% erhöht worden.

Die Konvektionsparametrisierung erfolgt durch das Massenflussschema nach Tiedtke [1989] mit Modifikationen nach Nordeng [1994]. Zur Berücksichtigung dünner, nicht mit Niederschlag verbundenen konvektiven Prozessen beschreibt ein Parameter die Mindesthöhe einer konvektiven Wolke, ab der Niederschlag ausfallen kann. Im Globalmodell ECHAM4 ist dieser Parameter auf den Wert 1500 Meter eingestellt. In REMO hingegen steht dieser Parameter

für die optimale Verwendung in den mittleren Breiten auf dem Wert 750 Meter. Nach den Modifikationen nach Nordeng [1994] wird für den Konvektionstypen "Durchgreifende Konvektion" der Massenfluss an der Wolkenbasis über die konvektiv verfügbare potentielle Energie (CAPE) berechnet. Hierbei beschreibt der Parameter τ eine charakteristische Zeitspanne, in welcher CAPE durch Konvektion abgebaut werden kann. Der Parameter τ ist skalenabhängig und muss bei feiner werdender Modellauflösung reduziert werden, da bei kleineren Gitterboxen die aufgelösten Vertikalgeschwindigkeiten ansteigen. In ECHAM4 wird für die T42 Horizontalauflösung ein Wert von 1 Stunde für τ verwendet, in REMO bei der $1/2^\circ$ -Horizontalauflösung dagegen ein Wert von 15 Minuten.

Für Rauheitslänge über eisfreien Wasserflächen wird nach Charnock [1955] berechnet.

Im Landoberflächenmodell nach Dümenil und Todini [1992] wird der Wärmetransport im Boden über eine Diffusionsgleichung in einem 5-Schichten Modell berechnet. Der Wassergehalt des Bodens wird für drei verschiedene Reservoirs parametrisiert: Bodenfeuchte, Interzeptionsspeicher (berücksichtigt die Vegetation) sowie Schnee. Für das Abflussschema wird die subskalige Variation der Feldkapazität bei inhomogenem Terrain berücksichtigt.

2.2 Validierungsdatensätze

2.2.1 Das Reanalyseprodukt ERA15

Analysen bzw. Reanalysen sind die Ergebnisse eines Modells für die Analyse des Zustands der Atmosphäre, in welches eine möglichst große Anzahl von Beobachtungsdatensätzen assimiliert worden sind. Die so entstandenen (Re-)Analysen sind durch die Assimilation nah an den assimilierten beobachteten Werten. Das Analysemodell berechnet den Atmosphärenzustand räumlich auf einem regelmäßigen Modellgitter und in fester zeitlicher Auflösung. also auch dort, wo zu dem betreffenden Zeitpunkt und Ort keine Beobachtungsdaten assimiliert worden sind. Zusätzlich sind sämtliche Variablen zueinander konsistent. Im Rahmen der regionalen Klimamodellierung werden (Re-)Analysen oft in Validierungsexperimenten als „perfekte“ Randbedingungen genutzt, da sie die tatsächlichen Zustände der Atmosphäre so realitätsnah wie möglich beschreiben sollen.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde das Reanalyseprodukt ERA15 [Gibson et al., 1997] des EZMW als Referenzdatensatz zur Validierung der Modellläufe verwendet. Reanalysen sind im Nachhinein mit einem einheitlichen Analysemodell erstellte Analysen für einen Zeitraum der Vergangenheit. ERA15 deckt

dabei den Zeitraum 1979-1993 ab.

Der ERA15 Datensatz hat eine zeitliche Auflösung von 6 Stunden, und eine räumliche von T106 (entspricht ca. 100 km) auf 31 hybriden Vertikalleveln.

Die zur Verfügung stehenden Variablen sind 3-dimensionale Felder der Temperatur, der horizontalen Windkomponenten, der spezifischen Feuchte sowie des Bodendrucks.

2.2.2 Beobachtungsdaten

Der Niederschlag ist eine Modellvariable, die höchst sensitiv auf alle prognostischen Modellvariablen und -parametrisierungen reagiert. Daher wurde im Rahmen dieser Arbeit auf die Qualität der Niederschlagsmodellierung besonderes Augenmerk gelegt. Zur Validierung des modellierten Niederschlages wurden verschiedene globale Niederschlagsdatensätze in monatlicher Auflösung herangezogen, die sich neben verschiedenen Verfahren insbesondere in der Abdeckung, der räumlichen Auflösung und des überdeckten Zeitraums voneinander unterscheiden.

Der Niederschlagsdatensatz des "Global Precipitation Climatology Project" (GPCP) [Adler et al., 2003] kombiniert Niederschlagsabschätzungen aus verschiedenen Satellitenprodukten und kalibriert sie über Land mit konventionellen Stationsmessungen. Er ist in Version 2.1 ab dem Jahr 1979 global in einer Horizontalauflösung von 2.5° verfügbar. Für diese Arbeit wurde er in monatlicher Auflösung unter <http://www1.ncdc.noaa.gov/pub/data/gpcp/gpcp-v2.1/psg> bezogen.

Der Niederschlagsdatensatz "TRMM Multisatellite precipitation analysis" (TMPA) [Huffman et al., 2007] der "Tropical Rainfall Measuring Mission" (TRMM) [Kummerow et al., 1998] kombiniert wie der GPCP Datensatz Niederschlagsabschätzungen aus verschiedenen Satellitenprodukten und kalibriert sie über Land mit konventionellen Stationsmessungen. Der TMPA Datensatz ist in einer sehr hohen räumlichen Auflösung von 0.25° ab dem Jahr 1998 verfügbar und überdeckt den Bereich von -50° S bis 50° N. Er wurde für diese Arbeit in monatlicher Auflösung für die Jahre 1998-2007 über ftp://disc2.nascom.nasa.gov/data/s4pa/TRMM_L3/TRMM_3B43 bezogen.

Der "Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data"-Datensatz in seiner 3. Version (HOAPS3; <http://www.hoaps.zmaw.de>) [Andersson et al., 2007] ist ein globaler Datensatz, der neben anderen Parametern Niederschlag aus den Daten des passiven Mikrowellensensors SSM/I über dem nicht von Seeis bedeckten Meeresflächen mittels eines Neuronalen Netzwerkes ableitet. Der Datensatz ist in einer $1/2^\circ$ -Horizontalauflösung verfügbar für den Zeitraum Juli 1987 bis Dezember 2005. Der Datensatz wur-

de für diese Arbeit in monatlicher Auflösung über http://cera-www.dkrz.de/WDCC/ui/Compact.jsp?acronym=HOAPS3_MONTHLY für die Jahre 1988 bis 2005 bezogen.

Der globale Beobachtungsdatensatz der "Climate Research Unit" (CRU) [Mitchell und Jones, 2005] basiert auf Stationsdaten und ist daher nur für Landflächen definiert. Er ist in der Version 2.1 für das gesamte 20. Jahrhundert in einer gegitterten Auflösung von $1/2^\circ$ unter verfügbar. Für diese Arbeit wurden die Variablen Niederschlag und bodennahe Temperatur in 2 Metern Höhe in monatlicher Auflösung über http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/hrg/timm/grid/CRU_TS_2_1.html bezogen.

3 Das Zwei-Wege Modellsystem

Der Begriff Zwei-Wege Nestung (ZWN) steht in dieser Arbeit für eine numerische Simulation mit einem Modellsystem, bei der zwei verschiedene Teile des Modellgebietes mit voneinander unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Auflösungen und Modellen integriert werden und dabei laufend in beide Richtungen Informationen an den Modellgebietsrändern miteinander austauschen. Der Begriff der Zwei-Wege Nestung sollte nicht mit der sog. Doppelnestung verwechselt werden, welche für eine 2-stufige Ein-Wege Nestung steht.

Im Rahmen dieser Arbeit wurden die in Kap. 2.1 beschriebenen Klimamodelle, das globale Klimamodell ECHAM4 sowie das regionale Klimamodell REMO in einer interaktiven Zwei-Wege Prozedur ineinander genestet.

Im Allgemeinen werden regionale Klimamodelle (und auch regionale Wettervorhersagemodelle) mit Daten von globalen Modellen bzw. (Re-)Analysen initialisiert und während der Integrationszeit an den seitlichen Rändern angetrieben. In dieser Ein-Wege Nestung gibt es keine Rückkopplung vom Regionalmodell auf das Globalmodell. Daher werden zunächst die Globalmodellläufe durchgeführt, die Ergebnisse in einem Zwischenschritt auf das Gitter des Regionalmodells interpoliert, welche dann bei der regionalen Simulation in einem zweiten Schritt zur Initialisierung und als seitliche Randbedingung bei der Durchführung des Regionalmodelllaufes dienen (für das bei REMO genutzte Verfahren nach Davis [1976] siehe auch Kap. 2.1.2).

Im Gegensatz zur Ein-Wege Nestung gibt es bei der in dieser Arbeit vorgestellten Zwei-Wege Nestung eine Rückkopplung vom Regionalmodell auf das Globalmodell zu jedem Rechenzeitschritt des Globalmodells. Dies impliziert, dass beide Modellkomponenten (Regional- und Globalmodell) synchronisiert ausgeführt werden müssen.

Zunächst werden sämtliche für das Zwei-Wege Modellsystem benötigten Prozeduren bzw. Verfahren zur Transformation in Abschnitt 3.1 näher betrachtet. In Abschnitt 3.2 wird dann der Ablauf der Zwei-Wege Nestung beschrieben. Einige technische Bemerkungen zur Implementation des Systems und zum Rechenzeitbedarf folgen in Abschnitt 3.3

3.1 Variablentransformationen

3.1.1 Umwandlungen von Variablen in verschiedenen Repräsentationen

In ECHAM4 sind die prognostischen Variablen im Spektralraum dargestellt, mit Ausnahme der Feuchtegrößen welche im Gitterpunktraum dargestellt sind. In REMO dagegen erfolgt die Darstellung für alle Modellvariablen einheitlich im Gitterpunktraum. Zusätzlich sind die horizontalen Strömungsfelder in ECHAM4 als Divergenz und Vorticity dargestellt, im REMO dagegen als Windkomponenten u und v . Die Repräsentierung der prognostischen Variablen im Globalmodell ECHAM4 und im Regionalmodell REMO sind zusammenfassend in Tabelle 3.1.1 dargestellt.

	ECHAM4	REMO
Temperatur	Spektralraum	Gitterpunktraum
Divergenz und Vorticity	Spektralraum	–
Horizontale Windkomponenten	–	Gitterpunktraum
Spezifische Feuchte	Gitterpunktraum	Gitterpunktraum
Flüssigwasser	Gitterpunktraum	Gitterpunktraum
Luftdruck am Boden	Spektralraum	Gitterpunktraum

Tabelle 3.1: Repräsentation der prognostischen Variablen in den Modellen ECHAM4 und REMO

Variablenfelder können einerseits zwischen Spektral- und Gitterpunktraum, sowie andererseits zwischen Divergenz/Vorticity und U/V-Windkomponenten umgewandelt werden. Bei der Anwendung des Zwei-Wege genesteten Modellsystem werden laufend diese Transformationen zwischen den verschiedenen Bezugssystemen ausgeführt, auf welche in den beiden folgenden Unterabschnitten näher eingegangen wird.

Umwandlung Divergenz/Vorticity \iff Horizontale Windkomponenten U/V

Ein zweidimensionales Strömungsfeld kann in verschiedenen Arten repräsentiert werden. Eine übliche Darstellung erfolgt mittels eines Vektorfeldes, also durch 2 Strömungskomponenten (üblicherweise bezeichnet dabei u den Strömungsanteil in West-Ost Richtung x ; und v den Strömungsanteil in Süd-Nord Richtung y). Diese Art der Repräsentation verwendet das Regionalmodell

REMO. Das Globalmodell ECHAM verwendet dagegen die beiden Skalarfelder Divergenz D und Vorticity ζ zur Repräsentation des Strömungsfeldes.

Divergenz und Vorticity können auf folgende Weise aus dem horizontalen Strömungskomponenten bestimmt werden:

$$D = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \quad (3.1)$$

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (3.2)$$

Eine weitere Art der Repräsentation eines Strömungsfeldes sind die beiden Skalarfelder Stromfunktion Ψ und Geschwindigkeitspotential χ . Die horizontalen Strömungskomponenten u und v sind dabei folgendermaßen mit den beiden Skalarfeldern verknüpft:

$$u = \frac{\partial \chi}{\partial x} - \frac{\partial \Psi}{\partial y} \quad (3.3)$$

$$v = \frac{\partial \Psi}{\partial x} + \frac{\partial \chi}{\partial y} \quad (3.4)$$

Durch Einsetzen von Gleichungen 3.3 und 3.4 in Gleichungen 3.1 und 3.2 erhält man schließlich die folgenden beiden Beziehungen, die Stromfunktion und Geschwindigkeitspotential mit Divergenz und Vorticity verknüpft:

$$D = \nabla^2 \chi \quad (3.5)$$

$$\zeta = \nabla^2 \Psi \quad (3.6)$$

Bei Kenntnis eines globalen Strömungsfeldes in der Repräsentation Divergenz und Vorticity lassen sich nun mittels Gleichungen 3.5, 3.6, 3.3 sowie 3.4 die horizontalen Windkomponenten berechnen.

Umwandlung Spektralraum \iff Gitterpunktraum

Bei der Umwandlung vom Spektral- in den Gitterpunktraum kann der Wert einer Variablen X an einem geographischen Ort aus den komplexen spektralen Koeffizienten X_n^m folgendermaßen berechnet werden [DKRZ, 1993]:

$$X(\lambda, \mu, t) = \sum_{m=-M}^M \sum_{n=m}^{N(M)} X_n^m(t) P_n^m(\mu) e^{im\lambda} \quad (3.7)$$

Dabei ist X die Variable, λ die geographische Länge, μ die geographische Breite, m ist die zonale Wellenzahl und n ist der Meridionalindex. $P_n^m(\mu)$ sind die zugehörigen Legendre-Funktionen, die definiert sind als

$$P_n^m(\mu) = \sqrt{(2n+1) \frac{(n-m)!}{(n+m)!} \frac{1}{2^n n!}} (1-\mu^2)^{\frac{m}{2}} \frac{d^{(n+m)}}{d\mu^{(n+m)}} (\mu^2 - 1), (m \geq 0) \quad (3.8)$$

und

$$P_n^{-m}(\mu) = P_n^m(\mu) \quad (3.9)$$

Diese Definition führt zu

$$\frac{1}{2} \int_{-1}^1 P_n^m(\mu) P_s^m(\mu) d\mu = \delta_{ns} \quad (3.10)$$

wobei δ_{ns} die Kronecker-Delta-Funktion ist.

Die komplexen spektralen Koeffizienten $X_n^m(t)$ des Feldes X sind gegeben durch

$$X_n^m(t) = \frac{1}{4\pi} \int_{-1}^1 \int_0^{2\pi} X(\lambda, \mu, t) P_n^m(\mu) e^{-im\lambda} d\lambda d\mu \quad (3.11)$$

Gleichung 3.11 dient daher als Umwandlungsvorschrift vom Gitterpunkts- in den Spektralraum.

3.1.2 Horizontale Interpolations- und Aggregationsverfahren

Wegen der verschiedenen horizontalen Auflösungen zwischen dem Globalmodellgitter und dem Regionalmodellgitter müssen bei der Anwendung eines ZWN Laufes Interpolationen bzw. Aggregationen zwischen beiden Modellgittern durchgeführt werden, auf welche in den beiden folgenden Unterabschnitten eingegangen wird.

Interpolation

Zur horizontalen Interpolation der Felder vom grobmaschigen Globalmodell auf das feinmaschige Regionalmodell wird in der Prozedur eine "16-Punkte-Formel" verwendet [DWD, 1995]. Die 16-Punkte-Interpolationsformel ergibt sich durch folgende Forderungen an die Interpolationsfunktion:

- I Bikubischer Ansatz für die Funktion $P(\lambda, \phi)$, dem Interpolationswert im Regionalmodell-Gitter
- II Exakte Interpolation der Globalmodell-Werte f an den umliegenden 4 Globalmodell-Gitterpunkten
- III Stetigkeit der Ableitungen $\frac{\partial f}{\partial \lambda}$, $\frac{\partial f}{\partial \phi}$, und $\frac{\partial^2 f}{\partial \lambda \partial \phi}$ in den umliegenden 4 Globalmodellpunkten.

Aus II und III folgen 16 Bedingungen für die 16 Koeffizienten in der Interpolationsfunktion.

Aggregation

Aggregationsmethode
Arithmetisches Mittel
Abstandsgewichtetes Mittel
Inverse 16-Punkteformel

Tabelle 3.2: Verschiedene Methoden zur Aggregation

Vor der Rückkopplung des Regionalmodells auf das Globalmodell müssen die feinmaschigen Regionalmodellfelder auf das relativ grobmaschige Globalmodellgitter aggregiert werden. Hierzu wurden verschiedene Verfahren getestet (siehe Tabelle 3.1.2). Der Test der verschiedenen implementierten Methoden wurde derart durchgeführt, dass zunächst ein synthetisch erzeugtes Feld auf dem T42 Globalmodellgitter erzeugt wurde. Dieses Feld wurde darauf durch die im vorherigen Abschnitt erläuterte Interpolationsmethode "16-Punkte-Formel" auf eine $1/2^\circ$ -Regionalmodellgitterauflösung interpoliert. Das so interpolierte Feld wurde dann mit den verschiedenen Aggregationsmethoden wieder auf die T42-Globalauflösung rückübertragen, und es wurden die Unterschiede zum Ausgangsfeld analysiert.

Bei der einfachsten Methode, der Arithmetischen Mittelwertbildung, wird der Variablenwert X an der betrachteten Globalmodellgitterbox aus den n Variablenwerten $x_i, i = 1..n$ der Regionalmodellgitterboxen, deren Mittelpunkt in der zu betrachteten Globalmodellgitterbox liegen, durch folgende Gleichung bestimmt:

$$X = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \quad (3.12)$$

Der beschriebene Test führte für diese Methode zu dem in Abb. 3.1 gezeigten Ergebnis.

Die nächste Methode, die Abstandsgewichtete Mittelwertbildung, berücksichtigt ferner die Abstände d_i zwischen Mittelpunkt der jeweiligen Regionalgitterbox und der betrachteten Globalmodellgitterbox. Aus den Abständen d_i werden die Abstandsgewichte w_i berechnet:

$$w_i = \frac{1}{d_i} \sum_{i=1}^n w_i x_i \quad (3.13)$$

Daraus folgt als Aggregationsvorschrift

$$X = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n w_i x_i \quad (3.14)$$

Das Ergebnis des Testverfahrens zeigt in Abb. 3.2 für diese Aggregationsmethode um mindestens 50% reduzierte Abweichungen im Vergleich zum Arithmetischen Mittelungsverfahren (siehe Abb. 3.1).

Als dritte Aggregationsmethode wurde schließlich die inverse Funktion zur 16-Punkte-Formel implementiert, welche im vorherigen Abschnitt "Interpolation" beschrieben worden ist. Der beschriebene Test führte für diese Methode zu dem in Abb. 3.3 gezeigten Ergebnis. Der Abweichung des rückaggregierten Feldes zeigt sich bei der Umkehrfunktion der 16-Punkte-Formel nochmals deutlich vermindert im Vergleich zur Abstandsgewichteten Mittelungsmethode. Allerdings bleibt zu bedenken, dass bei dieser Methode die Interpolation und die Rückaggregation auf inverse Funktionen beruht und es daher zu erwarten ist, dass die Abweichungen aufgrund dieser Konsistenz am kleinsten sind. Ob diese Methode allerdings bei realen Feldern, die nicht mit der inversen Funktion interpoliert worden sind, ebenfalls zu überzeugenden Ergebnissen führt, wird mit dem vorgestellten Test nicht ermittelt.

Neben der Forderung, dass die Abweichung eines rücktransformierten Variablenfeldes zum Ausgangsfeld klein sein soll, gibt es eine weitere wichtige Anforderung an die verwendete Methode: die Aggregation soll möglichst konservativ verlaufen, d. h. die gewählte Aggregationsmethode sollte möglichst quellen- und senkenfrei sein. Diese Eigenschaft ist beim arithmetischen Mittel am besten gewährleistet, bei der 16-Punkte-Formel dagegen am wenigsten.

Da für Klimamodelle die Erhaltungseigenschaft von Größen eine zentrale Rolle spielt, wurde dieser Anforderung das höhere Gewicht eingeräumt. Daher wurden sämtliche im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Zwei-Wege genesteten Rechensimulationen mit der Methode "Arithmetischer Mittelwert" durchgeführt.

Arithmetisches Mittel

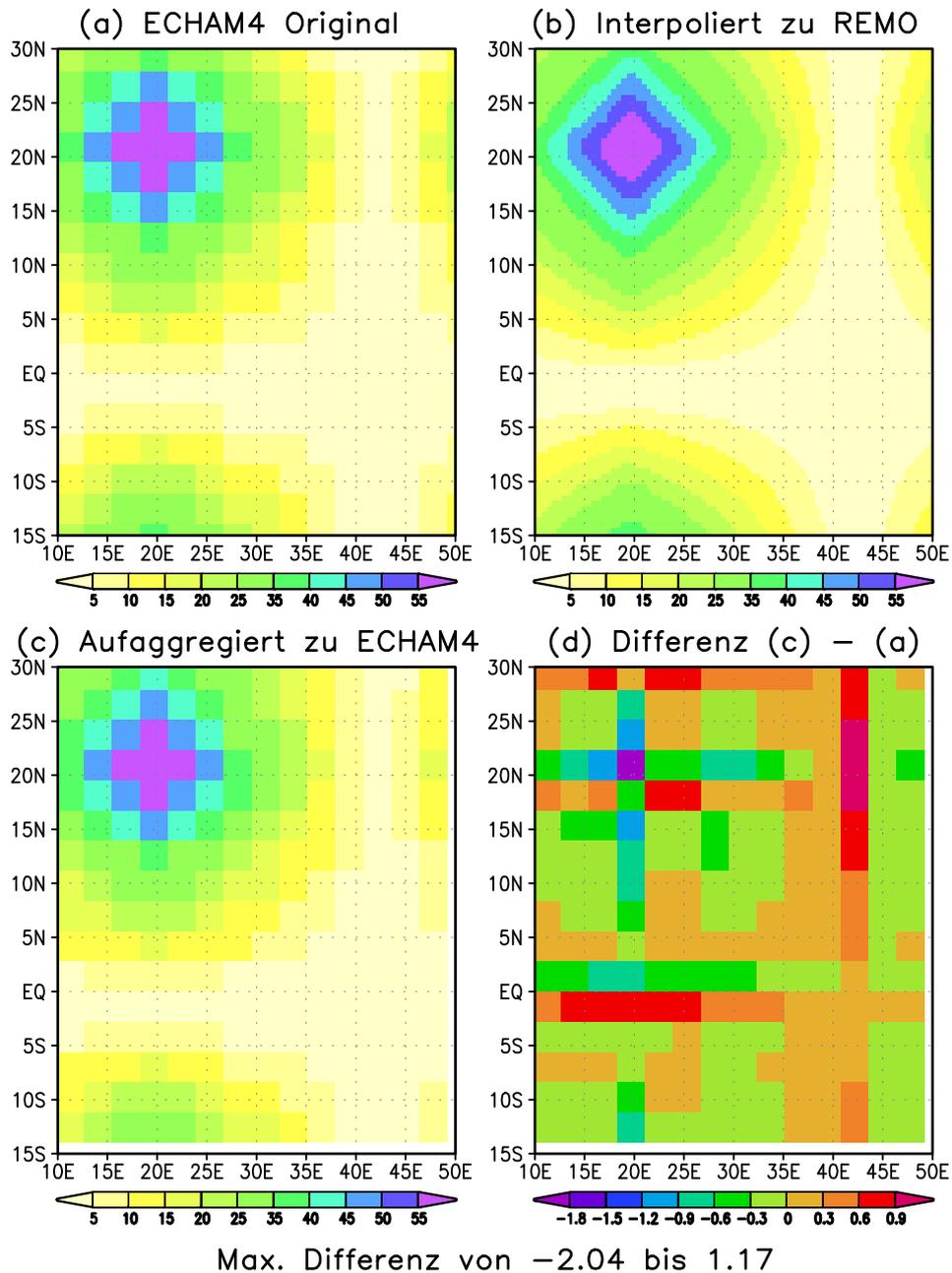


Abbildung 3.1: Differenz eines synthetischen Feldes nach Interpolation und Rückaggregation für Aggregationsmethode “Arithmetisches Mittel”. (a): synthetisches Feld auf dem ECHAM4-T42-Gitter; (b): Feld aus (a) nach Interpolation (16-Punkte-Formel) auf das REMO-1/2°-Gitter; (c): Feld aus (b) nach Aggregation auf das ECHAM4-T42-Gitter mit der Methode “Arithmetisches Mittel”; (d): Differenz (c) – (a).

Abstandsgewichtetes Mittel

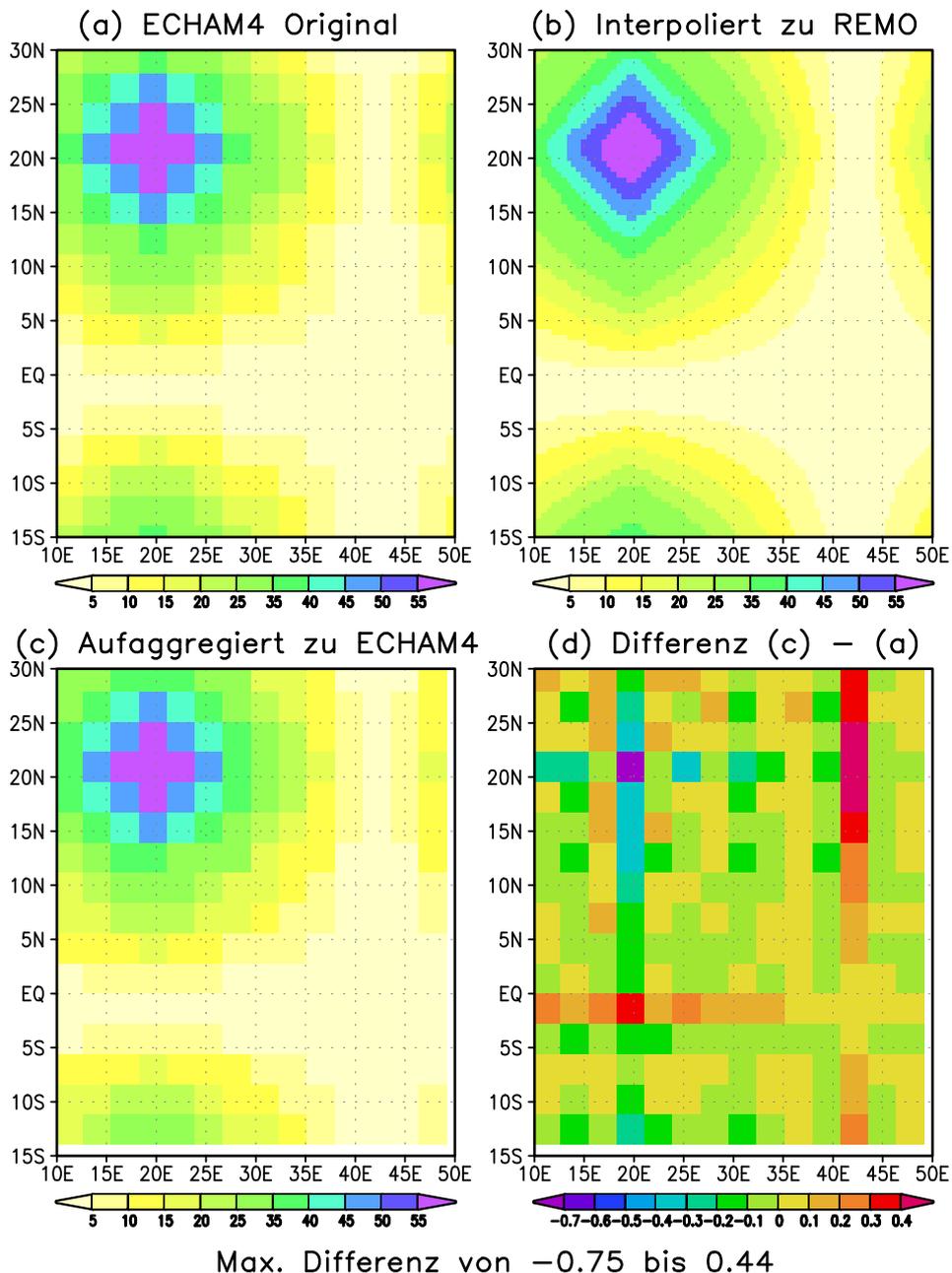


Abbildung 3.2: Differenz eines synthetischen Feldes nach Interpolation und Rückaggregation für Aggregationsmethode “Abstandsgewichtetes Mittel”. (a): synthetisches Feld auf dem ECHAM4-T42-Gitter; (b): Feld aus (a) nach Interpolation (16-Punkte-Formel) auf das REMO-1/2°-Gitter; (c): Feld aus (b) nach Aggregation auf das ECHAM4-T42-Gitter mit der Methode “Abstandsgewichtetes Mittel”; (d): Differenz (c) - (a).

Inverse 16-Punkteformel

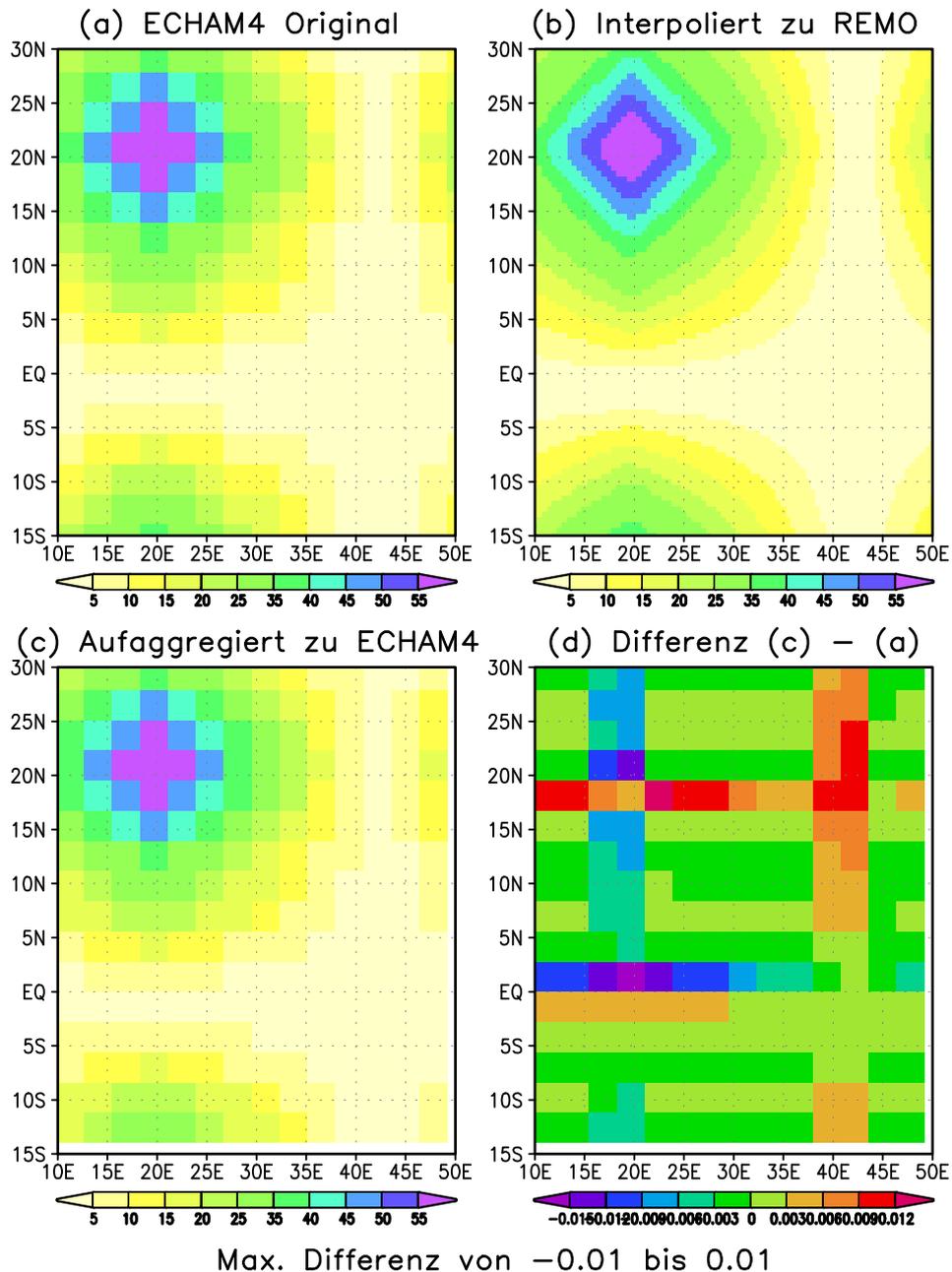


Abbildung 3.3: Differenz eines synthetischen Feldes nach Interpolation und Rückaggregation für Aggregationsmethode “Inverse 16-Punkte-Formel”. (a): synthetisches Feld auf dem ECHAM4-T42-Gitter; (b): Feld aus (a) nach Interpolation (16-Punkte-Formel) auf das REMO- $1/2^\circ$ -Gitter; (c): Feld aus (b) nach Aggregation auf das ECHAM4-T42-Gitter mit der Methode “Inverse 16-Punkte-Formel”; (d): Differenz (c) – (a).

3.1.3 Transformation vom globalen zum regionalen Modellgitter (GTR)

Nach Umwandlung der prognostischen Felder vom Spektral- in den Gitterpunktraum auf Grundlage von Gleichung 3.7 müssen die Felder vom Globalmodellgitter horizontal und vertikal auf das rotierte Regionalmodellgitter interpoliert werden. Dazu wurde im Rahmen dieser Arbeit das zu REMO gehörende Praeprozessingtool "GTR" ("Global To Regional") unverändert angewendet. Das Tool "GTR" basiert auf dem EM/DM-Tool "GMTOEM" [DWD, 1995].

Der Ablauf der Interpolation geschieht hierbei auf folgende Weise:

- I Horizontale Interpolation der Variablenfelder vom globalen Gaußgitter auf das Regionalmodellgitter für alle vertikalen Schichten. Als Interpolationsfunktion dient die in Abschnitt 3.1.2 eingeführte 16-Punkte Formel.
- II Hydrostatische Anpassung des interpolierten Bodendruckfeldes auf die vom Regionalmodell verwendete Orographie.
- III Vertikale Interpolation von den Globalmodellleveln auf die Regionalmodelllevel. Als Interpolationsfunktion werden hierbei eindimensionale Tension Splines nach De Boor [1978] genutzt.

Hierauf liegen nun sämtliche benötigten Felder auf dem Regionalmodellgitter vor.

3.1.4 Transformation vom regionalen zum globalen Modellgitter (RTG)

Für die Aggregation der prognostischen Felder vom Regionalmodellgitter auf das Globalmodellgitter wurde im Rahmen dieser Arbeit eine neue Prozedur implementiert, die eine Umkehrung der in Abschnitt 3.1.3 beschriebenen Prozedur "GTR" darstellt.

