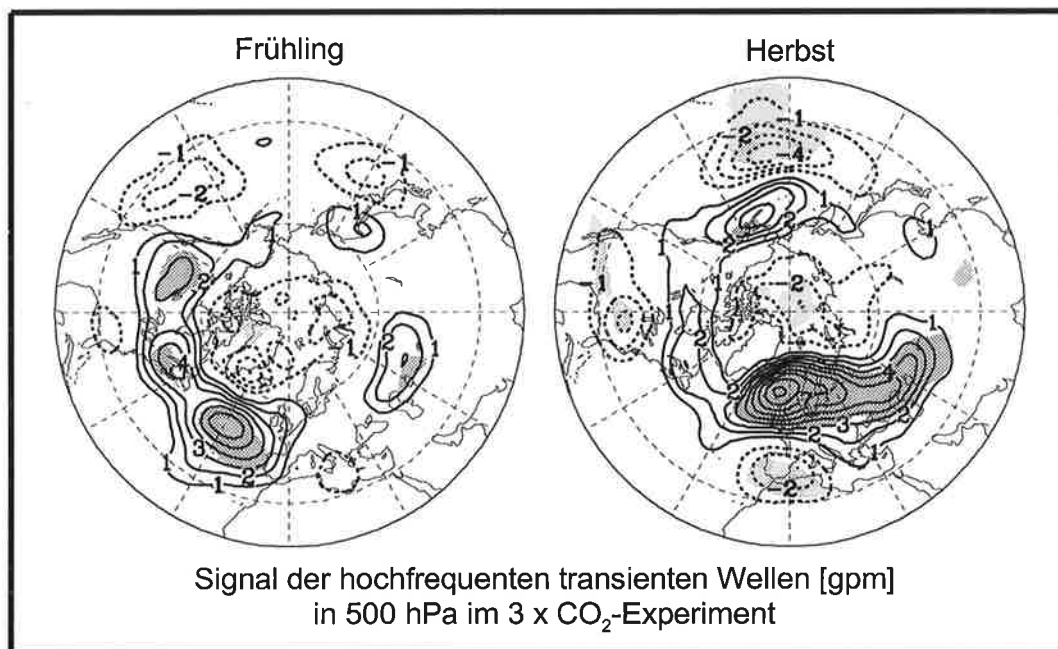




Max-Planck-Institut für Meteorologie

EXAMENSARBEIT Nr. 50



ZEITSCHLEIBENEXPERIMENTE MIT DEM ATMOSPHERISCHEN
ZIRKULATIONSMODELL T42-ECHAM3 FÜR EINE VERDOPPELTE
UND VERDREIFACHTE CO₂-KONZENTRATION UNTER BESONDERER
BEACHTUNG DER ÄNDERUNGEN DER NORDHEMISPHERISCHEN
TROPOSPHERISCHEN DYNAMIK

VON
Jan Perlwitz

HAMBURG, Dezember 1997

Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades

Autor:

Jan Perlwitz

Max-Planck-Institut
für Meteorologie

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

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

ISSN 0938-5177

**Zeitscheibenexperimente mit dem atmosphärischen
Zirkulationsmodell T42-ECHAM3 für eine verdoppelte
und verdreifachte CO₂-Konzentration unter besonderer
Beachtung der Änderungen der nordhemisphärischen
troposphärischen Dynamik**

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

vorgelegt von
Jan Perlwitz
aus Naumburg/Saale

Hamburg 1997

ISSN 0938-5177

Als Dissertation angenommen vom Fachbereich Geowissenschaften
der Universität Hamburg

auf Grund der Gutachten

von Prof. Dr. K. Hasselmann
und Prof. Dr. L. Bengtsson

Hamburg, den 21. November 1997

Prof. Dr. G. Miehlich
Dekan
des Fachbereichs Geowissenschaften

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	III
Abstract	V
1. Einleitung	1
1.1. Einordnung der Zeitscheibenexperimente	1
1.2. Bisherige Untersuchungen über Änderungen der atmosphärischen Dynamik bei einer Erhöhung der Treibhausgaskonzentration in der Atmosphäre	4
1.3. Strukturierung der Arbeit	6
2. Beschreibung der Zeitscheibenexperimente	9
2.1. Das verwendete Modell	9
2.2. Die Zeitscheibenmethode	10
2.3. Die unteren Randbedingungen in den Zeitscheibenexperimenten	12
3. Beschreibung der verwendeten Analysemethoden	15
3.1. Bestimmung von dynamischen Variablen	15
3.1.1. Zonale stationäre Wellen	15
3.1.2. Aktivitätsfluß der stationären Wellen	16
3.1.3. Variabilität und Flüsse durch transiente Wellen	18
3.1.4. Lokaler Eliassen-Palm-Fluß	19
3.2. Statistische Verfahren	22
3.2.1. Das gleitende t-Wert-Verfahren	22
3.2.2. Korrelationskoeffizient horizontaler Muster	24
4. Validierung des Kontrollexperiments	27
4.1. Vorbemerkung	27
4.2. Mittlere meridionale Zirkulation	27
4.3. Zonal gemittelte geopotentielle Höhe der 500-hPa-Fläche	29
4.4. Stationäre Wellen	30
4.5. Variabilität durch transiente Wellen	35
4.6. Zusammenfassung	39
5. Methodische Probleme der Zeitscheibenexperimente	43
5.1. Vorbemerkung	43
5.2. Die verwendeten SST-Anomalien	43
5.2.1. Wie ähnlich sind die für $2xCO_2$ und $3xCO_2$ verwendeten SST-Anomalien?	43
5.2.2. Wie repräsentativ sind die für $2xCO_2$ und $3xCO_2$ verwendeten SST-Anomalien?	45
5.3. Die Integrationslänge der Zeitscheibenexperimente	48
6. Ergebnisse der Zeitscheibenexperimente	51
6.1. 2-m-Temperatur	51
6.2. Hydrologischer Zyklus	56
6.3. Atmosphärische Dynamik	63
6.3.1. Zonal gemittelte Zirkulation	63
6.3.2. Walker- und Hadley-Zirkulation	67
6.3.3. Nordhemisphärische troposphärische Dynamik	75
6.3.3.1. Vorbemerkung	75
6.3.3.2. Zeitlich gemitteltes Temperaturfeld	76

6.3.3.3. <i>Zeitlich gemittelter Zonalwind</i>	83
6.3.3.4. <i>Stationäre horizontale Muster der Zirkulation</i>	90
6.3.3.5. <i>Transiente Wellen</i>	104
6.3.4. Zusammenfassende Darstellung der Änderungen der nordhemisphärischen troposphärischen Dynamik	126
7. Zusammenfassung und Anregungen	131
7.1. Zusammenfassung	131
7.2. Anregungen für weitere Untersuchungen	135
Verzeichnis der Abbildungen	139
Verzeichnis der Tabellen	145
Literatur	147

Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit werden Ergebnisse aus 30-Jahre-Zeitscheibenexperimenten mit dem relativ hochauflösenden Hamburger Allgemeinen Zirkulationsmodell der Atmosphäre T42-ECHAM3 vorgestellt. Die Experimente wurden sowohl für eine CO₂-Verdopplung als auch eine CO₂-Verdreifachung durchgeführt, wodurch die Aufdeckung eines eventuellen nichtlinearen Verhaltens der Signale mit zunehmender CO₂-Konzentration ermöglicht wird. Im Vergleich zu anderen Studien, in denen ein ähnlicher Ansatz gewählt wurde, wird sich auf relativ lange Experimente gestützt und es werden statt nur des Winters alle Jahreszeiten in die Analyse einbezogen. Das verwendete Verfahren zur Bestimmung der statistische Signifikanz der Signale berücksichtigt die interdekadische Variabilität im 100-Jahre-Kontrollexperiment, so daß eine große Sicherheit der Ergebnisse erreicht wird. Besonderer Augenmerk wird auf die Änderungen der nordhemisphärischen troposphärischen Dynamik, deren einzelne Eigenschaften systematisch und in ihrer wechselseitigen Abhängigkeit untersucht werden, gelegt.

Die allgemeinen Eigenschaften der Änderungen der 2-m-Temperatur bei einer Erhöhung der CO₂-Konzentration wie die globale Temperaturzunahme, die Herausbildung eines deutlichen Land-Meer-Kontrastes der Erwärmung und die starke polare Erwärmung vor allem im Winter stimmen mit den Ergebnissen, die durch andere Forschungsgruppen erhalten wurden, gut überein. Der hydrologische Zyklus intensiviert sich mit zunehmender CO₂-Konzentration. Die Änderungen sind sowohl im globalen Mittel als auch in einzelnen Regionen nichtlinear. In den tropischen Hauptkonvergenzzonen steht durch eine größere Freisetzung latenter Wärme in der oberen tropischen Troposphäre mehr Energie für den Antrieb der atmosphärischen Zirkulation zur Verfügung.

In allen Jahreszeiten wurden signifikante Änderungen der verschiedenen Eigenschaften der nordhemisphärischen troposphärischen Dynamik wie Strahlstrom, stationäre Wellen, transiente Wellen und barokline und barotrope Wechselwirkung der transienten Wellen mit dem Grundstrom bei einer erhöhten CO₂-Konzentration gefunden. Dabei wurde während der Untersuchung festgestellt, daß in den Experimenten alle Eigenschaften auch unter stationären Randbedingungen eine beträchtliche interdekadische Variabilität aufweisen, die es zu beachten galt.

Ein wichtiges Ergebnis der Untersuchung ist, daß in den Zeitscheibenexperimenten in allen Jahreszeiten in der subtropischen mittleren Troposphäre Gebiete zu finden sind, in denen die Temperaturzunahme maximal ist. Diese Maxima liegen in den Absinkgebieten der Hadley-Zirkulation und werden durch adiabatische Erwärmung verursacht. Zwischen diesen Maxima der Erwärmung und den Minima der Erwärmung in den Trögen über den nördlichen Ozeangebieten liegen in den mittleren Breiten die Gebiete der stärksten Baroklinitätszunahme bei einer erhöhten CO₂-Konzentration. Die Kenntnis dieses Zusammenhangs trägt zu einem besseren Verständnis bei, wie sich die Änderungen der transienten Wellenaktivität räumlich verteilen.

Im Winter dominiert ein stationäres Wellensignal, das über dem Nordpazifik und Nordamerika bei einer CO_2 -Erhöhung angeregt wird, die Zirkulationsänderung. Das Signal, das im $2\times\text{CO}_2$ -Experiment stärker als im $3\times\text{CO}_2$ -Experiment ist, ähnelt sehr dem Pazifik-Nordamerika-Telekonnektionsmuster (PNA). Das nichtlineare Verhalten mit zunehmender CO_2 -Konzentration wird durch die nichtlineare Änderung der Wärmeflußkonvergenz durch hochfrequente transiente Wellen, von der die Anregung stationärer Wellenaktivität über dem nördlichen Pazifik abhängt, verursacht. Diese Wärmeflußkonvergenz über dem Nordpazifik verringert sich im Vergleich zum $2\times\text{CO}_2$ -Experiment wieder im $3\times\text{CO}_2$ -Experiment. Ursache hierfür ist die starke polare Erwärmung im Winter, die im $3\times\text{CO}_2$ -Experiment einer weiteren Zunahme der Baroklinität, die Bedingung für die Genese transienter Wellen ist, entgegenwirkt. In der Ähnlichkeit stationärer Wellensignale bei einer Erhöhung der CO_2 -Konzentration mit bekannten Telekonnektionsmustern liegt ein Potential für die Untersuchung regionaler Klimaänderungen.

In den anderen Jahreszeiten beeinflusst die Hadley-Zirkulation über dem Nordatlantik und Europa am stärksten die Änderungen der nordhemisphärischen troposphärischen Dynamik. Dieser Einfluß ist in den Übergangsjahreszeiten, in denen sich die Hadley-Zirkulation in signifikanter Weise intensiviert, besonders stark ausgeprägt. Über dem nördlichen Nordatlantik, wo eine Zunahme der Wärmeflußkonvergenz durch transiente Wellen zu beobachten ist, wird im Frühling ein stationäres Wellensignal angeregt, das sich nach Osten ausbreitet. Es ähnelt dem Westatlantischen (WA) und dem Eurasischen Telekonnektionsmuster (EU). Im Sommer und Herbst breitet sich ein stationärer Wellenzug von einem Gebiet nahe Grönland ausgehend nach Südosten aus.

Eine größere Variabilität durch hochfrequente transiente Wellen ist in den Zeitscheibenexperimenten in einzelnen geographischen Regionen zu beobachten. Die Änderungen sind in den Übergangsjahreszeiten bedeutend größer und stärker signifikant als im Winter. Im Winter nimmt die Variabilität im $2\times\text{CO}_2$ -Experiment über dem Nordatlantik und dem Nordpazifik zu, zeigt aber im $3\times\text{CO}_2$ -Experiment keine zusätzliche deutliche Änderung. In den anderen Jahreszeiten ist das Signal im $3\times\text{CO}_2$ -Experiment stärker als im $2\times\text{CO}_2$ -Experiment. Die Gebiete mit einer Zunahme der hochfrequenten transienten Wellen sind im Frühling vor allem Nordamerika und der Nordatlantik und im Sommer der Nordatlantik und das nördliche Europa. Im Herbst nimmt die Variabilität in einem Gebiet, das sich vom nordöstlichen Atlantik über das nördliche Europa bis weit nach Osteuropa hinein erstreckt, sehr stark zu.

Mit der vorgelegten Arbeit wurde gezeigt, daß Zeitscheibenexperimente ein geeignetes Mittel sind, um mit einem atmosphärischen Zirkulationsmodell die Änderungen der atmosphärischen Dynamik für eine erhöhte CO_2 -Konzentration und für entsprechend veränderte untere Randbedingungen zu untersuchen. Zum Verständnis dieser Änderungen wurde ein wichtiger Beitrag geleistet. Die erhaltenen signifikanten Änderungen der nordhemisphärischen troposphärischen Dynamik unterscheiden sich zwischen den einzelnen Jahreszeiten wesentlich. Besonders große Unterschiede sind zwischen der Winterzirkulation und der Zirkulation in den anderen Jahreszeiten zu finden, in denen grundlegend verschiedene dynamische Prozesse die Signale dominieren. In folgenden Studien sollten deswegen alle Jahreszeiten analysiert werden.

Abstract

In this study, the results of time-slice experiments are presented. These were carried out using the relatively high resolution Hamburg atmospheric general circulation model T42-ECHAM3. The experiments were done both for CO₂-doubling and CO₂-tripling to investigate a possible nonlinear response to an increase in the CO₂-concentration. In comparison to other studies using a similar approach, these time-slice experiments have a relatively long integration length. Additionally, all seasons are analyzed instead of only the winter. The approach, used to estimate the statistical significance of the responses, takes into account the interdecadal variability of the 100 year control experiment. Therefore there is a great reliability of the results. Particular attention is paid to the changes of the tropospheric dynamics in the Northern Hemisphere. The features of these changes are investigated systematically and studied for their mutual dependence.

The general features of the near surface temperature changes due to the higher CO₂-concentration, such as the global temperature increase, the enhanced land-sea contrast of the warming and the pronounced polar warming in winter, agree well with the results obtained by other research groups. The hydrological cycle intensifies with increased CO₂-concentration. The changes are nonlinear both in the global mean and in certain regions. Due to a greater release of latent heat in the tropical convergence zones, there is more energy to drive the atmospheric circulation.