- I Hydrostatische Anpassung des Bodendruckfeldes auf die vom Globalmodell verwendete Orographie.
- II Vertikale Interpolation von den Regionalmodellleveln auf die Globalmodelllevel. Als Interpolationsfunktion werden wiederum eindimensionale Tension Splines nach De Boor [1978] genutzt.
- III Horizontale Aggregation der Variablenfelder vom Regionalmodellgitter auf das globale Gaußgitter für alle vertikalen Schichten. Als Funktion für

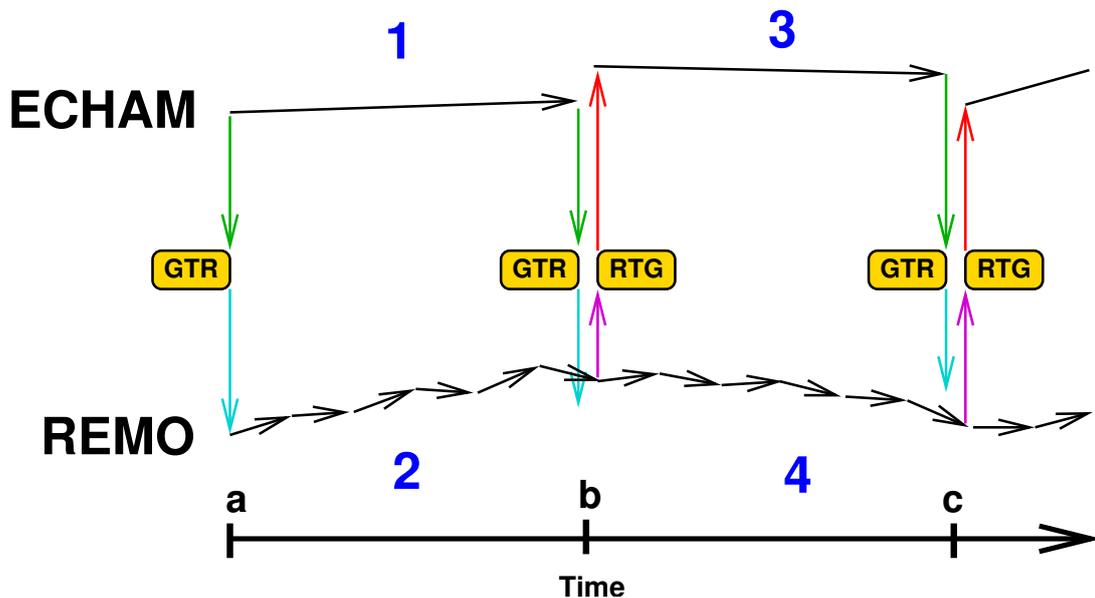


Abbildung 3.4: Schematisches Flussdiagramm des Zwei-Wege genesteten Modellsystems.

die Aggregation wird das einfache arithmetische Mittel der Regionalmodellgitterboxen, deren Mittelpunkt innerhalb einer Globalmodellgitterbox liegen, bestimmt. Verschiedene andere Aggregationsverfahren wurden außerdem getestet (siehe Abschnitt 3.1.2).

Im Gebiet des Regionalmodells liegen nun also sämtliche prognostischen Variablen auf der horizontalen und vertikalen Auflösung des Globalmodells vor.

3.2 Ablauf der Zwei-Wege Nestung

Eine schematische Übersicht über den zeitlichen Ablauf eines ZWN-Experimentes ist in Abb. 3.4 dargestellt:

- I Beim ersten Nestungsschritt einer ZWN-Simulation werden die zum Initialisierungszeitpunkt (Zeitpunkt "a") gültigen Globalmodell-Variablenfelder auf Grundlage von Gleichung 3.7 vom Spektral- in den Gitterpunktraum transformiert und die horizontalen Windkomponenten aus Divergenz und Vorticity bestimmt (siehe Abschnitt 3.1.1). Die so entstandenen Variablenfelder werden mittels der GTR-Prozedur auf das Regionalmodellgitter interpoliert.
- II Ein Rechenzeitschritt (in dieser Arbeit 24 min.) wird vom Globalmodell ausgeführt (Pfeil 1 in Abb. 3.4). Die berechneten Globalmodell-

Variablenfelder zum Zeitpunkt "b" werden analog dem vorherigen Schritt auf das Regionalmodellgitter transformiert.

- III Das Regionalmodell wird im gesamten Regionalmodellgebiet mit den in Arbeitsschritt I interpolierten Feldern (Zeitpunkt "a") initialisiert, die Integration wird gestartet. Als seitliche Randbedingungen dienen dabei die zwischen Zeitpunkt "a" und "b" zeitlich linear interpolierten Variablenfelder. So wird das Regionalmodell für 6 Zeitschritte von jeweils 4 Minuten integriert, und somit schließlich Zeitpunkt "b" erreicht (Pfeil 2). Im Inneren des Regionalmodell-Gebietes unterscheiden sich die vom Regionalmodell berechneten Variablenfelder nun leicht von den zum Zeitpunkt "b" aus dem Globalmodell interpolierten Feldern.
- IV Die Ergebnisvariablenfelder des Regionalmodells werden nun mittels der RTG-Prozedur auf das Globalmodellgitter aggregiert. Die Werte sämtlicher prognostischer Variablen der ursprünglichen Globalmodellfelder in Gitterpunktraumdarstellung werden innerhalb des Regionalmodellgebietes für den Zeitpunkt "b" durch die aggregierten Variablenfelder überschrieben. Die so modifizierten globalen Variablenfelder werden nun vom Gitterpunktraum in den Spektralraum und zusätzlich die horizontalen Windkomponenten in Divergenz und Vorticity transformiert.
- V Mit diesem modifizierten Zustand des Globalmodells wird die Globalmodellsimulation für einen Zeitschritt fortgesetzt (Pfeil 3); die Ergebnisse werden wieder in die GTR-Prozedur übergeben.
- VI Die Regionalmodellsimulation wird für die nächsten 6 Regionalmodell-Zeitschritte fortgesetzt (Pfeile 4). Das Regionalmodell wird dabei im sog. "Klimamodus" ausgeführt: das Regionalmodell wird im Modellgebietsinnern nicht erneut initialisiert, es wird lediglich an den seitlichen Rändern vom Globalmodell angetrieben.
- VII Jetzt werden die Arbeitsschritte IV - VI solange iteriert, bis die Simulation abgeschlossen ist.

3.3 Technische Umsetzung

3.3.1 Programmtechnik

Für die Implementierung des Zwei-Weges genesteten Modellsystems wurden für die 4 Modellkomponenten (das Globalmodell ECHAM4, die Interpolationsroutine "Globalfelder zu Regionalfeldern" GTR, das Regionalmodell REMO so-

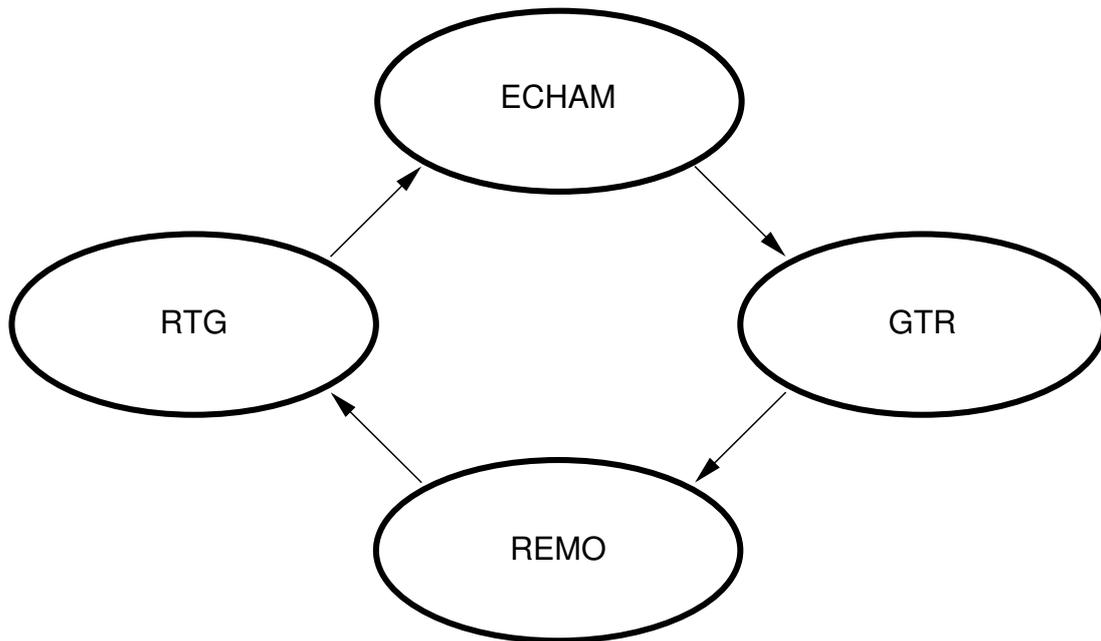


Abbildung 3.5: Schematisches Diagramm der Kopplung der Modellkomponenten.

wie die Aggregationsroutine “Regionalfelder zu Globalfeldern”) einzeln kompiliert. Die Reihenfolge der Datenweitergabe zwischen diesen 4 Komponenten ist schematisch in Abb. 3.5 dargestellt.

Bei dem Start eines Modellsystemlaufes werden von einem Shell-Skript alle dieser 4 Komponenten gleichzeitig gestartet. Der Datenaustausch zwischen den verschiedenen Komponenten erfolgt dabei über Dateien mit den jeweils benötigten Feldern: jede der 4 Modellkomponenten wartet jeweils, bis die benötigte Datei mit den Eingangsfeldern auf dem Dateisystem zur Verfügung steht. Sobald dies der Fall ist, führt die jeweilige Modellkomponente ihre Rechnungen für einen Zeitraum eines Globalmodellzeitschrittes (bei der verwendeten T42-Auflösung also 24 Minuten) durch. Nun schreibt sie die erzeugten Ausgangsfelder auf das Dateisystem und wartet wiederum auf den Eingangsdatensatz für den folgenden Globalmodellzeitschritt. Nun kann die folgende Modellkomponente die Berechnung fortführen.

Diese recht unübliche Modellkopplung über Dateien auf dem Dateisystem erfordert durch einen gesteigerten Einlese- und Ausgabebedarf auf dem Dateisystem größere Realrechenzeiten, als es eine direkte Modellkopplung mit Kopplung der 4 Modellkomponenten erfordern würde. Sie hat aber den Vorteil, dass sämtliche bei der Modellkopplung ausgetauschten Variablenfelder gespeichert werden und somit einfach analysiert werden können.

3.3.2 Rechenzeitbedarf

Durch die Zwei-Wege Nestung entsteht im Vergleich zu einem Globalmodell-lauf ohne Nestung ein zusätzlicher Rechenzeitbedarf. Dieser ist abhängig von der Größe und horizontalen Auflösung der Zwei-Wege genesteten Region. Im Rahmen dieser Arbeit wurde vorrangig die Region des Maritimen Kontinents mit einer Gitterpunktsanzahl von 91x49 Gitterpunkten bei einer Horizontalauf-lösung von $1/2^\circ$ mit 19 vertikalen Schichten für die Zwei-Wege Nestung ver-wendet.

Im Vergleich zu einem alleinigen ECHAM4 Rechenlauf in T42 Horizontal-auflösung, wiederum mit 19 vertikalen Schichten, ergibt sich auf dem in Ham-burg zur Verfügung stehenden Vektorrechner "NEC SX-6" in der Zwei-Wege Nestung für die Region "Maritimer Kontinent" etwa eine Verdoppelung der be-nötigten Realrechenzeiten. Dabei entfallen ca. 50% der zusätzlichen Rechen-zeit auf das Regionalmodell REMO, und jeweils ca. 25% auf die Interpolations- und Aggregationsroutinen.

Im Vergleich zu einem Ein-Wege genesteten REMO Rechenlauf ohne Be-rücksichtigung des Rechenaufwandes des antreibenden Modells verursacht eine Simulation des ZWN-Systems eine etwa viermal längere reale Rechen-zeit.

Wenn man jedoch für eine Ein-Wege genestete REMO Simulation die Re-chenzeit des Globalmodells ECHAM4 in der T42 Horizontalaufklärung berück-sichtigt, ist die Rechenzeit des ZWN-Systems nur ca. 40% länger, welche zu ei-nem großen Teil durch die Interpolations- und Aggregationsroutinen "GTR" und "RTG" verursacht werden. Hierzu ist anzumerken, dass diese beiden Routinen (im Gegensatz zu den Modellen ECHAM4 und REMO) nicht für die Vektorar-chitektur des SX-6 Rechners optimiert worden sind. Es ist davon auszugehen, dass eine solche Optimierung den Rechenzeitbedarf dieser beiden Routinen auf einen vernachlässigbaren Anteil an der Gesamtrechenzeit reduzieren wür-de.

Eine weitere Verringerung der Realrechenzeit könnte durch eine direkte Kopplung, also ohne den Umweg über den Datenaustausch über das Datei-system (siehe Abschnitt 3.3.1), ermöglicht werden.

4 Durchgeführte Modellläufe

Für die Bearbeitung der Aufgabenstellung dieser Arbeit wurden verschiedenartige Rechenläufe mit den in Abschnitt 2.1 beschriebenen Modellen und dem in Kapitel 3 beschriebenen Zwei-Wege genesteten Modellsystem durchgeführt. In den Abschnitten dieses Kapitels werden die gemeinsam in allen aufgeführten Rechenläufen verwendeten Konfigurationen der Klimamodelle ECHAM4 und REMO beschrieben, sowie die einzelnen durchgeführten Rechenläufe kurz vorgestellt.

4.1 Modellkonfiguration

Globale als auch regionale Klimamodelle können bezüglich der horizontalen, vertikalen und zeitlichen Auflösung variabel konfiguriert werden, und bei manchen Modellen kann zwischen verschiedenen physikalischen Parametrisierungsansätzen gewählt werden. Zusätzlich muss bei rein atmosphärischen Klimamodellen, wie sie in dieser Arbeit verwendet werden, über Meeresflächen eine Oberflächentemperatur und gegebenenfalls eine Seeeisverteilung und -dicke als untere Randbedingung vorgegeben werden (in aktuellen Klimasimulationen werden vor allem gekoppelte Ozean-Atmosphäre Klimamodellsysteme verwendet; hierbei entfällt das Vorschreiben der Meeresoberflächentemperaturen, da diese von der Ozean-Modellkomponente berechnet werden). Außerdem muss bei regionalen Klimamodellen das Modellgebiet spezifiziert werden. Die in dieser Arbeit gewählten Einstellungen für ECHAM4 und REMO sind in diesem Abschnitt zusammengestellt.

Das globale Klimamodell ECHAM4 ist in dieser Arbeit in einer spektralen Horizontalauflösung von T42 betrieben worden, was im Gitterpunktraum ungefähr einer Gitterweite von 300 km entspricht. Die Orographie des globalen Modellgitters, die sich im Gitterpunktraum für die verwendete T42-Spektralaufklärung ergibt, ist in Abb. 4.1 dargestellt. Das regionale Klimamodell REMO ist in einer Horizontalauflösung von $1/2^\circ$ betrieben worden, was einer ungefähren Gitterweite von 55 km entspricht.

Als vertikale Auflösung wurden sowohl in ECHAM4 als auch in REMO 19 vertikale Schichten verwendet. Die Parameter A_k und B_k zur Spezifikation der vertikalen Lage und Dicke der einzelnen Schichten (siehe Abschnitt 2.1.1) sind bei beiden Modellen identisch gewählt worden und in Tabelle 4.1 aufgelistet.

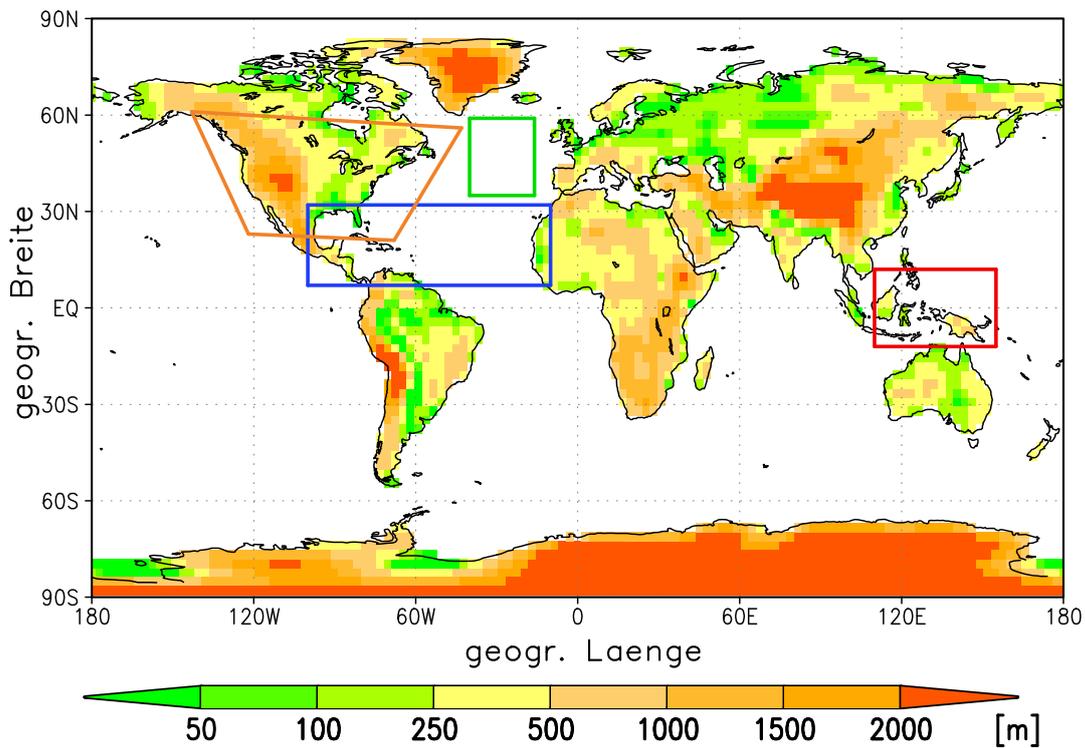


Abbildung 4.1: Globales Feld der Orographie [m] in der von ECHAM4 verwendeten spektralen T42 Horizontalaufösung. Das blaue Rechteck kennzeichnet das Regionalmodellgebiet für die Teststudie “Nordatlantik”, das rote Rechteck das Regionalmodellgebiet “Maritimer Kontinent”, das blaue Rechteck das Regionalmodellgebiet “Subtropischer Nordatlantik, und das orangene Viereck ungefähr das Regionalmodellgebiet “Nordamerika”.

Halblevel k	A_k	B_k
1	0.000	0.000
2	20.000	0.000
3	40.000	0.000
4	60.461	0.000
5	82.679	0.003
6	106.095	0.013
7	128.511	0.034
8	146.985	0.071
9	158.611	0.126
10	161.162	0.201
11	153.569	0.296
12	136.214	0.405
13	111.016	0.525
14	81.271	0.646
15	51.251	0.759
16	25.500	0.856
17	7.832	0.929
18	0.000	0.973
19	0.000	0.992
20	0.000	1.000

Tabelle 4.1: Verwendete Vertikalkoordinatenparameter A_k und B_k

Somit wird nicht von der Möglichkeit Gebrauch gemacht, neben der Horizontalauflösung auch die vertikale Auflösung zu verfeinern. Dadurch finden auf den oberen Modellflächen, wo die Parameter BK auf den Wert Null gesetzt sind, keine vertikalen Interpolationen statt, und eine Extrapolation am Oberand wird vermieden. An den unteren Modellflächen, wo die Parameter BK Werte ungleich Null annehmen, sind jedoch auch bei dieser Wahl der Vertikalflächen eine vertikale Interpolation nötig.

Auch die zeitliche Auflösung, also der interne Rechenzeitschritt, muss bei den Rechenläufen spezifiziert werden. Dabei kann bei den verwendeten expliziten Lösungsverfahren der Zeitschritt nicht beliebig groß gewählt werden, sondern muss dem Kriterium nach Courant et al. [1928] (CFL-Kriterium) genügen. Dieses besagt, dass der Zeitschritt abhängig von der verwendeten räumlichen Auflösung und der größten Advektionsgeschwindigkeiten derart begrenzt ist, dass während eines Zeitschritt die Advektion über maximal eine Gitterweite

	ECHAM4	REMO
Horizontalauflösung	T42	1/2°
Anzahl Vertikalschichten	19	
Zeitschritt	24 Min.	4 Min.
Meeresoberflächentemperatur	beobachtete Monatswerte (AMIP)	

Tabelle 4.2: Verwendete Konfiguration von ECHAM4 und REMO

stattfinden darf. Bei einer Verletzung des CFL-Kriteriums wird im allgemeinen das Lösungsverfahren numerisch instabil. Für die ECHAM4-Läufe wurde der für die T42-Auflösung übliche Zeitschritt von 24 Minuten gewählt, der dem CFL-Kriterium genügt. Für REMO Läufe wird standardmäßig für die 1/2°-Auflösung ein Zeitschritt von 5 Minuten gewählt, der wiederum dem CFL-Kriterium genügt. Für das verwendete ZWN-Verfahren muss jedoch ein Vielfaches des Zeitschrittes des Regionalmodells genau einen Zeitschritt des Globalmodells ergeben (siehe 3.2). Daher wurde der Zeitschritt für REMO um eine Minute auf 4 Minuten reduziert, und somit ergeben 6 Zeitschritte des Regionalmodells genau einen Zeitschritt des Globalmodells. Da das CFL-Kriterium den Zeitschritt nach oben begrenzt, genügt selbstverständlich auch dieser reduzierte Zeitschritt dem CFL-Kriterium.

Als untere Randbedingung wird für alle Modellläufe Werte für die Meeresoberflächentemperatur (SST: Sea Surface Temperature) und Seeisverteilung verwendet. Hierfür wurden die beobachteten Zeitserien der Meeresoberflächentemperatur in monatlicher Auflösung verwendet, wie sie im Rahmen von AMIP¹ [Gates, 1992] erstellt worden sind. Der zeitliche Rahmen der AMIP-Daten umfasst die Jahre 1979-1983. Sowohl REMO als auch ECHAM4 führen eine zeitlich lineare Interpolation der Monatswerte auf den Zeitpunkt des jeweiligen internen Rechenschrittes durch, um einen plötzlichen Sprung in den SST-Werten zu vermeiden. Eine mögliche Seeisbedeckung wird diagnostisch aus den SST Werten bestimmt. Für die in dieser Arbeit verwendeten Regionalmodellgebiete jedoch spielt Seeis (außer eventuell für den nördlichen Teil des Gebietes "Nordamerika") keine Rolle.

In Tabelle 4.1 sind die wesentlichen Konfigurationsmerkmale der Modelle ECHAM4 und REMO zusammengefasst.

¹The Atmospheric Model Intercomparison Project

4.2 Teststudie “Nordatlantik”

Um die Eigenschaften des Modellsystems bezüglich des Durchgangs eines außertropischen Tiefdrucksystems zu untersuchen, wurde ein relativ kurzer Rechenlauf des Zwei-Wege genesteten Modellsystem mit einem genesteten Gebiet über den mittleren Breiten des Nordatlantik durchgeführt. Das regionale Modellnest bestand hierbei aus 49×49 Gitterboxen, die das geographische Rechteck $40^\circ \text{W} - 16^\circ \text{W}$ und $35^\circ \text{N} - 59^\circ \text{N}$ abdecken (siehe grünes Rechteck in Abb. 4.1). Das gesamte regionale Modellgebiet befindet sich somit über Wasserflächen, und es gibt keinen Einfluss von Topographie oder sonstigen Landeffekten. Die Simulation wurde für 1 Monat integriert, dabei wurden die auf den Zeitraum Januar 1980 zeitlich linear interpolierten AMIP-SST Daten als untere Randbedingung genutzt. Das Akronym dieses Laufes ist ZWN-A.

4.3 Mehrjährige Modellläufe

Verschiedene Experimente mit einer Integrationsdauer von 10 Jahren wurden für die AMIP-SST Jahre 1980-1989 durchgeführt. Die Dauer von 10 Jahren stellt noch moderate Anforderungen an Rechenzeit und Datenvolumen, liefert aber schon die Möglichkeit einer klimatologischen Untersuchung.

4.3.1 ECHAM4 original

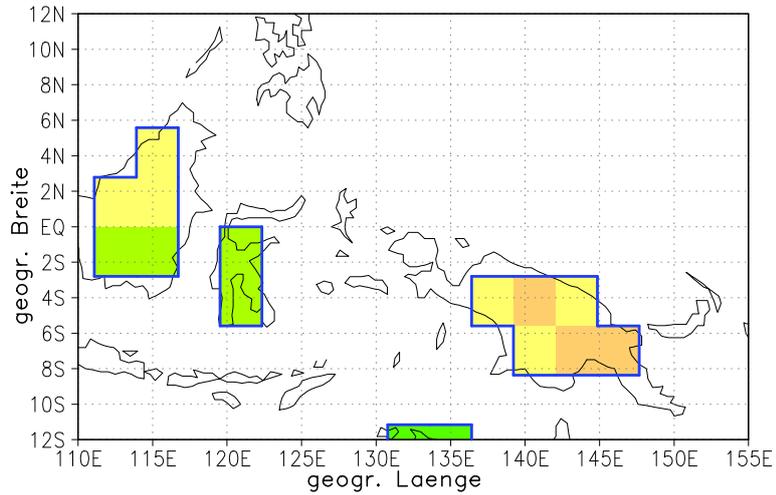
Ein ECHAM4-Lauf in T42-Auflösung im ungenesteten Modus wurde als Referenzlauf durchgeführt. Dieser Modelllauf hat das Akronym ECHAM4-ORI. Durch Vergleich der Zwei-Wege genesteten Rechenläufe (siehe 4.3.2) mit diesem Modelllauf wird der Einfluss der Zwei-Wege Nestung auf die globale Zirkulation bestimmt und analysiert.

4.3.2 ECHAM4 – REMO (Zwei-Wege Nestung)

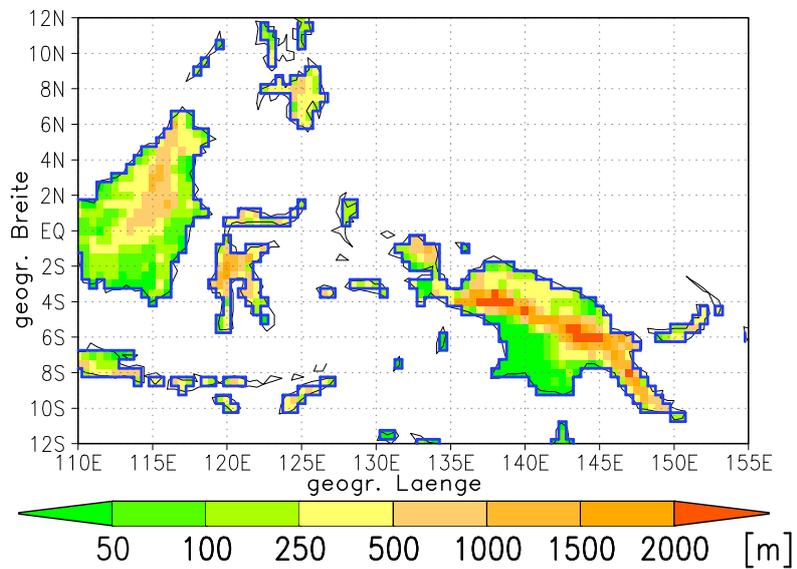
Mit dem in Kapitel 3 beschriebenen Zwei-Wege genesteten Modellsystem wurden drei Modellläufe für jeweils unterschiedliche genestete Gebiete durchgeführt:

Nest “Maritimer Kontinent”

Als Zwei-Wege genestete Region wurde bei diesem Experiment das Gebiet des Maritimen Kontinents / Westpazifischen Tropen gewählt. Das Regionalmodellgebiet erstreckt sich von $110^\circ \text{E} - 155^\circ \text{E}$ und von $12^\circ \text{S} - 12^\circ \text{N}$ (siehe



(a) T42



(b) 1/2°

Abbildung 4.2: Orographie [m] und Land-See-Maske (blaue Linie) des Regionalmodellgebietes "Maritimer Kontinent" in der von ECHAM4 verwendeten T42 Horizontalauflösung (a) und in der REMO 1/2° Horizontalauflösung (b).

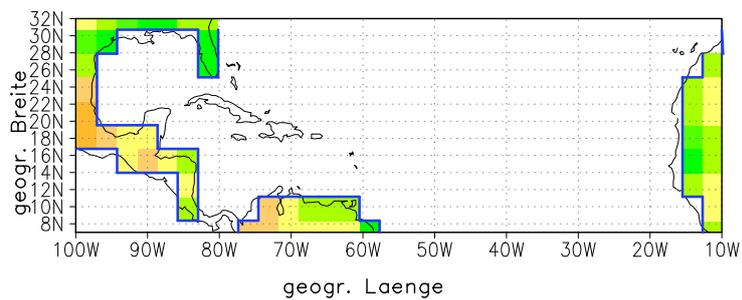
rotes Rechteck in Abb. 4.1). Die Anzahl der Gitterpunkte beträgt 91×49 bei der verwendeten $1/2^\circ$ -REMO-Auflösung.

Abb. 4.2 zeigt die Orographie und Land-See-Maske des Zwei-Wege genestete Simulationsgebiet in der ECHAM4 T42 im Vergleich zu der REMO $1/2^\circ$ Horizontalauflösung. Es wird deutlich, dass die im Maritimen Kontinent hochgradig komplex vorliegende Orographie und Land-See-Verteilung in der Globalmodellauflösung von $\approx 2.8^\circ$ (T42) nur sehr grob angenähert wiedergegeben werden kann. So werden eine Vielzahl der Inseln in dieser Auflösung überhaupt nicht erfasst. Das führt dazu, dass der Landanteil in der T42 Auflösung in diesem Gebiet kleiner ist als in Realität. Außerdem wird die komplexe Topographie in dieser groben Auflösung stark geglättet wiedergegeben. Dagegen werden sowohl die Land-See-Verteilung als auch die komplexe Topographie in der Regionalmodellauflösung von $1/2^\circ$ wesentlich detailreicher und damit realistischer dargestellt. Das Gebiet "Maritimer Kontinent" ist das zentrale Regionalmodellgebiet in dieser Arbeit und wird für beide grundlegenden Fragestellungen verwendet, nämlich den Einfluss der Zwei-Wege Nestung auf die Ergebnisse einer globalen Klimasimulation (Abschnitt 5.2), als auch den Einfluss auf die Ergebnisse einer regionalen Klimasimulation im Vergleich zur Ein-Wege Nestung (Abschnitt 5.3). Das Akronym für diesen Modelllauf ist ZWN-MK.

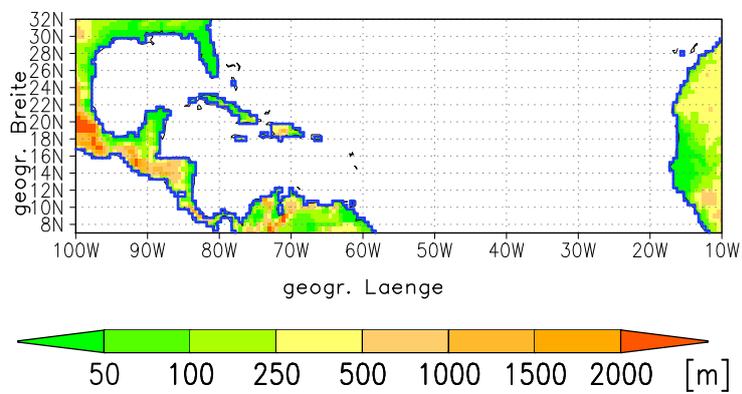
Nest "Subtropischer Nordatlantik"

Als Zwei-Wege genestete Region wurde bei diesem Experiment das Gebiet des Subtropischen Nordatlantiks gewählt. Das Regionalmodellgebiet erstreckt sich von 100° W – 10° W und von 7° N – 32° N (siehe blaues Rechteck in Abb. 4.1). Die Anzahl der Gitterpunkte beträgt 181×51 bei der verwendeten $1/2^\circ$ -REMO-Auflösung.

Abb. 4.3 zeigt die Orographie und Landseemaske des Zwei-Wege genestete Simulationsgebiet in T42 und $1/2^\circ$ Horizontalauflösung. Wie beim Maritimen Kontinent wird die Topographie und insbesondere die Land-See-Verteilung in der Regionalmodellauflösung von $1/2^\circ$ wesentlich detailreicher und damit realistischer dargestellt als in der T42 Globalmodellauflösung, wo beispielsweise die karibischen Inseln nicht als Landpunkte aufgelöst werden können. Das Gebiet "Subtropischer Nordatlantik" wird als weiteres Regionalmodellgebiet für die grundlegende Fragestellung des Einflusses der Zwei-Wege Nestung auf die Ergebnisse einer globalen Klimasimulation (Abschnitt 5.2) verwendet. Das Akronym für diesen Modelllauf ist ZWN-SN.

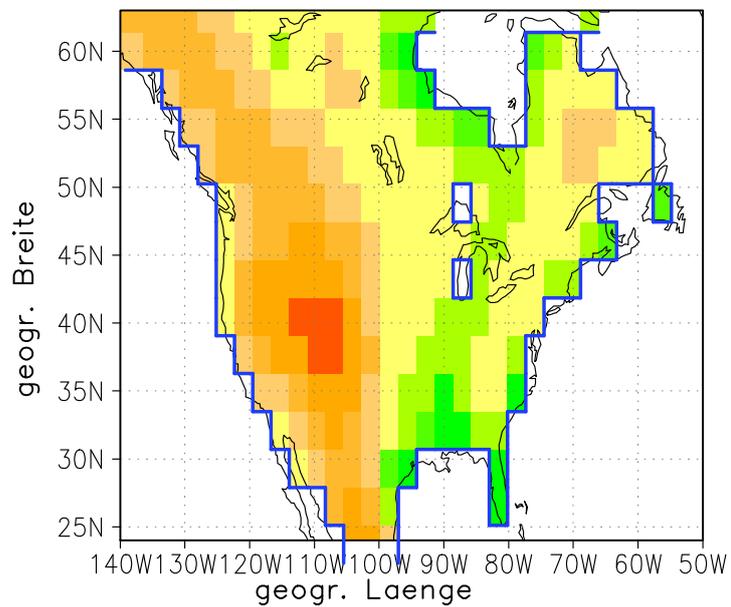


(a) T42

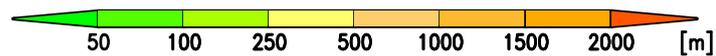
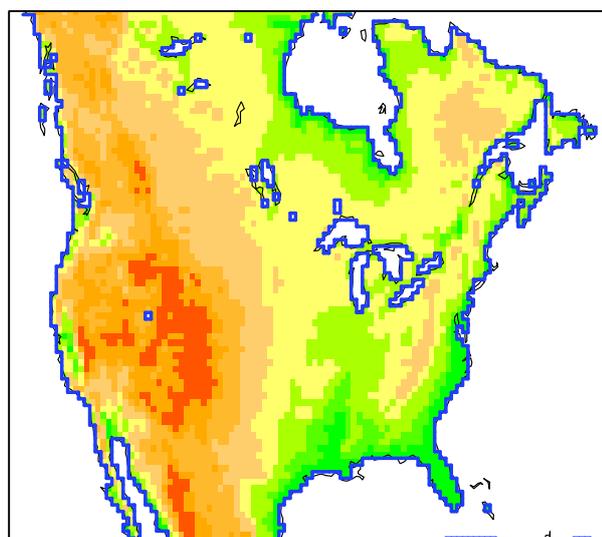


(b) 1/2°

Abbildung 4.3: Orographie [m] und Land-See-Maske (blaue Linie) des Regionalmodellgebietes "Subtropischer Nordatlantik" in der von ECHAM4 verwendeten T42 Horizontalaufösung (a) und in der REMO 1/2° Horizontalaufösung (b).



(a) T42



(b) 1/2°

Abbildung 4.4: Orographie [m] und Land-See-Maske (blaue Linie) des Regionalmodellgebietes "Nordamerika" in der von ECHAM4 verwendeten T42 Horizontalauflösung (a) und in der REMO 1/2° Horizontalauflösung (b).

Nest “Nordamerika”

Das dritte Gebiet, das als Zwei-Wege genestete Region für mehrjährige Rechenläufe in dieser Arbeit Verwendung fand, erstreckt sich über den nordamerikanischen Kontinent (siehe orangenes Rechteck in Abb. 4.1). Abb. 4.4 zeigt wieder die Orographie und Land-See-Maske des Zwei-Wege genesteten Simulationsgebietes in T42 und $1/2^\circ$ -Horizontalauflösung.

Während die beiden vorigen Regionen innerhalb der Tropen und damit relativ nah am Äquator lagen, liegt diese Region nun in den mittleren Breiten. Daher wurde im Gegensatz zu den anderen bei dieser Region ein rotiertes Koordinatensystem verwendet, um im gesamten regionalen Modellgebiet möglichst gleichgroße Gitterboxen zu erzielen. Die Anzahl der Gitterpunkte beträgt 109×181 . Wiederum wird mit diesem Gebiet auf die Fragestellung des Einflusses der Zwei-Wege Nestung auf die Ergebnisse einer globalen Klimasimulation (Abschnitt 5.2) eingegangen. Das Akronym für diesen Rechenlauf lautet ZWN-NA.

4.3.3 REMO (Ein-Wege Nestung)

Zusätzlich zu dem Zwei-Wege genesteten Modelllauf über dem Maritimen Kontinent (ZWN-MK) wurden Ein-Wege genestete Simulationen über dem Regionalmodellgebiet “Maritimer Kontinent” (siehe Abschnitt 4.3.2) durchgeführt. Diese wurden an den seitlichen Rändern mit den Resultaten des ECHAM4-ORI Modelllaufes angetrieben. Durch den Vergleich der Ergebnisse dieser Modellläufe mit den Ergebnissen der Regionalkomponente des Zwei-Wege genesteten ZWN-MK Modelllaufs kann der Einfluss der Nestungstechnik (Ein-Wege vs. Zwei-Wege) auf die Regionalmodellergebnisse untersucht werden.

Es wurden zwei Modellläufe durchgeführt, die sich lediglich in der Aktualisierungsfrequenz der seitlichen Randbedingungen unterscheiden. Üblicherweise werden Ein-Wege genestete Regionalmodellläufe mit 6-stündigem gespeicherten Feldern aus Globalmodellsimulationen bzw. (Re-)Analysen angetrieben. Im Rahmen des entwickelten ZWN-Systems ist es jedoch technisch einfach, die Aktualisierungsfrequenz der seitlichen Antriebsdaten bis zum internen Rechenzeitschritt des Globalmodells zu erhöhen. Um den Einfluss der Aktualisierungsfrequenz der seitlichen Randbedingungen auf die Simulationsergebnisse zu untersuchen, wurden daher ein Modelllauf mit 6 stündiger Aktualisierungsfrequenz (REMO-6HR), sowie einer mit der höchstmöglichen Aktualisierungsfrequenz von 24 Minuten (REMO-24MN) durchgeführt, was genau dem internen Rechenzeitschritt von ECHAM4 in T42 Auflösung entspricht.

Tabelle 4.3: Übersicht der durchgeführten Modellläufe

Akronym	Nestungsmodus	Aktualisierungsfrequenz Randbedingungen	Regionalmodellgebiet	Integrationszeit
ZWN-A	Zwei-Wege	24 Min.	Nordatlantik	1 Monat
ECHAM4-ORI	ungenestet	-	-	10 Jahre
ZWN-MK	Zwei-Wege	24 Min.	Mar. Kont.	10 Jahre
ZWN-SN	Zwei-Wege	24 Min.	Subtrop. Nordatl.	10 Jahre
ZWN-NA	Zwei-Wege	24 Min.	Nordamerika	10 Jahre
REMO-6HR	Ein-Wege	6 Stunden	Mar. Kont.	10 Jahre
REMO-24MN	Ein-Wege	24 Min.	Mar. Kont.	10 Jahre

Zusammenfassend sind sie wesentlichen Unterscheidungsmerkmale aller im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Modellsimulationen in Tabelle 4.3 aufgelistet.

5 Ergebnisse

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der verschiedenen Analysen vorgestellt, die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführt wurden. In Abschnitt 5.1 wird die Simulation des Durchzugs eines außertropischen Tiefdrucksystems im Bereich des Nordatlantik mit dem ZWN-System untersucht. Zur Abschätzung des Einflusses der Zwei-Wege Nestung auf die globale Zirkulation werden in Abschnitt 5.2 globale Temperatur-, Strömungs- und Niederschlagsverteilungen aus genesteten und ungenesteten Modellläufen mit Reanalyse- und Beobachtungsdaten verglichen. Schließlich werden in Abschnitt 5.3 Unterschiede in den Modellläufen Ein-Wege genesteter Regionalmodellsimulationen mit den regionalen Ergebnisfeldern des Zwei-Wege genesteten Systems verglichen; sowie der Einfluss der Aktualisierungsfrequenz von seitlichen Randbedingungen auf Ein-Wege genestete Regionalmodellsimulationen untersucht.

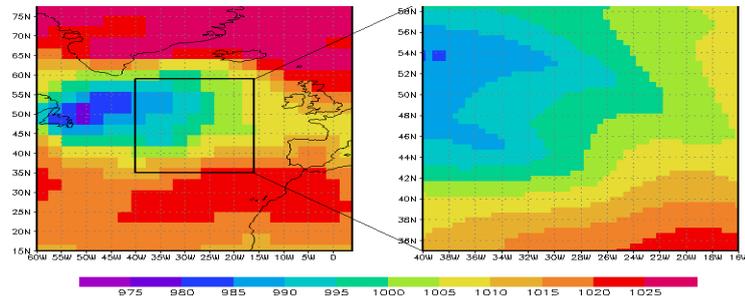
5.1 Teststudie Außertropisches Tiefdrucksystem

Durch die ZWN-Technik wird substantiell in die Dynamik der Globalmodellkomponente eingegriffen. Es kann daher nicht ausgeschlossen werden, dass durch die Zwei-Wege Nestung unerwünschte Nestungseffekte auftreten. Diese könnten sich beispielsweise durch Reflexionen an den Rändern des Regionalmodellgebietes zeigen.

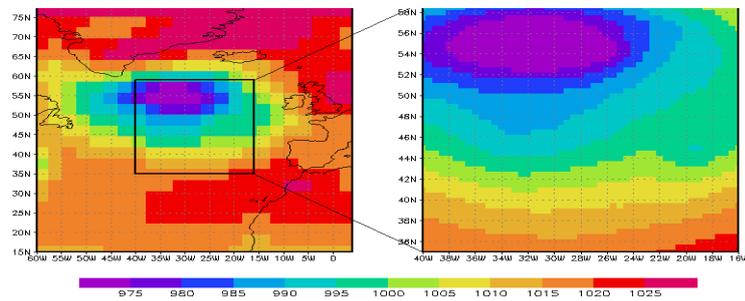
Um zu untersuchen, ob bei dem im Rahmen dieser Arbeit entwickelten ZWN-Modellsystem solche Effekte auftreten, wurde zunächst der in Abschnitt 4.2 beschriebene kurze Modelllauf ZWN-A über dem Nordatlantik durchgeführt und der Durchgang eines außertropischen Tiefdrucksystems analysiert.

In Abb. 5.1 ist der simulierte Verlauf des auf mittlere Meereshöhe (NN) reduzierten Bodendruckes für 4 aufeinanderfolgende Tage dargestellt. Zu Beginn der dargestellten Periode befindet sich an der Westkante des genesteten Gebietes das Zentrum eines Tiefdruckgebietes der mittleren Breiten (Abb. 5.1(a)). Dieses Drucksystem verlagert sich in den folgenden Tagen ostwärts (Abb. 5.1(b) und 5.1(c)). Am letzten dargestellten Tag 5.1(d)) hat das Zentrum des Tiefdrucksystems das genestete Modellgebiet verlassen und somit vollständig das Regionalmodellgebiet durchquert.

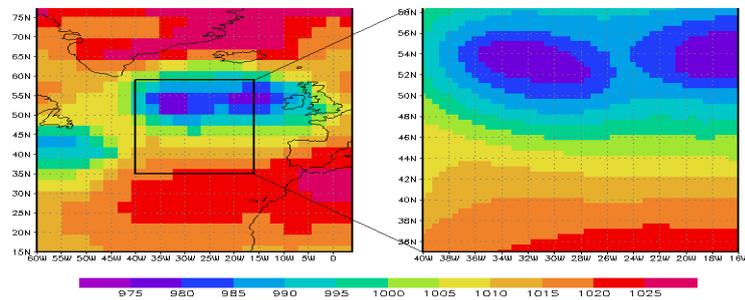
Die zeitliche Entwicklung der Simulation dieses Tiefdrucksystems ist typisch für außertropische Tiefdruckgebiete im Bereich des Nordatlantik, es kön-



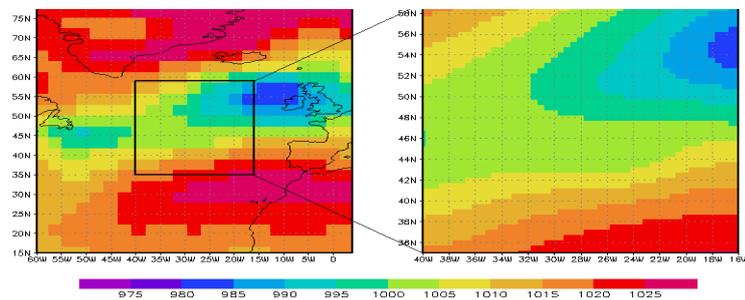
(a) Tag 1



(b) Tag 2

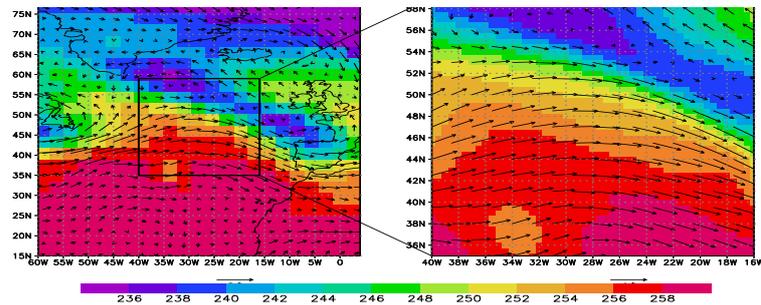


(c) Tag 3

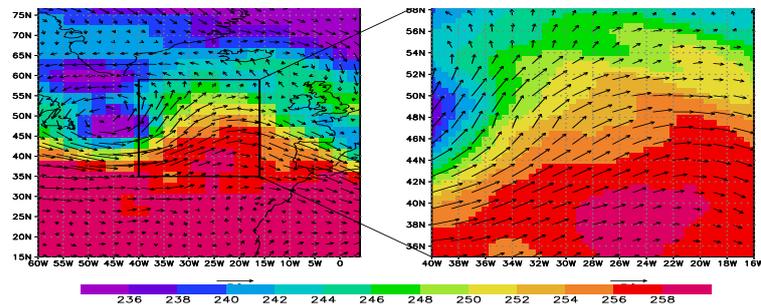


(d) Tag 4

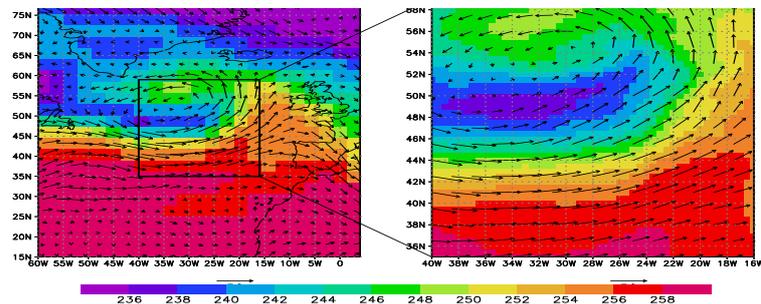
Abbildung 5.1: Auf mittlere Meereshöhe (NN) reduzierter Bodendruck [hPa] für vier aufeinanderfolgende Tage (26.-29. Januar 1980) jeweils um 00 UTC (a-d) aus dem ZWN-A Modelllauf. Links dargestellt ist jeweils ein das genestete Gebiet (schwarze Box) enthaltener Ausschnitt aus dem Ergebnis des Globalmodells; rechts dargestellt ist jeweils das Ergebnis des Regionalmodells.



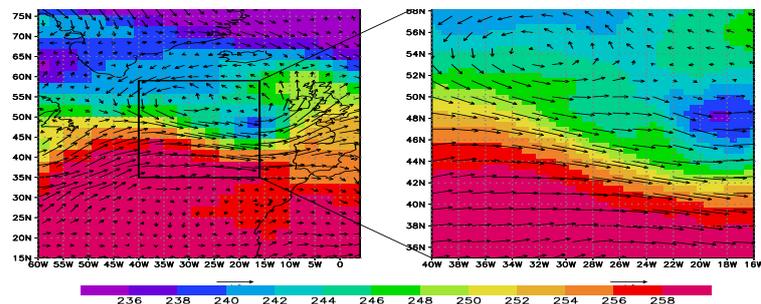
(a) Tag 1



(b) Tag 2



(c) Tag 3



(d) Tag 4

Abbildung 5.2: Temperatur [K] sowie Windvektoren der 500hPa Geopotentialfläche für vier aufeinanderfolgende Tage (26.-29. Januar 1980) jeweils um 00 UTC (a-d) aus dem ZWN-A Modelllauf. Links dargestellt ist jeweils ein das genestete Gebiet (schwarze Box) enthaltener Ausschnitt aus dem Ergebnis des Globalmodells; rechts dargestellt ist jeweils das Ergebnis des Regionalmodells.

nen eine Vielzahl ähnlicher Entwicklungen in ungenesteten ECHAM4-T42 Modellläufen gefunden werden. Insbesondere sind keine Reflexionen an den Rändern des Regionalmodellgebietes festzustellen.

Die zu den in Abb. 5.1 gezeigten Terminen gehörigen Temperaturen und Windvektoren der 500 hPa Geopotentialfläche sind in Abb. 5.2 dargestellt. Eine zu dem in Abb. 5.1 beschriebenen Tiefdruckgebiet gehörende negative Temperaturanomale liegt am ersten Tag (Abb. 5.2(a)) westlich des Regionalmodellgebietes, wird am zweiten Tag in das genestete Gebiet advehiert (Abb. 5.2(b)) und verlagert sich zum dritten Tag innerhalb des genesteten Gebietes weiter östlich (Abb. 5.2(c)). Am vierten Tag befindet es sich schließlich am Ostrand des Regionalmodellgebietes (Abb. 5.2(d)). Auch hier in der freien Troposphäre zeigen sich sowohl in den Temperaturfeldern als auch bei den Windvektoren keine ungewöhnlichen Effekte, auch nicht an den Randgebieten des Zwei-Wege genesteten Modellgebietes.

Der positive Verlauf dieser Teststudie belegt, dass das implementierte ZWN-Modellsystem keine offensichtlichen unerwünschten Nestungseffekte zeigt.

5.2 Wirkung der Zwei-Wege Nestung auf die globale Zirkulation

In diesem Abschnitt wird der Einfluss der Zwei-Wege Nestung auf die Simulation der globalen Temperatur- und Strömungsverteilungen analysiert. Dies geschieht durch den Vergleich der globalen Ergebnisfelder des ECHAM4-ORI Laufes (Abschnitt 4.3.1) gegen die ZWN Läufe (Abschnitt 4.3.2) und gegen die ERA15 Reanalysen (Abschnitt 2.2.1). In Unterabschnitt 5.2.1 wird zunächst die Wirkung der Zwei-Wege Nestung während eines Nestungsschrittes beschrieben, in Unterabschnitt 5.2.2 der Einfluss auf die Klimatologie der simulierten 3-dimensionalen Temperatur- und Strömungsfelder, und in Unterabschnitt 5.2.3 der Einfluss auf die Niederschlagsentwicklung insbesondere im Nestungsgebiet. Der letzte Unterabschnitt 5.2.4 gibt eine zusammenfassende Analyse der Wirkung der Zwei-Wege Nestung auf die globale Zirkulation.

5.2.1 Wirkungskette während eines ZWN-Schritts

Um zunächst die Wirkung der Zwei-Wege Nestung während einzelner Koppungsschritte abzuschätzen, wird in diesem Abschnitt der Einfluss der Zwei-Wege Nestung während eines Nestungsschrittes am Beispiel der Temperatur im Modelllevel 10 illustriert. Dieser Modelllevel entspricht in etwa der

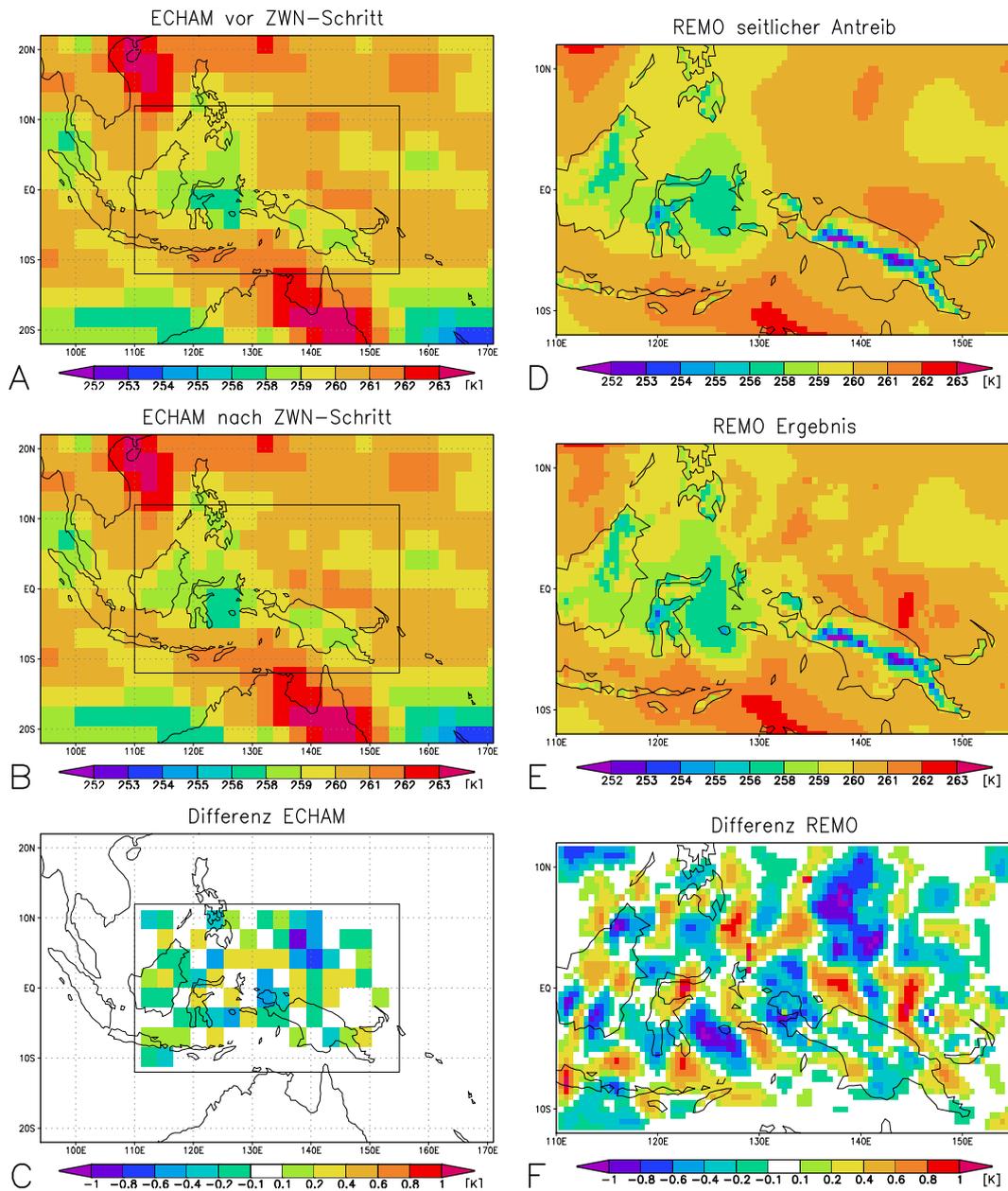


Abbildung 5.3: Temperaturen [K] im 10. Modelllevel zu einem Instantantermen (1. Juli 1981 00 UTC): A: Ausgangsfeld aus ECHAM4 vor einem ZWN-Schritt; B: verändertes Feld nach einem ZWN-Schritt; C: Differenz B-A; D: aus A mittels der Praeprozessing-routine erzeugtes Feld, welches von REMO als seitliche Randbedingung genutzt wird; E: Ergebnisfeld von REMO für diesen Zeitpunkt; F: Differenz E – D.

isobaren 400 hPa Fläche (siehe auch Tabelle 4.1). Als Zeitpunkt für diese Analyse wurde ein Termin 18 Monate nach Initialisierung des ZWN-MK Modelllaufes, also der 1. Juli 1981, gewählt.

In Abb. 5.3 sind Temperaturverteilungen des Modelllevels 10 im Bereich des Maritimen Kontinents dargestellt. Auf der linken Hälfte sind die globalen Felder in T42-Auflösung, auf der rechten Hälfte die regionalen Felder in $1/2^\circ$ -Auflösung dargestellt. Der Simulationszeitpunkt für alle dargestellten Felder ist identisch:

- Ausgangsbasis vor einem ZWN Zeitschritt ist das Temperaturfeld des Modelllevels 10 in globaler T42-Auflösung (**A**)
- Mittels der Interpolationsroutine GTR (Abschnitt 3.1.3) wird aus dem globalen Feld **A** das Feld **D** auf dem Regionalmodellgitter erzeugt. Aus diesem und dem analogen Feld des vorangehenden ZWN-Schritts werden die seitlichen Randbedingungen für die regional verfeinerte Nachrechnung des Zeitraums vom vorangehenden bis zum aktuellen ZWN-Schritt durch lineare zeitliche Interpolation gewonnen.
- Die Regionalkomponente REMO rechnet den Zeitraum vom vorangehenden ZWN-Schritt bis zum aktuellen ZWN-Schritt nach. Das Ergebnis zum aktuellen Zeitpunkt ist das regionale Feld **E**. Dieses ist ähnlich dem antreibenden Feld **D**, jedoch nicht identisch.
- Die Differenz des regionalen Ergebnisses **E** zum antreibenden Feld **D** ist in Feld **F** dargestellt; und zeigt den Einfluss des Regionalen Modells während eines ZWN-Schritts in der Horizontalauflösung der Regionalmodellkomponente. Die Abweichungen sind sowohl positiv als auch negativ und haben einen Betrag von bis zu 1 K.
- Mittels der Aggregationsroutine RTG (Abschnitt 3.1.4) wird das regionale Ergebnisfeld **E** auf das Globalmodellgitter aggregiert und außerhalb des Nestungsgebietes (schwarze Box) mit dem Ausgangsfeld **A** belegt. Mit dem so entstandenen globalen Feld **B**, was leichte Änderungen gegenüber dem Ausgangszustand **A** innerhalb des Nestungsgebietes zeigt, wird die ZWN Simulation mit einem Zeitschritt der Globalmodellkomponente ECHAM4 fortgeführt.
- Die Differenz des geänderten globalen Feldes **B** zum Ausgangsfeld **A** ist in Feld **C** dargestellt. Die Änderungen sind meist unter 0.3 K und damit deutlich kleiner als in der Regionalmodellauflösung (Feld **F**), da ein

Großteil der auf der hohen Regionalmodellauflösung berechneten Änderungen bedingt durch die Aggregation auf die gröbere Auflösung herausgemittelt werden.

Es zeigt sich also, dass für die Temperaturverteilungen im Globalmodell die Änderungen durch einen ZWN-Schritt im Bereich des Regionalmodellnetzes mit absoluten Differenzen von bis zu 0.3 K moderat sind. Da die Änderungen der Globalmodellkomponente in dieser moderaten Größenordnung zu jedem internen Rechenzeitschritt aufgeprägt werden, können sie dennoch einen deutlichen Einfluss auf die simulierte globale Klimatologie in der Region und auch außerhalb davon haben, was im folgenden Abschnitt (5.2.2) belegt wird.

In einer möglichen alternativen Zwei-Wege Nestungstechnik, die einen ZWN-Schritt nicht zu jedem Zeitschritt der Globalmodellkomponente, sondern nur z. B. alle 6 Stunden durchführt, würde der zusätzliche Rechenaufwand durch die Zwei-Wege Nestung vermindert werden, da die Transformationen vom globalen zum regionalen Modellgitter und zurück wesentlich seltener ausgeführt werden müssten. Jedoch wäre die Wirkung bei einem Nestungsschritt wahrscheinlich wesentlich größer, da jetzt die Änderungen, die sich innerhalb von 6 Simulationsstunden in dem regionalen Nest ergeben hätten, auf einen Schlag dem Globalmodell übergeben würden. Es kann nicht ausgeschlossen werden, dass die Stabilität eines solchen Systems durch relativ große Änderungen bei den Nestungsschritten beeinträchtigt werden würde. Es ist geplant, hierzu weitere Testläufe zu unternehmen.

5.2.2 Analyse des Einflusses auf die globale Temperatur- und Strömungsverteilung

In diesem Abschnitt wird der Einfluss der Zwei-Wege Nestung auf die Simulationsergebnisse der globalen Ergebnisfelder analysiert. Dafür werden die Ergebnisse des autonomen ECHAM4-Laufes (ECHAM4-ORI) und die der Zwei-Wege genesteten Läufe (ZWN-MK, ZWN-SN, ZWN-NA) miteinander und gegen ERA15 Reanalysedaten verglichen.

Die Differenzen zwischen klimatischen Mittelwerten (wie z. B. der mehrjährigen saisonalen zonalgemittelten Temperatur) des ECHAM4-ORI Modelllaufes und der ERA15-Reanalysen kann als systematische Abweichung (oder auch Modellfehler) des ECHAM4 Globalmodell interpretiert werden. Die 10-jährige mittlere Modellabweichung für die Temperatur in einer Höhe von 500 hPa ist in Abb. 5.4(a) dargestellt. In den gesamten Tropen zeigt sich hierbei eine positive Temperaturabweichung, die ihr Maximum im westlichen tropischen Pazifik im Bereich des sog. "Warm Pools" bei 160° E nah des Äquators hat. Negative

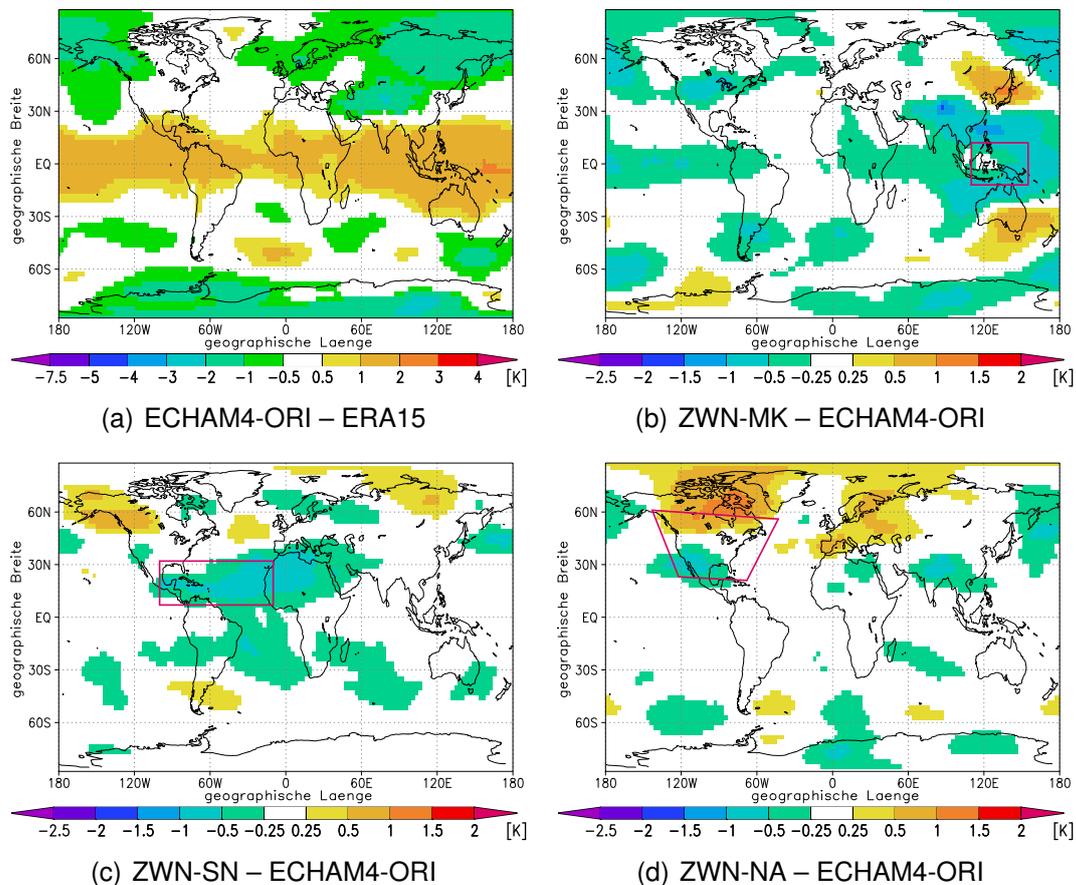


Abbildung 5.4: Differenz der 500 hPa Temperatur [K] gemittelt über die gesamte Integrationszeit von 10 Jahren: (a) ECHAM4-ORI – ERA15; (b) ZWN-MK – ECHAM4-ORI; (c) ZWN-SN – ECHAM4-ORI; (d) ZWN-NA – ECHAM4-ORI; (das rote Rechteck in (b-d) kennzeichnet das Gebiet, in welchem jeweils die Zwei-Wege Nestung angewandt worden ist).

Temperaturabweichungen von bis zu ca. 2 K zeigen sich in der Südhemisphäre vor allem im Bereich der Antarktis; sowie in der Nordhemisphäre im Bereich Skandinaviens, Alaskas sowie über großen Teilen Asiens.

Abb. 5.4(b) zeigt die Differenz der Experimente ZWN-MK minus ECHAM4-ORI, und beschreibt daher den Einfluss der Zwei-Wege Nestung im Bereich des Maritimen Kontinents im Vergleich zu der ungenesteten ECHAM4-ORI Simulation: in 500 hPa zeigt das ZWN-Experiment über großen Teilen der Tropen, insbesondere im Bereich um den Maritimen Kontinent, kältere Temperaturen als der ECHAM4-ORI-Lauf. Somit wird in den Tropen der Modellfehler von ECHAM4 durch die Zwei-Wege Nestung systematisch reduziert. Außerhalb der Tropen ist der Einfluss der Zwei-Wege Nestung auf die Temperatur in 500hPa teilweise positiv und teilweise negativ, so dass hier nicht von einer systematischen Verringerung des Modellfehlers ausgegangen werden kann. Auch

für die beiden anderen ZWN-Läufe zeigt sich für ZWN-SN in Abb. 5.4(c) und für ZWN-NA in Abb. 5.4(d) jeweils über den genesteten Gebieten ein positiver Einfluss auf die Simulation der Temperatur in 500 hPa, der jedoch schwächer ausgeprägt ist als bei ZWN-MK.

Abb. 5.5 zeigt analog zu Abb. 5.4 Temperaturdifferenzen in der Höhe von 500hPa, jedoch anstatt von jährlichen Mittelwerten sind hier die Mittelwerte der borealen Wintersaison (DJF) dargestellt. Während sich die Modellabweichungen in dieser Saison (Abb. 5.5(a)) recht ähnlich verhalten wie im Jahresmittel (Abb. 5.4(a)), zeigt der Einfluss der Zwei-Wege Nestung für ZWN-MK in dieser Saison (Abb. 5.5(b)) in den Tropen nur im Bereich des Maritimen Kontinents eine leichte Verringerung der 500 hPa Temperatur. Außerhalb der Tropen zeigen sich südhemisphärisch kleinere sowohl positive als auch negative Einflüsse auf die Temperatur; nordhemisphärisch dagegen werden in dieser Saison die Modellabweichungen leicht verstärkt. Auch für ZWN-SN (Abb. 5.5(c)) zeigt sich in der Nähe des genesteten Gebietes in DJF ein kleinerer Einfluss als bei den jährlichen Werten. Dagegen ist für ZWN-NA (Abb. 5.5(d)) der Einfluss nordhemisphärisch, und insbesondere über der genesteten Region Nordamerika in dieser Jahreszeit verstärkt.

Die Differenzen der 500 hPa Temperatur für die boreale Sommersaison (JJA) sind in Abb. 5.6 dargestellt. In weiten Teilen zeigt sich für den Modellfehler (Abb. 5.6(a)) wieder ein ähnliches Verhalten wie für die Jahresmittel (Abb. 5.4(a)), auffällig ist jedoch eine positive Temperaturabweichung im Gebiet um Grönland. Der Einfluss der Zwei-Wege Nestung zeigt sich wiederum in einer deutlichen Verringerung der 500 hPa Temperatur im gesamten Bereich der Tropen für ZWN-MK (Abb. 5.6(b)) und für ZWN-SN im tropischen Bereich rund um das genestete Gebiet (Abb. 5.6(c)). Außerhalb der Tropen zeigt sich bei diesen beiden Experimenten wiederum ein wechselhaftes Signal, was sich jedoch in weiten Gebieten genau umgekehrt zu den Modellabweichungen verhält (z. B. das Gebiet um Grönland oder das Gebiet südlich Australiens). In ZWN-NA zeigt sich in dieser Saison ein schwächerer Einfluss als in DJF, wobei das stärkste Signal wieder in der Nähe des genesteten Gebiets gefunden wird (Abb. 5.6(d)).

In den obigen Abbildungen 5.4 - 5.6 erfolgten die Auswertungen der Temperaturdifferenzen zwischen den verschiedenen Daten auf einem Drucklevel. In den folgenden Abbildungen werden nun analoge Analysen für die globale zonal gemittelte Temperaturverteilung gezeigt. Eine vergleichbare Analyse ist in Roeckner et al. [1996] für ECHAM4 in T42 Horizontalauflösung durchgeführt worden und zeigt sehr ähnliche Ergebnisse.

Für das Jahresmittel zeigt Abb. 5.7(a) die Abweichung von ECHAM4 in Bezug auf ERA15: in der gesamten tropischen Troposphäre zeigen sich positive

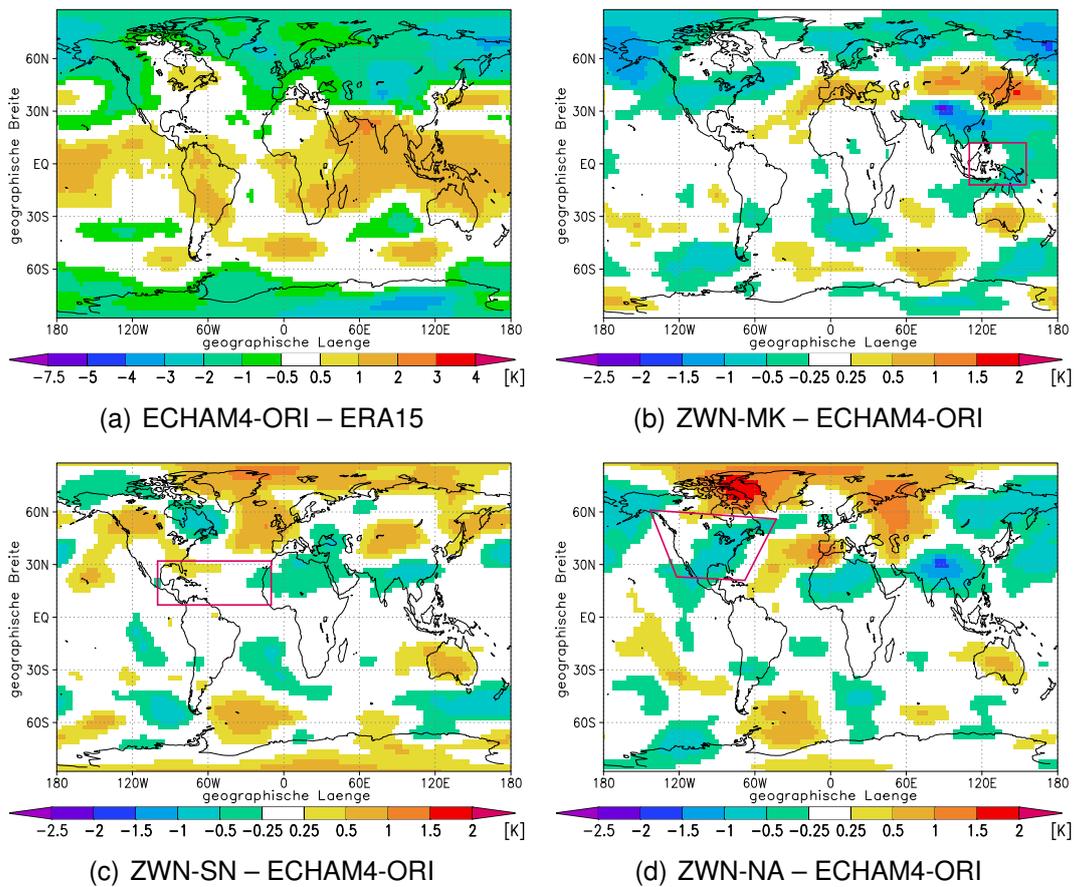


Abbildung 5.5: Differenz der 500 hPa Temperatur [K] gemittelt über die boreale Wintersaison (DJF) für die gesamte Integrationszeit von 10 Jahren: (a) ECHAM4-ORI – ERA15; (b) ZWN-MK – ECHAM4-ORI; (c) ZWN-SN – ECHAM4-ORI; (d) ZWN-NA – ECHAM4-ORI; (das rote Rechteck in (b-d) kennzeichnet das Gebiet, in welchem jeweils die Zwei-Wege Nestung angewandt worden ist).