In all season, significant changes of the various features in the tropospheric dynamics, such as the jet stream, the stationary waves, the transient waves and the baroclinic and barotropic interaction between the transient waves and the base flow, were found in the Northern Hemisphere for an increased CO₂-concentration. During the examination it was discovered that all these features show a large interdecadal variability given stationary lower boundary conditions. This had to be taken into consideration.

A significant result of this study is that regions with a maximal temperature increase can be found in the subtropical middle troposphere in all seasons for an increased CO₂-concentration. These maxima, caused by an adiabatic warming, are located in the areas in which the air descends in the Hadley circulation system. The regions with the strongest baroclinicity increase, in the time-slice experiments, are situated in the midlatitudes between the areas with the maximal temperature increase in the subtropics, and the areas with the minimal temperature increase in the troughs in the high latitudes over the oceans. Knowing about this effect helps to explain the horizontal distribution of the changes in the transient wave activity.

In winter, a stationary wave response, located over the North Pacific and North America, dominates the circulation change. This response, which is larger for 2xCO₂ than for 3xCO₂, is very similar to the Pacific/North America teleconnection pattern (PNA). This nonlinear response depends on the nonlinear change in the heat flux convergence, induced by high frequency transient waves, over the North Pacific. The heat flux convergence, generating stationary wave activity, enhances with the change of the CO₂-concentration from

1xCO₂ to 2xCO₂, but decreases with the change from 2xCO₂ to 3xCO₂. The reason for this is the strong winter polar warming in the 3xCO₂-experiment counteracting the additional increase in baroclinicity as a condition for the generation of transient waves. A similarity between a stationary wave response, like this, and well-known teleconnection patterns gives a potential for forecasting regional climate changes.

In the seasons other than the winter one, the Hadley circulation over the North Atlantic exerts the greatest influence on changes in the tropospheric dynamics in the Northern Hemisphere. This influence is particularly strong in spring and autumn, when the Hadley circulation intensifies significantly. In spring, a stationary wave response, propagating eastwards, is generated over the northern North Atlantic, where an increase in the heat flux convergence, due to transient waves, can be found. This response is similar to the Western Atlantic (WA) and the Eurasian (EU) teleconnection pattern. In summer and autumn, a wave train propagates south-eastwards.

A larger variability, caused by high frequency transient waves, is found in some geographical regions in the time-slice experiments. The changes are more marked and evidently more statistically significant in spring and autumn than in winter. In winter, the variability increases over the North Atlantic and the North Pacific in the 2xCO₂-experiment, but shows only a marginally further change in the 3xCO₂-experiment. However, in the seasons other than the winter one, the responses are greater in the 3xCO₂-experiment than in the 2xCO₂-experiment. In spring, the regions with an increased variability are North America and the North Atlantic. In summer, the regions are the North Atlantic and northern Europe. In autumn, there is a very large increase in variability in an area extending from the north-eastern Atlantic over northern Europe to eastern Europe.

In this study it has been shown that time-slice experiments, using an atmosphere circulation model, are a suitable approach to investigate the response of the atmospheric dynamics to an increased CO₂-concentration and correspondingly changed lower boundary conditions. An important contribution has been made to our understanding of the changes in atmospheric dynamics. These significant changes are substantially different in the various seasons. Particularly large differences are found between the winter circulation and the circulations in the other seasons, in which the responses are dominated by substantially different dynamic processes. According to these results, all seasons should be included in any analysis in future studies.

1. Einleitung

1.1. Einordnung der Zeitscheibenexperimente

Das Klimasystem ist durch den Austausch von Stoff und Energie zwischen seinen verschiedenen Komponenten innerhalb eines weiten Spektrums räumlicher und zeitlicher Skalen gekennzeichnet. Deshalb müssen zur Bestimmung vertrauenswürdiger Ergebnisse aus Klimaänderungsexperimenten aufwendige numerische Modelle benutzt werden. Um die raumzeitliche Struktur einer Klimaänderung zu ermitteln, muß zumindest für die atmosphärische Komponente ein Allgemeines Zirkulationsmodell (GCM) verwendet werden. Um wichtige Rückkoppelungen, die von der Meeresoberflächentemperatur (SST) abhängen, zu erfassen, ist die Koppelung des Atmosphärenmodells mit einem Ozeanmodell ein oft gewählter Ansatz. Eine Übersicht über verschiedene Typen gekoppelter Ozean-Atmosphären-Modelle wird von Meehl (1992) gegeben. Übersichten über Ergebnisse von Klimaänderungsexperimenten, die durch verschiedene Forschungsgruppen mit verschiedenen Klimamodellen gewonnen wurden, sind bei Schlesinger und Mitchell (1987), Mitchell (1989), Bretherton et al. (1990), Gates et al. (1992), Washington (1992) und Katzenberg et al. (1996) zu finden.

In den ersten Klimaänderungsexperimenten, die mit einem gekoppelten Ozean-Atmosphären-Modell durchgeführt wurden, war die ozeanische Komponente ein sogenannter Sumpfozean ("swamp"-ocean), für den die Energiebilanzgleichung an der Oberfläche gelöst wird. Die Wärmekapazität eines solchen Ozeans ist Null und es findet kein Wärmetransport statt. Aufgrund dieser Eigenschaften werden die Experimente ohne Jahres- und Tagesgang der kurzwelligen Strahlung gerechnet. Dieser Modelltyp wird verwendet, um wichtige Rückkoppelungen zu untersuchen, die zwischen Ozean und Atmosphäre wirken (Manabe und Wetherald 1975; Manabe und Wetherald 1980; Washington und Meehl 1983). Der nächste Schritt war die Koppelung eines atmosphärischen GCM mit einem Mischungsschichtozean (Manabe und Stouffer 1980; Washington und Meehl 1984; Hansen et al. 1984; Wilson und Mitchell 1987). In diesem Modelltyp wird die ozeanische Komponente durch eine Mischungsschicht mit einer Tiefe von ungefähr 50 bis 100 m repräsentiert. Diese hat eine Wärmekapazität größer Null, so daß ein Jahres- und Tagesgang der kurzwelligen Einstrahlung vorgeschrieben werden kann. Die tiefen Schichten des Ozeans mit ihrer Fähigkeit, eine sehr große Wärmemenge zu speichern, und die Ozeanzirkulation werden im Mischungsschichtozean nicht beschrieben. Dennoch sind diese Modelle nützliche Werkzeuge, um wesentliche Eigenschaften von Klimaänderungen zu untersuchen. In aktuellen Studien wurden diese Modelle z.B. verwendet, um den Mecha-

nismus der sommerlichen Austrocknung bei einer erhöhten Treibhausgaskonzentration zu erklären (Wetherald und Manabe 1995), und um die Klimaänderung, die durch die kombinierte Erhöhung der Treibhausgas- und der Sulfataerosolkonzentration bewirkt wird, zu untersuchen (Mitchell et al. 1995).

Die Zirkulationsdynamik des Ozeans und dessen tiefe Schichten werden in den Allgemeinen Zirkulationsmodellen des Ozeans (OGCM) berücksichtigt. Die ersten Studien über eine Klimaänderung, für die gekoppelte Allgemeine Zirkulationsmodelle der Atmosphäre und des Ozeans (AOGCM) verwendet wurden, haben Bryan et al. (1982), Bryan und Spelman (1985) und Schlesinger et al. (1985) durchgeführt. Bis Anfang der 90er Jahre wurden durch vier Forschungsgruppen Klimaänderungsszenarien mit gekoppelten Zirkulationsmodellen veröffentlicht (Gates et al. 1992). Seit jüngerer Zeit liegen weitere Ergebnisse von anderen Gruppen vor (Kattenberg et al. 1996). Wegen der großen Wärmekapazität der tiefen Ozeanschichten, die eine große Zeitkonstante von Zustandsänderungen bedingt, werden sehr lange Integrationszeiten benötigt, um einen Zustand des Modellklimas zu erreichen, der als Referenzklima für Klimaänderungsexperimente benutzt werden kann (Manabe et al. 1990; Manabe et al. 1991; Cubasch et al. 1992; Murphy 1995). So ist schon mit niedrig auflösenden gekoppelten Allgemeinen Zirkulationsmodellen ein großer ökonomischer Aufwand erforderlich, um Klimaänderungsexperimente durchzuführen.

In dieser Arbeit werden Ergebnisse von Klimaänderungsexperimenten, die auf einem anderen Ansatz als die Verwendung eines gekoppelten Modells beruhen, auf der sogenannten Zeitscheibenmethode, vorgestellt. Der Ansatz wurde gewählt, um Aussagen über die Eigenschaften einer Klimaänderung in einem höher auflösenden Modell zu erhalten. Bei diesem Ansatz werden eine Anomalie der Meeresoberflächentemperatur (SST) und eine Meereisverteilung, die in einem transienten Klimaänderungsexperiment mit einem niedrig auflösenden gekoppelten Modell für einen spezifizierten Wert der CO₂-Konzentration, z.B. für eine Verdopplung, berechnet worden sind, extrahiert. Eine neue SST wird durch die Addition einer klimatologischen Referenz-SST, die als untere Randbedingung in einem Kontrollexperiment verwendet wird, und der SST-Anomalie konstruiert. Diese neue SST, die Meereisverteilung und die entsprechende CO₂-Konzentration bilden zusammen die neuen Randbedingungen in einem Klimaänderungsexperiment mit einem ungekoppelten atmosphärischen GCM. Diese Art von Experimenten entspricht solchen, die mit einer klimatologischen SST für gegenwärtige Klimabedingungen durchgeführt werden. Der Unterschied besteht darin, daß die klimatologische SST aus Beobachtungsdaten stammt, während der unteren Randbedingung in den Zeitscheibenexperimenten die Ergebnisse von

vorher durchgeführten anderen Klimaänderungsexperimenten mit einem gekoppelten Modell zugrunde liegen. Der Vorteil der Zeitscheibenmethode liegt in der hohen zeitlich-ökonomischen Effizienz von Klimaänderungsexperimenten mit höher auflösenden Modellen im Vergleich zu Experimenten mit hoch auflösenden gekoppelten Modellen. Eine große Stichprobe von Modelljahren kann berechnet werden, um Änderungen vom Kontrollexperiment zum Klimaänderungsexperiment auf statistische Signifikanz zu testen. Ein bedeutender Nachteil ist die fehlende Koppelung zwischen Ozean und Atmosphäre. Ein anderer ist das Fehlen jeglicher interannualer Variabilität, die mit der Variabilität der SST, z.B. durch El Niño/Südliche Oszillation (ENSO), zusammenhängt, da nur ein mittlerer Jahresgang der SST vorgeschrieben wird. Andererseits eröffnet so eine Idealisierung die Möglichkeit, die interannuale Variabilität, die durch die Atmosphäre und die vorhandenen Landprozesse allein generiert wird, und deren Änderung unter den veränderten Randbedingungen zu untersuchen.

Ergebnisse von Klimaänderungsexperimenten, die auf der Zeitscheibenmethode beruhen, sind bereits in Parey (1994b), Parey (1994a), Mahfouf et al. (1994), Timbal et al. (1995) zu finden. Parey (1994b), Parey (1994a) führten Experimente mit je 30 Jahren Integrationslänge für die gegenwärtige CO₂-Konzentration, für eine CO₂-Verdopplung und für eine CO₂-Verdreifachung durch. Die unteren Randbedingungen dafür wurden aus den transienten Klimaänderungsexperimenten, die durch Cubasch et al. (1992) mit dem Hamburger gekoppelten Modell T21-ECHAM1/LSG durchgeführt wurden, gewonnen. Parey (1994b) fand im verwendeten Modell (LMD) eine Abnahme der interannualen Variabilität der Temperatur mit zunehmender CO₂-Konzentration. In Mahfouf et al. (1994) werden Ergebnisse einer 5-Jahre-Zeitscheibenintegration vorgestellt, die mit dem METEO-FRANCE GCM und der gleichen SST-Anomalie aus Cubasch et al. (1992) zum Zeitpunkt der CO₂-Verdopplung berechnet wurden. Die allgemeinen Eigenschaften der modellierten Klimaänderung wie starke Oberflächenerwärmung in den Polarregionen in der Nordhemisphäre, sommerliche Austrocknung in den mittleren Breiten und die Zunahme der Obergrenze der hochreichenden Konvektion stimmen mit den Ergebnissen, die aus Klimaänderungsexperimenten mit gekoppelten Modellen gewonnen wurden, gut überein. Die 5 Jahre Integrationslänge dieses Experiments sind aber zu klein, um statistisch zuverlässige Aussagen zu gewinnen. Timbal et al. (1995) führten zwei Zeitscheibenexperimente mit je 5 Jahren Integrationslänge mit dem METEO-FRANCE GCM für eine CO₂-Verdopplung durch. Für das eine Experiment wurden die unteren Randbedingungen wieder aus den Ergebnissen von Cubasch et al. (1992) bestimmt, für das andere wurden die Ergebnisse aus transienten Klimaänderungsexperimenten mit einem gekoppelten GCM des Ozeans und der Atmosphäre, die in Murphy (1995) und Murphy und Mitchell (1995) veröffentlicht

wurden, zugrunde gelegt. Timbal et al. (1995) analysierten die Änderungen in einzelnen Regionen bei CO₂-Verdopplung. Dabei identifizierten sie Regionen, deren Klima eine sensitive Reaktion auf Differenzen in den beiden vorgeschriebenen SST-Anomalien zeigt (z.B. Europa), und andere, deren klimatische Eigenschaften von Bodenprozessen, wie der Veränderung der Bodenfeuchtebilanz, abhängen (z.B. das kontinentale Asien). Einen den Zeitscheibenexperimenten ähnlichen Ansatz wählten Stephenson und Held (1993): Aus einem Experiment mit dem gekoppelten R15, 9 Schichten Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) AOGCM extrahierten sie für den Winter SST, Meereis und Bodenfeuchte und trieben damit für eine 2.5-fache CO₂-Konzentration in mehreren 3000-Tage-Experimenten das atmosphärische GCM an, verglichen die Ergebnisse mit denen aus dem Experiment mit dem gekoppelten Modell und schlossen, daß das Verfahren als Hilfe für die Interpretation der Daten, die mit dem gekoppelten Modell gewonnen wurden, geeignet ist.

1.2. Bisherige Untersuchungen über Änderungen der atmosphärischen Dynamik bei einer Erhöhung der Treibhausgaskonzentration in der Atmosphäre

Es liegen bereits viele Untersuchungen mit Modellexperimenten über die Änderungen des Klimas bei einer Erhöhung der atmosphärischen Treibhausgaskonzentration vor. Diese konzentrieren sich aber vor allem auf Oberflächenvariablen (siehe z.B. Kattenberg et al. 1996). Aussagen über die damit verbundenen Änderungen der atmosphärischen Dynamik gibt es erst wenige. Die veröffentlichten Untersuchungen widmen sich einzelnen Aspekten, wie Änderungen des Strahlstrom, des Feldes der geopotentiellen Höhe und der transienten Wellen, und die Ergebnisse unterscheiden sich zum Teil sehr und sind oftmals wegen der geringen Länge der analysierten Datensätze aus den Experimenten statistisch sehr unsicher.