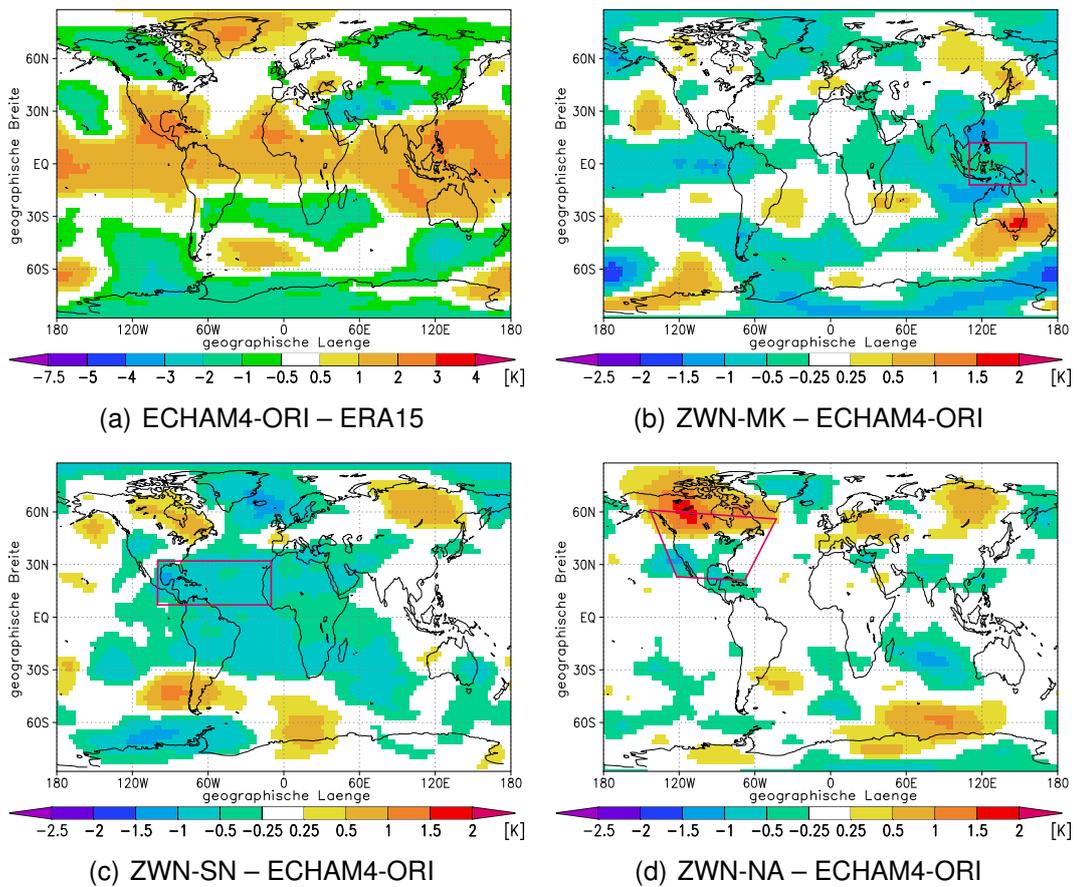


Abbildung 5.6: Differenz der 500 hPa Temperatur [K] gemittelt über die boreale Sommersaison (JJA) für die gesamte Integrationszeit von 10 Jahren: (a) ECHAM4-ORI – ERA15; (b) ZWN-MK – ECHAM4-ORI; (c) ZWN-SN - -ECHAM4-ORI; (d) ZWN-NA – ECHAM4-ORI; (das rote Rechteck in (b-d) kennzeichnet das Gebiet, in welchem jeweils die Zwei-Wege Nestung angewandt worden ist).

Abweichungen, die mit der Höhe zunehmen und kurz unterhalb der Tropopause ein Maximum von ca. 2 K erreichen. In der tropischen Stratosphäre ist dagegen eine negative Abweichung sichtbar. Außerdem zeigt sich eine starke negative Abweichung von bis zu 8 K im Bereich der oberen Troposphäre in höheren Breiten auf beiden Hemisphären. Zusätzlich ist eine deutliche negative Temperaturabweichung südlich einer geographischen Breite von ca. 65° S vorhanden, welche sich vom Boden bis in eine Höhe von etwa 700 hPa erstreckt. Diese Abweichung liegt über dem Gebiet der Antarktis, welche großflächig eine topographische Höhe von mehreren tausend Metern hat. Die Temperaturen unterhalb von ca. 700 hPa sind daher dort nicht aussagekräftig, da sie im Postprocessing durch Extrapolation ermittelt worden sind; die Abweichung in der Temperatur sollte dort daher nicht interpretiert werden.

Der Einfluss der Zwei-Wege Nestung wirkt für ZWN-MK wiederum diametral gegen diesen systematischen Modellfehler: es kommt vor allem zu einer Abkühlung der tropischen Troposphäre um bis zu ca. 1 K unterhalb der Tropopause, und einer Erwärmung der tropischen Stratosphäre um bis zu 1.5 K (Abb. 5.7(b)). Außerdem kommt es in den mittleren Breiten auf beiden Hemisphären im oberen Teil der Troposphäre zu einer leichten Erwärmung bis 1 K, welche die dort vorhandene starke Kälteabweichung von ECHAM4-ORI leicht reduziert. Auch für ZWN-SN (Abb. 5.7(c)) ergibt sich ein insgesamt ähnlicher Einfluss der Zwei-Wege Nestung wie für ZWN-MK, wobei jedoch die Abkühlung der tropischen Troposphäre in ZWN-SN deutlich schwächer ausfällt. Für ZWN-NA (Abb. 5.7(d)) dagegen zeigt sich troposphärisch eine Erwärmung nördlich von ca. 45° N, sowie eine Abkühlung der gesamten unteren Stratosphäre. Somit kann bei dieser Art der Auswertung für ZWN-NA im Gegensatz zu den beiden anderen Experimenten kein systematisch positiver Einfluss auf die globale Temperaturentwicklung festgestellt werden.

Abb. 5.8 zeigt analog zu Abb. 5.7 die Differenzen der Temperatur für die boreale Wintersaison (DJF). Während die Abweichung von ECHAM4-ORI in Bezug auf ERA15 (Abb. 5.8(a)) eine ähnliche Struktur und Stärke zeigt wie für das Jahresmittel (Abb. 5.7(a)), ist in ZWN-MK der Einfluss der Zwei-Wege Nestung in DJF (Abb. 5.8(b)) insgesamt deutlich schwächer ausgeprägt als für die Jahreswerte (Abb. 5.7(b)): auch hier zeigt sich eine Abkühlung in der höheren Troposphäre innerhalb der Tropen, welche ihr Maximum unterhalb der Tropopause mit einer Verringerung von 0.5 K hat. Der Einfluss in der oberen Troposphäre in mittleren Breiten ist dagegen ähnlich wie bei den Jahreswerten. Außerdem zeigt sich eine Abkühlung der gesamten Troposphäre in sehr hohen nördlichen Breiten, welche in den Jahresdifferenzen nicht sichtbar war. In ZWN-SN (Abb. 5.7(c)) zeigt sich in DJF eine deutlichere Erwärmung der außertropischen höheren Troposphäre, dagegen ist die troposphärische Ab-

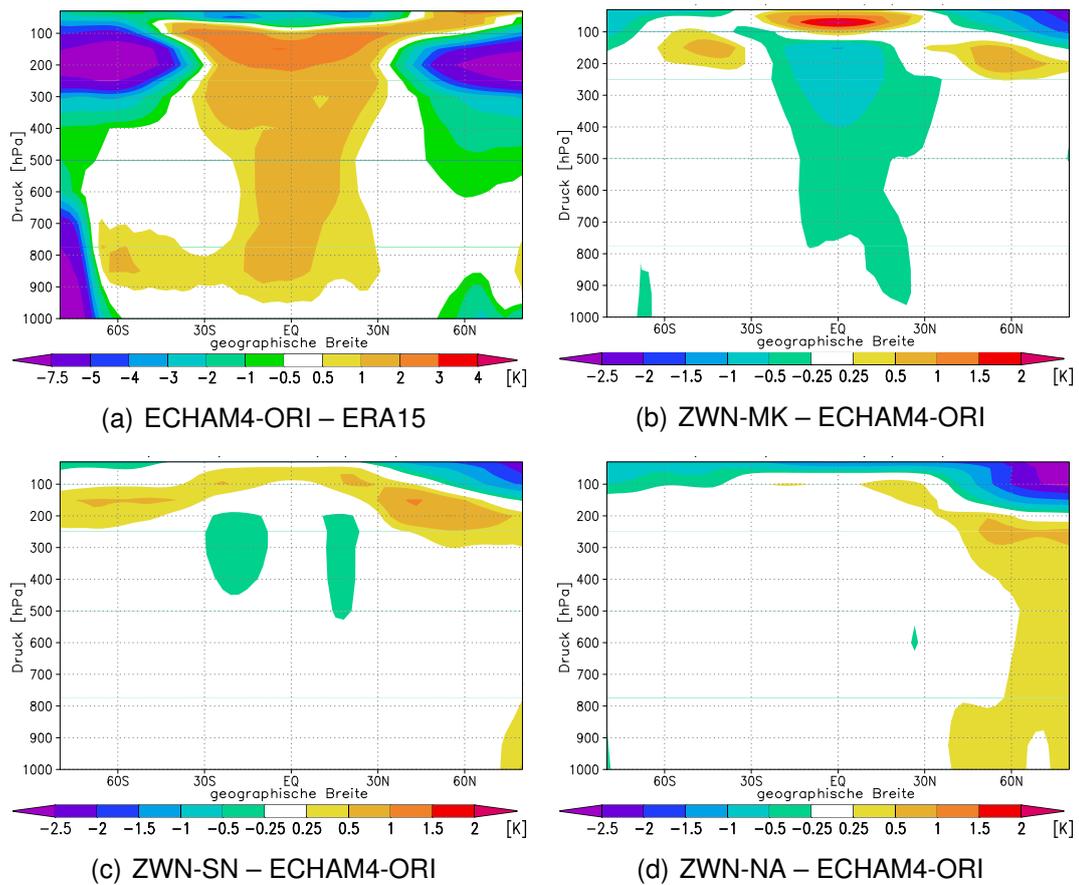


Abbildung 5.7: Differenz der globalen zonal gemittelten Temperatur [K], gemittelt über die gesamte Integrationszeit von 10 Jahren: (a) ECHAM4-ORI – ERA15; (b) ZWN-MK – ECHAM4-ORI; (c) ZWN-SN – ECHAM4-ORI; (d) ZWN-NA – ECHAM4-ORI.

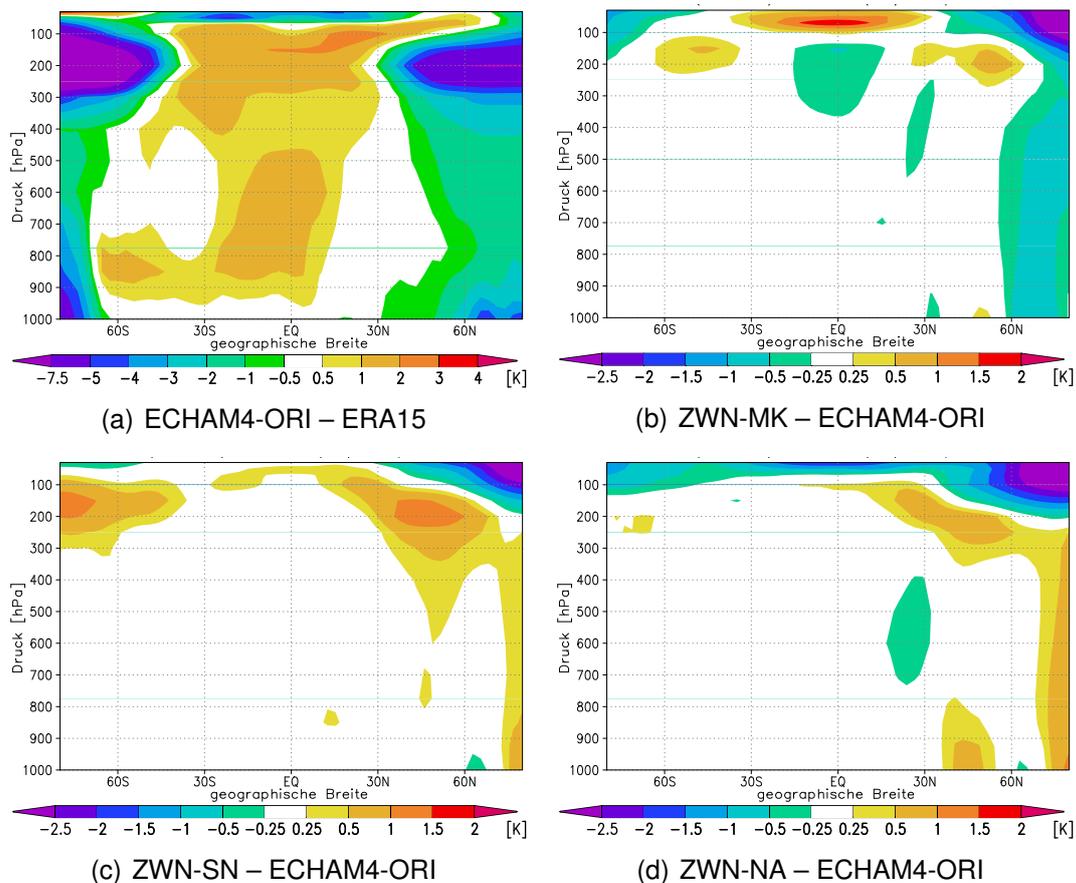


Abbildung 5.8: Differenz der globalen zonal gemittelten Temperatur [K], gemittelt über die boreale Wintersaison (DJF) für die gesamte Integrationszeit von 10 Jahren: (a) ECHAM4-ORI – ERA15; (b) ZWN-MK – ECHAM4-ORI; (c) ZWN-SN – ECHAM4-ORI; (d) ZWN-NA – ECHAM4-ORI.

kühlung in den Tropen hier nicht signifikant. In ZWN-NA (Abb. 5.7(d)) ist in DJF nur eine leichte Abwandlung in Bezug auf das Jahresmittel feststellbar.

Schließlich zeigt Abb. 5.9 die Differenzen der zonal gemittelten Temperatur für die boreale Sommersaison (JJA): während der Modellfehler (Abb. 5.9(a)) wiederum sehr ähnlich zu den Jahreswerten ist (Abb. 5.7(a)), wirkt die Zwei-Wege Nestung in ZWN-MK in dieser Saison besonders stark (Abb. 5.9(b)): die tropische Troposphäre wird unterhalb der Tropopause bis zu ca. 1.5 K abgekühlt. Außerdem zeigt sich in dieser Saison eine Abkühlung der gesamten Troposphäre in sehr hohen südlichen Breiten. In ZWN-SN ist zwar die außertropische Erwärmung der oberen Troposphäre in JJA weniger stark ausgeprägt als in DJF, jedoch ist die troposphärische Abkühlung im tropischen Breitenbereich hier stärker ausgeprägt als in DJF (Abb. 5.9(c)). Für ZWN-NA zeigt sich in JJA wieder ein ähnliches Bild wie in DJF bzw. wie in den Jahresmittelwerten.

In Abb. 5.7 wurden Differenzen der Zonalmittel zeitlich gemittelt über die

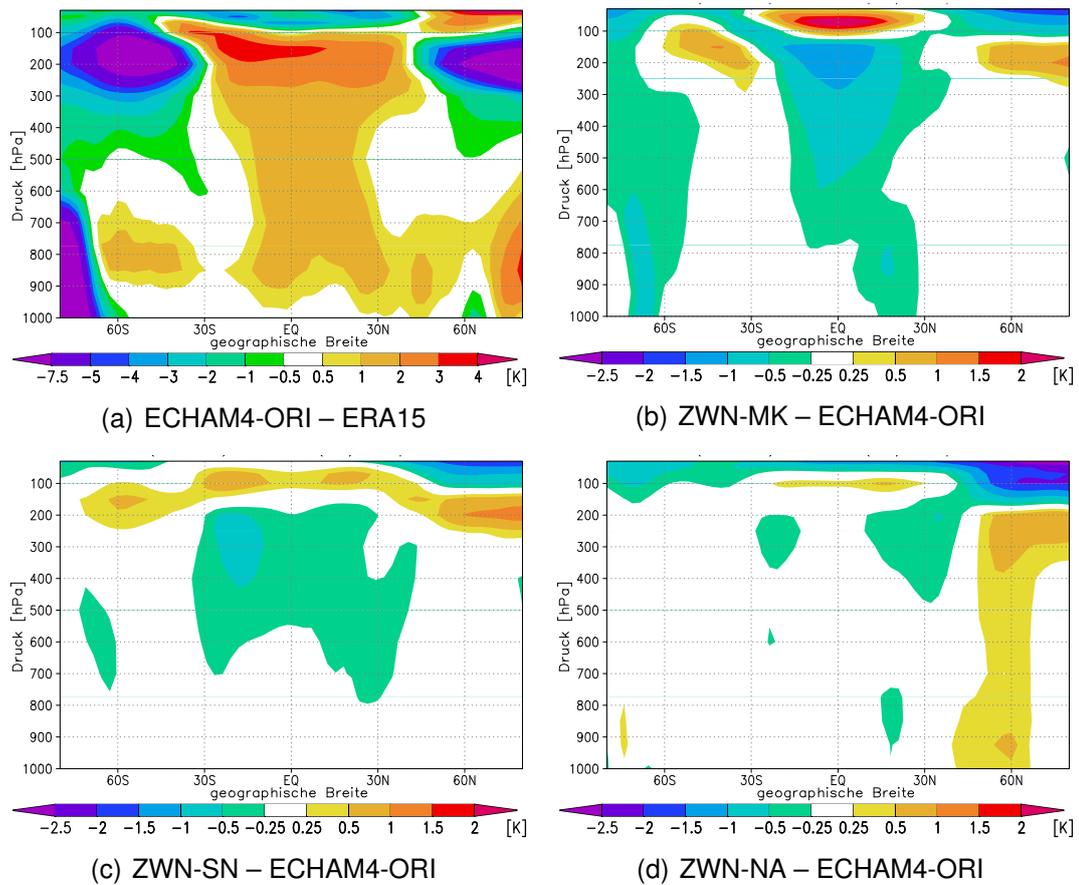


Abbildung 5.9: Differenz der globalen zonal gemittelten Temperatur [K], gemittelt über die boreale Sommersaison (JJA) für die gesamte Integrationszeit von 10 Jahren: (a) ECHAM4-ORI – ERA15; (b) ZWN-MK – ECHAM4-ORI; (c) ZWN-SN – ECHAM4-ORI; (d) ZWN-NA – ECHAM4-ORI.

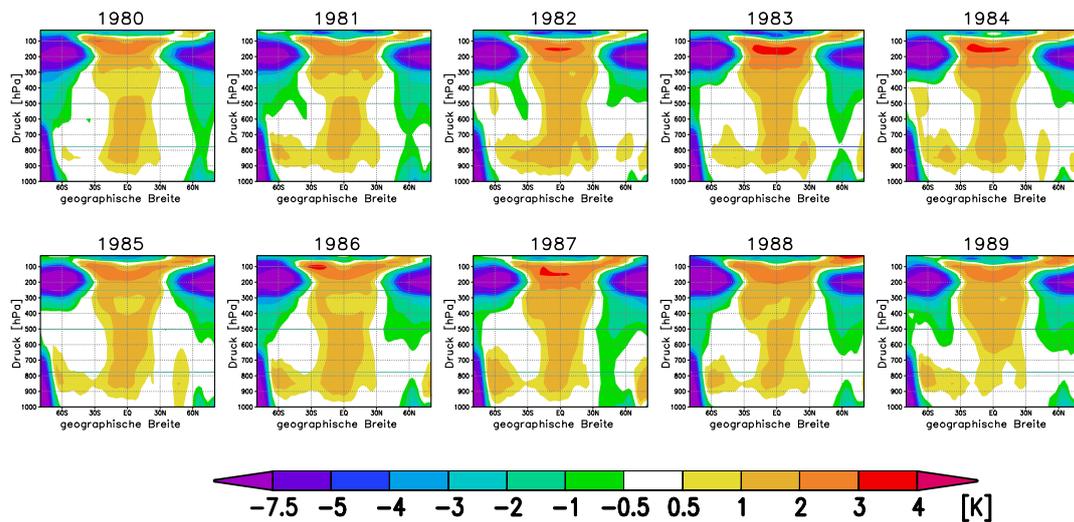


Abbildung 5.10: Differenz der global zonal gemittelten Temperatur für die einzelnen Jahresmittel der 10 Simulationsjahre: ECHAM4-ORI – ERA15.

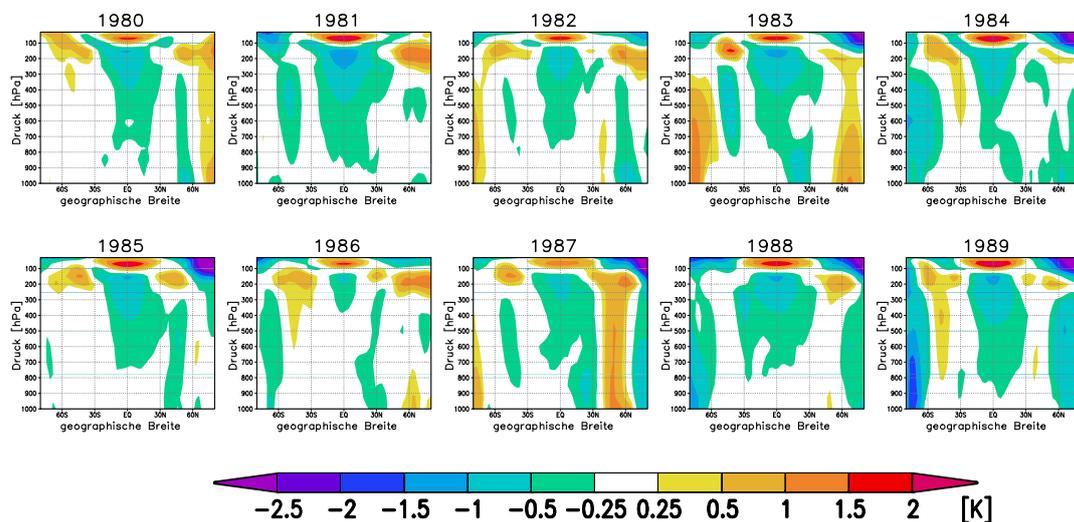


Abbildung 5.11: Differenz der global zonal gemittelten Temperatur für die einzelnen Jahresmittel der 10 Simulationsjahre: ZWN-MK – ECHAM4-ORI.

10 Jahre des gesamten Simulationsverlaufes dargestellt. In Abb. 5.10 und Abb. 5.11 sind gleichartige Differenzen für die Jahresmittel der 10 einzelnen Jahre dargestellt. Der Modellfehler von ECHAM4 in Bezug auf ERA15 (Abb. 5.10) zeigt dabei für jedes einzelne Simulationsjahr eine sehr ähnliche Fehlerstruktur und -stärke wie die für den gesamten Simulationszeitraum gemittelte Darstellung (Abb. 5.7(a)). Damit ist dieser Fehler als sehr systematisch zu betrachten.

Ähnliches ergibt sich auch für den Einfluss der Zwei-Wege Nestung am Beispiel des ZWN-MK Rechenlaufes (Abb. 5.11). Obwohl es durchaus Schwankungen des Einflusses zwischen den verschiedenen Simulationsjahren gibt, ist die prinzipielle Struktur und Stärke des Einflusses für jedes der 10 Simulationsjahre ähnlich: es kommt jeweils zur Abkühlung der gesamten tropischen Troposphäre und einer Erwärmung der darüber liegenden tropischen Stratosphäre. Außerhalb der Tropen zeigt sich in allen Jahren eine Erwärmung der oberen Troposphäre, in der unteren außertropischen Troposphäre bewirkt die Zwei-Wege Nestung dagegen ein unterschiedliches Verhalten in den verschiedenen Jahren. Insgesamt zeigt sich daher, dass der Einfluss der Zwei-Wege Nestung in ZWN-MK sehr systematisch ist.

Um den Einfluss der Zwei-Wege Nestung auf die globale Zirkulation zu analysieren, sind in Abb. 5.12 die zonal gemittelten meridionalen und vertikalen Windkomponenten dargestellt. Im oberen Teil, der das Ergebnis für den ECHAM4-ORI-Lauf zeigt, kann sehr gut die sog. Hadley-Zelle [Hadley, 1735] gesehen werden: im Bereich des Äquators ist der aufsteigende Ast, und in subtropischen Breiten von ca. 30° sind auf beiden Hemisphären die absteigenden Äste dieser Zirkulationszelle erkennbar. Polwärts der Hadley-Zellen finden sich die sog. Ferrel-Zellen (nach William Ferrel) mit aufsteigenden Ästen im Bereich der mittleren Breiten (ca. $50^\circ - 60^\circ$ geographischer Breite) auf beiden Hemisphären, wobei die absteigenden Äste der Ferrel-Zellen sich mit denen der Hadley-Zellen in subtropischen Breiten vereinigen. Auch für ZWN-MK (mittlerer Teil von Abb. 5.12) sieht die Struktur sehr ähnlich aus wie für das ungenestete ECHAM4-ORI Experiment. Um in der Differenz (unterer Teil von Abb. 5.12) die Unterschiede deutlich zu machen, sind hier die Windvektoren um den Faktor 5 größer skaliert als in den Absolutwerten. Die stärksten Unterschiede finden sich genau an dem zentralen aufsteigenden Ast der Hadley-Zelle leicht nördlich des Äquators und zeigen nach unten, was eine Abschwächung des Aufstiegs in ZWN-MK bedeutet. Der südliche Bereich der aufsteigenden Hadley-Zirkulation wird dagegen in ZWN-MK leicht verstärkt. Insgesamt ist die Hadley-Zelle in ZWN-MK schwächer ausgeprägt als in ECHAM4-ORI.

Für den Rechenlauf "Subtropischer Nordatlantik" sind die zonal gemittelten meridionalen und vertikalen Windkomponenten in Abb. 5.13 dargestellt.

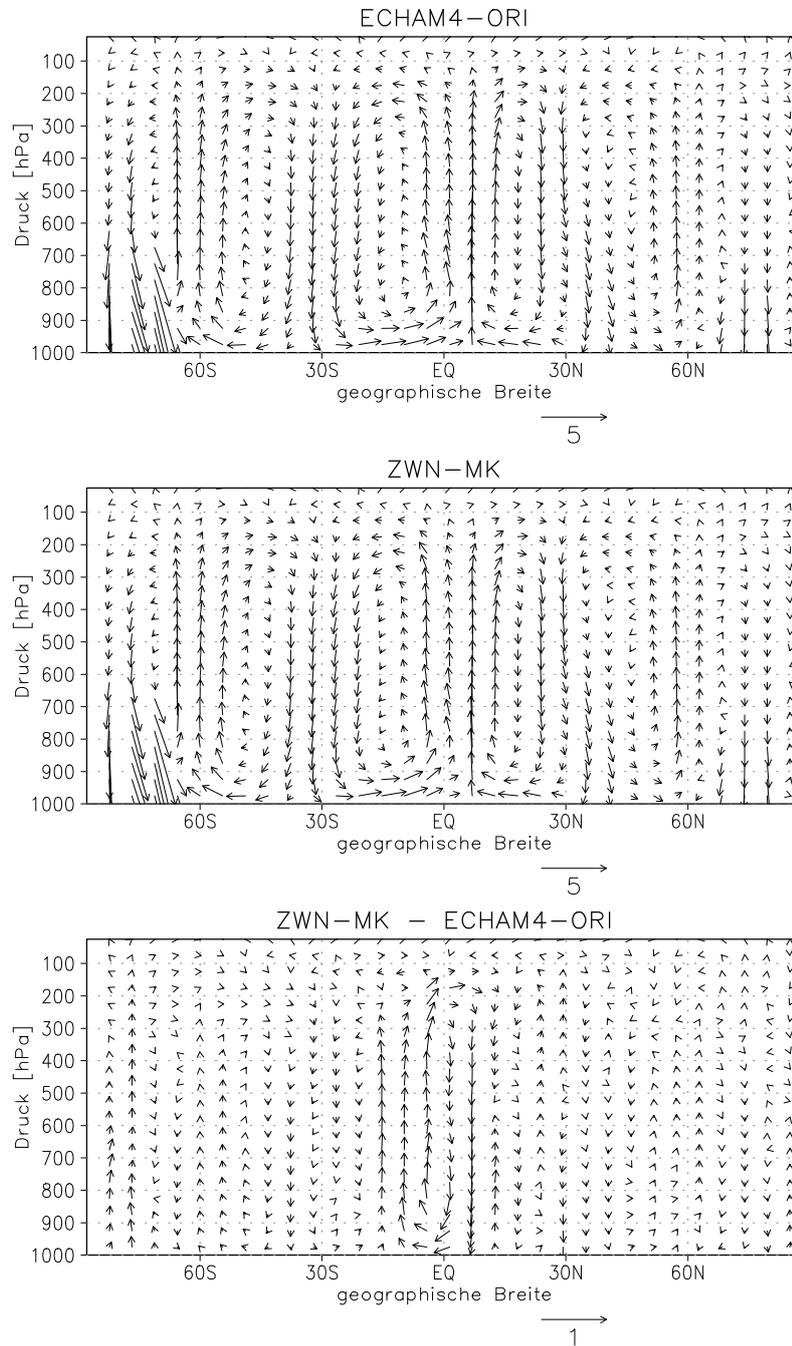


Abbildung 5.12: Atmosphärische Zirkulation dargestellt durch die global zonal gemittelten meridionalen und vertikalen Windvektoren [m/s], gemittelt über die gesamte Integrationszeit von 10 Jahren. Oben: ECHAM4-ORI; Mitte: ZWN-MK; Unten: ZWN-MK – ECHAM4-ORI.

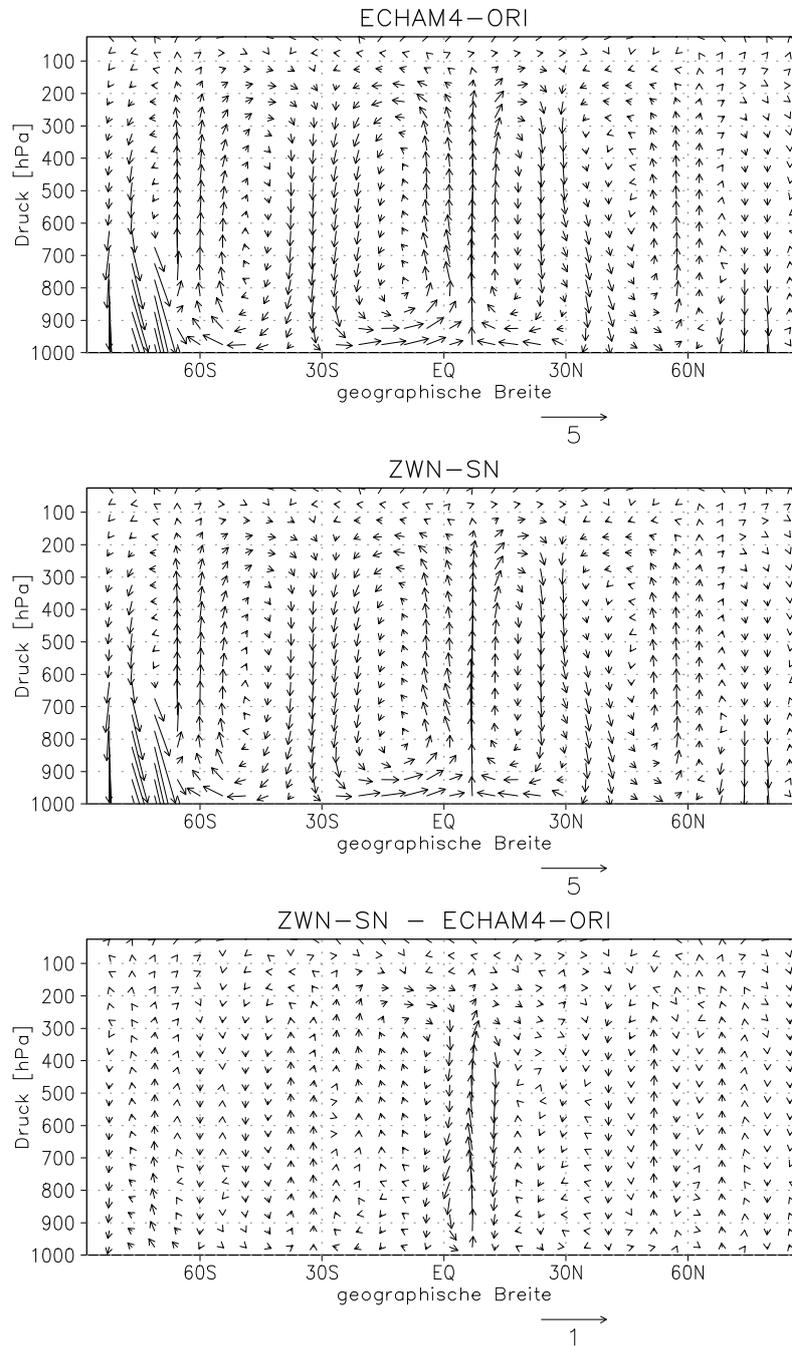


Abbildung 5.13: Atmosphärische Zirkulation dargestellt durch die global zonal gemittelten meridionalen und vertikalen Windvektoren [m/s], gemittelt über die gesamte Integrationszeit von 10 Jahren. Oben: ECHAM4-ORI; Mitte: ZWN-SN; Unten: ZWN-SN – ECHAM4-ORI.