So wurde für die geopotentielle Höhe der Winterzirkulation durch mehrere Autoren gefunden, daß das Signal durch die Anregung eines stationären Wellenzuges über dem Pazifik und Nordamerika gekennzeichnet ist. Siegmund (1990b) fand in einer Analyse des durch Wilson und Mitchell (1987) mit dem 5°x11° 11 Schichten United Kingdom Meteorological Office (UKMO) GCM durchgeführten Klimaänderungsexperiments für eine CO₂-Verdopplung so einen Wellenzug mit einem Trog über dem westlichen und einem Rücken über dem östlichen Nordamerika. Ein ähnliches Signal erhielten Stephenson und Held (1993) für permanente Winterbedingungen für eine 2.5-fache CO₂-Konzentration in ihren oben bereits erwähnten Experimenten. Einen stationären Wellenzug, der von Indonesien ausgeht und sich über den Pazifik und Nordamerika ausbreitet, fanden Meehl et al. (1993) für eine

CO₂-Verdopplung. Sie führten hierfür mit dem R15, 9 Schichten National Center for Atmospheric Research (NCAR) gekoppelten AOGCM 15-Jahre-Experimente und weitere Experimente mit dem NCAR Mischungsschichtozean-Atmosphären-Modell durch. Das erhaltene Signal zeigte aber eine andere geographische Position der Tröge und Rücken als in den beiden anderen Studien.

Eine große Unsicherheit besteht auch über die Änderungen der transienten Wellen bei einer Erhöhung der Treibhausgaskonzentration. Diese Frage ist eng mit der nach den Änderungen der Baroklinität in den mittleren Breiten verbunden. Allgemein anerkannt wird, daß sich der meridionale Temperaturgradient zwischen den Tropen und den hohen Breiten in der oberen Troposphäre verstärkt. Desweiteren wurde in vielen Experimenten für den Winter eine polare Erwärmung, die von der Erdoberfläche ausgeht und zur Verringerung des Gradienten in den unteren Schichten führt, beobachtet. Unklar ist, welcher Effekt den stärkeren Einfluß auf die Änderung der "storm tracks" bzw. der Zyklonenhäufigkeit hat (Held 1993).

So fand Siegmund (1990a) für eine CO₂-Verdopplung eine Abschwächung des atlantischen "storm track" um ca. 10%. Eine Abschwächung des atlantischen "storm track" und wenig Änderungen des pazifischen "storm track" stellten Stephenson und Held (1993) für eine 2.5-fache CO₂-Konzentration fest. Branscome und Gutowski (1992) analysierten idealisierte Existenzzyklen barokliner Wellen, wofür sie einen zonal gemittelten Grundzustand aus GCM-Daten verwendeten. Für eine verdoppelte CO₂-Konzentration ergab sich eine Verringerung der kinetischen Energie der transienten Wellen. Lambert (1995) ermittelte in einem 5-Jahre-Experiment mit dem T32, 10 Schichten Canadian Climate Center (CCC) GCM der zweiten Generation (GCMII) für eine CO₂-Verdopplung eine signifikante Reduktion der Zahl der Zyklonen bei gleichzeitiger Zunahme ihrer Intensität im Winter jeder Hemisphäre, aber keine große Änderungen der geographischen Position der "storm tracks".

Im Gegensatz dazu ermittelten Hall et al. (1994) in einem Gleichgewichtsexperiment über 10 Jahre für eine verdoppelte CO₂-Konzentration, das mit dem 2.5°x3.75°, 11 Schichten UKMO GCM (Mitchell et al. 1990) durchgeführt wurde, eine Nordwärtsverschiebung des atlantischen "storm track" und seine Intensivierung stromabwärts und damit konsistente Änderungen der Baroklinität. Der pazifische "storm track" zeigte nicht so deutliche Änderungen. Carnell et al. (1996) untersuchten für den Winter die Änderungen der "storm tracks" und der Zyklonenhäufigkeit in der letzten, das Jahr der CO₂-Verdopplung einschließenden Dekade eines transienten Klimaänderungsexperiments, das mit dem UKMO gekoppelten Ozean-Atmosphären-Modell durchgeführt wurde (Murphy 1995; Murphy und

Mitchell 1995). Der nordatlantische "storm track" zeigte eine Ausdehnung stromabwärts und eine Nordwärtsverschiebung, während die Zyklonenhäufigkeit keine Ausdehnung stromabwärts ergab.

Die Differenzen zwischen den Ergebnissen der verschiedenen Untersuchungen resultieren aus der Kompliziertheit des Gefüges der Rückkoppelungen, die zwischen den verschiedenen dynamischen Eigenschaften der Atmosphäre auf unterschiedlich langen Zeitskalen wirken (Held 1993; Hall et al. 1994; Trenberth 1995), aber auch aus Modelldefiziten bei der Fähigkeit, die dynamischen Eigenschaften der realen Atmosphäre zu reproduzieren.

Anliegen der vorliegenden Arbeit ist, die zeitlich gemittelten Änderungen verschiedener dynamischer Variablen, mit denen die atmosphärische Zirkulation beschrieben wird, für eine Erhöhung der CO₂-Konzentration und einer entsprechenden Veränderung der unteren Randbedingungen systematisch zu untersuchen, ohne dabei andere Eigenschaften der Klimaänderung zu vernachlässigen. Es soll ein Beitrag zum besseren Verständnis der Wirkungsketten, die zu den Signalen in den einzelnen Variablen führen, geleistet werden. Für diesen Zweck wird auf die bereits erwähnten Zeitscheibenexperimente zurückgegriffen. Diese wurden für die Fälle der CO₂-Verdopplung und der CO₂-Verdreifachung durchgeführt und haben eine Integrationslänge von je 30 Jahren. Die Änderungen des Modellklimas werden relativ zu einem 100-Jahre-Kontrollexperiment bestimmt. Die Länge der Experimente eröffnet die Möglichkeit, das Signal vor dem Hintergrund der interdekadischen Variabilität der Zustände der Modellatmosphäre zu betrachten und so eine große Sicherheit bei der Bestimmung der statistischen Signifikanz der Änderungen des Modellklimas zu erreichen.

In vielen bisherigen Studien wurde nur die Winterzirkulation betrachtet. In vorliegender Untersuchung werden die Änderungen in allen vier Jahreszeiten erörtert. Dafür beschränkt sich die detaillierte Analyse der Änderungen der Dynamik auf die nordhemisphärische troposphärische Zirkulation.

1.3. Strukturierung der Arbeit

Die vorliegende Arbeit wird wie folgt strukturiert: Im Kapitel 2 erfolgt eine Beschreibung der Zeitscheibenexperimente. Es schließt sich in Kapitel 3 eine kurze Beschreibung der verwendeten Analysemethoden an. Die Fähigkeit des Kontrollperiments, das Klima der realen Atmosphäre in ausreichender Weise zu reproduzieren, wird in Kapitel 4 validiert. Kapitel 5 setzt sich mit einigen methodischen Fragen im Zusammenhang mit der Durchführung der Zeitscheibenexperimente auseinander. Im umfangreichen Kapitel 6 werden die

Ergebnisse der Zeitscheibenexperimente vorgestellt. Den Abschluß bilden in Kapitel 7 die Zusammenfassung und einige Anregungen für weitere Untersuchungen.

2. Beschreibung der Zeitscheibenexperimente

2.1. Das verwendete Modell

In der vorliegenden Arbeit wird die dritte Generation des Allgemeinen Zirkulationsmodells der Atmosphäre, das in Hamburg entwickelt wurde (ECHAM3, Roeckner et al. 1992), verwendet. Das Modell ist eine modifizierte Version des Wettervorhersagemodells des European Centre for Medium Range Weather Forecast (ECMWF). Das ECHAM ist ein spektrales Modell mit den prognostischen Variablen Vorticity, Divergenz, Oberflächendruck, Temperatur, spezifische Feuchte und Flüssigwassergehalt. In der vorliegenden Arbeit wird die T42-Version des ECHAM3 verwendet. T42 beschreibt die Wellenzahl, bei der die Zerlegung der prognostischen Variablen in Kugelflächenfunktionen abgeschnitten wird. Nichtlineare Terme und physikalische Prozesse werden an den Gitterpunkten eines Gaußschen Gitters mit einer Auflösung von ungefähr 2.8° in der geographischen Länge und Breite abgeschätzt. Im Modell wird in der Vertikalen ein aus 19 Schichten bestehendes hybrides Druck-Sigma-Koordinatensystem, das von der Oberfläche bis zu 10 hPa reicht, benutzt. Ein Standardzeitschritt im T42-ECHAM3 beträgt 24 Minuten.

Die Modellphysik wird ausführlich in Roeckner et al. (1992) beschrieben. Die Parametrisierung der physikalischen Prozesse umfaßt eine Breitbandformulierung der Strahlungstransportgleichung (Hense et al. 1982; Rockel et al. 1991), die auf einer Zwei-Strom-Approximation basiert, die in Kerschgens et al. (1978) und Zdunkowski et al. (1980) beschrieben wird. Der vertikale turbulente Transport von Impuls, Wärme, Wasserdampf und Wolkenwasser wird in der Schicht nahe der Erdoberfläche nach Louis (1979) entsprechend der Monin-Obukhov-Ähnlichkeitstheorie und in den darüberliegenden Schichten auf der Basis eines Diffusionsansatzes berechnet. Der Einfluß von durch die Orographie angeregten Schwerewellen auf die Impulsbilanz wird auf der Grundlage einer linearen Theorie und Dimensionsbetrachtungen (Palmer et al. 1986; Miller et al. 1989) parametrisiert. Als Kumuluskonvektionsschema wird ein Massenflußschema verwendet, das den Einfluß von tiefer, flacher und mittlerer Konvektion auf die Wärme-, Wasserdampf und Impulsbilanz berücksichtigt (Tiedtke 1989). Die Berechnung schichtförmiger Wolken beruht auf einer Wolkenwassergleichung, in der Quellen und Senken infolge von Kondensation, Verdunstung und Niederschlagsbildung durch Zusammenschließen von Wassertropfen und Ablagerung von Eiskristallen enthalten sind (Sundquist 1978; Roeckner et al. 1991). Das Bodenmodell umfaßt die Bilanzen von Wärme und Wasser im Boden (Dümenil und

Todini 1992), Schneeablagerung über Land und die Wärmebilanz von Gletscher- und Meereis.

2.2. Die Zeitscheibenmethode

Die Zeitscheibenmethode ist ein Weg, um die klimatischen Auswirkungen von Änderungen in der Konzentration von Spurengasen wie CO₂ mit Hilfe höher auflösender Modelle zu untersuchen. Bei dieser Methode wird eine Anomalie der Meeresoberflächentemperatur (SST), die mit einem niedrig auflösenden gekoppelten Ozean-Atmosphären-Modell berechnet worden ist, zusammen mit der entsprechenden CO₂-Konzentration verwendet, um ein höher auflösendes angekoppeltes atmosphärisches GCM anzutreiben. Die SST des Experiments mit dem gekoppelten Modell wird mit einem dynamischen Ozeanmodell, in dem die Wärmekapazität des Wassers und die Ozeanzirkulation enthalten sind, berechnet. Es wird angenommen, daß das so bestimmte SST-Anomalienmuster realistischer als der SST-Antrieb ist, der in früheren Experimenten mit ungekoppelten atmosphärischen GCMs für eine erhöhte CO₂-Konzentration (z.B. in Gates et al. 1981; Mitchell 1983; Gordon und Hunt 1994) vorgeschrieben wurde.

In der vorliegenden Arbeit wird das T42-ECHAM3 mit Jahresgängen globaler SST-Anomalien angetrieben, die aus transienten Klimaänderungsexperimenten mit einem niedrig auflösenden gekoppelten Ozean-Atmosphären-GCM (T21-ECHAM1/LSG, Cubasch et al. 1992) gewonnen wurden. Die atmosphärische Komponente des gekoppelten Modells ist das ECHAM1 (Roeckner et al. 1989) und die ozeanische Komponente ein großstädtisch gestalterisches Modell (Large Scale Geostrophic Model - LSG, Maier-Reimer und Hasselmann 1987). Aus zwei Experimenten mit je 100 Jahren Integrationslänge, die von Cubasch et al. (1992) durchgeführt wurden, sind die SST-Anomalien gewonnen worden. Das eine Experiment ist ein Kontrollexperiment mit einer vorgeschriebenen CO₂-Konzentration von 330 ppm. Das andere ist ein transientes Klimaänderungsexperiment, in dem ein schrittweiser Anstieg der CO₂-Konzentration, der dem IPCC-Szenario A ("Business as usual", Shine et al. 1990) entspricht, vorgegeben worden ist.

Für die vorliegende Arbeit wurden zwei 10-Jahre-Intervalle aus der Zeitreihe der im Szenario-A-Experiment berechneten SSTs ausgewählt. In der Mitte des ersten Intervalls befindet sich der Zeitpunkt der CO₂-Verdopplung. Das zweite Intervall ist die letzte Dekade des transienten Experiments. In dieser Dekade entspricht der Betrag der CO₂-Konzentration näherungsweise dem Dreifachen der Konzentration im Kontrollexperiment. Für jedes der 10-Jahre-Intervalle wurde der mittlere monatliche Jahresgang der SST bestimmt, um zufällige Schwankungen, die durch eine interannuale Variabilität innerhalb der zehn

Jahre hervorgerufen werden könnten, zu glätten. Auf diese Weise wird ein mittlerer Zustand der SST für die entsprechende CO₂-Konzentration bestimmt. Danach wurde für beide CO₂-Konzentrationen je ein Jahresgang der SST-Anomalie berechnet, indem die Differenzen zwischen den aus dem Szenario A gewonnenen SST-Jahresgängen und einem mittleren Jahresgang, der aus der ersten Dekade des Kontrollexperiment bestimmt wurde, gebildet wurden. Nach einer Interpolation auf das höher auflösende T42-Gitter, wurden die Anomalien mit einer klimatologischen SST, die auf Beobachtungen aus den Jahren 1979 bis 1988 (Atmospheric Model Intercomparison Project - AMIP, Gates 1992) beruhen, addiert. Die so gewonnenen neuen SSTs wurden als untere Randbedingungen in Zeitscheibenexperimenten mit dem ungekoppelten T42-ECHAM3 für eine CO₂-Verdopplung und eine CO₂-Verdreifachung verwendet.

Ein Jahresgang der Meereisverteilung wurde ebenfalls in jedem Zeitscheibenexperiment vorgeschrieben. Er entspricht dem 10-Jahre-Mittel der Eisverteilung im selben Intervall des transienten Szenario-A-Experiments, aus dem für die entsprechende CO₂-Konzentration die SST gewonnen wurde.

Nach einer Integrationslänge von drei Modelljahren, die vorangestellt wurden, um systematische Fehler durch einen Anfangstrend zu vermeiden, wurden sowohl für 2xCO₂ und 3xCO₂ 30 Modelljahre integriert. Die vorgeschriebene CO₂-Konzentration betrug 690 ppm, beziehungsweise 1045 ppm.

In der vorliegenden Arbeit werden die Zeitscheibenexperimente mit einem Kontrollexperiment verglichen, das eine Länge von 100 Modelljahren hat. In diesem Experiment wurde die klimatologische AMIP-SST als untere Randbedingung vorgeschrieben und die CO₂-Konzentration betrug 345 ppm.

Das gekoppelte Modell T21-ECHAM1/LSG, aus dem die neue untere Randbedingung gewonnen wurde, unterscheidet sich vom T42-ECHAM3 nicht nur in der Auflösung, sondern auch in der Modellphysik. Deswegen wird zum Vergleich der Kontrollexperimente mit den Beobachtungen noch ein weiteres Experiment hinzugezogen. Es handelt sich um ein Experiment, das mit dem T21-ECHAM3 unter den gleichen Randbedingungen, die für das Kontrollexperiment mit dem T42-ECHAM3 verwendet wurden, durchgeführt wurde. Die Integrationslänge dieses Experiments beträgt 30 Jahre.

2.3. Die unteren Randbedingungen in den Zeitscheibenexperimenten

In Abb. 1 werden die SST, die im Kontrollexperiment verwendet wurde, und die SST-Anomalieantriebe, die in den Zeitscheibenexperimenten für $2xCO_2$ bzw. $3xCO_2$ vorgeschrieben wurden, als Jahresmittel dargestellt. Es werden ebenfalls die Meereisverteilungen in den einzelnen Experimenten als weiß maskierte Flächen gezeigt. Diese Darstellung dient dem Anliegen, einen ersten groben Überblick über die Struktur der SST-Anomalien zu erhalten. Eine detaillierte Besprechung der Struktur der verwendeten SST-Anomalien in den einzelnen Jahreszeiten wird in Kapitel 5 vorgenommen.

In den Tropen und in den Subtropen sind lokale Maxima des Anomalieantriebs, die ungefähr 1 K für $2xCO_2$ und ungefähr 2 K für $3xCO_2$ betragen, zu finden. Im Atlantischen Ozean ist ein lokales Maximum im Gebiet des Äquators lokalisiert. Im Pazifik und im Indischen Ozean sind die lokalen Maxima, mit Ausnahme der küstennahen Regionen im Indischen Ozean, nicht am Äquator, sondern in den Subtropen zu finden. In den hohen Breiten der Nordhemisphäre gibt es einen starken Jahresgang der Meereisverteilung. Ausgenommen um Grönland herum, schmilzt das Eis bei $3xCO_2$ im Sommer und Herbst im gesamten Nordpolarmeer, was einen starken SST-Anomalieantrieb >5 K, teilweise >10 K, zur Folge hat. In den südlichen hohen Breiten ist das Eis bei $3xCO_2$ vor der antarktischen Küste in der Ross-See in allen Jahreszeiten geschmolzen. Hier beträgt der SST-Anomalieantrieb ebenfalls mehr als 5 K. Es gibt auch einige ozeanische Regionen, in denen die SST-Anomalie negativ ist. Sie liegen südlich von Grönland, im nördlichen Pazifik und an der Eiskante in der Südhemisphäre. Diese Eigenschaft wird durch eine Reduktion des Austauschs von Oberflächen- und Tiefenwasser im transienten Klimaänderungsexperiment mit dem gekoppelten Modell verursacht (Cubasch et al. 1994).

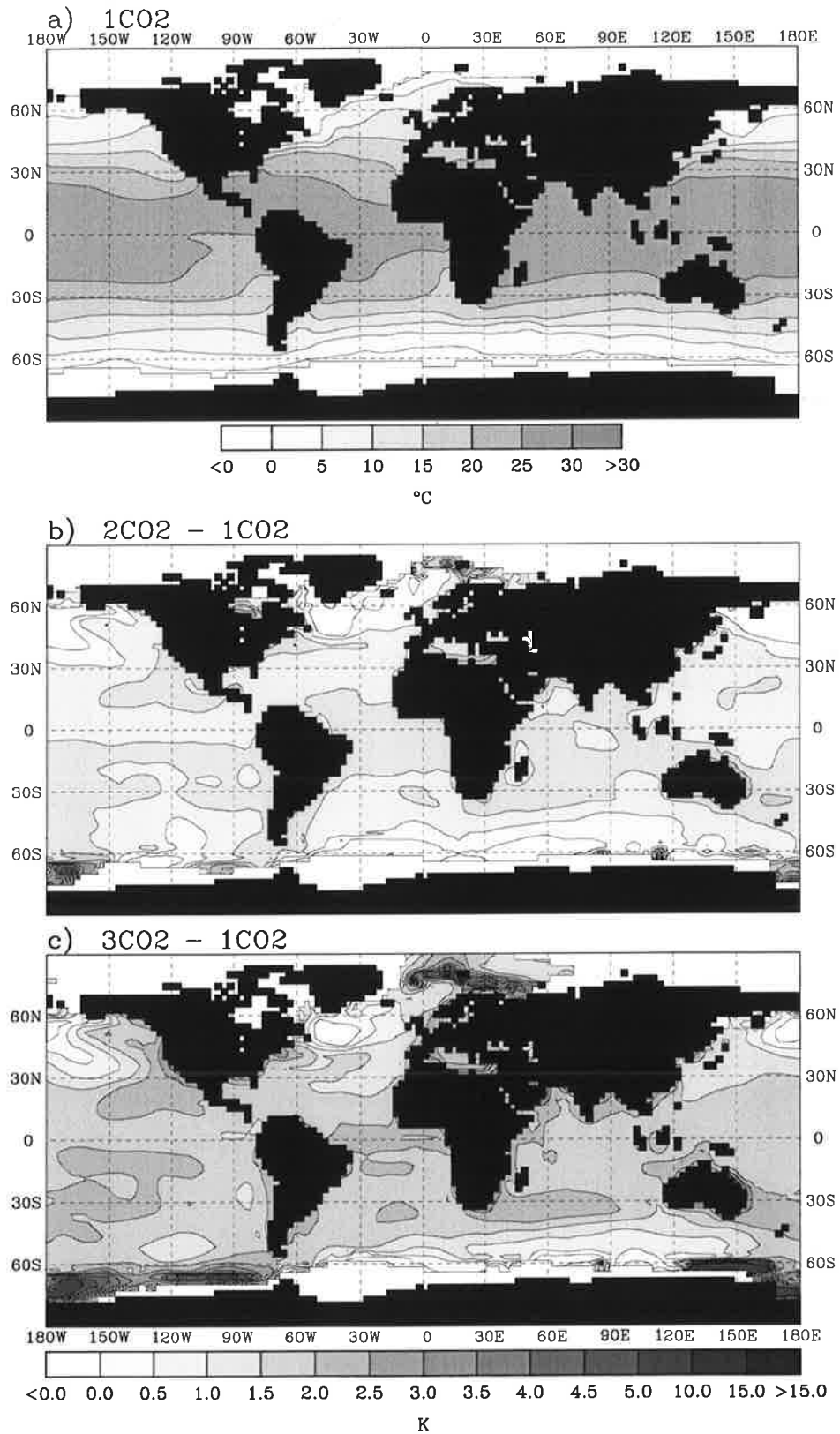


Abbildung 1: a) SST [°C] im Kontrollexperiment mit dem T42-ECHAM3, b) SST-Anomalieantrieb [K] im 2xCO₂-Experiment und c) im 3xCO₂-Experiment. Die schwarzen Landflächen entsprechen der im Modell verwendeten Land-See-Maske. Meereis ist weiß maskiert.

3. Beschreibung der verwendeten Analysemethoden

3.1. Bestimmung von dynamischen Variablen

3.1.1. Zonale stationäre Wellen

Für die Untersuchung der zonalen stationären Wellen wird eine zonale harmonische Analyse der geopotentiellen Höhe der 500-hPa-Fläche durchgeführt. Folgender Entwicklungsansatz wird für eine diskrete zonalabhängige Variable Z_i , mit $i = 0, \dots, 2p-1$ als Anzahl der zonalen Gitterpunktweite, vorgenommen:

$$Z_i = a_0 + \sum_{\nu=1}^p \left(a_{\nu} \cos\left(\nu \frac{\pi}{p} i\right) + b_{\nu} \sin\left(\nu \frac{\pi}{p} i\right) \right) \quad (\text{Gl. 3.1})$$

Mit der Methode der kleinsten Quadrate ergeben sich folgende Gleichungen für die Koeffizienten a_0, a_p und a_{ν}, b_{ν} für $\nu = 1, \dots, p-1$:

$$a_0 = \frac{1}{2p} \sum_{i=1}^{2p-1} Z_i \quad (\text{Gl.3.2})$$

$$a_p = \frac{1}{2p} \sum_{i=0}^{2p-1} (-1)^i Z_i \quad (\text{Gl.3.3})$$

$$\left. \begin{matrix} a_{\nu} \\ b_{\nu} \end{matrix} \right\} = \frac{1}{p} \sum_{i=0}^{2p-1} Z_j \begin{cases} \cos\left(\nu \frac{\pi}{p} i\right) \\ \sin\left(\nu \frac{\pi}{p} i\right) \end{cases} \quad (\text{Gl.3.4})$$

Die Amplitude A und die Phase λ der ν -ten zonalen Welle ergeben sich aus den Koeffizienten a_{ν} und b_{ν} :

$$A = \sqrt{a^2 + b^2} \quad (\text{Gl.3.5})$$

$$\lambda = \text{atan}\left(\frac{b}{a}\right) \quad (\text{Gl.3.6})$$

3.1.2. Aktivitätsfluß der stationären Wellen

Eine diagnostische Größe für die Untersuchung stationärer Wellen ist der Wellenaktivitätsfluß \vec{F}_s nach Plumb (1985). Aus der quasi-geostrophischen potentiellen Vorticitygleichung läßt sich eine Bilanzgleichung für eine Aktivitätsdichte A_s barotroper Wellen herleiten, die folgende Form hat:

$$\frac{\partial A_s}{\partial t} + \nabla \cdot \vec{F}_s = C_s, \quad (\text{Gl.3.7})$$

wobei \vec{F}_s der Aktivitätsfluß barotroper Wellen und C_s der Term für die Quellen und Senken ist.

Die Aktivitätsdichte A_s beschreibt das mit dem Druck gewichtete Verhältnis der Störungsenergie zur Intensität des zonalen Grundstroms:

$$A_s = \frac{p}{p_0} \left(\frac{1}{2} \frac{q^{*2}}{\frac{\partial Q}{\partial y}} + \frac{E}{U} \right), \quad (\text{Gl.3.8})$$

mit

$$E = \frac{1}{2} \left(u^{*2} + v^{*2} + \frac{R \left(\frac{p}{p_0} \right)^{c_p} \theta^{*2}}{H \frac{\partial \Theta}{\partial z}} \right). \quad (\text{Gl.3.9})$$

Die einzelnen Variablen in (Gl. 3.8) und (Gl. 3.9) haben folgende Bedeutung: p ist der Druck, $p_0 = 1000 \text{ hPa}$, $Q = Q(y, z)$ die quasi-geostrophische potentielle Vorticity des zonalen Grundstroms, q^* die quasi-geostrophische potentielle Vorticity der Störung, $U = U(y, z)$ die Geschwindigkeit des zonalen Grundstroms, u^* und v^* die zonale bzw. meridionale Geschwindigkeitskomponente der Störung, $\Theta = \Theta(y, z)$ die potentielle Temperatur des zonalen Grundstroms, θ^* die potentielle Temperatur der Störung, H die Skalenhöhe, R die Gaskonstante, c_p die spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck und y die meridionale Koordinate. Die vertikale Koordinate z ist wie folgt definiert:

$$z = -H \ln \frac{p}{p_0}. \quad (\text{Gl.3.10})$$

Der Aktivitätsfluß barotroper Wellen \vec{F}_s in (Gl. 3.7) hat folgende Form:

$$\vec{F}_s = \begin{bmatrix} \left(\frac{\partial}{\partial x}\psi^*\right)^2 - \psi^* \frac{\partial^2}{\partial x^2}\psi^* \\ \frac{\partial}{\partial x}\psi^* \frac{\partial}{\partial y}\psi^* - \psi^* \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial}{\partial y}\psi^* \\ \frac{f^2}{N^2} \left(\frac{\partial}{\partial x}\psi^* \frac{\partial}{\partial z}\psi^* - \psi^* \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial}{\partial z}\psi^* \right) \end{bmatrix}, \quad (\text{Gl.3.11})$$

mit f als Coriolisparameter und N als Brunt-Väisälä-Frequenz und x als zonale Koordinate. ψ^* ist die Stromfunktion der Störung, für die gilt:

$$u^* = \frac{\partial}{\partial y}\psi^* \quad v^* = \frac{\partial}{\partial x}\psi^* \quad \frac{\partial}{\partial z}\psi^* = \frac{R \left(\frac{p}{p_0}\right)^{\frac{R}{c_p}} \theta^*}{fH}. \quad (\text{Gl.3.12})$$

Der in der obigen Bilanzgleichung (Gl. 3.7) auf der rechten Seite stehende Term C_s beschreibt die Quellen und Senken der Aktivitätsdichte barotroper Wellen:

$$C_s = \frac{\frac{p}{p_0}}{\frac{\partial Q}{\partial y}} \left(q^* s^* - \frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial x} (r^* q^*) \right). \quad (\text{Gl.3.13})$$

Die Variable s^* repräsentiert die Quellen und Senken der quasi-geostrophischen potentiellen Vorticity der Störung. Die Größe r^* ist wie folgt definiert:

$$\frac{\partial}{\partial x} r^* = s^*. \quad (\text{Gl.3.14})$$

Der Aktivitätsfluß \vec{F}_s eignet sich als diagnostische Größe für die Untersuchung der Genese und Ausbreitung von barotroper Wellenaktivität. Für stationäre Wellen,

$$\frac{\partial A_s}{\partial t} = 0, \quad (\text{Gl.3.15})$$

steht die Divergenz von \vec{F}_s in (Gl. 3.7) in einer direkten Beziehung zu den Quellen und Senken C_s . In Gebieten mit Divergenz des Aktivitätsflusses werden stationäre Wellen durch Orographie, diabatische Erwärmung und nichtlineare Effekte generiert und in Gebieten mit Konvergenz findet ein Abbau von Wellenaktivität statt. Für die Bedingung wenig dissipativer und langsam variierender Wellen ist der Aktivitätsfluß \vec{F}_s zur Gruppengeschwindigkeit \vec{c}_g proportional,

$$\vec{F}_s = A_s \vec{c}_g, \quad (\text{Gl.3.16})$$

so daß aus \vec{F}_s auch die Ausbreitung der stationären Wellenaktivität bestimmbar ist.

In der vorliegenden Arbeit wird die Genese und die horizontale Ausbreitung der stationären Wellen im Kontrollexperiment und deren Änderungen in den Zeitscheibenexperimenten untersucht. Dafür wird der horizontale Aktivitätsfluß \vec{F} betrachtet. Er lautet in der Formulierung für Kugelkoordinaten:

$$\vec{F} = \frac{p}{p_0} \cos \varphi \begin{bmatrix} v^{*2} - \frac{1}{2\Omega a \sin(2\varphi)} \frac{\partial(v^* \Phi^*)}{\partial \lambda} \\ -u^* v^* + \frac{1}{2\Omega a \sin(2\varphi)} \frac{\partial(u^* \Phi^*)}{\partial \lambda} \end{bmatrix}, \quad (\text{Gl.3.17})$$

wobei Ω die Frequenz der Erdrotation,

$$\Omega = \frac{2\pi}{24h}, \quad (\text{Gl.3.18})$$

Φ das Geopotential, T die Temperatur, a der Erdradius, λ die geographische Länge und φ die geographische Breite ist.

Die ausführliche Herleitung des Wellenaktivitätsflusses ist bei Plumb (1985) zu finden.