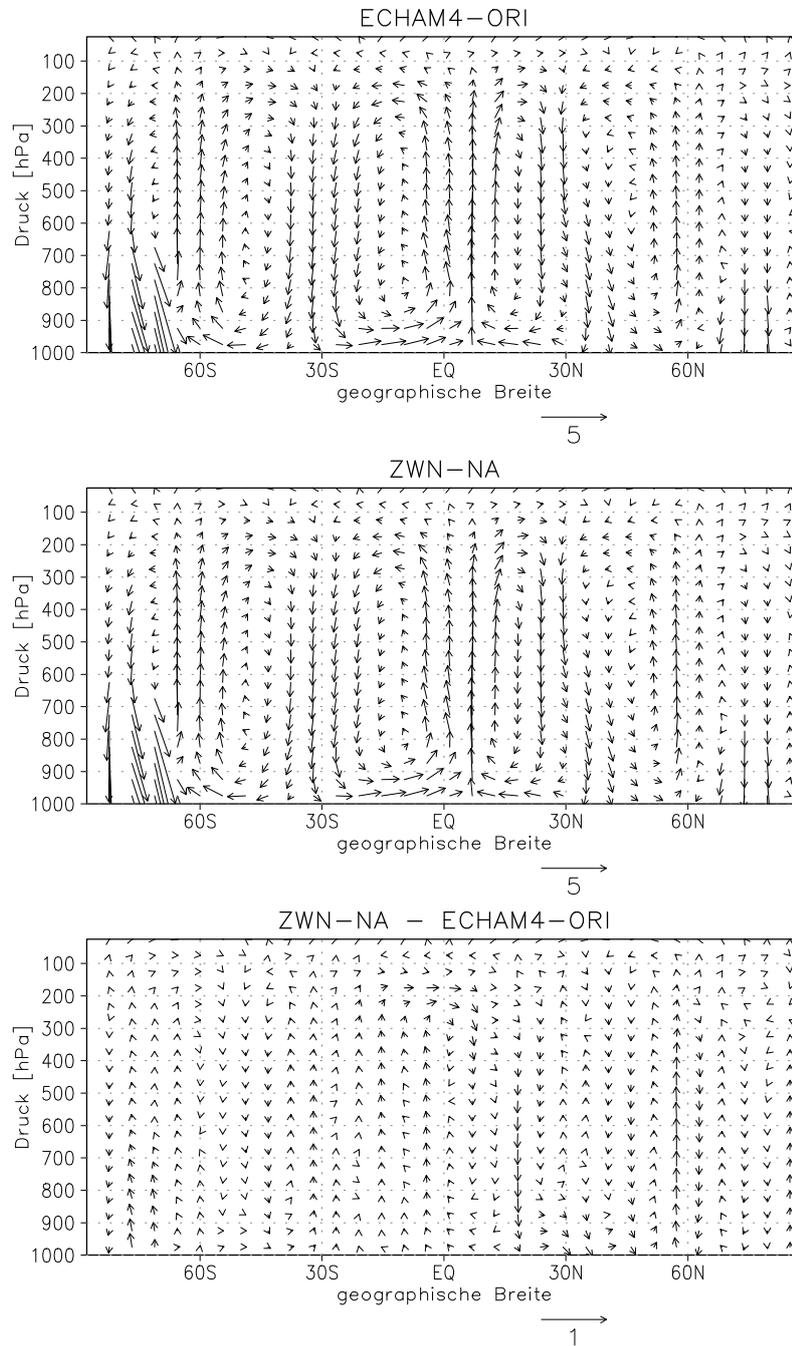


Abbildung 5.14: Atmosphärische Zirkulation dargestellt durch die global zonal gemittelten meridionalen und vertikalen Windvektoren [m/s], gemittelt über die gesamte Integrationszeit von 10 Jahren. Oben: ECHAM4-ORI; Mitte: ZWN-NA; Unten: ZWN-NA – ECHAM4-ORI.

Da ECHAM4-ORI und ZWN-SN hier wieder sehr ähnlich sind, werden deren Unterschiede in den unten dargestellten Differenzen sichtbar. Die Differenzen sind kleiner als bei der Simulation ZWN-MK, und haben eine andere Struktur: in ZWN-SN wird die Mitte des Zentrums des zentral aufsteigenden Astes der Hadley-Zirkulation im Gegensatz zu ZWN-MK verstärkt, während die nördlich und südlich davon liegenden Bereiche des zentral aufsteigenden Astes leicht vermindert werden. In der Summe ist daher kein wesentlicher Einfluss auf die Stärke der Hadley-Zelle in ZWN-SN feststellbar.

Schließlich werden in Abb. 5.14 die zonal gemittelten meridionalen und vertikalen Windkomponenten für den Rechenlauf "Nordamerika" festgestellt. Hier finden sich auch in den Differenzen (unterer Teil) trotz der sensitiven Skalierung nur sehr kleine Unterschiede zwischen ECHAM4-ORI und ZWN-NA mit Ausnahme der geographischen Breite von ca. 60° N. Hier liegt der nördliche Rand des regionalen Modellgebietes, und es zeigen sich südlich (nördlich) dieser Breite eine Verstärkung (Abschwächung) des hier liegenden aufsteigenden Astes der Ferrel-Zelle. Insgesamt ist für diesen Rechenlauf mit außertropischem Nest im Vergleich zu den anderen beiden Rechenläufen nur ein schwacher Einfluss der Zwei-Wege Nestung erkennbar.

Die Interpretation der in diesem Abschnitt vorgestellten Ergebnisse erfolgt nach der Niederschlagsvalidierung in Abschnitt 5.2.4.

5.2.3 Einfluss auf den Niederschlag

Die realitätsnahe Simulation des Niederschlages ist nach wie vor eine der größten Herausforderungen bei der Durchführung atmosphärischer Klimamodellläufe (z. B. IPCC [2007]). Dies ist ein Resultat der starken Sensitivität der modellierten Niederschlagsmengen auf sowohl die dynamischen, aufgelösten Modellprozesse als auch auf die verwendeten physikalischen Parametrisierungsansätze. Aber auch die Validierung der berechneten Niederschlagsverteilungen gestaltet sich schwierig, da sämtliche Niederschlagsbeobachtungen mit starken Unsicherheiten durch systematische Messfehler behaftet sind [Ferland und Hanssen-Bauer, 2000].

Zur Validierung der modellierten Niederschläge werden die in Abschnitt 2.2.2 eingeführten verschiedenen Niederschlagsdatensätze verwendet. Die Modellläufe sind mit den beobachteten SST-Daten der Jahre 1980-1989 als untere Randbedingung über Wasser durchgeführt worden. Daher ist es wünschenswert, auch die Beobachtungen für diesen Zeitraum zur Validierung zu verwenden. Die Beobachtungsdatensätze GPCP und CRU überdecken dabei diesen Zeitraum, sind aber im Falle von GPCP mit 2.5° relativ grob aufgelöst bzw. im Falle von CRU nur über Land definiert. Die räumlich wesentlich fei-

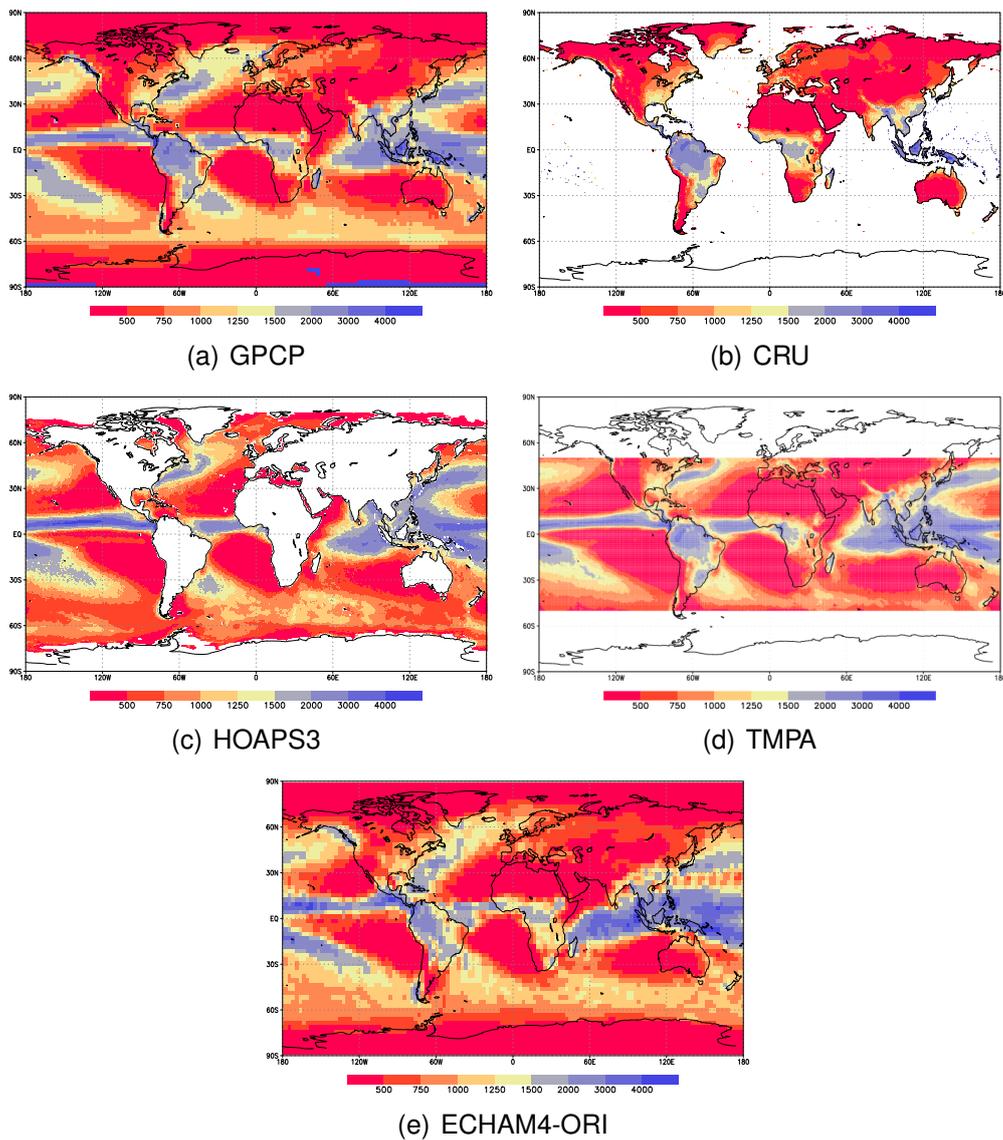


Abbildung 5.15: Globale Niederschlagsverteilung [mm/Jahr]: (a) GPCP (1980-1989); (b) CRU (1980-1989); (c) HOAPS3 (1988-2005); (d) TMPA (1998-2007); (e) ECHAM4-ORI (1980-1989).

ner aufgelösten Datensätze TMPA (1998-2007) und HOAPS3 (1988-2005, nur über Wasser definiert) überdecken diesen Zeitraum nicht bzw. nur teilweise.

Die Niederschlagsvalidierung in dieser Studie wird für die 10-Jahresmittelwerte der jährlichen Niederschlagssummen durchgeführt. In Abb. 5.15 sind die globalen Niederschlagsjahressummen aus GPCP und CRU gemittelt für den Modellierungszeitraums (also der Jahre 1980-1989) den gemittelten Werten der Datenzeiträume von HOAPS3 (1988-2005) und TMPA (1998-2007) gegenübergestellt. Trotz der verschiedenen Beobachtungszeiträume sind die Niederschlagsstrukturen und -stärken in allen Datensätzen sehr ähnlich. Die Variabilität zwischen den verschiedenen Dekadenzeiträumen ist also für den jeweiligen Mittelungszeitraum von 10 Jahren (bzw. 18 Jahren im Falle von HOAPS3) als relativ klein anzusehen. Somit scheint es gerechtfertigt zu sein, für die Validierung trotz des verschiedenen Beobachtungszeitraumes vor allem die relativ hoch aufgelösten Datensätze TMPA und HOAPS3 zu nutzen.

Betrachtet man die langjährigen Niederschlagsklimatologien in den tropischen und subtropischen Breiten, fällt zunächst die starke Variabilität in den Tropen auf: deutlich erscheint ein ausgeprägtes zonal umlaufendes Niederschlagsgebiet mit Niederschlagsmengen bis zu 5000 mm/Jahr in Äquatornähe. Die starken Niederschläge in diesen Gebieten sind ein Merkmal der dort verlaufenden Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ). In der ITCZ konvergieren die nordhemisphärischen NO-Passatwinde und die südhemisphärischen SO-Passatwinde. Bedingt durch die Konvergenz steigen die Luftmassen im Mittel auf, was wiederum zu den intensiven Niederschlagsprozessen führt. Ausgehend von der ITCZ östlich von Papua-Neuguineas erstreckt sich die Süd-Pazifische Konvergenzzone (SPCZ) südostwärts in den außertropischen Südpazifik bis ca. -30° S / -130° W mit Niederschlägen über 1500 mm/Jahr.

Die beschriebene räumliche Struktur aus den verschiedenen Beobachtungsdatensätzen wird insgesamt gut von ECHAM4-ORI wiedergegeben (Abb. 5.15(e)). Im großräumigen Starkniederschlagsgebiet im Bereich des Indischen Ozeans, des Maritimen Kontinents und des Westlichen Tropischen Pazifiks übertrifft die von ECHAM4-ORI simulierte Niederschlagsmenge die Beobachtungsdatensätze allerdings deutlich.

Maritimer Kontinent

Im Bereich des Maritimen Kontinents erweitert sich das durch die ITCZ erzeugte Niederschlagsband in ein großräumiges Niederschlagsgebiet, das den gesamten Maritimen Kontinent überdeckt. In dem Ausschnitt für das Regionalmodellgebiet zeigen die Beobachtungen (Abb. 5.16) die Niederschlagsmaxima

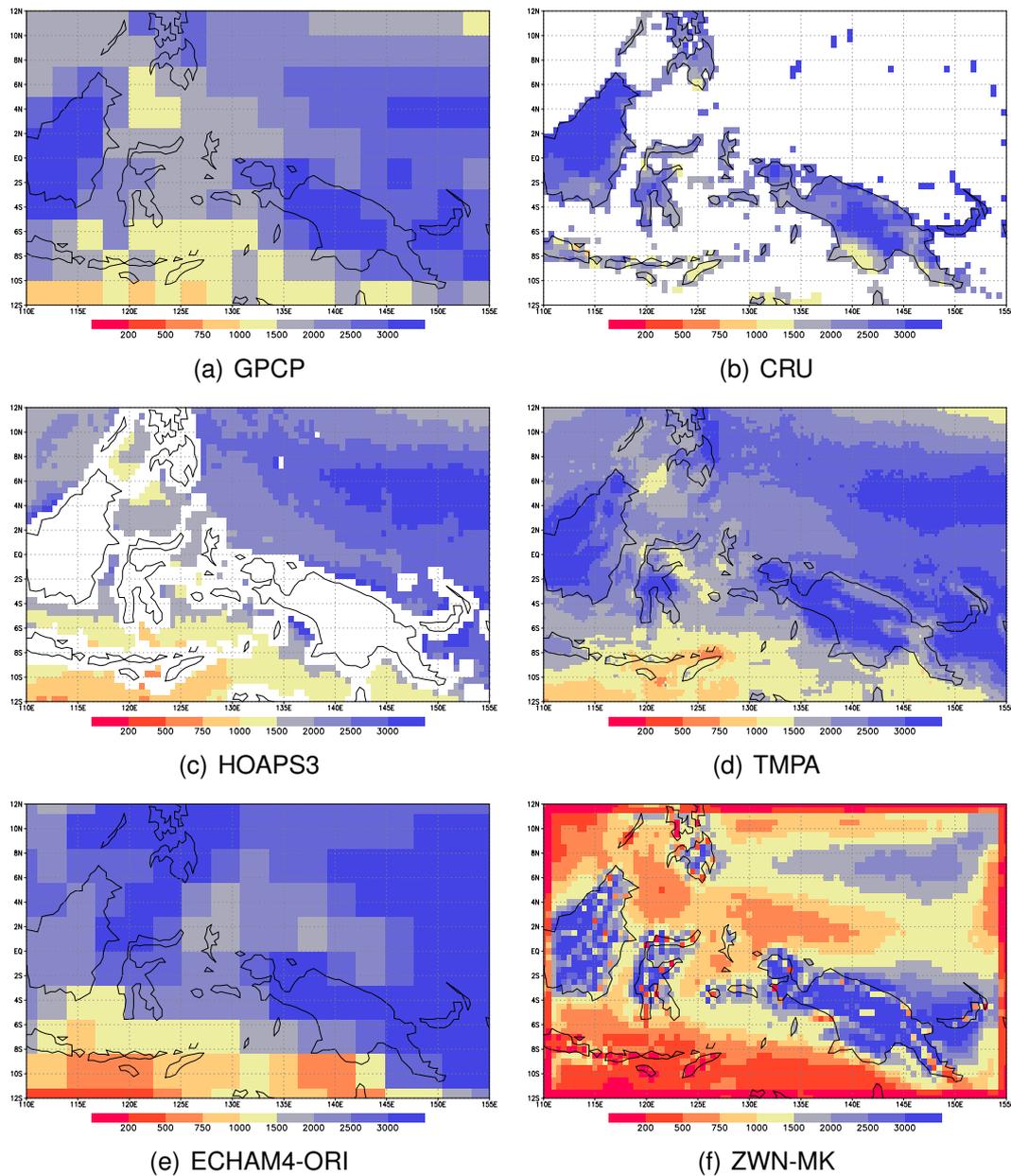


Abbildung 5.16: Niederschlagsverteilung im Bereich des Maritimen Kontinents [mm/Jahr]: (a) GPCP (1980-1989); (b) CRU (1980-1989); (c) HOAPS3 (1988-2005); (d) TMPA (1998-2007); (e) ECHAM4-ORI (1980-1989); (f) ZWN-MK (1980-1989).

mit bis zu über 4000 mm/Jahr auf den Bergspitzen der Inseln in nördlichen Teil des Gebiets. Richtung Küste nimmt der Niederschlag leicht ab und ist über der Wasserfläche mit Werten unter 3000 mm/Jahr geringer als über den Landflächen. Über Wassergebieten zwischen den Inseln nimmt er sogar auf Werte von unter 1500 mm/Jahr ab. Die Studie von Qian [2008] bestätigt, dass im Gebiet des Maritimen Kontinents über den Inseln deutlich mehr Niederschlag fällt als über den umgebenden Meergebieten. Südlich von etwa 8° S nimmt der jährliche Niederschlag sowohl über Wasser- als auch über Landflächen deutlich ab auf Werte bis unter 700 mm/Jahr.

In der ECHAM4-ORI Simulation wird in dem Modellgebiet des Maritimen Kontinents die Niederschlagsstruktur nur unzureichend wiedergegeben (Abb. 5.16(e)). So ist der in den hochaufgelösten TMPA Beobachtungen (Abb. 5.16(d)) deutliche Kontrast der Niederschlagssummen zwischen Land und Wasser in ECHAM4-ORI nur sehr schwach ausgeprägt. Außerdem zeigt sich im östlichen Teil des Modellgebietes eine Vereinigung der ITCZ und SPCZ, während sie in den Beobachtungen dort deutlich getrennt bleiben. Gut wiedergegeben wird die Lage der Grenze des Starkniederschlagsgebietes im nördlichen Teil des Regionalmodellgebietes zum relativ trockenen Gebiet im südlichen Teil des Modellgebietes. Die Flächenmittel über dem nördlichen Teil zeigen allerdings deutlich höhere Werte als die TMPA Beobachtungen.

In der ZWN-MK Simulation wird die räumliche Struktur der Niederschlagsentwicklung (Abb. 5.16(f)) sehr ähnlich wie beobachtet wiedergegeben. So ist die Lage der Niederschlagsmaxima über den einzelnen Inseln in guter Übereinstimmung mit TMPA gegeben, und es zeigt sich die räumliche Trennung zwischen ITCZ und SPCZ im östlichen Teil des Regionalmodellgebietes. Allerdings wird der Kontrast zwischen Land- und Wasserflächen von ZWN-MK überschätzt: über dem Großteil der Wasserflächen, insbesondere zwischen der ITCZ und der SPCZ nördlich von Neuguinea, sind die mittleren Niederschläge wesentlich geringer und damit unrealistisch klein. Über den Landgebieten dagegen werden die beobachteten Niederschläge insgesamt leicht überschätzt, wobei für vereinzelte Gitterboxen auch hier unrealistisch kleine mittlere Niederschläge simuliert werden.

In den verwendeten Klimamodellen wird Niederschlag durch zwei verschiedene Modellprozesse generiert. Der eine generiert sog. "großskaligen Niederschlag" aufgrund von Hebungsprozessen, die explizit vom Modellgitter aufgelöst werden – also in Bezug auf die Modellauflösung großskalig sind. Die durch die Hebungsprozesse ausgelösten Kondensationsprozesse führen dann in Abhängigkeit von der vertikalen Temperatur- und Feuchteverteilung zu Tropfenwachstum und schließlich zu Niederschlag. Typische Beispiele bei den verwendeten Modellauflösungen sind die großflächigen Niederschlagsgebiete in

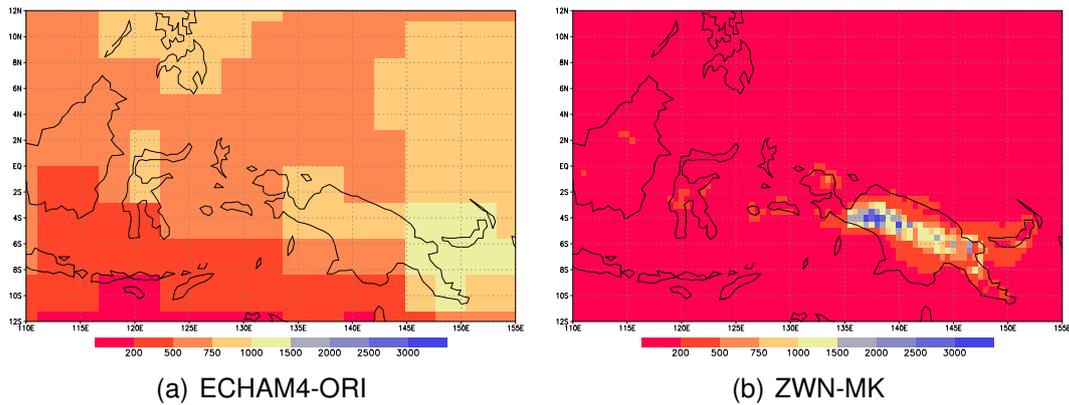


Abbildung 5.17: Großskalige Niederschlagskomponente [mm/Jahr] im Bereich des Maritimen Kontinents [mm/Jahr]: (a) ECHAM4-ORI (1980-1989); (b) ZWN-MK (1980-1989).

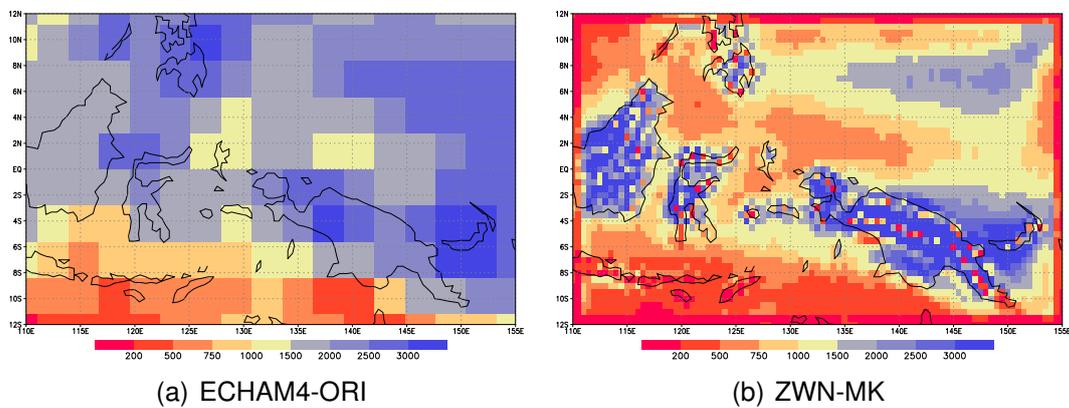


Abbildung 5.18: Konvektive Niederschlagskomponente [mm/Jahr] im Bereich des Maritimen Kontinents [mm/Jahr]: (a) ECHAM4-ORI (1980-1989); (b) ZWN-MK (1980-1989).

den Frontalzonen außertropischer Tiefdrucksysteme, aber auch das explizite Anheben von Luftmassen aufgrund von topographischen Effekten. Der andere Modellprozess, die Konvektionsparametrisierung, generiert sog. "konvektiven Niederschlag" durch Niederschlagsysteme, die aufgrund ihrer Größe nicht durch das jeweilige Modellgitter aufgelöst werden können. Ein typisches Beispiel sind konvektive Systeme, die auch mit üblichen Horizontalaufösungen regionaler Klimamodelle nicht explizit aufgelöst werden können. In Abb. 5.17 ist der großskalige Niederschlagsanteil, und in Abb. 5.18 der konvektive Niederschlagsanteil aus dem ECHAM4-ORI und dem ZWN-MK Modelllauf gegenübergestellt. Sowohl ECHAM4-ORI als auch ZWN-MK generieren in diesem Gebiet den Großteil der simulierten Niederschläge über die Konvektionsparametrisierung (mit Ausnahme beachtlicher großskaliger Niederschlagsanteile über der in ZWN-MK stark ausgeprägten Topographie Neuguineas). Dieses Verhalten der Modelle ist als realistisch zu bewerten, da über dem tropischen Gebiet des Maritimen Kontinents keine großräumigen Drucksysteme vergleichbar mit den außertropischen Tiefdruckgebieten vorkommen. So entsteht das starke, den nördlichen Teil des Modellgebiets umfassende Niederschlagsgebiet durch eine Vielzahl kräftiger konvektiver Systeme. In der konvektiven Niederschlagskomponente des ZWN-MK Laufes (Abb. 5.18) zeigen sich die oben angesprochenen vereinzelt Landgitterboxen mit sehr wenig mittleren Niederschlägen relativ zu den umgebenden Gitterboxen. Es ist davon auszugehen, dass in diesen Gitterboxen jeweils eine besondere Konstellation der umgebenden Modelltopographie im Zusammenspiel mit der in REMO auf Modellflächen durchgeführten Horizontaldiffusion zu systematisch verminderter Aktivität der Konvektionsparametrisierung führt. Eine Veränderung der Horizontaldiffusion in Stärke und Art (z. B. Anwendung entlang Flächen gleicher geometrischer Höhe statt entlang der Modellflächen) könnte dieses Phänomen wahrscheinlich reduzieren, konnte aber nicht im Rahmen dieser Arbeit durchgeführt werden.

Aus den Abbildungen 5.17 und 5.18 wird außerdem ersichtlich, dass die Ursache für die deutliche Unterschätzung der Niederschläge über Wasserflächen in ZWN-MK ist daher in einem unterschiedlichen Verhalten der Konvektionsparametrisierung in beiden Modellaufösungen zu vermuten. Aldrian [2003] hat ebenfalls mit REMO über dem Gebiet der Indonesischen Inseln Modellrechnungen durchgeführt. In Sensitivitätsstudien wurde eine starke Sensitivität der berechneten Niederschlagsmenge auf verschiedene Parameter in dem Satz der physikalischen Parametrisierungen gefunden. Besonders sensitiv reagierte die Niederschlagsentwicklung über Wasserflächen auf Änderungen der Meeresoberflächentemperatur sowie einer Veränderung des Wertes der kritischen relativen Feuchte im Parametrisierungspaket (siehe Abschnitt

2.1.3). Die kritische relative Feuchte kennzeichnet einen Schwellwert der relativen Feuchte, ab dem im Modell Kondensationsprozesse auftreten, um damit der subskaligen Variabilität der relativen Feuchte Rechnung zu tragen. Mit einem Wert der kritischen Feuchte von 60%, wie er im übrigen auch standardmäßig in ECHAM4 genutzt wird, wurden von Aldrian [2003] zu starke Niederschläge über den analysierten Seegebieten modelliert. Eine Erhöhung des Wertes auf 80% führte zu einer deutlichen Reduktion der modellierten Niederschläge über Wasser, und einer leichten Erhöhung über Land. Im Rahmen dieser Arbeit wurde der standardmäßig in REMO enthaltene Wert der kritischen relativen von 70% genutzt. Für Simulationen über den mittleren Breiten wie z. B. Europa, wo REMO vor allem angewendet wird, führt diese Wahl des Wertes zu guten Ergebnissen in den Niederschlagsberechnungen [Jacob et al., 2007; Feldmann et al., 2008]. Es scheint sinnvoll, weitere Regionalmodellrechnungen mit reduzierten Werten der kritischen relativen Feuchte durchzuführen, da hiermit die berechneten Niederschlagsmengen über tropischen Wasserflächen verbessert werden könnten.

Subtropischer Nordatlantik

Im genesteten Modellgebiet für den Rechenlauf "Subtropischer Nordatlantik" zeigen die Beobachtungen (Abb. 5.19(a) und Abb. 5.19(b)) am südlichen Modellgebietsrand die größten Niederschlagssummen mit Werten über 2000 mm/Jahr, da hier der nördliche Bereich der ITCZ liegt. Die östliche Hälfte des Modellgebietes zeigt nördlich der ITCZ sehr geringe Niederschlagsmengen von z. T. deutlich unter 200 mm/Jahr über dem Nordatlantik und der Westküste Afrikas. Im westlichen Teil des Modellgebiets zeigen sich über Wasser moderate Niederschlagsmengen zwischen 500 und 1000 mm/Jahr, die in Küsten- und Landgebieten der Karibischen Inseln, Mittelamerikas und Floridas mit bis zu 2000 mm/Jahr deutlich höher ausfallen.

Die beobachtete Niederschlagsstruktur wird von ECHAM4-ORI (Abb. 5.19(c)) insgesamt zufriedenstellend wiedergegeben, jedoch finden sich zu hohe Niederschlagswerte im westlichen Teil des regionalen Modellgebietes, insbesondere über den Karibischen Inseln und dem Bereich nördlich davon, aber auch westlich Mittelamerikas.

Im ZWN-SN Rechenlauf (Abb. 5.19(d)) wird der Niederschlag insgesamt ähnlich modelliert wie in ECHAM4-ORI (Abb. 5.19(c)), jedoch fallen in ZWN-SN die Niederschlagsüberschätzungen im Bereich der Karibischen Inseln deutlich schwächer aus als in ECHAM4-ORI.

Auch die Aufteilung des Gesamtniederschlages auf die beiden Niederschlagskomponenten ist für dieses genestete Gebiet sehr ähnlich zwischen

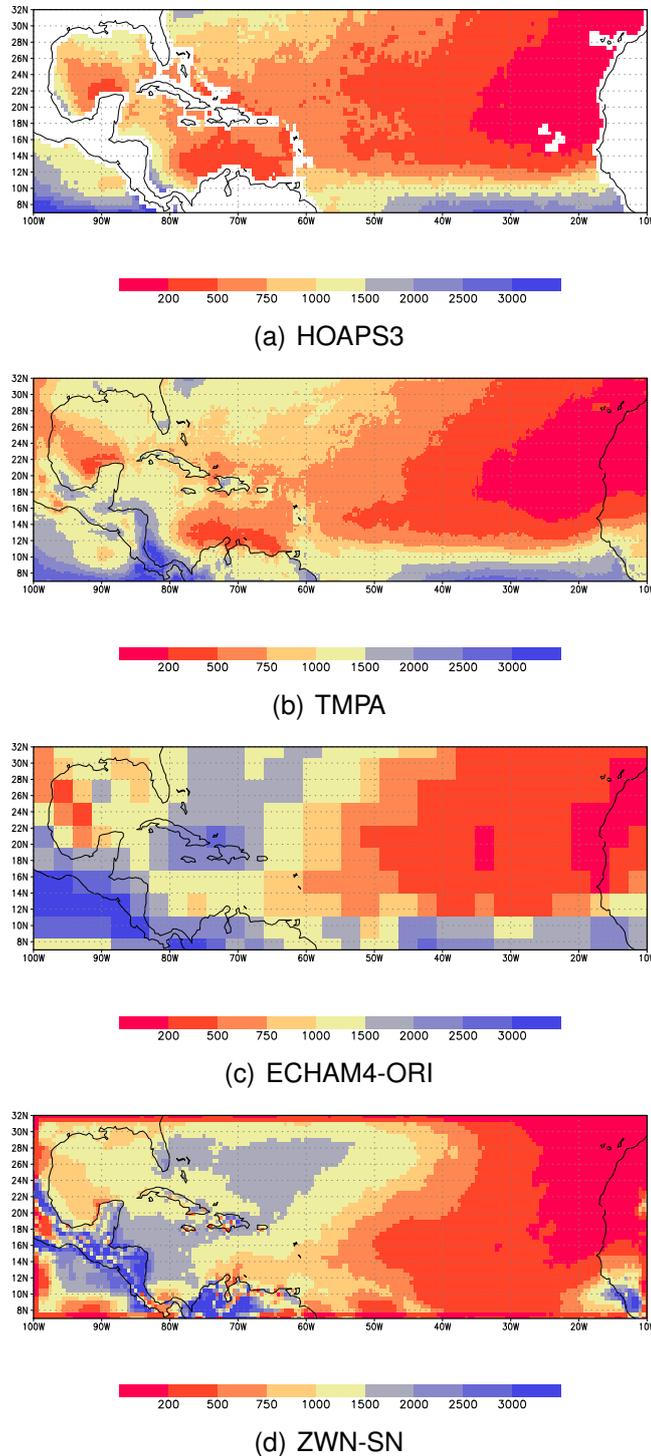


Abbildung 5.19: Niederschlagsverteilung im Bereich des Subtropischen Nordatlantiks [mm/Jahr]: (a) HOAPS3 (1988-2005); (b) TMPA Beobachtungsdatensatz (1998-2007); (c) ECHAM4-ORI (1980-1989); (d) ZWN-SN (1980-1989).

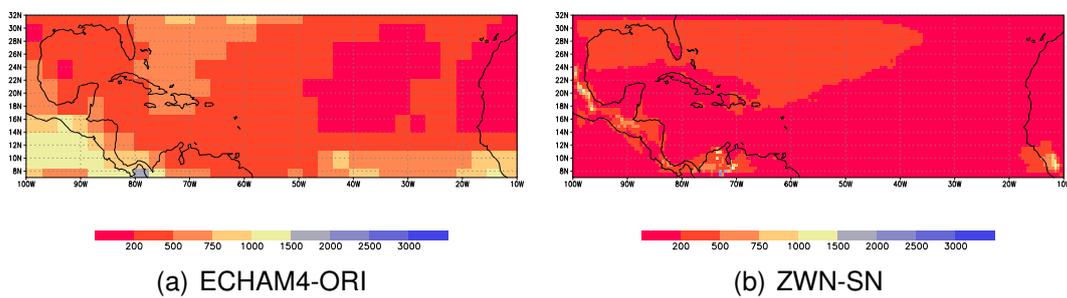


Abbildung 5.20: Großskalige Niederschlagskomponente [mm/Jahr] im Bereich des Subtropischen Nordatlantiks [mm/Jahr]: (a) ECHAM4-ORI (1980-1989); (b) ZWN-SN (1980-1989).

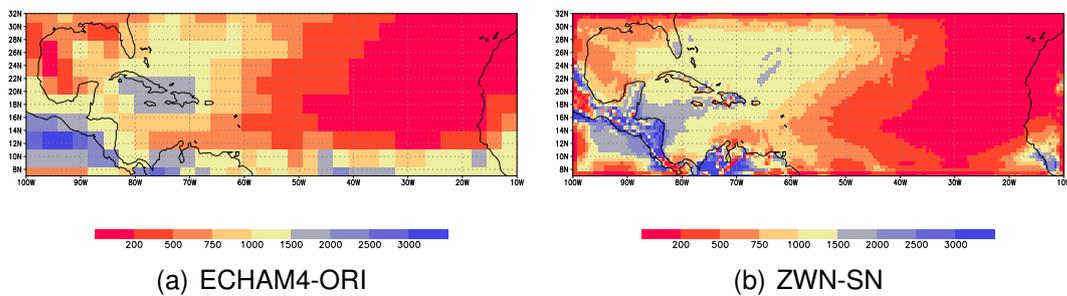


Abbildung 5.21: Konvektive Niederschlagskomponente [mm/Jahr] im Bereich des Subtropischen Nordatlantiks [mm/Jahr]: (a) ECHAM4-ORI (1980-1989); (b) ZWN-SN (1980-1989).