3.1.3. Variabilität und Flüsse durch transiente Wellen

Die durch transiente Wellenaktivität verursachte Variabilität einer beliebigen physikalischen Größe Φ ist als Varianz (bzw. wenn die Wurzel gezogen wird, als Standardabweichung) über ein definiertes Zeitintervall mit $n = 1, \dots, N$ diskreten Zeitwerten,

$$\overline{\Phi'^2} = \frac{1}{N-1} \sum_{n=1}^N \Phi'^2, \quad (\text{Gl.3.19})$$

mit Φ' als zeitliche Anomalie vom Mittel über das Zeitintervall definiert. Der meridionale (bzw. zonale) Fluß durch transiente Wellen ist als Kovarianz zwischen den zeitlichen Anomalien der Geschwindigkeit v' (bzw. u') und der Größe Φ' ,

$$\overline{\Phi'v'} = \frac{1}{N-1} \sum_{n=1}^N \Phi'v', \quad (\text{Gl.3.20})$$

definiert. In der vorliegenden Arbeit werden die Variabilität und die Flüsse für die je aus drei aufeinanderfolgenden Monaten bestehenden vier Jahreszeiten Winter (Dezember/Januar/Februar - DJF), Frühling (März/April/Mai - MAM), Sommer (Juni/Juli/August - JJA) und Herbst (September/Okttober/November - SON) betrachtet. Das Zeitintervall, über das gemittelt wird, beträgt aus diesem Grund 90 Tage.

Um die Variabilität und die Flüsse, die innerhalb einer drei Monate umfassenden Saison durch transiente Wellen verursacht werden, zu untersuchen, wird eine Filterung im Zeitbereich in zwei Schritten durchgeführt. Im ersten Schritt wird eine harmonische Analyse der Daten eines Jahres vorgenommen und vom Datenfeld der Mittelwert und die ersten vier Wellen, also der Jahresgang und die Wellen mit einer Periode 1/2, 1/3, 1/4 Jahr abgezogen. Es lassen sich dann zwei Zeitbereiche mit Maxima der transienten Variabilität identifizieren. Die kurzen baroklinen Wellen mit einer zonalen Wellenzahl 6 bis 9 liefern die wesentlichen Beiträge zur intra-saisonalen Variabilität auf Zeitskalen kürzer 6 Tage und die ultralangen Wellen mit einer zonalen Wellenzahl 1 bis 3 auf Zeitskalen größer 10 Tage (May 1995). Deswegen werden zwei Bandpaßfilter verwendet, um die jeweiligen Beiträge der Wellen in beiden Bereichen zur Variabilität und zu den Flüssen zu ermitteln. Der Bandpaßfilter für die hochfrequenten Wellen umfaßt den Zeitbereich 2.5 bis 6 Tage und der für die niederfrequenten Wellen den Zeitbereich 10 bis 90 Tage. Für die Modelldaten, die zwei Termine pro Tag haben, wird auf die 15 Filterkoeffizienten von Blackmon (1976) zurückgegriffen. Auf die in der vorliegenden Arbeit verwendeten ECMWF-Analysedaten, die einen Termin pro Tag haben, werden die 10 Filterkoeffizienten von Blackmon und Lau (1980) angewendet. Beide Filter zeigen nahezu die gleichen Eigenschaften, so daß die Beobachtungs- und Modelldaten miteinander verglichen werden können.

3.1.4. Lokaler Eliassen-Palm-Fluß

Der lokale Eliassen-Palm-Fluß ist eine von Trenberth (1986) eingeführte diagnostische Größe zur Bestimmung der Wechselwirkung zwischen den transienten Wellen und dem Grundstrom. Unter der Annahme quasi-geostrophischer Bedingungen lassen sich folgende Gleichungen für die zeitlich gemittelte Strömung herleiten:

$$D\bar{u} - f\bar{v} + \frac{\partial}{\partial x}(\bar{\Phi} + \bar{K}) = \overline{v'\zeta'} + \bar{J}_x, \quad (\text{Gl.3.21})$$

$$D\bar{v} + f\bar{u} + \frac{\partial}{\partial y}(\bar{\Phi} + \bar{K}) = -\overline{u'\zeta'} + \bar{J}_y, \quad (\text{Gl.3.22})$$

$$D\bar{\Phi}_z + \bar{w}S = \frac{R}{c_p}\bar{Q} - \frac{\partial}{\partial x}\overline{u'\Phi'_z} - \frac{\partial}{\partial y}\overline{v'\Phi'_z}, \quad (\text{Gl.3.23})$$

wobei

$$\bar{K} = \frac{1}{2}(\overline{u'^2} + \overline{v'^2}), \quad (\text{Gl.3.24})$$

$$\Phi_z = RT \quad (\text{Gl.3.25})$$

und der Operator D wie folgt definiert ist:

$$D = \bar{u}\frac{\partial}{\partial x} + \bar{v}\frac{\partial}{\partial y}. \quad (\text{Gl.3.26})$$

Die Variablen haben folgende Bedeutung: u ist der Zonalwind, v der Meridionalwind, w die vertikale Windkomponente, Φ das Geopotential, K die kinetische Energie, ζ die relative Vorticity, J die Reibung, $S = S(z)$ die statische Stabilität, Q der Wärmefluß, T die Temperatur, f der Coriolisparameter, R die Gaskonstante und c_p die spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck. Die Kennzeichnung mit einem Querstrich, z.B. \bar{u} , steht für das zeitliche Mittel und der Strich, z.B. u' , für die Abweichungen vom zeitlichen Mittel, die durch transiente Störungen bewirkt werden. Die vertikale Koordinate ist wie folgt definiert:

$$z = \ln\left(\frac{p_0}{p}\right). \quad (\text{Gl.3.27})$$

p ist der Druck und $p_0 = 1000$ hPa.

Für den transienten zonalen und meridionalen Fluß der relativen Vorticity in (Gl. 3.21) und (Gl. 3.22) gilt:

$$\overline{u'\zeta'} = \frac{\partial}{\partial x}\overline{u'v'} + \frac{1}{2}\frac{\partial}{\partial y}(\overline{v'^2} - \overline{u'^2}), \quad (\text{Gl.3.28})$$

$$\overline{v'\zeta'} = \frac{1}{2}\frac{\partial}{\partial x}(\overline{v'^2} - \overline{u'^2}) - \frac{\partial}{\partial y}\overline{u'v'}. \quad (\text{Gl.3.29})$$

Um die Zirkulation zu erhalten, die nach der Berücksichtigung der geostrophischen und hydrostatischen Bilanz bleibt, werden folgende Substitutionen vorgenommen:

$$u^* = \bar{u} + \frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial y} (\bar{\Phi} + \bar{K}) - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} \left(\rho_0 \frac{\overline{u' \Phi_z'}}{S} \right), \quad (\text{Gl.3.30})$$

$$v^* = \bar{v} - \frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial x} (\bar{\Phi} + \bar{K}) - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} \left(\rho_0 \frac{\overline{v' \Phi_z'}}{S} \right), \quad (\text{Gl.3.31})$$

$$w^* = \bar{w} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\overline{u' \Phi_z'}}{S} \right), \quad (\text{Gl.3.32})$$

mit $\rho_0 = \rho_{00} e^{-z}$. ρ_{00} ist eine konstante Dichte bei 1000 hPa.

Es ergeben sich folgende transformierte Gleichungen:

$$D\bar{u} - f v^* = \nabla \bullet \vec{E}_u + \bar{J}_x, \quad (\text{Gl.3.33})$$

$$D\bar{v} + f u^* = \nabla \bullet \vec{E}_v + \bar{J}_y, \quad (\text{Gl.3.34})$$

$$D\bar{\Phi}_z + w^* S = \frac{R}{c_p} \bar{Q}, \quad (\text{Gl.3.35})$$

wobei (\vec{E}_u, \vec{E}_v) die beiden Komponenten des lokalen Eliassen-Palm-Flusses sind:

$$\vec{E}_u = \left[\frac{1}{2} (\overline{v'^2} - \overline{u'^2}), -\overline{u'v'}, f \frac{\overline{v' \Phi_z'}}{S} \right], \quad (\text{Gl.3.36})$$

$$\vec{E}_v = \left[-\overline{u'v'}, -\frac{1}{2} (\overline{v'^2} - \overline{u'^2}), -f \frac{\overline{v' \Phi_z'}}{S} \right]. \quad (\text{Gl.3.37})$$

∇ ist der Divergenzoperator:

$$\nabla = \left[\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \rho_0}{\partial z} \right]. \quad (\text{Gl.3.38})$$

Die ausführliche Herleitung der Komponenten des lokalen Eliassen-Palm-Flusses ist bei Trenberth (1986) zu finden. Die \vec{E}_u -Komponente hat Ähnlichkeit mit dem E -Vektor von Hoskins et al. (1983), für dessen Herleitung in (Gl. 3.30) und (Gl. 3.31) statt des Terms

$\Phi + K$ der Term $\Phi + v'^2$ verwendet wird. Der Unterschied zwischen beiden besteht im Faktor $1/2$ im x -Term.

Die Gleichungen (Gl. 3.36) und (Gl. 3.37) beschreiben die Wechselwirkungen zwischen dem Grundstrom und den transienten Wellen. Die ersten der beiden Terme in jeder der beiden Komponenten repräsentieren den barotropen und der dritte Term den baroklinen Anteil dieser Wechselwirkungen. In Gebieten mit Divergenz des lokalen Eliassen-Palm-Flusses wird Wellenenergie in Energie des Grundstroms transformiert. In Gebieten mit Konvergenz findet der umgekehrte Vorgang statt. Die relative Gruppengeschwindigkeit $C_g - v$ der transienten Wellen ist parallel zu \vec{E}_u .

Der Hauptanteil der kinetischen Energie der zeitlich gemittelten Strömung wird in den mittleren Breiten durch den zonalen Grundstrom geliefert. Außerdem wird in der vorliegenden Arbeit beabsichtigt, mit Hilfe des lokalen Eliassen-Palm-Flusses nur die barotrope Wechselwirkung zwischen dem zonalen Grundstrom und den transienten Wellen zu analysieren, während für die barokline Wechselwirkung der horizontale Wärme flu ß durch transiente Wellen und die Baroklinität untersucht werden. Deswegen wird nur der barotrope Anteil der \vec{E}_u -Komponente betrachtet:

$$\vec{E}_u = \left[\frac{1}{2}(\overline{v'^2} - \overline{u'^2}), -\overline{u'v'} \right] \quad (\text{Gl.3.39})$$

Im weiteren Verlauf der Arbeit wird dieser als E_u -Vektor bezeichnet.

3.2. Statistische Verfahren

3.2.1. Das gleitende t-Wert-Verfahren

Das Kontrollexperiment mit dem ungekoppelten T42-ECHAM3 hat eine Integrationslänge von 100 Jahren. Die Länge der Zeitscheibenexperimente für eine CO_2 -Verdopplung und CO_2 -Verdreifachung beträgt aber jeweils nur 30 Jahre. Wenn die statistische Signifikanz der Abweichung des 30-Jahre-Mittels einer Variablen im Zeitscheibenexperiment bezogen auf die Mittel verschiedener 30-Jahre-Intervalle des Kontrollexperimentes getestet wird, z.B. mit einem t-Test, kann die Änderung bei einer erhöhten CO_2 -Konzentration in manchen Fällen signifikant und in anderen Fällen nicht signifikant sein. Dieses Ergebnis wird durch die im Kontrollexperiment zu beobachtende interdekadische Variabilität der ersten und der zweiten Momente der das Modellklima beschreibenden Variablen erzeugt. Diese Variabilität kann bewirken, daß das Kontrollexperiment in einer Zeitskala, die länger als die 30 Jahre Integrationslänge der Zeitscheibenexperimente ist, Zustände einnehmen kann,

die vom Zustand des Modellklimas in den Klimaänderungsexperimenten nicht mit statistischer Sicherheit zu unterscheiden sind. Zusätzlich ist davon auszugehen, daß auch jedes der Klimaänderungsexperimente eine interdekadische Variabilität zeigen würde, wenn deren Integrationslänge länger als 30 Jahre wäre. Über die Variabilität in den Zeitscheibenexperimenten stehen aber keine direkten Informationen zur Verfügung.

Um unter diesen Voraussetzungen die statistische Signifikanz des Signals einer Variablen in den Zeitscheibenexperimenten zu testen, wird folgende Überlegung zugrunde gelegt: Wenn der Zustand des Modellklimas unter veränderten Randbedingungen ein anderer als unter Kontrollbedingungen ist, wird sich für die meisten aller möglichen 30-Jahre-Intervalle des Kontrollexperimentes ein statistischer Parameter, z.B. der Mittelwert, im 30-jährigen Klimaänderungsexperiment mit statistischer Sicherheit vom Parameter im Kontrollexperiment, der für jedes der 30-Jahre-Intervalle bestimmt wird, unterscheiden lassen. Bedingt durch zufällige Abweichungen wird in wenigen Fällen keine Unterscheidung möglich sein. Die Eintreffwahrscheinlichkeit solch eines Ereignisses ergibt sich aus dem Verhältnis der Fälle, in denen keine Unterscheidung möglich ist, zur Gesamtzahl der 30-Jahre-Intervalle. Wenn eine Eintreffwahrscheinlichkeit als Signifikanzgrenze festgelegt wird, kann dann für eine Variable durch Auszählen ermittelt werden, ob die Änderung im Zeitscheibenexperiment bezogen auf das Kontrollexperiment statistisch signifikant ist.

Die obige Überlegung bildet die Grundlage für ein gleitendes t-Wert-Verfahren, das in der vorliegenden Arbeit verwendet wird, um die statistische Signifikanz der Änderung des Mittelwertes der untersuchten Variablen im jeweiligen Zeitscheibenexperiment bezogen auf das Mittel im Kontrollexperiment zu bestimmen. Mit diesem Verfahren wird die interdekadische Variabilität der über jeweils 30 Jahre gleitend berechneten Mittelwerte, die interdekadische Variabilität der über jeweils 30 Jahre gleitend berechneten zweiten Momente und die interannuale Variabilität in den 30-Jahre-Intervallen zugleich berücksichtigt.

Die Nullhypothese lautet: Die aus 30 Elementen bestehende Stichprobe einer Variablen im Zeitscheibenexperiment entstammt der gleichen Grundgesamtheit wie alle der aus je 30 Elementen bestehenden Stichproben der selben Variablen im Kontrollexperiment. Die Nullhypothese wird zurückgewiesen, wenn die Anzahl der Stichproben aus dem Kontrollexperiment, für die der Mittelwert der Variablen im Zeitscheibenexperiment innerhalb eines Vertrauensintervalls, das für jede Stichprobe der Variablen im Kontrollexperiment um deren Mittelwert herum gebildet wird, kleiner einer festgelegten Schranke ist.

Konkret wird bei der Überprüfung der Nullhypothese nach folgendem Verfahren vorgegangen: Aus dem 100-Jahre-Kontrollexperiment lassen sich durch gleitendes Verschieben 70 30-Jahre-Intervalle, also 70 Stichproben mit je 30 Elementen bestimmen. Es wird vorausgesetzt, daß alle Stichproben durch eine t-Verteilung beschrieben werden können. Es wird eine Wahrscheinlichkeitsgrenze $1 - \alpha$ angenommen. Dieser Grenze entspricht ein bestimmter Wert $t_{\alpha, m}$ aus der t-Verteilung mit m Freiheitsgraden. Für jeden der 30-jährig gleitend berechneten Mittelwerte \bar{x}_C wird ein Vertrauensintervall $(\bar{x}_C - \Delta x, \bar{x}_C + \Delta x)$ bestimmt:

$$\Delta x = t_{\alpha, m} \sqrt{(n_C - 1)s_C^2 + (n_E - 1)s_E^2} \sqrt{\frac{n_C + n_E}{n_C n_E (n_C + n_E - 2)}}, \quad (\text{Gl.3.40})$$

mit s_C als jeweils über 30 Jahre gleitend berechnete Standardabweichung im Kontrollexperiment, s_E als Standardabweichung im jeweiligen Zeitscheibenexperiment und n_C und n_E als Stichprobengrößen im Kontrollexperiment bzw. im Zeitscheibenexperiment, die jeweils 30 betragen.