ECHAM4-ORI und ZWN-SN: bei beiden Simulationen spielt die großskalige Niederschlagskomponente (Abb. 5.20) eine gegenüber der konvektiven Niederschlagskomponente (Abb. 5.21) untergeordnete Rolle. Im Gegensatz zum Gebiet "Maritimer Kontinent" erzeugt die gleiche Konvektionsparametrisierung im "Subtropischen Nordatlantik" für beide Simulationen ähnliche Niederschlagsmengen.

Ein deutlicher Unterschied zeigt sich jedoch am unteren Gebietsrand südlich von ca. 10° N, wo ECHAM4-ORI im Bereich der ITCZ konvektive Niederschlagsmaxima erzeugt, die bei ZWN-SN dort zumindest über Wassergebieten wesentlich kleiner ausfallen. Es ist davon auszugehen, dass dieselbe Ursache wie im Experiment ZWN-MK auch in ZWN-SN zu unrealistisch kleinen konvektiven Niederschlägen im Bereich der ITCZ über Wasser führt.

Nordamerika

Im Gebiet "Nordamerika" zeigen die Beobachtungen (Abb. 5.22) in der westlichen Hälfte des Nordamerikanischen Kontinents nur geringe Niederschlagssummen bis ca. 500 mm/Jahr. Eine Ausnahme bildet hier die Westküste Nordamerikas nördlich einer geographischen Breite von ca. 40° N, wo die Niederschläge Jahressummen bis über 2000 mm/Jahr erreichen. Im Ostteil des Amerikanischen Kontinents nehmen die Niederschlagssummen auf Werte bis zu 1500 mm/Jahr zu. Auf dem Atlantik östlich des Kontinents liegt ein Niederschlagsband mit Jahreswerten von über 2000 mm/Jahr.

Diese Struktur wird sowohl von ECHAM4-ORI (Abb. 5.22(d)) als auch ZWN-NA (Abb. 5.22(e)) über den Landflächen insgesamt sehr gut wiedergegeben. Auffallend ist in ZWN-NA und etwas schwächer auch in ECHAM4-ORI eine Überschätzung des Niederschlages im Bereich des Atlantiks, der im Falle von ZWN-NA zu einer Überschätzung des Niederschlages im Bereich von Florida führt. Außerdem überschätzt ECHAM4-ORI (und teilweise auch ZWN-NA) den Niederschlag im subtropischen Ostpazifik.

Der Vergleich der großskaligen und konvektiven Niederschlagskomponenten zeigt nun auch erstmals für die großskalige Komponente (Abb. 5.23) einen wesentlichen Beitrag, der insbesondere an der Westküste Nordamerikas nördlich von ca. 50° N deutlich wird. Dieses Niederschlagsmaximum ist in ZWN-NA deutlich schmaler mit stärkeren Werten als in ECHAM4-ORI, was direkt auf die höhere Auflösung von ZWN-SN im genesteten Gebiet im Vergleich zu ECHAM4-ORI zurückzuführen ist. Konvektiver Niederschlag wird in beiden Simulationen vor allem im Südosten des genesteten Modellgebietes erzeugt. Im Gegensatz zu dem Gebiet "Maritimer Kontinent" wird vom Zwei-Wege Rechenlauf hier über Wasserflächen (Atlantik) deutlich mehr konvektiver Niederschlag

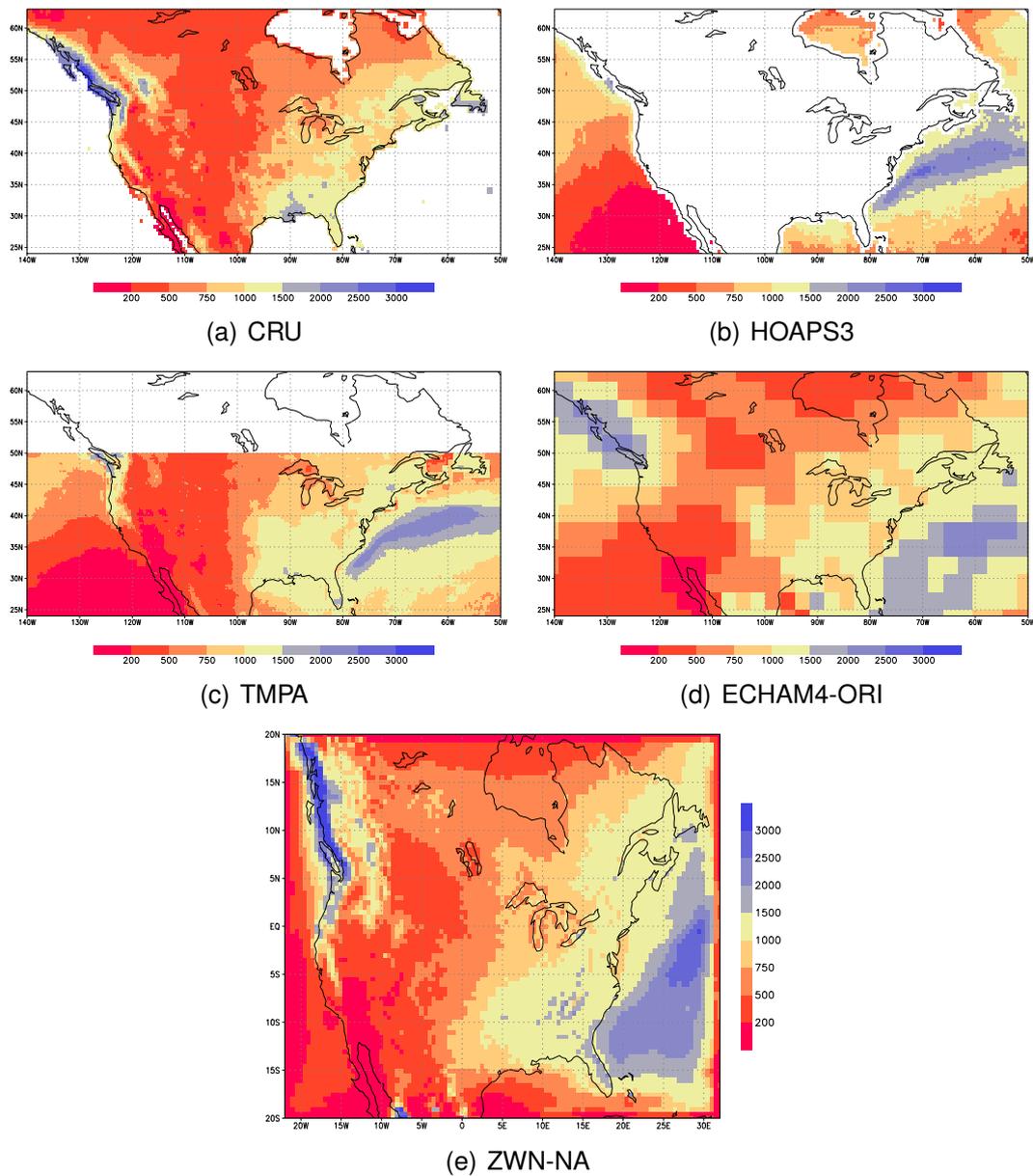


Abbildung 5.22: Niederschlagsverteilung im Bereich Nordamerika [mm/Jahr]: (a) CRU (1980-1989); (b) HOAPS3 (1988-2005); (c) TMPA (1998-2007); (d) ECHAM4-ORI (1980-1989); (e) ZWN-NA (1980-1989).

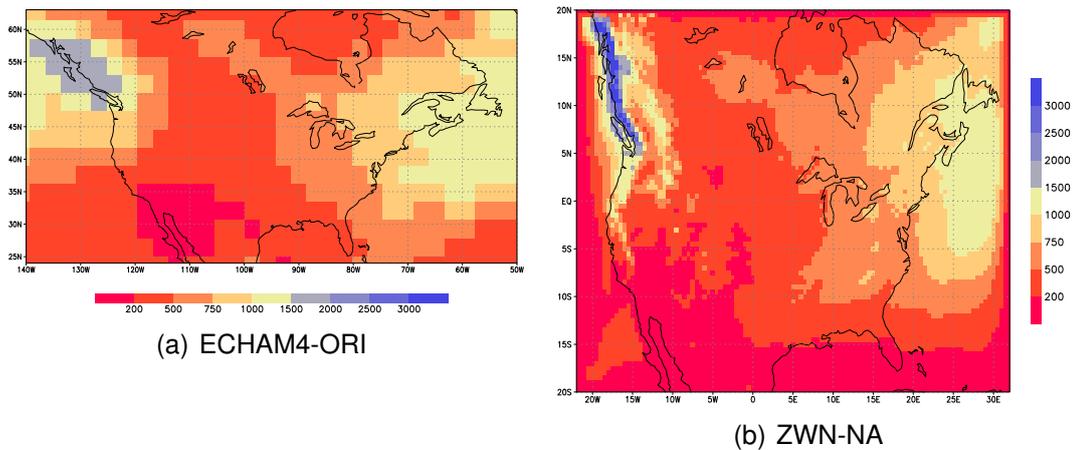


Abbildung 5.23: Großskalige Niederschlagskomponente [mm/Jahr] im Bereich Nordamerikas [mm/Jahr]: (a) ECHAM4-ORI (1980-1989); (b) ZWN-NA (1980-1989).

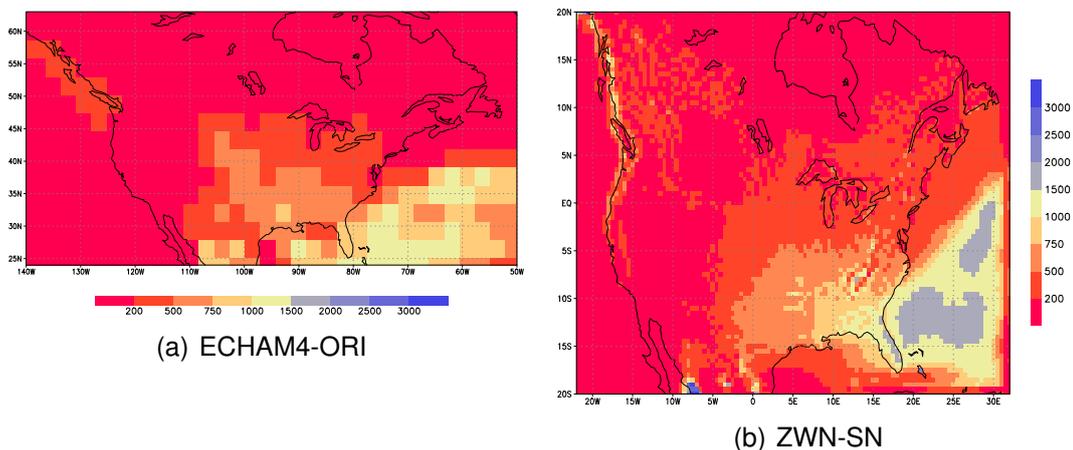


Abbildung 5.24: Konvektive Niederschlagskomponente [mm/Jahr] im Bereich Nordamerikas [mm/Jahr]: (a) ECHAM4-ORI (1980-1989); (b) ZWN-NA (1980-1989).

erzeugt als von ECHAM4-ORI. Die verminderte Aktivität der Konvektionsparametrisierung über Wasserflächen in der Regionalmodellkomponente scheint also nur in tropischen Gebieten aufzutreten, in außertropischen Gebieten jedoch nicht.

5.2.4 Synthese der vorangegangenen Analysen

In Abschnitt 5.2.3 wurde im ZWN-MK Lauf eine im Vergleich zum ECHAM4-ORI Lauf wesentlich verminderte (und damit im Vergleich zu Beobachtungen deutlich zu niedrige) Konvektionsaktivität über dem Regionalmodellgebiet "Maritimer Kontinent" festgestellt; in Abschnitt 5.2.2 wurde in ZWN-MK bezogen auf ECHAM4-ORI zum einen eine niedrigere (und damit im Vergleich zu den ERA15-Reanalysen realistischere) Temperatur der tropischen Troposphäre,

sowie eine schwächere Stärke der Hadley-Zirkulation analysiert. Diese Hauptaussagen der Analysen können durch die folgende Wirkkette logisch geschlossen miteinander verknüpft werden:

- Über den Wasserflächen des Regionalmodellgebietes ist die vom Modell parametrisierte Konvektionsaktivität des ZWN-MK Laufs deutlich schwächer als in ECHAM4-ORI, sichtbar in den deutlich geringeren Niederschlägen in ZWN-MK als in ECHAM4-ORI.
- Durch diese geringere Konvektionsaktivität in ZWN-MK wird die mittlere und obere Troposphäre im Bereich des Maritimen Kontinents weniger stark durch freiwerdende latente Kondensationswärme aufgeheizt. Dadurch wird die systematische positive Abweichung von ECHAM4-ORI im Bereich der tropischen Tropopause in ZWN-MK teilweise kompensiert.
- Zusätzlich wird durch die geringere Konvektionsaktivität der äquatornahe aufsteigende Teil der Hadley-Zelle und somit die Stärke der gesamten Hadley-Zirkulation im Bereich des Maritimen Kontinents in ZWN-MK gegenüber ECHAM4-ORI vermindert.
- Die Schwächung der Hadley-Zirkulation führt zu einem Absinken der Tropopause in ZWN-MK. Die tiefere Lage der Tropopause führt zu der analysierten wärmeren unteren Stratosphäre im Bereich der Tropen.

Dass sich trotz - oder gerade wegen - der unrealistisch schwachen Konvektionsaktivität über dem Maritimen Kontinent in ZWN-MK die globale Temperaturverteilung positiv beeinflusst wird, ist somit wahrscheinlich eine Folge sich kompensierender Fehler: in ECHAM4-ORI scheint die konvektive Aktivität in den Tropen, insbesondere über dem Maritimen Kontinent, zu stark zu sein. Das zeigt sich beispielsweise in den insgesamt zu starken berechneten Niederschlägen im Großteil des Gebietes des Maritimen Kontinents (siehe 5.2.3). In ZWN-MK wird in allen Gebieten außerhalb des Zwei-Wege genesetzten Regionalmodellgebietes ebenfalls eine zu starke tropische Konvektion modelliert, da hier die Niederschlagsberechnung analog zu ECHAM4-ORI ist. Wie oben beschrieben wird jedoch innerhalb des Regionalmodellgebietes eine zu schwache konvektive Aktivität modelliert. Global gesehen wird daher die von ECHAM4 zu stark simulierte tropische Konvektion teilweise kompensiert.

In ECHAM4-ORI ist durch die zu intensive Konvektion mutmaßlich auch die Hadley-Zirkulation zu stark ausgeprägt. Die Folge davon sind die beschriebenen Fehler in der globalen Temperaturverteilung von ECHAM4-ORI (siehe 5.2.2), die in ZWN-MK somit ebenfalls gerade durch die insgesamt zu schwache Konvektionsaktivität über dem Maritimen Kontinent reduziert werden können.

Im Rechenlauf mit genestetem Gebiet über dem subtropischen Nordatlantik (ZWN-SN) sind die Niederschlagsverteilungen wesentlich realistischer simuliert worden als in ZWN-MK. Auch in ZWN-SN lässt sich ein positiver Einfluss auf die globale Temperaturverteilung feststellen, der allerdings etwas geringer ausgeprägt ist als in ZWN-MK. Auch hier wird über das Regionalmodellgebiet gemittelt etwas weniger Niederschlag modelliert als in ECHAM4-ORI, dies betrifft insbesondere den südlichen Modellrand, der sich im nördlichen Bereich der ITCZ befindet. Somit kann die oben für das ZWN-MK Experiment angegebene Wirkkette auf ZWN-SN übertragen werden, wobei die Größenordnung der Ursache und Wirkung hier wesentlich schwächer ausfällt als bei ZWN-MK.

Im Experiment mit genestetem Gebiet über Nordamerika (ZWN-NA), wo die Niederschlagsverteilung zwischen dem ZWN und dem ECHAM4-ORI Rechenlauf am ähnlichsten und in guter Übereinstimmung mit den Beobachtungen modelliert worden sind, zeigt sich ein positiver Einfluss auf die Temperaturverteilung (Abb. 5.4(d)) in unmittelbarer Nähe des genesteten Gebietes, jedoch keine signifikanten Einflüsse auf die globale Temperatur- und Strömungsverteilung. Auch dieses Verhalten unterstützt wiederum die oben aufgestellte Wirkkette.

Es bleibt festzuhalten, dass alle drei durchgeführte 10-jährigen ZWN-Rechenläufe eine Verbesserung der Temperaturverteilung in unterschiedlicher Stärke bewirkten. So wurde für die Region "Maritimer Kontinent" eine starke Wirkung auf die globale Temperatur- und Strömungsverteilung nachgewiesen, was aufgrund der begrenzten Ausdehnung dieser Region bedeutet, dass es sich in der Tat um eine Schlüsselregion der globalen Zirkulation handelt. Teilweise konnten die Verbesserungen auf sich kompensierende Fehler zurückgeführt werden. Jedoch zeigt insbesondere das Experiment ZWN-NA, wo es keinerlei Hinweise auf sich kompensierende Fehler gibt, dass auch hier die ZWN-Technik Verbesserungen im und um das genestete Gebiet bewirkten und keine Nachteile wie befürchtete Reflexionen auftraten.

Somit kann die ZWN-Technik als eine geeignete Methode zur verfeinerten Auflösung einzelner Regionen angesehen werden.

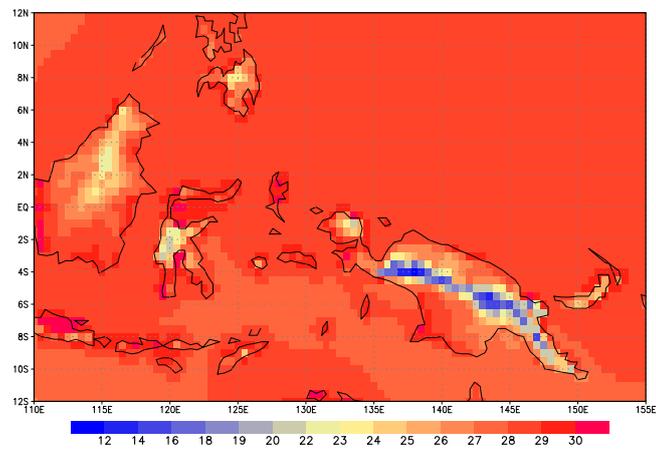
5.3 Wirkung auf die Ergebnisse regionaler Klimasimulationen

In diesem Abschnitt wird der Einfluss verschiedener Nestungsverfahren auf die Ergebnisse des Regionalmodells untersucht, und zwar wiederum für das Regionalmodellgebiet "Maritimer Kontinent". Im ersten Unterabschnitt wird der Unterschied in den Regionalmodellergebnissen zwischen Ein-Wege und Zwei-Wege Nestung analysiert. Im zweiten Unterabschnitt wird der Einfluss der Aktualisierungsfrequenz der seitlichen Randdaten in Ein-Wege genesteten Modellläufen untersucht. Alle gezeigten Ergebnisse beziehen sich jeweils auf die gesamte Integrationszeit der analysierten Rechenläufe ZWN-MK, REMO-24MN und REMO-6HR, also über einen Zeitraum von 10 Jahren.

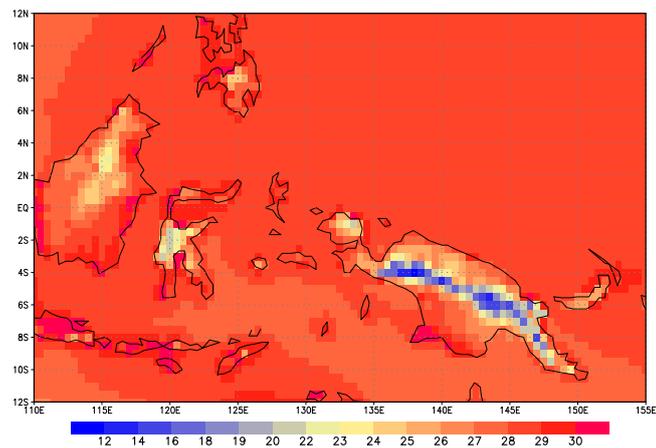
5.3.1 Einfluss der Zwei-Wege Nestung

Zur Analyse des Einflusses der Zwei-Wege Nestung auf die Ergebnisse einer regionalen Klimasimulation im Vergleich zur herkömmlichen Ein-Wege Nestung werden zunächst die Unterschiede in den Simulationsergebnissen der bodennahen Temperatur, des Niederschlags und des Wolkenbedeckungsgrades betrachtet, da diese wesentlichen diagnostischen Variablen höchst sensitiv auf sämtliche prognostischen Variablen reagieren. Als Ein-Wege Modelllauf wurde in diesem Vergleich das Experiment REMO-24MN gewählt, das wie das Zwei-Wege genestete Vergleichsexperiment ZWN-MK eine Aktualisierungsfrequenz der seitlichen Randbedingungen von 24 Minuten hat. Damit sind die analysierten Unterschiede zwischen REMO-24MN und ZWN-MK ausschließlich auf die unterschiedliche Nestungsart zurückzuführen.

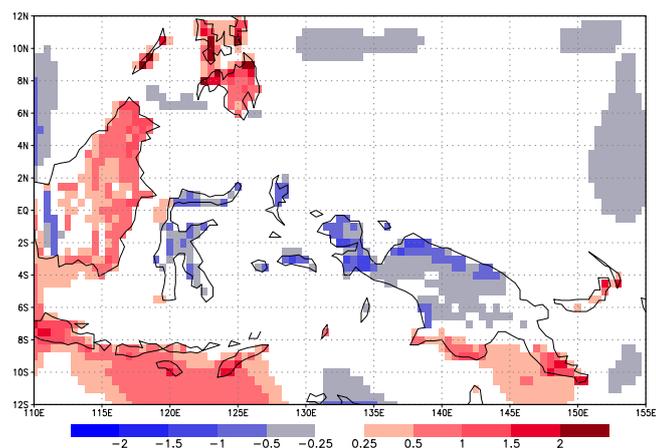
In Abb. 5.25 sind die mittleren bodennahen Temperaturen für den REMO-24MN, ZWN-MK und deren Differenz dargestellt. Wesentliche Unterschiede zeigen sich nur über Landgebieten. Dass fast keine Unterschiede über Wasserflächen sichtbar sind erscheint sinnvoll, da die bodennahe Temperatur über Wasser sehr stark von der Meeresoberflächentemperatur (SST) abhängt, die in beiden Experimenten gleichartig vorgegeben wird. Dagegen werden die Landoberflächentemperaturen nicht vorgeschrieben, sondern werden prognostisch vom Regionalmodell berechnet und unterscheiden sich somit in den beiden Experimenten voneinander, und diese beeinflussen wiederum sehr stark die Temperatur in 2m Höhe über Land. Trotz der fast verschwindenden Differenzen der 2m-Temperatur über Wasser im Modellgebieteninnern sind in der Nähe aller vier Ränder des Regionalmodellgebietes auch über Wasser leichte Unterschiede (bis ca. 0.5 K) zu erkennen, was darauf hindeutet, dass hier



(a) REMO-24MN



(b) ZWN-MK



(c) ZWN-MK – REMO-24MN

Abbildung 5.25: 2m-Temperatur [°C] gemittelt über die gesamte Integrationszeit von 10 Jahren: (a) REMO-24MN; (b) ZWN-MK; (c) ZWN-MK – REMO-24MN.

die Temperaturunterschiede in der freien Atmosphäre zwischen beiden Läufen so groß sind, dass sie sich trotz gleicher Oberflächentemperatur (SST) in der Temperatur in 2 Meter Höhe bemerkbar machen. Die Unterschiede über den Landflächen zeigen einen Betrag bis zu 2 K: während der Bereich der Inseln im Zentrum des Modellgebietsinnern in ZWN-MK kälter modelliert sind als in REMO-24MN, sind sie in der Nähe der seitlichen Ränder wärmer modelliert.

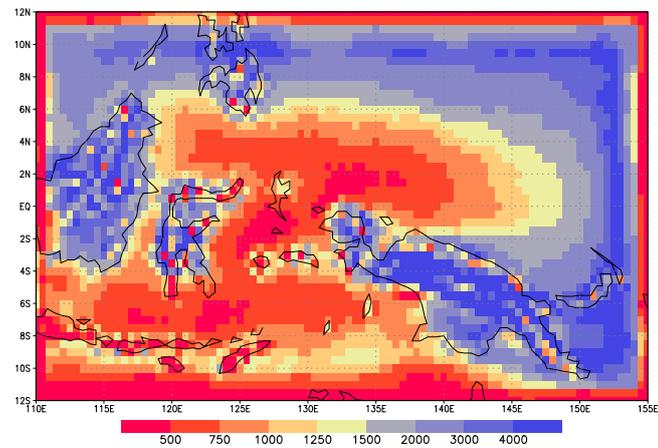
In Abb. 5.26 sind die Ergebnisse und Differenzen für den mittleren Gesamtniederschlag dargestellt. In beiden Modellläufen wird analog in den äußersten zwei Gitterboxreihen fast kein Niederschlag simuliert, da die Niederschlagsparametrisierungen dort aufgrund der Numerik keine sinnvollen Werte berechnen. Abgesehen von den beiden äußersten Gitterboxreihen fallen in REMO-24MN (Abb. 5.26(a)) die sehr hohen Niederschläge an den nördlichen und östlichen Randgebieten über Wasser auf, die sich in den ca. 10 äußeren Gitterboxreihen des Modellgebietes zeigen, also in etwa über die gesamte Relaxationszone von ca. 8 Gitterboxen, in welcher für die prognostischen Variablen die seitlichen Randbedingungen mit vom Rand exponentiell abfallendem Faktor dem Regionalmodell aufgeprägt werden. Die Niederschläge in diesen Gebieten nahe den Rändern erreichen Werte von bis zu über 4000 mm/Jahr, was deutlich mehr ist als beobachtet (zum Vergleich siehe Abb. 5.16(d)). Aber auch das südliche Randgebiet zeigt einen Streifen mit relativ hohen Niederschlägen bis zu ca. 1500 mm/Jahr. Trotz dieser sehr starken Niederschläge in den Randgebieten ist im Modellgebietsinnern auch REMO-24MN zu trocken.

Die beschriebenen, unrealistischen Randzoneneffekte -im Folgenden auch Randartefakte genannt- sind ein typisches Merkmal herkömmlicher regionaler Klimasimulationen und neben dem Niederschlag in einer Anzahl weiterer Felder wie z. B. der Wolkenbedeckung sichtbar. Die Randartefakte sind der Hauptgrund, dass in Darstellungen regionaler Modellergebnisse zumeist die Randzone großzügig abgeschnitten und somit nicht dargestellt wird.

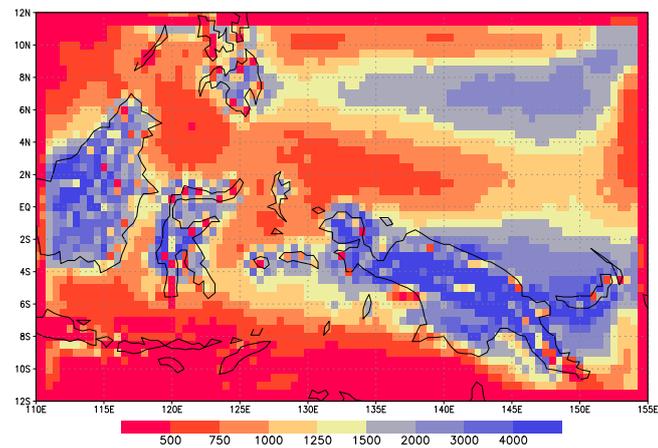
In den Ergebnissen der Regionalmodellkomponente von ZWN-MK (Abb. 5.26(b))¹ sind dagegen -außer der zu geringen Niederschlagswerte in den beiden äußersten Gitterboxreihen- keine nennenswerten Randartefakte in den berechneten Niederschlagsfeldern sichtbar.

Der Unterschied zwischen beiden Modellläufen (Abb. 5.26(c)) zeigt vor allem die wesentliche Reduktion des simulierten Niederschlages um bis zu -80% in allen Randgebieten in ZWN-MK im Vergleich zu REMO-24MN. Das entspricht in den nördlichen und östlichen Randgebieten einer absoluten Differenz von bis zu -1000 mm/Jahr. Im Innern des Regionalmodellgebietes wird dagegen in ZWN-MK insgesamt deutlich mehr Niederschlag berechnet als in

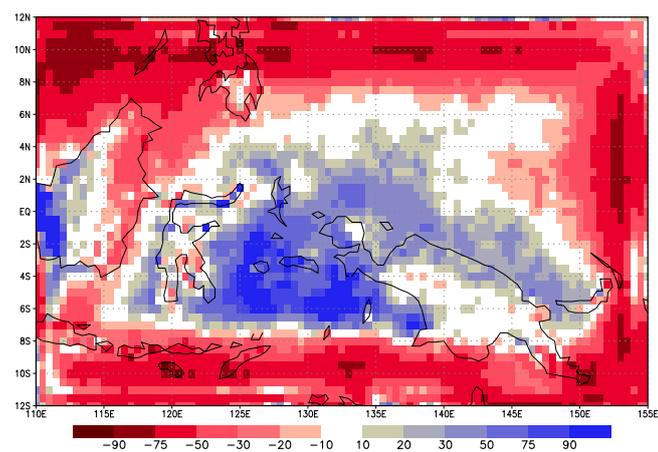
¹Abbildung 5.26(b) ist eine Wiederholung der Abb. 5.16(f) in Abschnitt 5.2.3



(a) REMO-24MN



(b) ZWN-MK



(c) ZWN-MK – REMO-24MN

Abbildung 5.26: Jahresgesamtniederschlag gemittelt über die gesamte Integrationszeit von 10 Jahren: (a) REMO-24MN [mm/Jahr]; (b) ZWN-MK [mm/Jahr]; (c) relative Abweichung von ZWN-MK in Bezug auf REMO-24MN [%].

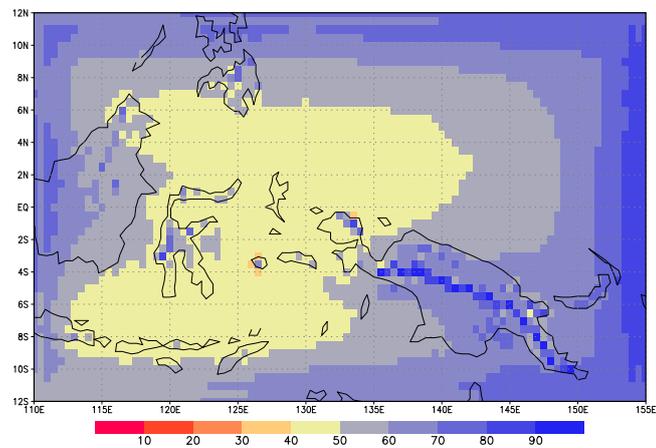
REMO-24MN (bis zu +80% in der Inselwelt zwischen Sumatra und Neuguinea). Durch die starken Niederschlagsartefakte in den Randgebieten scheint in REMO-24MN also weniger Feuchte im Regionalmodellgebieteninnern zur Verfügung zu stehen, was sich in dem im Vergleich zu ZWN-MK dort reduzierten Niederschlag zeigt.

Die Unterschiede in den Niederschlagsfeldern sind räumlich eng mit den Unterschieden der 2m-Temperatur korreliert (Abb. 5.25(c)): in Landgebieten mit mehr Niederschlag in ZWN-MK als in REMO-24MN (inneres Modellgebiet) ist die Temperatur niedriger, und in Gebieten mit weniger Niederschlag (Randgebiete) höher. Insofern sind die Differenzen der bodennahen Temperatur als Folge der Differenzen im Niederschlag zu sehen.

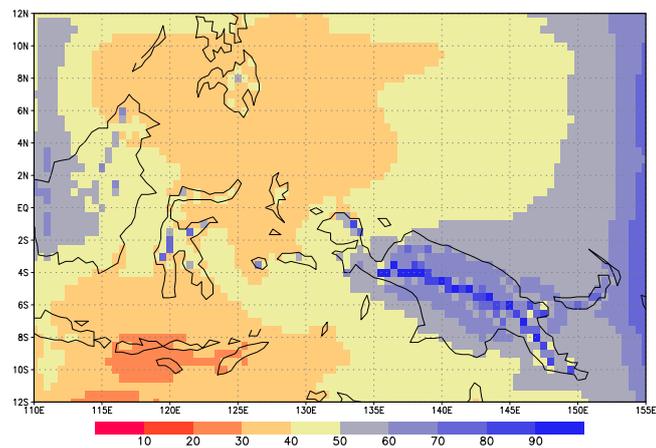
Für die Gesamtwolkenbedeckung, die in Abb. 5.27 dargestellt ist, gibt es wiederum an den Randgebieten größere Unterschiede zwischen ZWN-MK und REMO-24MN. In REMO-24MN (Abb. 5.27(a)) wird im Regionalmodellgebieteninnern ein mittlerer Bedeckungsgrad zwischen 40% und 50% über Wasserflächen und den kleineren Inseln modelliert. Über Neuguinea werden höhere Bedeckungsgrade berechnet, die über den Topographiespitzen bis zu 80% erreichen. In allen seitlichen Randgebieten zeigen sich wieder Randartefakte mit unrealistisch hohen mittleren Bedeckungsgraden von bis zu über 80%.

Im Modellgebieteninnern von ZWN-MK (Abb. 5.27(b)) wird die Bewölkung ähnlich zu REMO-24MN mit leicht verminderten Bedeckungsgraden berechnet. In den nördlichen und südlichen Randgebieten fallen in ZWN-MK keine Randartefakte auf, jedoch zeigen sich Randartefakte vor allem im östlichen Randgebiet mit hohen Gesamtwolkenbedeckungsgraden bis zu 70%, und auch etwas schwächer im westlichen Randgebiet. Jedoch ist die Intensität der Artefakte der Bewölkung in ZWN-MK im Vergleich zu REMO-24MN deutlich abgemildert. So zeigt auch die Abbildung der Differenzen (Abb. 5.27(c)), dass in ZWN-MK die berechneten Wolkenbedeckungsgrade in allen Randgebieten, besonders aber im nördlichen und südlichen, wesentlich niedriger sind als in REMO-24MN.

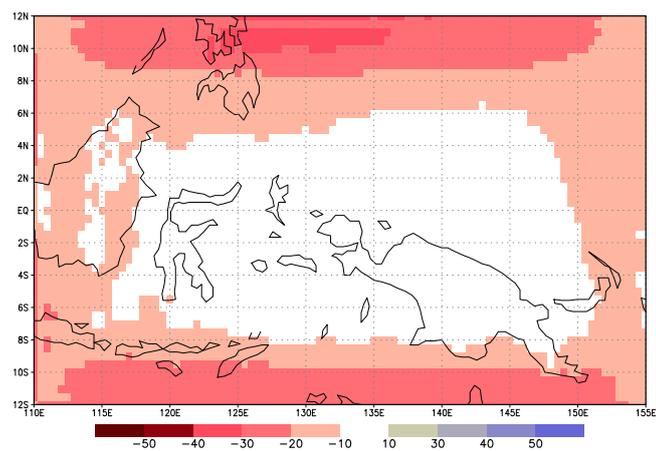
Es lässt sich also sagen, dass durch die Zwei-Wege Technik die typischen Randartefakte Ein-Wege genesteter Klimasimulationen drastisch vermindert werden, während die Unterschiede im Modellgebieteninnern relativ klein sind. Ausnahme hiervon ist der Niederschlag, der auch im Innern des Modellgebietes durch die Zwei-Wege Technik beeinflusst wird. Das gezeigte Anwachsen des Niederschlags im Modellgebieteninnern ist jedoch eine direkte Folge der Unterschiede am Modellgebietenrand: weil der Atmosphäre durch die verminderten Niederschläge an den seitlichen Rändern weniger Feuchte entnommen wird, steht somit mehr Feuchte für Niederschlagsprozesse im Modellgebieteninnern zur Verfügung.



(a) REMO-24MN



(b) ZWN-MK



(c) ZWN-MK – REMO-24MN

Abbildung 5.27: Gesamtwolkenbedeckungsgrad [fraktionell] gemittelt über die gesamte Integrationszeit von 10 Jahren. (a) REMO-24MN; (b) ZWN-MK; (c) ZWN-MK – REMO-24MN.

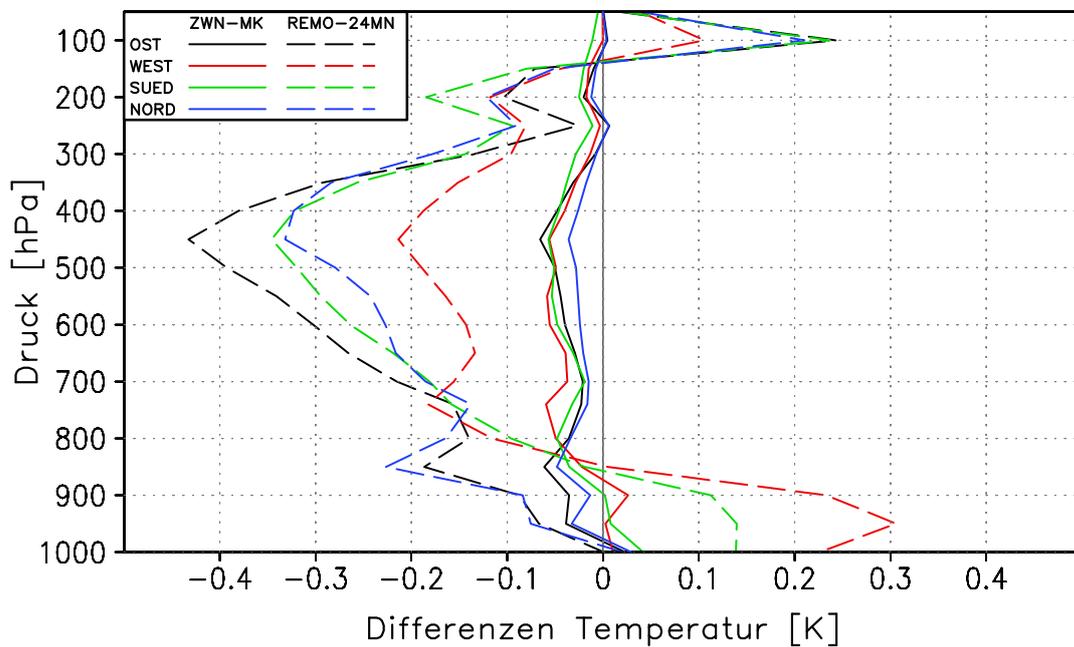


Abbildung 5.28: Vertikalprofil der Differenzen der mittleren 10-jährigen Temperatur [K] zwischen Ergebnis- und Antriebsfeld für ZWN-MK (durchgezogen) und REMO-24MN (gestrichelt), jeweils räumlich gemittelt über die 10 außen liegenden Gitterboxreihen in den verschiedenen Randzonen (schwarz: östliche Randzone; rot: westliche Randzone; grün: südliche Randzone, blau: nördliche Randzone).

Um die Gründe für die in ZWN-MK deutlich verringerten Randartefakte zu untersuchen, wurden die Vertikalprofile der atmosphärischen prognostischen Variablen in den Randgebieten sowohl für die antreibenden Felder als auch für die regionalen Modellergebnisfelder untersucht. Abb. 5.28 zeigt die Differenzen der Temperaturprofile zwischen den Ergebnisfeldern und den antreibenden Feldern separat für alle 4 seitlichen Randzonen, die jeweils über einen Bereich der 10 außen liegenden Gitterboxreihen über die gesamte Laufzeit des Experimentes gemittelt wurden. Für ZWN-MK (durchgezogene Linien) sind die Abweichungen für alle vier Randgebiete sehr ähnlich. Die Differenz zeigt für die gesamte Atmosphäre kleine negative Werte (d. h. in den Ergebnisfeldern der Regionalmodellkomponente ist die Temperatur geringer als in den antreibenden Randfeldern) mit einem Maximum in der mittleren Atmosphäre mit ungefähr -0.05 K.

Dagegen sind die Unterschiede im Ein-Wege REMO-24MN Lauf deutlich größer. In der freien Troposphäre sind die Ergebnisfelder in allen Randgebieten um bis zu 0.4 K kälter, während sie in der Stratosphäre um bis zu 0.25 K wärmer sind. In der unteren Troposphäre zeigen das östliche und nördliche Randgebiet zum Boden abnehmende negative Differenzen, während das westliche und südliche Randgebiet hier zwischen 850 hPa und dem Boden positive Differenzen zeigen.

Neben der Temperatur ist vor allem die Strömung die wesentliche prognostische Variable, die dem Regionalmodell an den seitlichen Rändern aufgeprägt wird und im Folgenden analysiert wird. Die Unterschiede in den Vertikalprofilen der zonalen und meridionalen Windkomponenten sind in Abb. 5.29 und Abb. 5.30 dargestellt. Wie schon bei der Temperatur, zeigen sich in ZWN-MK nur sehr geringe Differenzen, die den Betrag von 0.1 m/s nicht überschreiten. Wiederum zeigt hier der Ein-Wege Lauf REMO-24MN deutlich stärkere Unterschiede zwischen antreibenden Feldern und Regionalmodellergebnissen, die jedoch für die verschiedenen analysierten Randgebiete sehr unterschiedlich ausfallen. Insgesamt sind die Unterschiede für beide Windkomponenten in einer Höhe von ca. 450 hPa am geringsten. Unterhalb dieser Höhe nehmen die Differenzen je nach Randgebiet Beträge von bis zu 0.4 m/s in Höhen von ca. $800 - 950$ hPa an. Oberhalb von 450 hPa haben die Differenzen ihr Maximum in einer Höhe von etwa 200 hPa mit Beträgen von bis zu 0.7 m/s. Interessant ist hierbei, dass in der oberen Troposphäre die zonale Komponente starke negative Abweichungen am Ostrand und deutliche positive Abweichungen am Westrand zeigt, während die Differenzen für die nördlichen und südlichen Randgebiete wesentlich kleiner sind. Im unteren Teil der Troposphäre ist es genau entgegengesetzt. Analog finden sich für die meridionale Windkomponente nur kleinere Unterschiede in den westlichen und östlichen Randge-

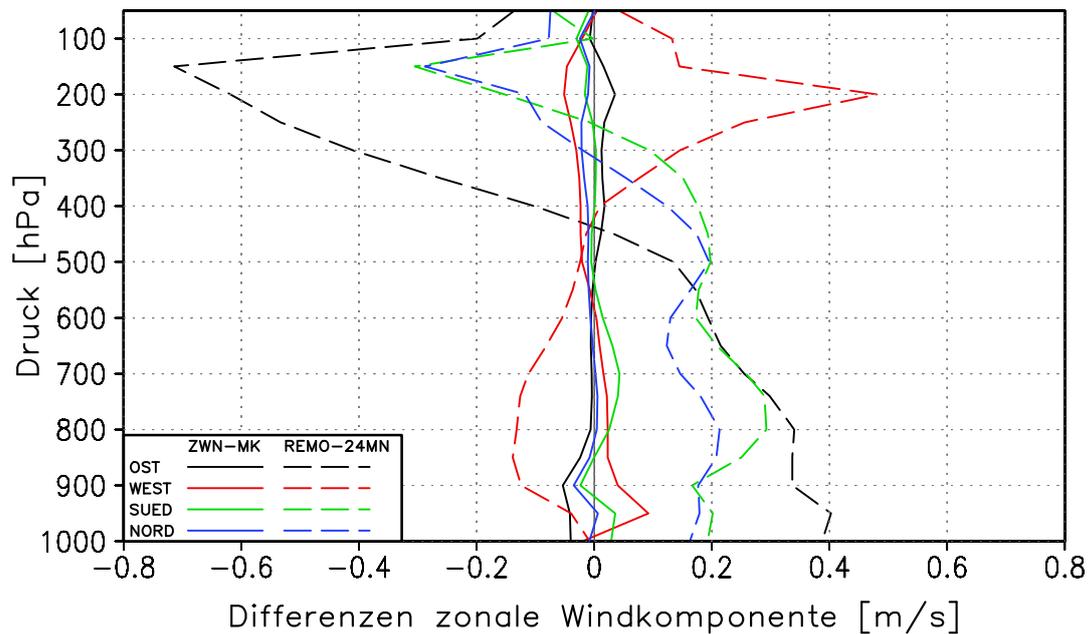


Abbildung 5.29: Vertikalprofil der Differenzen der mittleren 10-jährigen zonalen Windkomponente [m/s] zwischen Ergebnis- und Antriebsfeld für ZWN-MK (durchgezogen) und REMO-24MN (gestrichelt), jeweils räumlich gemittelt über die 10 außen liegenden Gitterboxreihen in den verschiedenen Randzonen (schwarz: östliche Randzone; rot: westliche Randzone; grün: südliche Randzone, blau: nördliche Randzone).

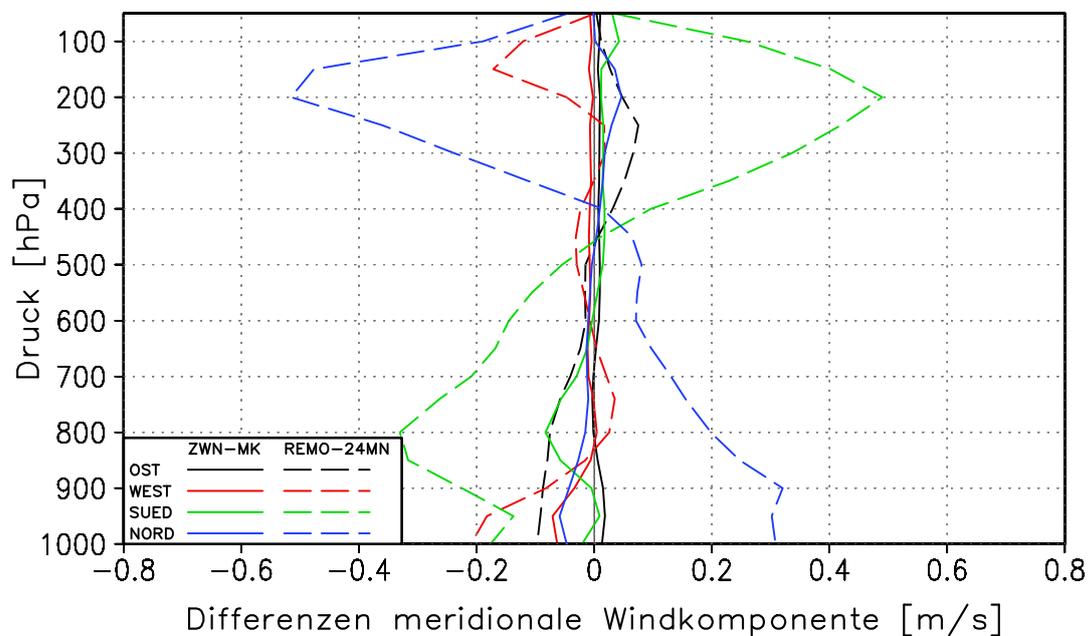


Abbildung 5.30: Vertikalprofil der Differenzen der mittleren 10-jährigen meridionalen Windkomponente [m/s] zwischen Ergebnis- und Antriebsfeld für ZWN-MK (durchgezogen) und REMO-24MN (gestrichelt), jeweils räumlich gemittelt über die 10 außen liegenden Gitterboxreihen in den verschiedenen Randzonen (schwarz: östliche Randzone; rot: westliche Randzone; grün: südliche Randzone, blau: nördliche Randzone).

bieten. In der oberen Troposphäre zeigt sich am südlichen Randgebiet eine deutliche positive Abweichung, und am nördlichen Rand eine deutliche negative Abweichung. In der unteren Troposphäre ist es wieder genau entgegengesetzt. Ein positiver Wert der zonalen Windkomponente bedeutet am Westrand Einströmen und am Ostrand Ausströmen; ein positiver Wert der meridionalen Komponente dagegen am Südrand Einströmen und am Nordrand Ausströmen. Damit folgt, dass die beschriebenen Differenzen in der oberen Troposphäre so wirken, dass an allen Rändern ein mögliches Einströmen verstärkt bzw. ein mögliches Ausströmen verringert wird. In der unteren Troposphäre ist es genau umgekehrt: an allen Rändern wird ein mögliches Ausströmen verstärkt bzw. ein mögliches Einströmen reduziert. Dieses Verhalten passt zu der in Abschnitt 5.2.4 geschilderten schwächeren Ausprägung der Hadley-Zirkulation in REMO als im antreibenden Modell ECHAM4.

Differenzen der Vertikalprofile der Feuchte sind für die spezifische Feuchte in Abb. 5.31 und für die relative Feuchte in Abb. 5.32 dargestellt. Oberhalb von ca. 400 hPa sind in ZWN-MK keine und in REMO-24MN nur schwache negative Differenzen sichtbar, was an den sehr kleinen Werten der spezifischen Feuchte bei den dort vorherrschenden niedrigen Temperaturen liegt. In der relativen Feuchte dagegen zeichnen sich in diesem Bereich in beiden Modellläufen negative Abweichungen ab, in REMO-24MN mit bis zu -6% deutlich stärker als in ZWN-MK mit bis zu -2.5%. Jedoch sollten diese in der Abbildung am stärksten sichtbaren und für alle vier Randgebiete gleichartigen Differenzen mit Vorsicht bewertet werden: zum einen ist die absolute Menge an Feuchte aufgrund der geringen Temperaturen äußerst gering, und so führen schon kleine absolute zu großen relativen Abweichungen; zum anderen ist die relative Feuchte von der Temperatur beeinflusst, sinkt also – bei unveränderter Feuchtemenge – mit steigenden Temperaturen und umgekehrt. Der zweite Punkt spielt sicher bei REMO-24MN eine gewisse Rolle, da hier auch in diesem Bereich starke Temperaturdifferenzen auftreten; dagegen sind in ZWN-MK in diesem Bereich keine nennenswerten Temperaturunterschiede festzustellen (Abb. 5.28).

In dem Höhenbereich zwischen 400 hPa und 900 hPa zeigen sich in REMO-24MN Abweichungen der spezifischen Feuchte von bis zu einem Betrag von 0.25 g/kg. Das östliche Randgebiet zeigt hierbei negative Abweichungen, alle anderen überwiegend positive. In ZWN-MK sind die Abweichungen – je nach Randgebiet positiv oder negativ – mit bis zu 0.1 g/kg deutlich schwächer ausgeprägt. In einer Höhe von 900 hPa zeigen sich in beiden Modellläufen in den meisten Randgebieten negative Differenzen. In ca. 950 hPa Höhe findet sich in ZWN-MK die größte Abweichung in der spezifischen Feuchte (bis +0.15 g/kg) in allen Randgebieten, die hier nun sogar die Abweichung von REMO-

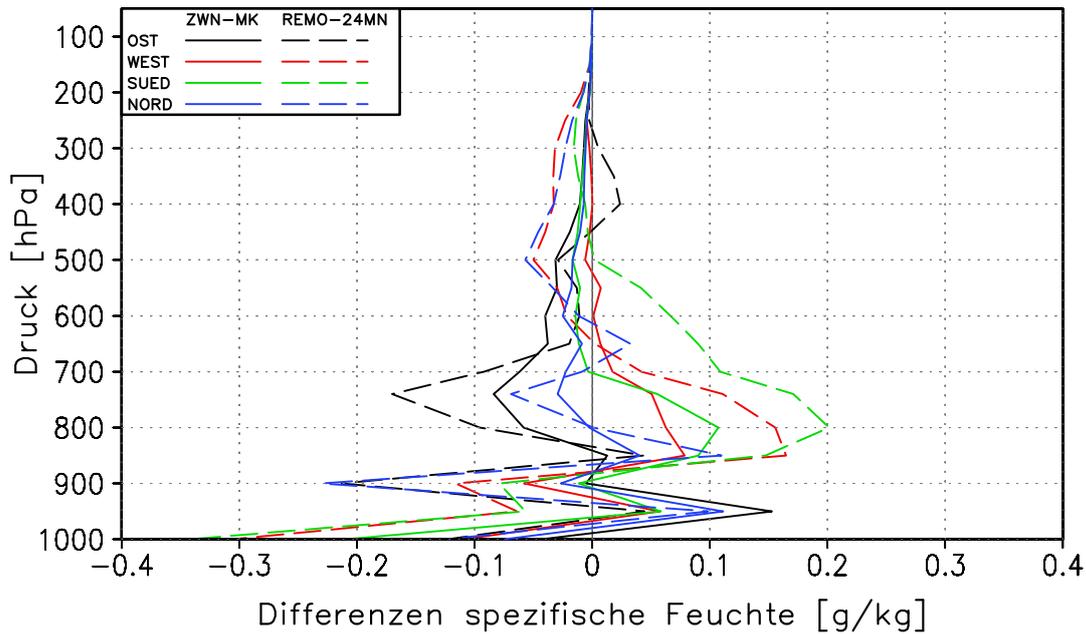


Abbildung 5.31: Vertikalprofil der Differenzen der mittleren 10-jährigen spezifischen Feuchte [g/kg] zwischen Ergebnis- und Antriebsfeld für ZWN-MK (durchgezogen) und REMO-24MN (gestrichelt), jeweils räumlich gemittelt über die 10 außen liegenden Gitterboxreihen in den verschiedenen Randzonen (schwarz: östliche Randzone; rot: westliche Randzone; grün: südliche Randzone, blau: nördliche Randzone).

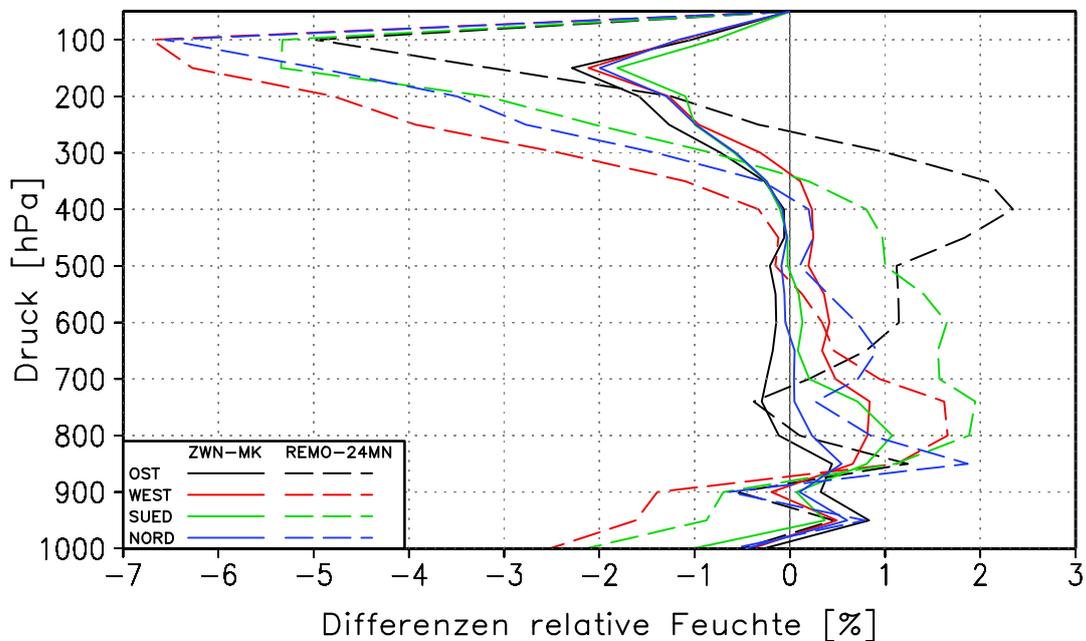


Abbildung 5.32: Vertikalprofil der Differenzen der mittleren 10-jährigen relativen Feuchte [%] zwischen Ergebnis- und Antriebsfeld für ZWN-MK (durchgezogen) und REMO-24MN (gestrichelt), jeweils räumlich gemittelt über die 10 außen liegenden Gitterboxreihen in den verschiedenen Randzonen (schwarz: östliche Randzone; rot: westliche Randzone; grün: südliche Randzone, blau: nördliche Randzone).

24MN übertrifft. In 1000 hPa zeigen alle Randgebiete der beiden Modellläufe negative Abweichungen, die in REMO-MN24 mit bis zu -0.35 g/kg sehr ausgeprägt und somit stärker als in ZWN-MK sind. Der Gradient der Abweichungen zwischen 950 hPa und 1000 hPa ist dabei an allen Rändern sehr ähnlich. Diese überwiegend negativen Abweichungen in Bodennähe (1000 hPa) weisen darauf hin, dass in REMO die von ECHAM4 am Rand vorgegebene Feuchtigkeit von den untersten Modellschichten sehr effektiv in die darüber liegenden Schichten in 950 hPa gemischt werden, was sich dort in den analysierten positiven Abweichungen bemerkbar macht.

Zusammenfassend ist deutlich geworden, dass die Vertikalprofile der prognostischen Variablen, die an den Rändern dem Regionalmodell als seitliche Randbedingungen aufgeprägt werden, im Falle der Zwei-Wege Nestung der internen Lösung des Regionalmodells wesentlich ähnlicher sind als im Falle der Ein-Wege Nestung. Diese Tatsache ist zunächst eine direkte Konsequenz davon, dass in der Zwei-Wege Nestung dem antreibenden Globalmodell im Bereich des genesteten Gebietes die interne Lösung des Regionalmodells vorgeschrieben wird, was sich insbesondere bei Ausströmbedingungen auswirkt. Somit können die unerwünschten Randartefakte, wie sie bei Ein-Wege genesteten Regionalmodellsimulationen typischerweise auftreten, den verschiedenen Gleichgewichtszuständen der antreibenden Felder und der internen Lösung des Regionalmodells zugeordnet werden: das Regionalmodell versucht diese nicht seinem Gleichgewicht entsprechenden Werte der prognostischen Variablen so schnell wie möglich seinem internen Gleichgewichtszustand anzupassen. Bei diesem Anpassungsprozess werden dann in der Nähe der Relaxationszone unrealistische Niederschläge und Wolkenbedeckungsgrade simuliert.

5.3.2 Einfluss Aktualisierungsfrequenz der seitlichen Randbedingungen

Im nun Folgenden werden die Ergebnisse der beiden Ein-Wege Modellläufe REMO-MN24 und REMO-HR6 (siehe Abschnitt 4.3.3) miteinander verglichen, um den Einfluss der Erhöhung der Aktualisierungsfrequenz der seitlichen Randbedingungen von 6 Stunden auf 24 Minuten bei Ein-Wege genesteten Simulationen zu untersuchen.

Aus Abb. 5.33 ist ersichtlich, dass sich die bodennahen Temperaturen fast nicht voneinander unterscheiden, die größten Unterschiede finden sich über vereinzelt Landpunkten mit maximalen Abweichungen von 0.2 K, mit größtenteils positiven Abweichungen (REMO-6HR ist also geringfügig wärmer als REMO-24MN).

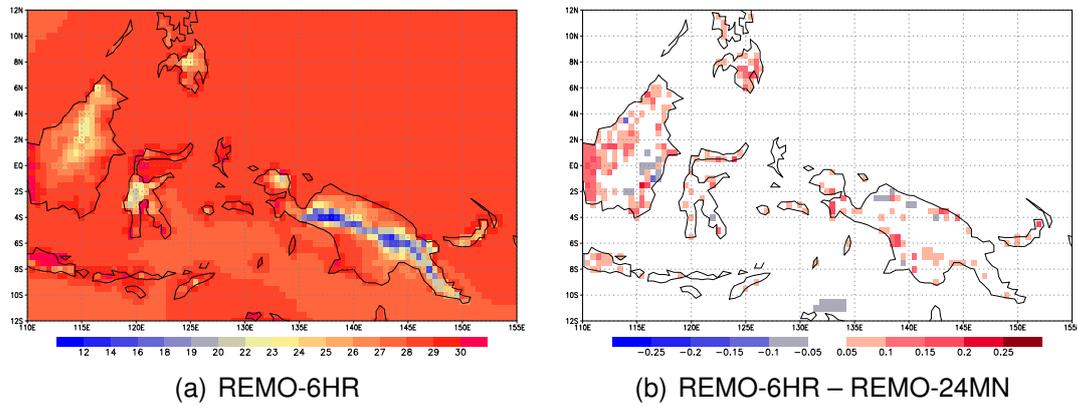


Abbildung 5.33: 2m-Temperatur [°C] gemittelt über die gesamte Integrationszeit von 10 Jahren: (a) REMO-6HR; (b) Differenz REMO-6HR – REMO-24MN.

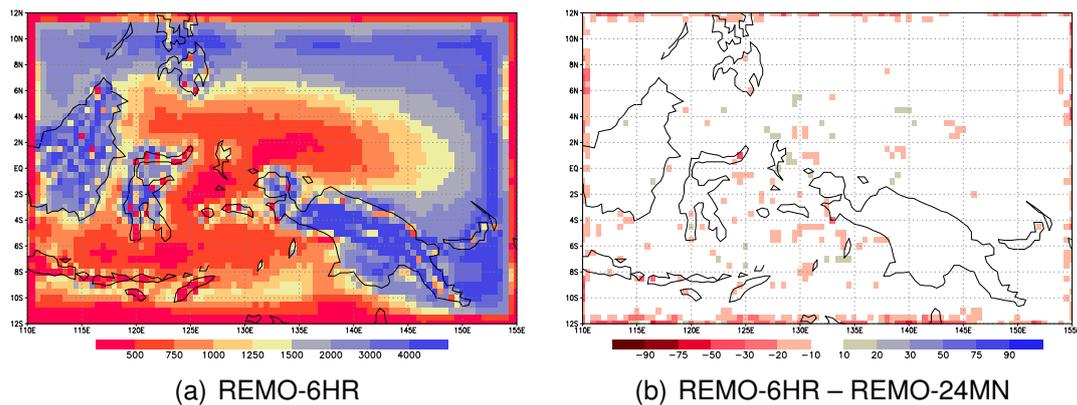


Abbildung 5.34: Jährliche Gesamtniederschlagssumme gemittelt über die gesamte Integrationszeit von 10 Jahren: (a) REMO-6HR [mm/Jahr]; (b) relative Differenz von REMO-6HR in Bezug auf REMO-24MN [%].

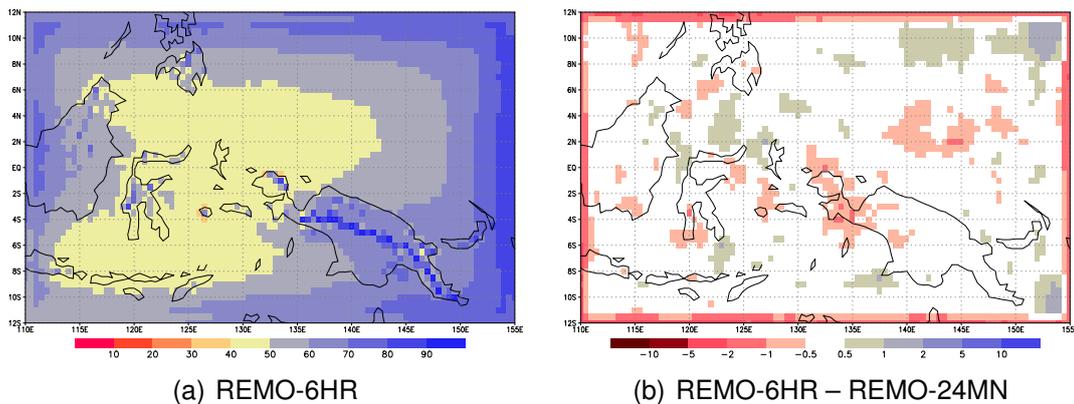


Abbildung 5.35: Gesamtwolkenbedeckungsgrad [fraktionell] gemittelt über die gesamte Integrationszeit von 10 Jahren: (a) REMO-6HR; (b): REMO-6HR – REMO-24MN.

In den Niederschlagsfeldern (Abb. 5.34) finden sich über Wasser im Zentrum des Regionalmodellgebietes an vereinzelten Gitterboxen kleine relative Unterschiede, die in der Inselwelt zwischen Borneo und Neuguinea bis zu 15% erreichen und meist negativ sind – d. h. REMO-6HR modelliert dort etwas weniger Niederschlag als REMO-24MN. Über Land sind dagegen fast keine Unterschiede sichtbar.

Auch für die Wolkenbedeckung (Abb. 5.35) sind die Unterschiede im Modellgebiet sehr klein mit maximalen Differenzen von bis zu 3% an einzelnen Gitterboxen. Auffällig zeigen sich jedoch die äußersten Gitterboxreihen mit einer systematisch bis zu 5% verringerten Gesamtbedeckung in REMO-6HR. Aufgrund der nichtlinearen Abhängigkeit der modellierten Bewölkung von der relativen Feuchte wird als Ursache die verminderte zeitliche Variabilität der als seitliche Randwerte vorgegebenen Feuchte in REMO-6HR vermutet.

Zusammenfassend betrachtet hat eine Erhöhung der Aktualisierungsfrequenz der seitlichen Randdaten von 6 Stunden auf 24 Minuten für das Modellgebiet "Maritimer Kontinent" keinen nennenswerten Einfluss auf die REMO Simulationsergebnisse. In anderen Gebieten, wie z. B. den mittleren Breiten, könnte jedoch eine Erhöhung der Aktualisierungsfrequenz möglicherweise auch eine wesentlich stärkere Änderung in den Modellergebnissen bewirken: die dort vorkommenden außertropischen, großskaligen Drucksysteme könnten bei Advektion in das Regionalmodellgebiet durch die höhere zeitliche Auflösung realistischer auf den Rand aufgeprägt werden. So wäre anzunehmen, dass die starken horizontalen Gradienten der Wind-, Temperatur- und Feuchteverteilung in den Frontalzonen außertropischer Tiefdrucksysteme weniger stark durch die zeitlich lineare Interpolation auf den jeweiligen internen Rechenzeitschritten des Regionalmodells geglättet würden. Daher wäre es inter-

essant, eine ähnliche Analyse für ein Regionalmodellgebiet in den mittleren Breiten durchzuführen.

6 Schlussfolgerungen und Ausblick

6.1 Schlussfolgerungen

Trotz der kontinuierlichen Leistungssteigerung moderner Supercomputer sind diese noch nicht leistungsfähig genug, um globale Klimaprojektionen über mehrere Dekaden in sehr hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung in akzeptabler Zeit durchzuführen. Unter der Hypothese, dass bestimmte Schlüsselregionen des Globus wichtiger für die zeitliche Entwicklung der Atmosphäre sind, wurde im Rahmen der vorliegenden Arbeit erstmalig eine Zwei-Wege Nestung eines regionalen Klimamodells mit einem globalen Klimamodell durchgeführt. Dabei gibt es im Gebiet der räumlich und zeitlich feiner aufgelösten Regionalmodellkomponente eine Rückwirkung auf das gröber aufgelöste Globalmodell.

Das verwendete Globalmodell ECHAM4 arbeitet im Spektralraum, das Regionalmodell REMO dagegen im Gitterpunktraum. Hierdurch sind bei einem Zwei-Wege genesteten Rechenlauf zusätzlich Transformationen zwischen den beiden Zustandsräumen erforderlich. Durch die verschiedenen Auflösungen von ECHAM4 und REMO entsteht weiterer Rechenzeitbedarf durch notwendige Interpolations- und Aggregationsverfahren. Das Zwei-Wege Modellsystem zeigte sich bei allen durchgeführten Rechenläufen stabil. Insbesondere an den Rändern der genesteten Regionen wurden keine Reflexionen oder anderen unerwünschten Nebeneffekte beobachtet.

Bei allen drei durchgeführten mehrjährigen Rechenläufen des ZWN-Systems wurde eine Verbesserung der Modellierung der globalen Temperaturverteilung im Vergleich zu einem Rechenlauf des ungekoppelten Globalmodells ECHAM4 festgestellt. Die stärkste Verbesserung wurde mit einer Zwei-Wege Nestung über dem Gebiet des "Maritimen Kontinents" erzielt, die aber zumindest teilweise durch eine Verschlechterung der Niederschlagsmodellierung im genesteten Gebiet verursacht worden ist. Die hohe Sensitivität der globalen Atmosphäre in diesem Experiment bestätigt eindrucksvoll die Hypothese, dass es sich bei dieser Region um eine Schlüsselregion für die globale Zirkulation handelt. Selbst für die Nestungsregion "Nordamerika", für die der kleinste Einfluss auf die globale Zirkulation diagnostiziert worden ist, gab es einen positiven Einfluss auf die Temperaturverteilung innerhalb und nahe des

genesteten Gebietes.

Zusammengefasst können die Fragestellungen zum ersten Themenkomplex dieser Arbeit ("Einfluss der Zwei-Wege Nestung auf die globale Zirkulation") wie folgt beantwortet werden: bei geeigneter Wahl von höher aufgelösten Zwei-Wege genesteten Gebieten können sowohl die globale Temperatur- und Strömungsverteilungen der gesamten Atmosphäre als auch die Niederschlagssimulation innerhalb des genesteten Gebietes positiv beeinflusst werden.

Die regionale Klimamodellierung hat mittlerweile einen wichtigen Stellenwert bei der Abschätzung der Folgen des Klimawandels auf einzelne Regionen. In konventioneller Weise - also in einer Ein-Wege Nestung - durchgeführten regionalen Klimasimulationen treten typischerweise deutliche Modellfehler an den seitlichen Rändern auf. Im zweiten Themenkomplex dieser Arbeit ("Wirkung der Nestungsart auf die Ergebnisse einer regionalen Klimasimulation") wurde eine Erhöhung der Aktualisierungsfrequenz der seitlichen Randbedingungen bei einem Ein-Wege Rechenlauf durchgeführt: eine Reduktion der Aktualisierungsfrequenz von den üblicherweise verwendeten 6 Stunden auf 24 Minuten zeigt so gut wie keinen Einfluss auf die Qualität der berechneten Modellergebnisse – zu mindestens für das tropische Modellgebiet "Maritimer Kontinent". Somit kann die in Abschnitt 1.1 aufgestellte zweite These verworfen werden, dass eine zu geringe Aktualisierungsfrequenz der seitlichen Randbedingungen zu den beschriebenen Modellfehlern an den seitlichen Rändern führt. Vielmehr konnte plausibel gezeigt werden, dass die erste These zur Entstehung dieser Modellfehler zutreffend ist: die Modellfehler an den seitlichen Rändern werden durch ein Ungleichgewicht der seitlichen Randbedingungen mit dem internen Gleichgewichtszustand des Regionalmodells verursacht. Bei Anwendung einer Zwei-Wege Nestung passen die seitlichen Randbedingungen zum modellinternen Gleichgewichtszustand, und die Artefakte an den Regionalgebietsrändern werden deutlich reduziert. Damit einhergehend werden – zumindest für den Parameter Niederschlag – auch die Ergebnisse im Modellgebietsinnern in der Zwei-Wege Nestung verändert.

Zusammengefasst können die Fragestellungen zum zweiten Themenkomplex ("Wirkung der Nestungsart auf die Ergebnisse einer regionalen Klimasimulation") wie folgt beantwortet werden: eine Erhöhung der Aktualisierungsfrequenz der seitlichen Randbedingungen in Ein-Wege genesteten Regionalmodellsimulationen hat zu mindestens für tropische Regionalmodellgebiete keinen wesentlichen Einfluss auf die Modellergebnisse. Dagegen werden durch die Anwendung der Zwei-Wege Nestung die typischen Randartefakte Ein-Wege genesteter Regionalmodellsimulationen signifikant reduziert sowie ein Einfluss auf die Ergebnisse im Modellgebietsinnern festgestellt.