Wenn für alle $(\bar{x}_C - \Delta x, \bar{x}_C + \Delta x)$ gilt, daß ein zu untersuchender Mittelwert einer Variable aus dem Zeitscheibenexperiment außerhalb des Vertrauensintervalls liegt, wird die Änderung als statistisch signifikant interpretiert. Die Schranke für die statistische Signifikanz beträgt folglich 1/70.

Die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten eines Falls, bei dem der Mittelwert innerhalb des Vertrauensintervalls liegt, ist keine unabhängige Größe, sondern von einem Parameter, dem gewählten α , abhängig. Je größer α ist, desto enger wird das Vertrauensintervall gezogen und die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten verringert. In der vorliegenden Untersuchung wird $\alpha = 0.05$ gewählt.

3.2.2. Korrelationskoeffizient horizontaler Muster

In der vorliegenden Arbeit wird die Ähnlichkeit der horizontalen Muster von je zwei Feldgrößen X_i und Y_i , mit $i = 1, \dots, M$ als Anzahl der Gitterpunkte, mit einem Korrelationskoeffizienten r abgeschätzt. Dieser Korrelationskoeffizient ist wie folgt definiert:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^M (w_i X_i - \bar{X})(w_i Y_i - \bar{Y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^M (w_i X_i - \bar{X})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^M (w_i Y_i - \bar{Y})^2}}, \quad (\text{Gl.3.41})$$

wobei

$$\bar{X} = \frac{\sum_{i=1}^M w_i X_i}{\sum_{i=1}^M w_i} \quad \text{und} \quad \bar{Y} = \frac{\sum_{i=1}^M w_i Y_i}{\sum_{i=1}^M w_i} \quad (\text{Gl.3.42})$$

die flächengewichteten Mittelwerte von X_i bzw. Y_i und w_i die Gewichte

$$w_i = \sqrt{\cos \varphi_i}, \quad (\text{Gl.3.43})$$

mit φ_i als geographische Breite des Gitterpunktes, sind.

4. Validierung des Kontrollexperiments

4.1. Vorbemerkung

In diesem Kapitel werden Eigenschaften des 100-Jahre-Kontrollexperiments, das mit dem T42-ECHAM3 durchgeführt wurde und das als Grundlage für die Bestimmung der Änderungen in den Zeitscheibenexperimenten dient, mit Beobachtungen verglichen, um die Fähigkeit des Modells, das Klima der realen Atmosphäre zu reproduzieren, einzuschätzen. Als Beobachtungsdaten werden die ECMWF-Analysedaten der Jahre 1979 bis 1993 (1986 bis 1993 für die Massenstromfunktion) zugrunde gelegt. In den Vergleich wird auch die erste Dekade des Kontrollexperiments mit dem gekoppelten Modell T21-ECHAM1/LSG (Cubasch et al. 1992), deren SST für die Bestimmung der SST-Anomalie für die neuen unteren Randbedingungen in den Zeitscheibenexperimenten verwendet wurde, mit einbezogen. Aufgrund des Umstandes, daß sich das T42-ECHAM3 von der atmosphärischen Komponente des T21-ECHAM1/LSG nicht nur in der horizontalen Auflösung, sondern auch in der Modellphysik unterscheidet, wird für den Vergleich noch ein 30-Jahre-Experiment hinzugezogen, das mit dem ungekoppelten T21-ECHAM3 unter den gleichen Randbedingungen durchgeführt wurde, wie das Kontrollexperiment mit dem T42-ECHAM3.

Da der Schwerpunkt der Arbeit auf nordhemisphärische dynamische Änderungen in den Klimaänderungsexperimenten gelegt wird und in Roeckner et al. (1992) bereits die Fähigkeit des T42-ECHAM3, das Klima der realen Atmosphäre zu reproduzieren, für eine Reihe von Größen besprochen wird, beschränkt sich die Validierung auf die mittlere Meridionalzirkulation und die stationären und die transienten Wellen. Eine Untersuchung über die Reproduktion des realen hydrologischen Zyklus durch das ECHAM3 wurde in Arpe et al. (1994) vorgenommen.

4.2. Mittlere meridionale Zirkulation

Für den Vergleich der mittleren Meridionalzirkulation wird die Massenstromfunktion Ψ verwendet. Sie wird nach Boer et al. (1992) wie folgt definiert:

$$\Psi = \frac{2\pi a \cos\phi}{g} \int_0^p [v] dp, \quad (\text{Gl. 4.1})$$

mit $[v]$ als zonal gemittelte meridionale Geschwindigkeitskomponente, p als Luftdruck, a als Erdradius und g als Schwerebeschleunigung. In Abb. 2 ist die Massenstromfunktion, die aus den ECMWF-Analysedaten und den Daten der zu vergleichenden Experimente

berechnet worden ist, für den Winter (DJF) dargestellt. Hier wurden die ECMWF-Analysedaten erst ab dem Jahr 1986 verwendet, weil sich ab diesen Zeitpunkt die Qualität der Analysen durch eine erhöhte Modellauflösung, durch Wechsel in den Parametrisierungen und durch eine Verbesserung der Datenbasis deutlich verbessert hat (Trenberth und Olson 1988; Trenberth 1992).

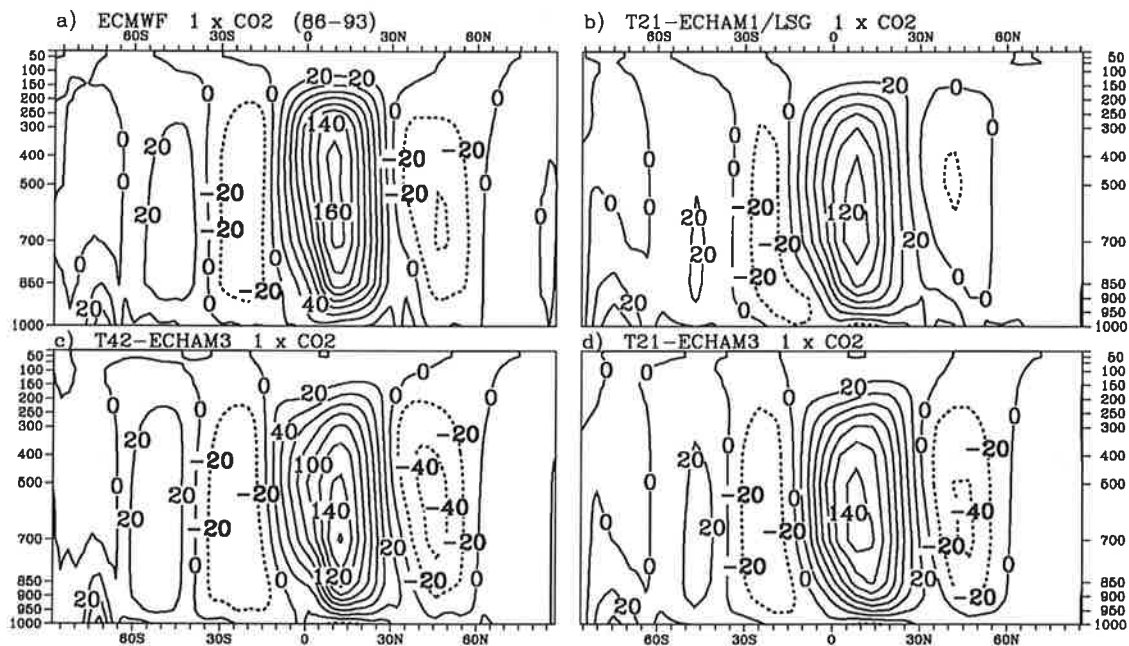


Abbildung 2: Massenstromfunktion [$10^9 \text{ kg}\cdot\text{s}^{-1}$] im Winter (DJF) für a) ECMWF-Analysen (1986 bis 1993) b) T21-ECHAM1/LSG, c) T42-ECHAM3 und d) T21-ECHAM3.

Die Massenstromfunktion im Winter zeigt die drei meridionalen Zirkulationszellen. Die intensivste Zelle, die Hadley-Zelle, die durch diabatische Wärmequellen in den Tropen angetrieben wird, zeigt ein Aufsteigen von Luft in den Tropen, Transport von Luftmasse von den Tropen in die Subtropen, ein mit adiabatischer Erwärmung verbundenes Absinken in den Subtropen und einen Rücktransport der Luftmassen zu den Tropen. Das Maximum der Massenstromfunktion im Kern der Hadley-Zelle beträgt in den ECMWF-Analysedaten etwas mehr als $160 \cdot 10^9 \text{ kg}\cdot\text{s}^{-1}$. Am nächsten kommt diesem Wert die Funktion im T42-ECHAM3. Die Umwälzung der Luftmassen hat hier ungefähr den gleichen Betrag wie in den Beobachtungen. Am schlechtesten wird die Hadley-Zirkulation durch das T21-ECHAM1/LSG reproduziert. Hier beträgt die Reduktion ca. 15%. Die Werte im T21-ECHAM3 liegen zwischen denen im T42-ECHAM3 und denen im T21-ECHAM1/LSG. Die Ursache für den großen Unterschied zwischen dem Experiment mit dem gekoppelten

Modell und dem T42-ECHAM3 ist in der Kombination der Erhöhung der Auflösung und im Wechsel des Parametrisierungsschemas für konvektive Bewölkung zu suchen. Das alte Schema wurde durch ein Massenflußschema nach Tiedtke (1989) ersetzt. Der Gradient der Massenstromfunktion stimmt im T42-ECHAM3 in den unteren troposphärischen Schichten mit den Werten aus der ECMWF-Analyse recht gut überein. Dennoch unterscheidet sich der Gradient in den oberen troposphärischen Schichten in allen Modellversionen deutlich von dem in den ECMWF-Analysedaten. Während die Massenstromfunktion in den Beobachtungen zwischen 700 hPa und 350 hPa maximal ist und erst in den darüberliegenden troposphärischen Schichten einen starken Gradienten zeigt, findet sich in den Modellen ein Maximum nur in 700 hPa. In den darüberliegenden Schichten werden die Werte der Funktion stetig kleiner. Das bedeutet, daß in der realen Atmosphäre der hauptsächlichliche Transport der Luftmassen von den Tropen in die Subtropen im oberen Zweig der Hadley-Zelle in den obersten troposphärischen Schichten stattfindet. In den Modellen erfolgt der Massentransport dagegen in der gesamten oberen Hälfte der Troposphäre.

Die Ferrel-Zelle ist die zweitstärkste meridionale Zirkulationszelle auf jeder Hemisphäre. In ihr findet ein polwärts gerichteter Transport von Luft in den unteren troposphärischen Schichten statt. Bei ungefähr 60°N/°S, in den Gebieten mit hoher barokliner Aktivität, steigt die Luft auf und wird in den oberen troposphärischen Schichten in Richtung Äquator transportiert, um in den Subtropen wieder abzusinken. Sowohl im T42-ECHAM3 als auch im T21-ECHAM3 wird die beobachtete Ferrel-Zirkulation gut reproduziert. Im T21-ECHAM1/LSG ist sie dagegen um fast 50% reduziert. Die Ursache dafür ist eine Dämpfung durch die Parametrisierung der Wirkung der Schwerewellen auf die Impulsbilanz (Roeckner et al. 1992).

In den anderen Jahreszeiten erweist sich ebenfalls, daß von allen drei verglichenen Modellversionen das T42-ECHAM3 am besten in der Lage ist, in der Nordhemisphäre die Hadley- und die Ferrel-Zirkulation zu reproduzieren. Das trifft für die Südhemisphäre im Fall der Hadley-Zirkulation ebenfalls zu. Die Ferrel-Zelle ist dort aber im T42-ECHAM3 zu stark ausgeprägt. Am besten wird die Ferrel-Zelle in der Südhemisphäre durch das T21-ECHAM3 wiedergegeben.

4.3. Zonal gemittelte geopotentielle Höhe der 500-hPa-Fläche

Die zonal gemittelte geopotentielle Höhe der 500-hPa-Fläche im Winter ist in Abb. 3 dargestellt. In den tropischen Breiten ist das Zonalmittel der geopotentiellen Höhe in beiden ECHAM3-Versionen gegenüber den ECMWF-Analysen um etwa 30 gpm nach oben verschoben. Das scheint kein großer Wert zu sein, doch an den sehr kleinen Standardabweichungen

chungen sowohl in den Beobachtungen als auch im 100-Jahre-Kontrollexperiment mit dem T42-ECHAM3 ist zu sehen, daß es sich dabei um eine systematische Abweichung handelt. Diese Abweichung wird durch Mängel im Strahlungsschema verursacht, die eine im Vergleich zur realen Atmosphäre geringere Abkühlung durch langwellige Ausstrahlung in höheren troposphärischen Schichten bewirken (Roeckner et al. 1992). Im T21-ECHAM1/LSG ist die geopotentielle Höhe der 500-hPa-Fläche zu gering. Das kann mit einer im Vergleich zu den Beobachtungen etwas kälteren Troposphäre, die Folge einer Klimadrift im gekoppelten Modell ist, erklärt werden.

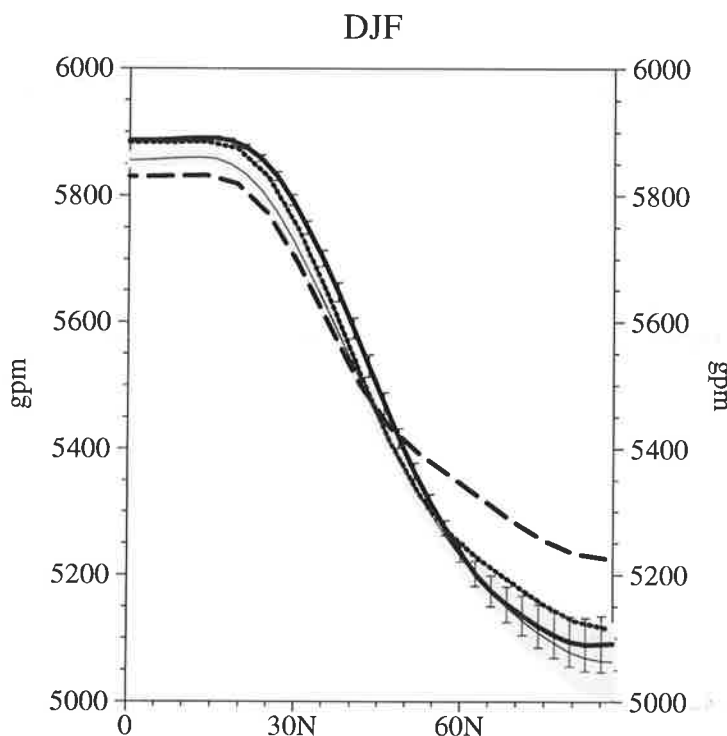


Abbildung 3: Zonal gemittelte geopotentielle Höhe der 500-hPa-Fläche im Winter (DJF). Mittel der ECMWF-Analysen von 1979/80 bis 1992/93; dünn durchgezogen. Mittel über erste Dekade des Kontrollexperiment mit dem T21-ECHAM1/LSG; dick und lang gestrichelt. Mittel über 100 Jahre Kontrollexperiment mit dem T42-ECHAM3; dick durchgezogen. Mittel über 30 Jahre Experiment mit dem T21-ECHAM3; dick gepunktet. Standardabweichungen der ECMWF-Analysen; schattiert. Standardabweichungen über 100 Jahre Kontrollexperiment mit dem T42-ECHAM3; Fehlerbalken.

In den mittleren und hohen Breiten stimmt das T42-ECHAM3 am besten mit den ECMWF-Analysen überein. In Kombination mit der höheren geopotentiellen Höhe in den Tropen ergibt sich aber ein etwas stärkerer meridionaler Gradient von den Subtropen bis zu den mittleren Breiten. Im niedrig auflösenden ECHAM3 liegt die geopotentielle Höhe nördlich von 60°N über der in den Beobachtungen. Das T21-ECHAM1/LSG weicht infolge der Dämpfung durch das Parametrisierungsschema der Schwerewellen im Vergleich zu den anderen beiden Modellen nördlich von 50°N stark von den ECMWF-Analysen ab.

4.4. Stationäre Wellen

Untersuchungen an Beobachtungen haben gezeigt, daß stationäre Wellen in einem bedeutenden Maße zum Energie- und Impulstransport beitragen (siehe z.B. Blackmon

et al. 1977) und daß zwischen den stationären Wellen und der Genese barokliner Wellen ein enger Zusammenhang besteht (Blackmon et al. 1977; Lau 1978; Blackmon et al. 1984a, Blackmon et al. 1984b; Lau 1988). So werden barokline Wellen in der unmittelbaren Nachbarschaft der stationären Tröge angeregt und stromabwärts ist eine erhöhte transiente Wellenaktivität festzustellen. Frederiksen (1979) führte eine Reihe von Instabilitätsanalysen für verschiedene zonal asymmetrische Basiszustände durch, aus denen sich eine starke geographische Abhängigkeit barokliner Moden von der geographischen Länge der Phase stationärer Wellen ergibt. Es folgt, daß die Fähigkeit von atmosphärischen GCMs, die stationäre Wellenstruktur richtig zu reproduzieren, eine wichtige Bedingung für die Genese transienter Wellen und deren Veränderung unter veränderten Randbedingungen ist.

Im folgenden wird die Fähigkeit des T42-ECHAM3, die stationären Wellen zu reproduzieren, untersucht. Die Trog-Rücken-Struktur der geopotentiellen Höhe in 500 hPa für das langjährige Wintermittel ist in Abb. 4 dargestellt. Diese Darstellung wurde durch den Abzug des zonalen Mittels von jedem Gitterpunkt auf der zugehörigen geographischen Breite erhalten. In den ECMWF-Analysen finden sich im Winter je zwei dominante Tröge und Rücken. Die maximale Amplitude des Trog-Rücken-Systems wird sowohl im T42-ECHAM3 als auch im T21-ECHAM3 gut reproduziert. Im T42-ECHAM3 sind aber die Isolinien über den nordatlantischen Gebiet etwas meridionaler ausgerichtet als in den ECMWF-Analysen. Im T21-ECHAM1/LSG wird die Struktur über den pazifischen Sektor ebenfalls gut wiedergegeben, während sie über dem Atlantik infolge der starken Dämpfung durch die Schwerewellenparametrisierung viel schwächer ausgeprägt ist.

Um die Fähigkeit, die Trog-Rücken-Struktur zu reproduzieren, unter Zugrundelegung eines objektiven Maßes einzuschätzen, wurden die Musterkorrelationskoeffizienten (siehe Gl. 3.41) zwischen den Beobachtungen auf der einen Seite und den hier betrachteten Experimenten auf der anderen Seite für den Bereich zwischen 30°N und 80°N berechnet. In Tab. 1 sind diese Korrelationskoeffizienten für die 850-, 500- und 200-hPa-Fläche zu finden. In der Tabelle sind zusätzlich zum Winter auch die Werte für die anderen Jahreszeiten enthalten. Im Winter (DJF) und im Herbst (SON) sind die Korrelationskoeffizienten sowohl im T42-ECHAM3 und im T21-ECHAM3 größer als 0,9, mit Ausnahme der 850-hPa-Fläche im Experiment mit dem T21-ECHAM3 im Herbst, in dem der Koeffizient 0,81 beträgt. Beim T21-ECHAM1/LSG liegen die Koeffizienten in einem Bereich zwischen 0,70 und 0,83. Im Frühjahr (MAM) sind die Korrelationskoeffizienten etwas kleiner als in den anderen beiden Jahreszeiten. Am kleinsten sind sie in allen Modellversionen im Sommer (JJA). Die Tendenz ist dabei eine Abnahme mit der Höhe der Fläche. So beträgt im

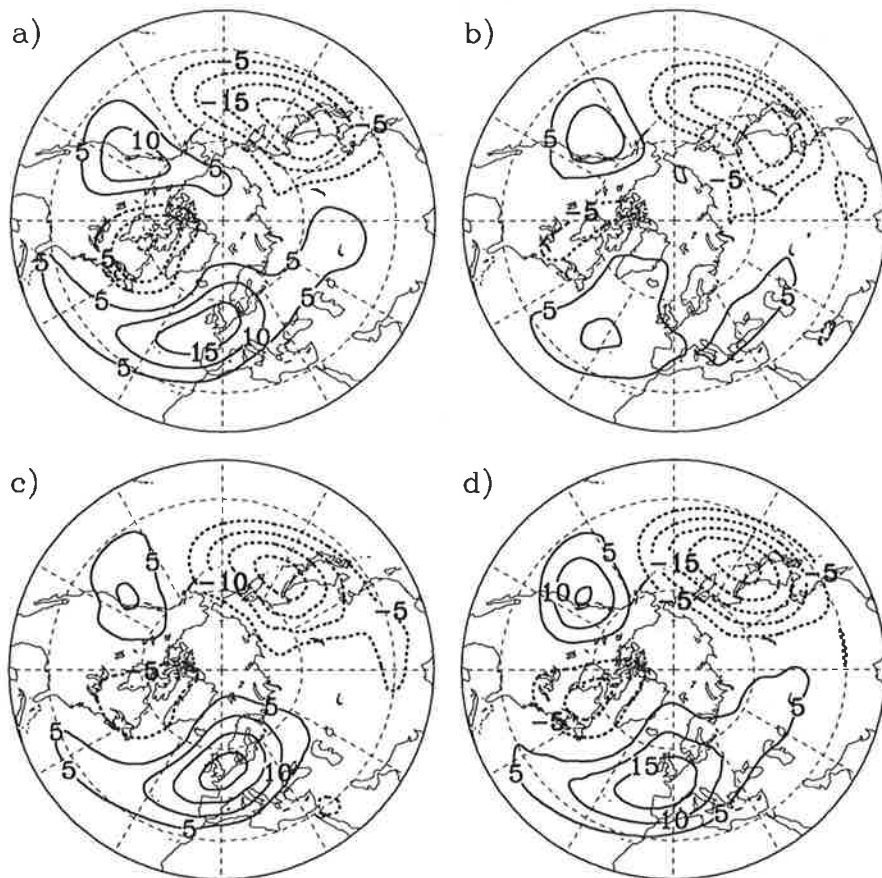


Abbildung 4: Abweichung vom zonalen Mittel der geopotentiellen Höhe [gpdm] der 500-hPa-Fläche im Winter (DJF) für a) ECMWF-Analysen, b) T21-ECHAM1/LSG, c) T42-ECHAM3 und d) T21-ECHAM3. Die Nulllinie ist zwecks Verbesserung der Übersichtlichkeit weggelassen worden.

Fall des T21-ECHAM3 der Koeffizient in der 200-hPa-Fläche nur noch 0.48. Die näherungsweise richtige Wiedergabe der zeitlich gemittelten Trog-Rücken-Struktur der geopotentiellen Höhe durch das T42-ECHAM3 ist also besonders im Winter, Frühjahr und Herbst in allen troposphärischen Druckflächen gewährleistet. Im Sommer wird diese Struktur nicht ganz so gut reproduziert, besonders in den oberen troposphärischen Schichten. Aber die Wiedergabe ist im Kontrollexperiment mit dem T42-ECHAM3 trotzdem noch besser als in den Experimenten mit den beiden anderen Modellen.

Die stationäre Struktur der geopotentiellen Höhe ergibt sich aus der Überlagerung einzelner stationärer Wellen. Die Wellen mit der zonalen Wellenzahl 1, 2 und 3 dominieren dabei diese Struktur (van Loon et al. 1973). Im folgenden wird im Detail die Fähigkeit des T42-ECHAM3 betrachtet, die Amplituden und Phasen jeder dieser drei Wellen zu reproduzieren. Für diesen Zweck wird für den Winter jedes Jahres eine harmonische Analyse

(siehe Gl. 3.1 bis Gl. 3.6) durchgeführt, so daß Mittelwert und Standardabweichung der Amplituden und Phasen bestimmt werden können.

Tabelle 1: Korrelationskoeffizienten zwischen den räumlichen Mustern der stationären Wellen der geopotentielle Höhe in den ECMWF-Analysen auf der einen Seite und in den Modellen auf der anderen Seite für die 850-, 500- und 200-hPa-Fläche im Bereich 30°N bis 80°N in allen vier Jahreszeiten.

ECMWF	T21-ECHAM1/LSG			T42-ECHAM3			T21-ECHAM3		
	850 hPa	500 hPa	200 hPa	850 hPa	500 hPa	200 hPa	850 hPa	500 hPa	200 hPa
DJF	0.81	0.76	0.78	0.90	0.91	0.93	0.90	0.95	0.97
MAM	0.79	0.77	0.73	0.84	0.87	0.89	0.79	0.86	0.85
JJA	0.81	0.54	0.56	0.88	0.75	0.69	0.89	0.69	0.48
SON	0.83	0.78	0.70	0.92	0.95	0.95	0.81	0.93	0.95

Die Amplituden und Phasen der Wellen mit der Wellenzahl 1 bis 3 im Winter sind in Abb. 5 dargestellt. Die Welle 1 hat in den ECMWF-Analysen ein absolutes Maximum der Amplitude von 115 gpm bei 45°N und zeigt ein weiteres kleineres lokales Maximum bei 80°N mit einem Wert von 40 gpm (Abb. 5a). Im T42-ECHAM3 und im T21-ECHAM3 sind die absoluten Maxima etwas größer und im T42-ECHAM3 zusätzlich nach Norden verschoben. Sie liegen aber innerhalb der Standardabweichung der ECMWF-Analysen. Jedoch fehlt in beiden Modellversionen die Strukturierung der von der geographischen Breite abhängigen Verteilung in ein Doppelmaximum. Diese Eigenschaft ist beim T42-ECHAM3 am stärksten ausgeprägt, so daß die Amplituden der Welle 1 zwischen 55°N und 65°N deutlich über denen in den Beobachtungen liegen. Im Fall des T21-ECHAM1/LSG liegt die Amplitude für alle Breiten unter den Werten in den ECMWF-Analysen. Die Phase der Welle 1 (Abb. 5b) stimmt in allen Modellen mit der beobachteten Phase von 20°W in der geographischen Breite des absoluten Maximums der Amplitude gut überein. In den ECMWF-Analysen und im T42-ECHAM3 ist die Variabilität der Phase in dieser Breite übereinstimmend gering. Südlich der geographischen Breite des Maximums bis ca. 10°N folgt die Verteilung der Phase in den Modellen näherungsweise der Verteilung in den Beobachtungen. Südlich dieser Breite liegt die Phase der Welle 1 in den Modellen deutlich westlicher als in den Beobachtungen. Aber die Amplitude der Welle 1 ist in den niedrigen Breiten auch sehr klein. Nördlich des absoluten Maximums der Amplitude verschiebt sich die Phase in den Beobachtungen auf einen Wert von 40°E bei ca. 65°N und damit stärker nach Osten als in den beiden ECHAM3-Versionen. Die Phase macht bei ca. 65°N einen Sprung auf 15°W, um sich dann wieder bis auf einen Wert von 15°E am Nordpol zu verändern. In den ECHAM3-Versionen dagegen verschiebt sich die Phase allmählich nach Osten bis auf einen Wert von 15°E am Nordpol im T42 und einen Wert von 20°E im T21. Die

durch die Schwerewellenparametrisierung bewirkte zu starke Dämpfung im T21-ECHAM1/LSG macht sich auch in der Phase der Welle 1 durch eine große Abweichung von den Beobachtungen bemerkbar. Die Unterschiede besonders zwischen dem T42-

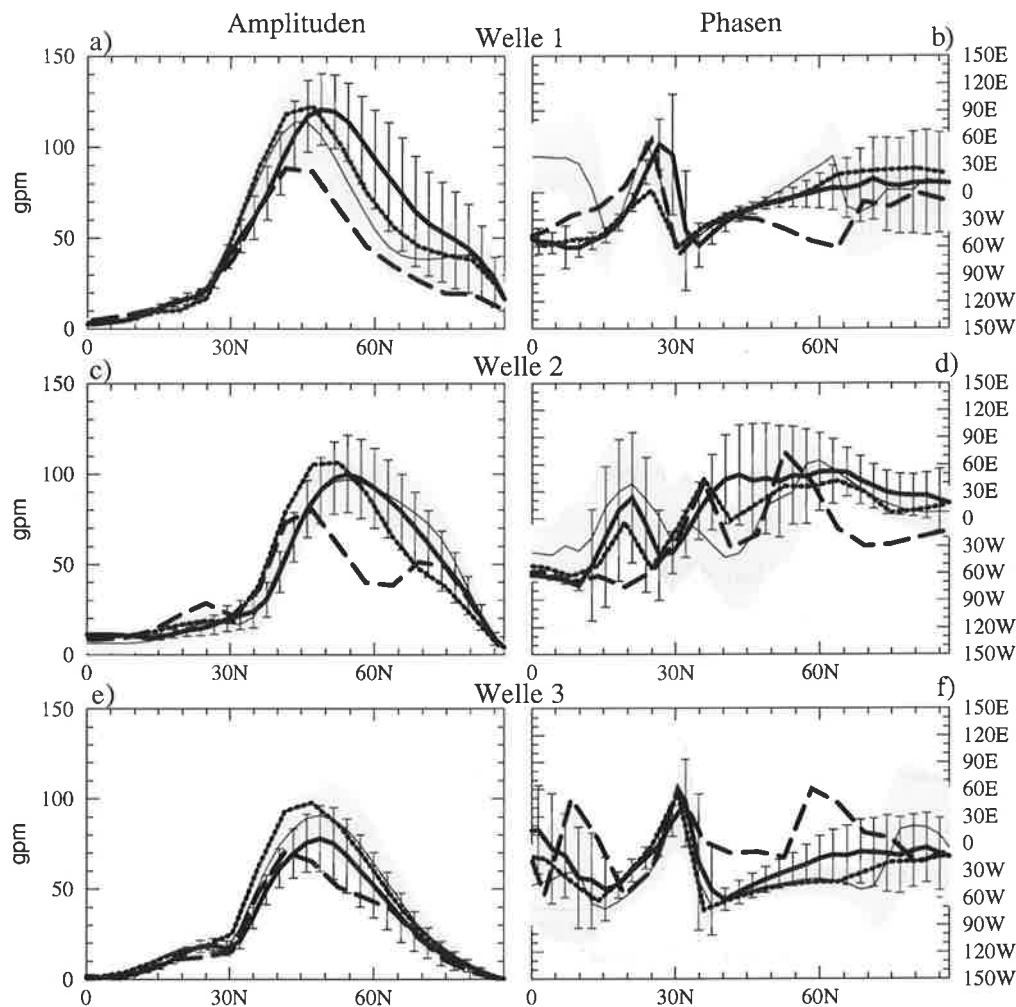


Abbildung 5: Stationäre Wellen der Wellenzahl 1 bis 3 der 500-hPa-Fläche in Abhängigkeit von der geographischen Breite über der Nordhemisphäre im Winter (DJF). a) Amplituden der Welle 1, b) Phasen der Welle 1, c) Amplituden der Welle 2, d) Phasen der Welle 2, e) Amplituden der Welle 3 und f) Phasen der Welle 3. Mittel der ECMWF-Analysen von 1979/80 bis 1992/93: dünn durchgezogen. Mittel über erste Dekade des Kontrollexperiment mit dem T21-ECHAM1/LSG: dick und lang gestrichelt. Mittel über 100 Jahre Kontrollexperiment mit dem T42-ECHAM3: dick durchgezogen. Mittel über 30 Jahre Experiment mit dem T21-ECHAM3: dick gepunktet. Standardabweichungen der ECMWF-Analysen: schattiert. Standardabweichungen über 100 Jahre Kontrollexperiment mit dem T42-ECHAM3: Fehlerbalken.