Da die Zwei-Wege Technik einen signifikanten zusätzlichen Rechenaufwand im Vergleich zur konventionellen Ein-Wege Technik erfordert, kann nicht grundsätzlich die Anwendung der Zwei-Wege Technik bei der Erstellung von regionalen Klimaprojektionen empfohlen werden. Eventuell lassen sich aber die im Rahmen dieser Arbeit erzielten Erkenntnisse dazu verwenden, die Randbehandlung von regionalen Klimamodellen so abzuändern, dass auch in Ein-Wege Regionalmodellsimulationen die unerwünschten Randartefakte verringert werden können.

Die in dieser Arbeit entwickelte Zwei-Wege Nestung zwischen einem regionalen und einem globalen Klimamodell hat es erlaubt, interessante wissenschaftliche Fragestellungen zu beantworten. Weitere mögliche Anwendungen dieser Technik sowie nötige weitere Analysen bzw. Erweiterungen des Modellsystems werden im folgenden Abschnitt diskutiert.

6.2 Ausblick

Im hier vorgestellten Zwei-Wege System werden Energie und Masse aufgrund der verwendeten Interpolations- und Aggregationsverfahren nicht absolut erhalten. Diese Tatsache führte auch in den 10-jährigen Modellläufen zu keinen merklichen negativen Konsequenzen. Die absolute Erhaltung von Energie und Masse ist jedoch eine wünschenswerte Eigenschaft, die insbesondere bei längeren Rechenläufen über mehrere Dekaden an Bedeutung gewinnen könnte. Daher ist in einer absolut quellen- und senkenfreien Formulierung der Interpolations- und Aggregationsverfahren eine sinnvolle Erweiterung des hier vorgestellten Zwei-Wege Systems zu sehen.

In den in dieser Arbeit vorgestellten Zwei-Wege Modellexperimenten wurden in der Regionalkomponente zwar die horizontale Auflösung verfeinert, die vertikale Auflösung wurde hingegen sowohl in der Global- als auch in der Regionalkomponente identisch gewählt. Weitere Experimente mit einer in der Regionalkomponente verfeinerten vertikalen Auflösung sind wünschenswert.

Um die in dieser Arbeit für tropische Regionen gewonnene Aussage, dass die übliche Aktualisierungsfrequenz der seitlichen Randbedingungen von 6 Stunden in konventionell Ein-Wege genesteten Regionalmodellsimulationen ausreichend ist, auch auf außertropische Regionen übertragen zu können, müsste eine analoge Analyse wie in Abschnitt 5.3.2 auch für eine außertropische Region durchgeführt werden.

Eine weitere Anwendung des ZWN-Systems ist die realistischere Berücksichtigung von tropischen Wirbelstürmen in globalen Klimasimulationen. Globale Klimamodelle können in einer wie in dieser Arbeit verwendeten relativ

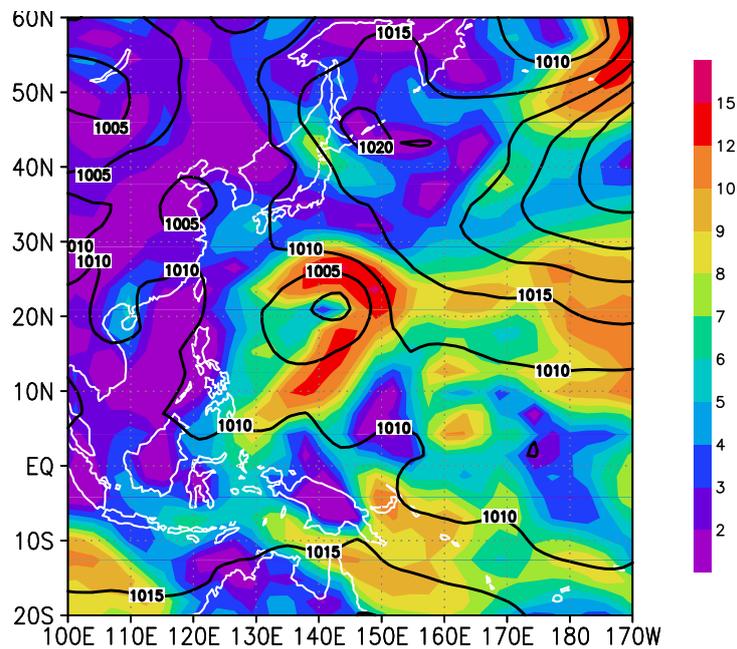


Abbildung 6.1: Windgeschwindigkeiten in 10 Meter Höhe [m/s] (Farbflächen) und auf Meeresniveau reduzierter Bodendruck [hPa] (Konturen) aus ECHAM4-ORI am 12. Juli 1980 00 UTC.

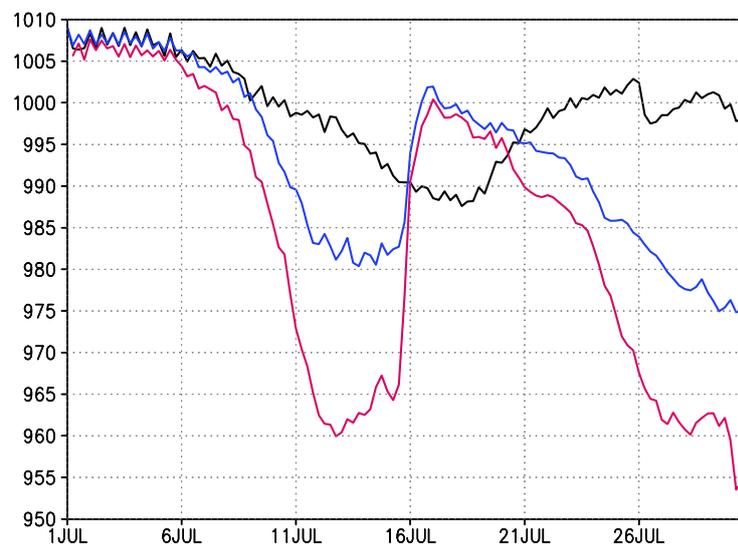


Abbildung 6.2: Zeitlicher Verlauf des Minimums des auf Meeresniveau reduzierten Bodendrucks [hPa] im Gebiet 0° N – 40° N; 125° E – 170° E für Juli 1980 für ECHAM4-ORI (schwarz), ZWN in T42-Globalmodellauflösung (blau) und ZWN in $1/2^{\circ}$ -Regionalmodellauflösung (rot).

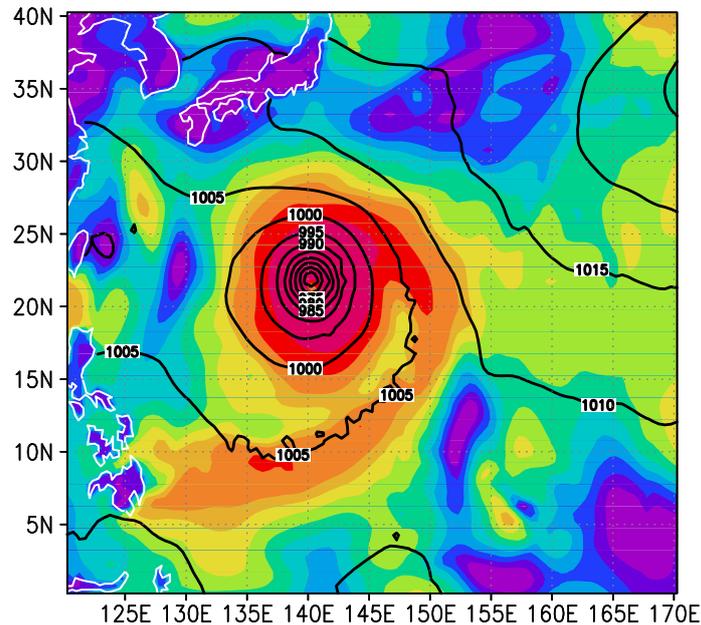


Abbildung 6.3: Windgeschwindigkeiten in 10 Meter Höhe [m/s] (Farbflächen) und auf Meeresniveau reduzierter Bodendruck [hPa] (Konturen) aus ZWN (1/2°-Regionalmodellauflösung) am 12. Juli 1980 00 UTC.

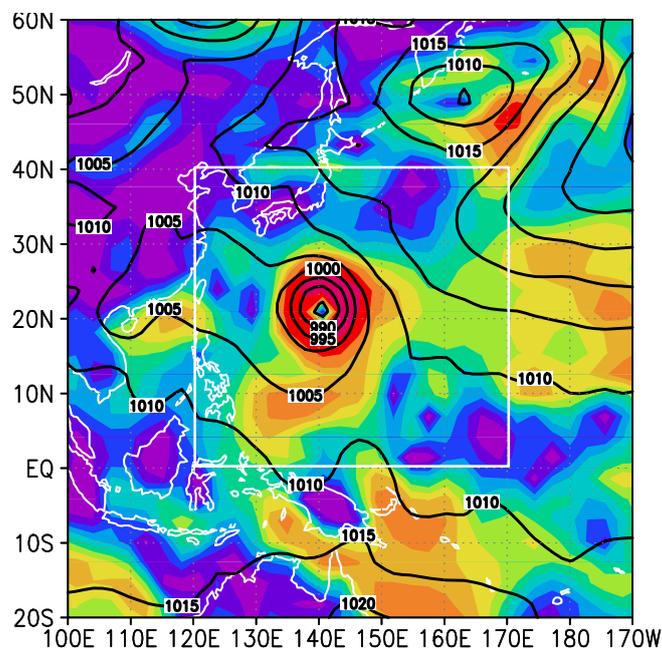


Abbildung 6.4: Windgeschwindigkeiten in 10 Meter Höhe [m/s] (Farbflächen) und auf Meeresniveau reduzierter Bodendruck [hPa] (Konturen) aus ZWN (T42-Globalmodellauflösung) am 12. Juli 1980 00 UTC. Die weiße Box kennzeichnet das genestete Gebiet.

groben T42 Horizontalauflösung tropische Wirbelstürme nicht realistisch nachbilden [Yoshimura et al., 2006], da die Skalen der konvektiver Bänder und der Strukturen innerhalb des Kerns ausgewachsener tropischer Wirbelstürme von der Größenordnung von einigen Dutzend Kilometern sind [Croxford und Barnes, 2002]. Um den Einfluss von tropischen Wirbelstürmen auf die globale Zirkulation zu modellieren, bietet sich für diese Fragestellung wiederum die Zwei-Wege Technik an. Um das tatsächliche Potential der ZWN für die Simulation von tropischen Wirbelströmen zu testen, wurde das Bodendruckfeld des 10-jährigen ECHAM4-ORI Laufes visuell nach dem Vorhandensein tropischer Zyklonen durchsucht. Einer der intensivsten Fälle wurde im Juli 1980 im tropischen westlichen Pazifik gefunden und ist für den 12. Juli in Abb. 6.1 dargestellt. Man erkennt deutlich die runden geschlossenen Isobaren. Der Kerndruck des Systems erreicht schließlich am 18. Juli mit 988 hPa sein Minimum (Abb. 6.2, schwarze Linie), was für einen tropischen Wirbelsturm kein beeindruckend niedriger Wert ist. Zum Vergleich wurde ein Zwei-Wege genesteter Lauf (ZWN-TROP) mit genestetem Regionalmodell über dieser der Region (0° N – 40° N, 120° E – 170° E) am 1. Juli 1980 initialisiert und für einen Monat integriert. In der $1/2^{\circ}$ -Horizontalauflösung der Regionalmodellkomponente sieht man für ZWN-TROP eine wesentlich schnellere Erniedrigung des Kerndrucks (Abb. 6.2, rote Linie) als in ECHAM4-ORI mit einem Tiefstwert am 12. Juli von 960 hPa (Abb. 6.3). Durch die Aggregation auf die gröbere T42-Auflösung der Globalmodellkomponente des ZWN-Systems wird für denselben Zeitpunkt zwar ein höherer Kerndruck berechnet (Abb. 6.4 und Abb. 6.2, blaue Linie) als in der Regionalmodellauflösung, der aber mit einem Minimalerndruck von 980 hPa immer noch deutlich niedriger ist als in ECHAM4-ORI.

Dieser erste Test zeigt eindrucksvoll das Potential der ZWN-Technik für die Berücksichtigung von tropischen Wirbelstürmen in globalen Klimasimulationen.

Da tropische Wirbelstürme innerhalb der Tropen zeitlich und räumlich sehr variabel auftreten, wäre in diesem Zusammenhang eine Erweiterung des ZWN-Systems insofern wünschenswert, dass sich die genesteten Regionen mit den Drucksystemen bewegen können und auch mehr als eine genestete Region zu einer Zeit in einer Zwei-Wege Nestung in das Globalmodell eingebunden werden kann. Solch eine Erweiterung könnte auch für die Modellierung außertropischer Drucksysteme sowie von Fronten interessant sein.

Literaturverzeichnis

- Adler, R., Huffman, G., Chang, A., Ferraro, R., Xie, P., Janowiak, J., Rudolf, B., Schneider, U., Curtis, S., Bolvin, D., Gruber, A., Susskind, J., Arkin, P., und Nelkin, E. (2003). The version-2 global precipitation climatology project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979-present). *Journal of Hydrometeorology*, 4(6):1147–1167.
- Aldrian, E. (2003). Simulation of Indonesian rainfall with a hierarchy of climate models. *Max-Planck-Institut für Meteorologie Report*, 346.
- Amengual, A., Romero, R., Homar, V., Ramis, C., und Alonso, S. (2007). Impact of the lateral boundary conditions resolution on dynamical downscaling of precipitation in Mediterranean Spain. *Climate Dynamics*, 29:487–499.
- Andersson, A., Bakan, S., Fennig, K., Grassl, H., Klepp, C.-P., und Schulz, J. (2007). Hamburg ocean atmosphere parameters and fluxes from satellite data - hoaps-3 - monthly mean. Electronic in CERA database.
- Asselin, R. (1972). Frequency filter for time integrations. *Monthly Weather Review*, 100:487–490.
- BALTEX (1995). Baltex - initial implementation plan. International BALTEX Secretariat, Publ. No. 2.
- Birchfield, G. (1960). Numerical prediction of hurricane movement with the use of a fine grid. *Journal of Meteorology*, 17(4):406–414.
- Bonaventura, L. und Ringler, T. (2005). Analysis of discrete shallow water models on geodesic Delaunay grids with C-type staggering. *Monthly Weather Review*, 133:2351–2373.
- Bungert, U. (2008). *Einfluss der Nestung auf die Ergebnisse meteorologischer Modelle*. Dissertation, Universität Hamburg.
- Charnock, M. (1955). Wind stress on a water surface. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 81:639–640.

- Clark, T. und Farley, R. (1984). Severe downslope windstorm calculations in two and three spatial dimensions using anelastic interactive grid nesting: a possible mechanism for gustiness. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 41(3):329–350.
- Courant, R., Friedrichs, K., und Lewy, H. (1928). Über die partiellen differenzgleichungen der mathematischen physik. *Mathematische Annalen*, 100(1):32–74.
- Croxford, M. und Barnes, G. (2002). Inner core strength of Atlantic tropical cyclones. *Monthly Weather Review*, 130(1):127–139.
- Davis, H. C. (1976). A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 102:405–418.
- De Boor, C. (1978). *A practical guide to splines*. Springer Verlag New York.
- Denis, B., Laprise, R., und Caya, D. (2003). Sensitivity of a regional climate model to the resolution of the lateral boundary conditions. *Climate Dynamics*, 20:107–126.
- Dickinson, R. E., Errico, R. M., Giorgi, F., und Bates, G. T. (1989). A regional climate model for western united states. *Climatic Change*, 15:383–422.
- DKRZ (1993). *Technical Report No. 6: The ECHAM3 general circulation model*. Deutsches Klimarechenzentrum, Hamburg, herausgegeben von der Modellbetreuungsgruppe. Revision 2.
- Dudhia, J. (1993). A nonhydrostatic version of the penn state-ncar mesoscale model: Validation tests and simulation of an atlantic cyclone and cold front. *Monthly Weather Review*, 121:1493–1513.
- DWD (1995). Dokumentation des EM/DM - Systems. Deutscher Wetterdienst, Abteilung Forschung, Offenbach.
- Déqué, M., Dreveton, C., Braun, A., und Cariolle, D. (1994). The arpege-ifs atmosphere model: a contribution to the french community climate modelling. *Climate Dynamics*, 10:249–266.
- Dümenil, L. und Todini, E. (1992). A rainfall-runoff scheme for use in the hamburg climate model. In: *Advances in Theoretical Hydrology, A Tribute to James Dooge (Ed. J. P. O’Kane)*, European Geophysical Society Series on Hydrological Sciences, 1, Elsevier Press Amsterdam, pages 129–157.

- Feldmann, H., Frueh, B., Schaedler, G., Panitz, H.-J., Keuler, K., Jacob, D., und Lorenz, P. (2008). Evaluation of the precipitation for South-western Germany from high resolution simulations with regional climate models. *Meteorologische Zeitschrift*, 17:455–465.
- Førland, E. J. und Hanssen-Bauer, I. (2000). Increased precipitation in the norwegian arctic: True or false? *Climatic Change*, 46(4):485–509.
- Gassmann, A. und Herzog, H.-J. (2008). Towards a consistent numerical compressible non-hydrostatic model using generalized hamiltonian tools. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 134:1597–1613.
- Gates, W. L. (1992). Amip, the atmospheric model intercomparison project. *Bulletin American Meteorological Society*, 73:35–62.
- Gibson, J. K., Kallberg, P., Uppala, S., Noumura, A., Hernandez, A., und Serano, E. (1997). Era description. In *ECMWF Re-Analysis Project Report Series*, volume 1, page 77 pp. ECMWF, Reading, UK.
- Giorgi, F. (2006). Regional climate modeling: Status and perspectives. *Journal de Physique IV*, 139:101–118.
- Giorgi, F. und Bates, G. T. (1989). The climatological skill of a regional model over complex terrain. *Monthly Weather Review*, 117:2325–2347.
- Giorgi, F., Jones, C., und Asrar, G. (2009). The cordex framework. *WMO Bulletin*, 58(3):175–183.
- Hadley, G. (1735). Concerning the cause of the general trade winds. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 39:58–62.
- Huffman, G. J., Adler, R. F., Bolvin, D. T., Gu, G., Nelkin, E. J., Bowman, K. P., Hong, Y., Stocker, E. F., und Wolff, D. B. (2007). The TRMM multisatellite precipitation analysis (TMPA): Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *Journal of Hydrometeorology*, 8(1):38–55.
- Inatsu, M. und Kimoto, M. (2009). A scale interaction study on east asian cyclogenesis using a general circulation model coupled with an interactively nested regional model. *Monthly Weather Review*, 137(9):2851–2868.
- IPCC (2007). *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York.

- Jacob, D. (2001). A note to the simulation of the annual and inter-annual variability of the water budget over the baltic sea drainage basin. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 77:61–73.
- Jacob, D., Barring, L., Christensen, O. B., Christensen, J. H., de Castro, M., Deque, M., Giorgi, F., Hagemann, S., Lenderink, G., Rockel, B., Sanchez, E., Schaer, C., Seneviratne, S. I., Somot, S., van Ulden, A., und van den Hurk, B. (2007). An inter-comparison of regional climate models for Europe: model performance in present-day climate. *Climatic Change*, 81(Suppl. 1):31–52.
- Jacob, D. und Podzun, R. (1997). Sensitivity studies with the regional climate model remo. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 63(1-2):119–129.
- Keenan, T., Rutledge, S., Carbone, R., Wilson, J., Takahashi, T., May, P., Tapper, N., Platt, M., Hacker, J., Sekelsky, S., Moncrieff, M., Saito, K., Holland, G., Crook, A., und Gage, K. (2000). The maritime continent thunderstorm experiment (mctex): Overview and some results. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81(10):2433–2455.
- Kummerow, C., Barnes, W., Kozu, T., Shiue, J., und Simpson, J. (1998). The tropical rainfall measuring mission (trmm) sensor package. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 15(3):809–817.
- Kurihara, Y., Tripoli, G. J., und Bender, M. A. (1879). Design of a movable nested-mesh primitive equation model. *Monthly Weather Review*, 107:239–249.
- Lorenz, P. und Jacob, D. (2005). Influence of regional scale information on the global circulation: A two-way nesting climate simulation. *Geophysical Research Letters*, 32(L18706). doi:10.1029/2005GL023351.
- Majewski, D. (1991). The europa-modell of the deutscher wetterdienst. *Seminar Proceedings ECMWF*, 2:147–191.
- McGregor, J. (1997). Regional climate modelling. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 63(1-2):105–117.
- Mitchell, T. und Jones, P. (2005). An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. *International Journal of Climatology*, 25(6):693–712.
- Morcrette, J.-J., Smith, L., und Fourquart, Y. (1986). Pressure and temperature dependence of the absorption in longwave radiation parameterizations. *Beiträge zur Physik der Atmosphäre*, 59:455–469.

- Navarra, A., Gualdi, S., Masina, S., Behera, S., Luo, J. J., Masson, S., Guilyardi, E., Delecluse, P., und Yamagata, T. (2008). Atmospheric horizontal resolution affects tropical climate variability in coupled models. *Journal of Climate*, 21(4):730–750.
- Neale, R. und Slingo, J. (2003). The maritime continent and its role in the global climate: A GCM study. *Journal of Climate*, 16(5):834–848.
- Nordeng, T. E. (1994). Extended versions of the convective parametrization scheme at ecmwf and their impact on the mean and transient activity of the model in the tropics. *ECMWF Research Department, Technical Memorandum No. 206, European Centre for Medium Range Weather Forecasts, Reading, UK*, page 41 S.
- Pawson, S., Kodera, K., Hamilton, K., Shepherd, T., Beagley, S., Boville, B., Farrara, J., Fairlie, T., Kitoh, A., Lahoz, W., Langematz, U., Manzini, E., Rind, D., Scaife, A., Shibata, K., Simon, P., Swinbank, R., Takacs, L., Wilson, R., Al-Saadi, J., Amodei, M., Chiba, M., Coy, L., de Grandpre, J., Eckman, R., Fiorino, M., Grose, W., Koide, H., Koshyk, J., Li, D., Lerner, J., Mahlman, J., McFarlane, N., Mechoso, C., Molod, A., O'Neill, A., Pierce, R., Randel, W., Rood, R., und Wu, F. (2000). The GCM-reality intercomparison project for SPARC (GRIPS): Scientific issues and initial results. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81(4):781–796.
- Phillips, N. A. und Shukla, J. (1973). On the strategy of combining coarse and fine grid meshes in numerical weather prediction. *Journal of Applied Meteorology*.
- Qian, J.-H. (2008). Why precipitation is mostly concentrated over islands in the maritime continent. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 6. doi:10.1175/2007JAS2422.1.
- Ramage, C. S. (1968). Role of a tropical 'maritime continent' in the atmospheric circulation. *Monthly Weather Review*, 96:365–370.
- Roeckner, E., Arpe, K., Bengtsson, L., Christoph, M., Claussen, M., Dümenil, L., Esch, M., Giorgetta, M., Schlese, U., und Schulzweida, U. (1996). The atmospheric general circulation model echam-4: Model description and simulation of present day climate. *Max-Planck-Institut für Meteorologie Report*, 218.
- Simmons, A. J. und Burridge, D. M. (1981). An energy and angular-momentum conserving vertical finite-difference scheme and hybrid vertical coordinates. *Monthly Weather Review*, 109:758–766.

- Sundqvist, H. (1978). A parameterization scheme for non-convective condensation including prediction of cloud water content. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 104:677–690.
- Sundqvist, H., Berge, E., und Kristjansson, J. E. (1989). Condensation and cloud parameterization studies with a mesoscale numerical weather prediction model. *Monthly Weather Review*, 117:1641–1657.
- Termonia, P., Deckmyn, A., und Hamdi, R. (2009). Study of the lateral boundary condition temporal resolution problem and a proposed solution by means of boundary error restarts. *Monthly Weather Review*, 137(10):3551–3566.
- Tian, B., Zhang, G., und Ramanathan, V. (2001). Heat balance in the pacific warm pool atmosphere during toga coare and cepex. *Journal of Climate*, 14(8):1881–1893.
- Tiedtke, M. (1989). A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Monthly Weather Review*, 117:1779–1800.
- Yoshimura, J., Sugi, M., und Noda, A. (2006). Influence of greenhouse warming on tropical cyclone frequency. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 84(2):405–428.
- Zhang, D.-L., Chang, H.-R., Seaman, N., Warner, T., und Fritsch, J. (1986). A two-way interactive nesting procedure with variable terrain resolution. *Monthly Weather Review*, 114(7):1330–1339.

Abbildungsverzeichnis

3.1	Differenz eines synthetischen Feldes nach Interpolation und Rückaggregation für Aggregationsmethode "Arithmetisches Mittel"	31
3.2	Differenz eines synthetischen Feldes nach Interpolation und Rückaggregation für Aggregationsmethode "Abstandsgewichtetes Mittel"	32
3.3	Differenz eines synthetischen Feldes nach Interpolation und Rückaggregation für Aggregationsmethode "Inverse 16-Punkte-Formel"	33
3.4	Schematisches Flussdiagramm des Zwei-Wege genesteten Modellsystems	35
3.5	Schematisches Diagramm der Kopplung der Modellkomponenten	37
4.1	Globales Feld der T42-Orographie und Lage der Regionalmodellgebiete	40
4.2	Orographie und Landseemaske Modellgebiet "Maritimer Kontinent"	44
4.3	Orographie und Landseemaske Modellgebiet "Subtropischer Nordatlantik"	46
4.4	Orographie und Landseemaske Modellgebiet "Nordamerika"	47
5.1	Reduzierter Bodendruck für vier aufeinanderfolgende Tage aus ZWN-A	52
5.2	Temperatur und Windvektoren in 500 hPa für vier aufeinanderfolgende Tage aus ZWN-A	53
5.3	Temperaturen im 10. Modelllevel für verschiedene Felder während eines ZWN-Schritts	55
5.4	Mittlere jährliche Temperaturdifferenzen (500 hPa) zwischen ECHAM4-ORI, ZWN-MK, ZWN-SN, ZWN-NA und ERA15	58
5.5	Mittlere DJF Temperaturdifferenzen (500 hPa) zwischen ECHAM4-ORI, ZWN-MK, ZWN-SN, ZWN-NA und ERA15	60

5.6	Mittlere JJA Temperaturdifferenzen (500 hPa) zwischen ECHAM4-ORI, ZWN-MK, ZWN-SN, ZWN-NA und ERA15	61
5.7	Zonal gemittelte jährliche Temperaturdifferenzen zwischen ECHAM4-ORI, ZWN-MK, ZWN-SN, ZWN-NA und ERA15	63
5.8	Global zonal gemittelte DJF Temperaturdifferenzen zwischen ECHAM4-ORI, ZWN-MK, ZWN-SN, ZWN-NA und ERA15	64
5.9	Global zonal gemittelte JJA Temperaturdifferenzen zwischen ECHAM4-ORI, ZWN-MK, ZWN-SN, ZWN-NA und ERA15	65
5.10	Global zonal gemittelte Temperaturdifferenzen für die einzelnen 10 Simulationsjahre von ECHAM4-ORI zu ERA15	66
5.11	Global zonal gemittelte Temperaturdifferenzen für die einzelnen 10 Simulationsjahre von ZWN-MK zu ECHAM4-ORI	66
5.12	Global zonal gemittelte meridionale und vertikale Windkomponenten für ECHAM4-ORI, ZWN-MK und deren Differenz	68
5.13	Global zonal gemittelte meridionale und vertikale Windkomponenten für ECHAM4-ORI, ZWN-SN und deren Differenz	69
5.14	Global zonal gemittelte meridionale und vertikale Windkomponenten für ECHAM4-ORI, ZWN-MK und deren Differenz	70
5.15	Globale Niederschlagsverteilung aus Beobachtungen und ECHAM4-ORI	72
5.16	Niederschlagsverteilung im Gebiet "Maritimer Kontinent" aus GPCP, CRU, HOAPS3, TMPA, ECHAM4-ORI und ZWN-MK	74
5.17	Großskalige Niederschlagskomponente im Gebiet "Maritimer Kontinent" aus ECHAM4-ORI und ZWN-MK	76
5.18	Konvektive Niederschlagskomponente im Gebiet "Maritimer Kontinent" aus ECHAM4-ORI und ZWN-MK	76
5.19	Niederschlagsverteilung im Gebiet "Subtropischer Nordatlantik" aus HOAPS3, TMPA, ECHAM4-ORI und ZWN-SN	79
5.20	Großskalige Niederschlagskomponente im Gebiet "Subtropischer Nordatlantik" aus ECHAM4-ORI und ZWN-SN	80
5.21	Konvektive Niederschlagskomponente im Gebiet "Subtropischer Nordatlantik" aus ECHAM4-ORI und ZWN-SN	80
5.22	Niederschlagsverteilung im Gebiet "Nordamerika" aus CRU, HOAPS3, TMPA, ECHAM4-ORI und ZWN-NA	82
5.23	Großskalige Niederschlagskomponente im Gebiet "Nordamerika" aus ECHAM4-ORI und ZWN-NA	83
5.24	Konvektive Niederschlagskomponente im Gebiet "Nordamerika" aus ECHAM4-ORI und ZWN-NA	83
5.25	Mittlere 2m-Temperatur REMO-24MN, ZWN-MK und deren Differenz	87

5.26 Mittlerer Gesamtniederschlag REMO-24MN, ZWN-MK und deren Differenz	89
5.27 Mittlerer Gesamtwolkenbedeckungsgrad REMO-24MN, ZWN-MK und deren Differenz	91
5.28 Vertikalprofil der Temperaturdifferenzen zwischen Ergebnis- und Antriebsfeld in den Randzonen von ZWN-MK und REMO-24MN	92
5.29 Vertikalprofil der Differenzen der zonalen Windkomponente zwischen Ergebnis- und Antriebsfeld in den Randzonen von ZWN-MK und REMO-24MN	94
5.30 Vertikalprofil der Differenzen der meridionalen Windkomponente zwischen Ergebnis- und Antriebsfeld in den Randzone von ZWN-MK und REMO-24MN	94
5.31 Vertikalprofil der Differenzen der spezifischen Feuchte zwischen Ergebnis- und Antriebsfeld in den Randzonen von ZWN-MK und REMO-24MN	96
5.32 Vertikalprofil der Differenzen der relativen Feuchte zwischen Ergebnis- und Antriebsfeld in den Randzonen von ZWN-MK und REMO-24MN	96
5.33 Mittlere 2m-Temperatur für REMO-6HR und deren Differenz zu REMO-24MN	98
5.34 Mittlere jährliche Gesamtniederschlagssumme für REMO-6HR und dessen relative Differenz zu REMO-24MN	98
5.35 Mittlerer Gesamtwolkenbedeckungsgrad für REMO-6HR und dessen Differenz zu REMO-24MN	99
6.1 Windgeschwindigkeiten und reduzierter Bodendruck Südostasien aus ECHAM-ORI	104
6.2 Zeitlicher Verlauf des minimalen reduzierten Bodendrucks in Südostasien aus ECHAM4-ORI und ZWN	104
6.3 Windgeschwindigkeiten und reduzierter Bodendruck Südostasien aus ZWN (Regionalmodellauflösung)	105
6.4 Windgeschwindigkeiten und reduzierter Bodendruck Südostasien aus ZWN (Globalmodellauflösung)	105

Abkürzungsverzeichnis

AMIP	The Atmospheric Model Intercomparison Project
CAPE	Convective Available Potential Energy (konvektiv verfügbare potentielle Energie)
CFL-Kriterium	Kriterium nach Courant, Friedrichs und Lewy [Courant et al., 1928]
CRU	Climate Research Unit der Universität East Anglia, GB
DJF	Dezember, Januar und Februar (Boreale Wintersaison)
DKRZ	Deutsches Klimarechenzentrum
ECHAM	ECMWF Modell HAMburg Version
ECHAM4	Vierte Generation von ECHAM – in dieser Arbeit verwendetes globales Klimamodell (GCM)
ECHAM4-ORI	10-jähriger Modelllauf mit dem ungekoppelten ECHAM4-Modell
ERA15	EZMW Reanalysesaten über 15 Jahre (1979-1993)
EZMW	Europäisches Zentrum für Mittelfristige Wettervorhersage (engl. ECMWF) in Reading, Großbritannien
GCM	General Circulation Model (Globales Klimamodell)
GPCP	Global Precipitation Climatology Project
GTR	Transformationsroutine vom globalen zum regionalen Modellgitter
HOAPS3	Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data; Version 3

IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change (Zwischenstaatlicher Ausschuss für Klimaänderungen)
ITCZ	Intertropical Convergence Zone (Innertropische Konvergenzzone)
JJA	Juni, Juli und August (Boreale Sommersaison)
MPI-M	Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg
RCM	Regional Climate Model (Regionales Klimamodell)
REMO	REgionalMOdell – in dieser Arbeit verwendetes regionales Klimamodell (RCM)
REMO-24MN	10-jähriger Ein-Wege genesteter REMO Modelllauf (Gebiet “Maritimer Kontinent”) mit einer Updatefrequenz der seitlichen Randbedingungen von 24 Minuten
REMO-6HR	10-jähriger Ein-Wege genesteter REMO Modelllauf (Gebiet “Maritimer Kontinent”) mit einer Updatefrequenz der seitlichen Randbedingungen von 6 Stunden
RTG	Transformationsroutine vom regionalen zum globalen Modellgitter
SPCZ	South Pacific Convergence Zone (Südpazifische Konvergenzzone)
SST	Sea Surface Temperature (Meeresoberflächentemperatur)
T42	Spektrale Horizontalauflösung, in welcher die Wellenzahl 42 die größtmöglich explizit auflösbare Wellenzahl darstellt
TMPA	TRMM Multisatellite precipitation analysis
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
UTC	Universal Time Coordinated (Koordinierte Weltzeit)
ZWN	Zwei-Wege Nestung
ZWN-A	Zwei-Wege genesteter Testlauf mit Nest über dem Nordatlantik
ZWN-MK	10-jähriger Zwei-Wege genesteter Modelllauf mit Nest über dem “Maritimer Kontinent”

ZWN-NA	10-jähriger Zwei-Wege genesteter Modelllauf mit Nest über Nordamerika
ZWN-SN	10-jähriger Zwei-Wege genesteter Modelllauf mit Nest über dem subtropischen Nordatlantik
ZWN-TROP	Zwei-Wege genesteter Testlauf mit Nest über dem tropischen westlichen Pazifik

Danksagungen

Zu allererst danke ich Frau Prof. Dr. Daniela Jacob herzlich für die interessante Themenstellung, für ihre engagierte Betreuung, sowie für die sehr gute Zusammenarbeit.

Herrn Prof. Dr. Hartmut Graßl danke ich sehr für die Betreuung und Begutachtung dieser Arbeit.

Den Mitarbeitern der Arbeitsgruppe "Regionale Klimamodellierung" am Max-Planck-Institut für Meteorologie danke ich für die gute Arbeitsatmosphäre und Zusammenarbeit.

Herrn Prof. Dr. Jürgen Fischer und den Mitarbeitern des Instituts für Weltraumwissenschaften an der Freien Universität Berlin danke ich für die freundliche Aufnahme, die interessanten Diskussionen, sowie für einen Einblick in die Methodik der atmosphärischen Fernerkundung.

Für die Unterstützung in verschiedenster Hinsicht bedanke ich mich insbesondere bei Tanja und Heiko Blome, Susanne Pfeifer, Uwe Ulbrich, Ralf Podzun, Stefan Hagemann, Michael Botzet, Erich Roeckner, Wolfgang Müller, Ingo Kirchner, Sven Kotlarski und Rene Preusker.

Mein ganz besonderer Dank gilt meiner Frau Maren, meinen Söhnen Malte und Erik, sowie meinen Eltern für ihre liebevolle Unterstützung und unendliche Geduld.