ECHAM3 und den ECMWF-Analysen in den Verteilungen der Amplitude und Phase der Welle 1 nördlich von 45°N bedeuten im Modell eine geringere Zonalität des Anteils der Zirkulation, der durch die Welle 1 bewirkt wird. Das stimmt mit der geringeren Zonalität der Isohypsen des stationären Musters in nordatlantischen Gebiet im T42-ECHAM3 in Abb. 4 überein.

Das Maximum der Amplitude der Welle 2 (Abb. 5c) liegt in den ECMWF-Analysen bei 55°N. Die mittlere Amplitude und die Standardabweichung im T42-ECHAM3 stimmen in der gesamten Nordhemisphäre mit den Beobachtungen gut überein. Im Fall des T21-ECHAM3 ist die Verteilung der Amplituden im Vergleich zu den ECMWF-Analysen nach Süden verschoben. Das T21-ECHAM1/LSG weicht in den mittleren Breiten stark von den Beobachtungen ab. Die Verteilung der Phasen (Abb. 5d) stimmt in den ECHAM3-Versionen, mit Ausnahme des T42-ECHAM3 zwischen 35°N und 45°N, wo die Phase im Modell zu weit östlich liegt, gut mit den beobachteten Werten überein.

Das Maximum der Amplitude der Welle 3 (Abb. 5e) liegt in den ECMWF-Analysen bei ca. 50°N. Im T42-ECHAM3 hat die Amplitude generell Werte, die kleiner als die beobachteten sind und die besonders südlich des Maximums am unteren Ende des durch die Standardabweichungen der beobachteten Werte vorgegebenen Intervalls liegen. Das T21-ECHAM3 zeigt ein etwas zu weit südlich liegendes und etwas zu großes Maximum in der Verteilung der Amplituden. Die Verteilungen der Phase der Welle 3 (Abb. 5f) befinden sich in beiden ECHAM3-Versionen in guter Übereinstimmung mit der beobachteten Verteilung.

Der Vergleich der horizontalen stationären Muster der 500-hPa-Fläche mittels Musterkorrelationskoeffizienten, die zwischen dem T42-ECHAM3 und den ECMWF-Analysen berechnet wurden, und der Vergleich der einzelnen stationären Wellen der Wellenzahl 1 bis 3 zeigen, daß das T42-ECHAM3 die beobachteten Eigenschaften der stationären Zirkulation gut reproduziert, es aber auch Mängel gibt. So gibt es vor allem Differenzen bei der Welle 1 in den mittleren Breiten. Einen deutlichen Unterschied zwischen dem T42-ECHAM3 und dem T21-ECHAM3 infolge der Erhöhung der Auflösung gibt es nicht. Am schlechtesten reproduziert das T21-ECHAM1/LSG die stationäre Struktur der Zirkulation.

Die Untersuchung für die anderen Jahreszeiten, die hier nicht ausführlich besprochen werden, zeigen, daß die Fähigkeit des T42-ECHAM3, die stationären Struktur der Zirkulation zu reproduzieren, generell gegeben ist. Der Fehler in der Welle 1 ist in den anderen Jahreszeiten geringer als im Winter.

4.5. Variabilität durch transiente Wellen

Im folgenden wird die Fähigkeit des T42-ECHAM3, die Variabilität durch transiente Wellen, wie sie in Kapitel 3.1.3 definiert wurde, zu reproduzieren, eingeschätzt. Es werden nach Blackmon (1976) dafür die Zeitskala 2.5 bis 6 Tage, die den Bereich der hochfrequenten zyklonalen Aktivität und der wandernden Hochdruckzellen repräsentiert, und die

Zeitskala 10 bis 90 Tage, die den Bereich der niederfrequenten persistenten Anomalien wie "cut off"-Tiefs und blockierende Hochs repräsentiert, untersucht.

In Abb. 6 wird das langjährige Mittel der Standardabweichung der geopotentiellen Höhe der 500-hPa-Fläche durch hochfrequente transiente Wellen im Winter in der Nordhemisphäre dargestellt. Verglichen werden die Daten aus den ECMWF-Analysen, die erste Dekade des Kontrollperiments mit dem gekoppelten Modell von Cubasch et al. 1992, das 100-Jahre-Experiment mit dem T42-ECHAM3 und das 30-Jahre-Experiment mit dem T21-ECHAM3. In den ECMWF-Analysen sind zwei Maxima der Variabilität zu finden. Das eine Maximum befindet sich über dem Nordatlantik östlich von Neufundland mit einem Wert von ungefähr 75 gpm und das andere über dem nördlichen Pazifik mit ungefähr 62 gpm. In allen drei Experimenten werden beide Maxima reproduziert, aber ihr Wert ist zu gering. Am schlechtesten ist die Wiedergabe im T21-ECHAM1/LSG, in dem das atlantische Maximum nur ca. 50% und das pazifische Maximum nur ca. 70% des Werts in den Beobachtungen beträgt. Sowohl der Wechsel vom ECHAM1 zum ECHAM3 als auch die Erhöhung der Auflösung bewirken eine Verbesserung der Fähigkeit, die reale Variabilität der geopotentiellen Höhe zu reproduzieren. So kommen die Werte im T42-ECHAM3 den Beobachtungen am nächsten. Aber auch hier ist das atlantische Maximum noch ca. 20% und das pazifische Maximum noch ca. 10% zu niedrig. In den anderen Jahreszeiten haben die Differenzen zwischen der Variabilität in den Beobachtungen und der in den Experimenten eine ähnliche Dimension.

Um im Vergleich zu den anderen Modellversionen die Fähigkeit des T42-ECHAM3, die räumliche Verteilung der Variabilität der geopotentiellen Höhe der Beobachtungen im Hochfrequenzbereich 2.5 bis 6 Tage zu reproduzieren, unter Zugrundelegung eines objektiven Maßes zu untersuchen, wurden die Musterkorrelationskoeffizienten zwischen den Variabilitäten in den Modellen auf der einen Seite und denen in den ECMWF-Analysen auf der anderen Seite berechnet. Zusätzlich zur Standardabweichung der geopotentiellen Höhe der 500-hPa-Fläche im Winter werden auch die räumliche Verteilung der Variabilität in den anderen Jahreszeiten sowie die 1000-hPa-Fläche und die 200-hPa-Fläche betrachtet. Die Korrelationskoeffizienten sind der Tab. 2 zu entnehmen.

Die räumliche Korrelation zwischen der Variabilität durch hochfrequente transiente Wellen ist für alle drei Experimente in allen Druckflächen in allen Jahreszeiten mit einem Wert größer als 0.80 hoch. Die niedrigsten Werte sind beim T21-ECHAM1/LSG vorhanden. Am besten wird die räumliche Struktur der Variabilität durch das T42-ECHAM3 reproduziert, bei dem die Korrelationskoeffizienten alle mehr als 0.90 betragen.

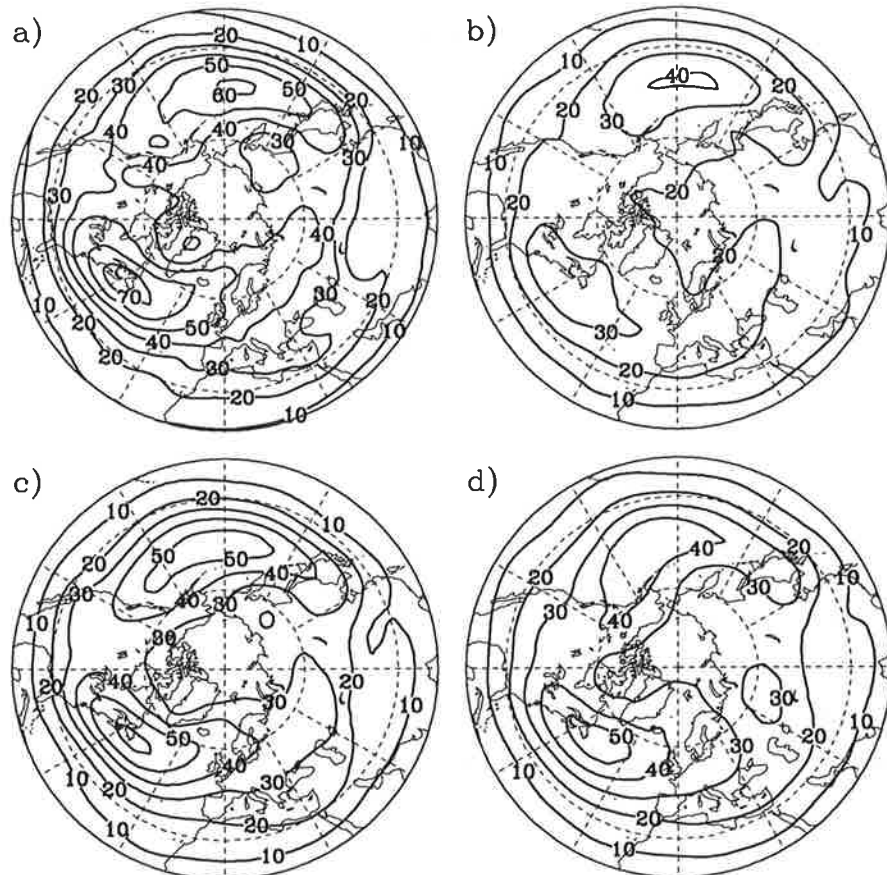


Abbildung 6: Standardabweichung der geopotentiellen Höhe der 500-hPa-Fläche durch hochfrequente (2.5 bis 6 Tage) transiente Wellen im Winter (DJF) a) ECMWF-Analysen, b) T21-ECHAM1/LSG, c) T42-ECHAM3 und d) T21-ECHAM3.

Tabelle 2: Korrelationskoeffizienten zwischen den räumlichen Mustern der Standardabweichung der geopotentiellen Höhe durch hochfrequente transiente Wellen (2.5 bis 6 Tage) in den ECMWF-Analysen auf der einen Seite und in den Modellen auf der anderen Seite für die 1000-, 500- und 200-hPa-Fläche im Bereich 30°N bis 80°N in allen vier Jahreszeiten.

ECMWF	T21-ECHAM1/LSG			T42-ECHAM3			T21-ECHAM3		
	1000 hPa	500 hPa	200 hPa	1000 hPa	500 hPa	200 hPa	1000 hPa	500 hPa	200 hPa
DJF	0.82	0.85	0.80	0.97	0.95	0.94	0.90	0.95	0.91
MAM	0.87	0.89	0.91	0.96	0.96	0.95	0.87	0.92	0.87
JJA	0.82	0.90	0.83	0.92	0.95	0.94	0.88	0.92	0.94
SON	0.86	0.93	0.90	0.98	0.99	0.98	0.90	0.94	0.91

In Abb. 7 wird die Standardabweichung der geopotentiellen Höhe der 500-hPa-Fläche durch niederfrequente transiente Wellen im Winter in der Nordhemisphäre für die drei Experimente und die ECMWF-Analysen dargestellt. In den ECMWF-Analysen sind zwei Maxima der Variabilität zu finden. Das eine Maximum befindet sich über dem Nordostat-

lantik und Skandinavien mit einem Wert von ungefähr 150 gpm. Das andere Maximum, das über den Aleuten und Alaska liegt, beträgt ca. 160 gpm. In allen drei Experimenten wird das Maximum über Alaska reproduziert, aber mit einem zu geringen Betrag. Im T21-ECHAM1/LSG beträgt das Maximum nur ca. 65% des Wertes in den Beobachtungen und im T21-ECHAM3 ist es ca. 20% und im T42-ECHAM3 ca. 25% zu klein. Das Maximum über dem Nordostatlantik in den ECMWF-Analysen ist nur im T42-ECHAM3 wiederzufinden. Es ist aber im Modell ca. 15% kleiner als in den Beobachtungen. In den beiden niedrig auflösenden Modellversionen liegt stattdessen ein Maximum über Grönland, während sich in den ECMWF-Analysen dort ein Minimum befindet. In den anderen Jahreszeiten haben die Differenzen zwischen der Variabilität in den Beobachtungen und der in den Experimenten eine ähnliche Dimension.

Die Fähigkeit, die räumliche Struktur der Variabilität durch niederfrequente transiente Wellen zu reproduzieren, wird mit Hilfe räumlicher Korrelationskoeffizienten eingeschätzt, um auch in diesem Fall ein objektives Maß zugrunde zu legen. Die Korrelationskoeffizienten, die zwischen den ECMWF-Analysen auf der einen Seite und den Experimenten auf der anderen Seite im Bereich zwischen 30°N und 80°N für die 1000-, 500- und 200 hPa-Fläche für alle Jahreszeiten bestimmt wurden, sind in Tab. 3 zu finden.

Die räumliche Korrelation zwischen der Variabilität durch niederfrequente transiente Wellen ist für alle drei Experimente in allen Druckflächen in allen Jahreszeiten mit einem Wert größer als 0.80 hoch. Die niedrigsten Werte sind beim T21-ECHAM1/LSG vorhanden. Am besten wird die räumliche Struktur der Variabilität durch das T42-ECHAM3 reproduziert, bei dem die Korrelationskoeffizienten alle mehr als 0.90 betragen. Daß die Korrelationskoeffizienten trotz der Differenzen zu den Beobachtungen im Gebiet des Nordatlantik, besonders über Grönland, auch im Fall der niedrig auflösenden Modellversionen hoch sind, ist mit der breitenabhängigen Wichtung bei der Berechnung des Korrelationskoeffizienten, durch die Werte in niedrigen Breiten stärker gewichtet werden als die in hohen Breiten, zu erklären.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß der Vergleich des 100-Jahre-Kontrollexperimentes mit den ECMWF-Analysen zeigt, daß das T42-ECHAM3 in der Lage ist, in allen Druckflächen und in allen Jahreszeiten die räumliche Struktur der beobachteten Variabilität, die sowohl durch hochfrequente als auch durch niederfrequente transiente Wellen bewirkt wird, zu reproduzieren. Dennoch ist der Betrag der Variabilität insbesondere in den Maxima im Kontrollexperiment mit dem T42-ECHAM3 im Vergleich zu den Beobachtungen deutlich zu gering. Die Differenzen zwischen den beiden niedriger auflösenden Modellversionen und den ECMWF-Analysen sind noch größer.

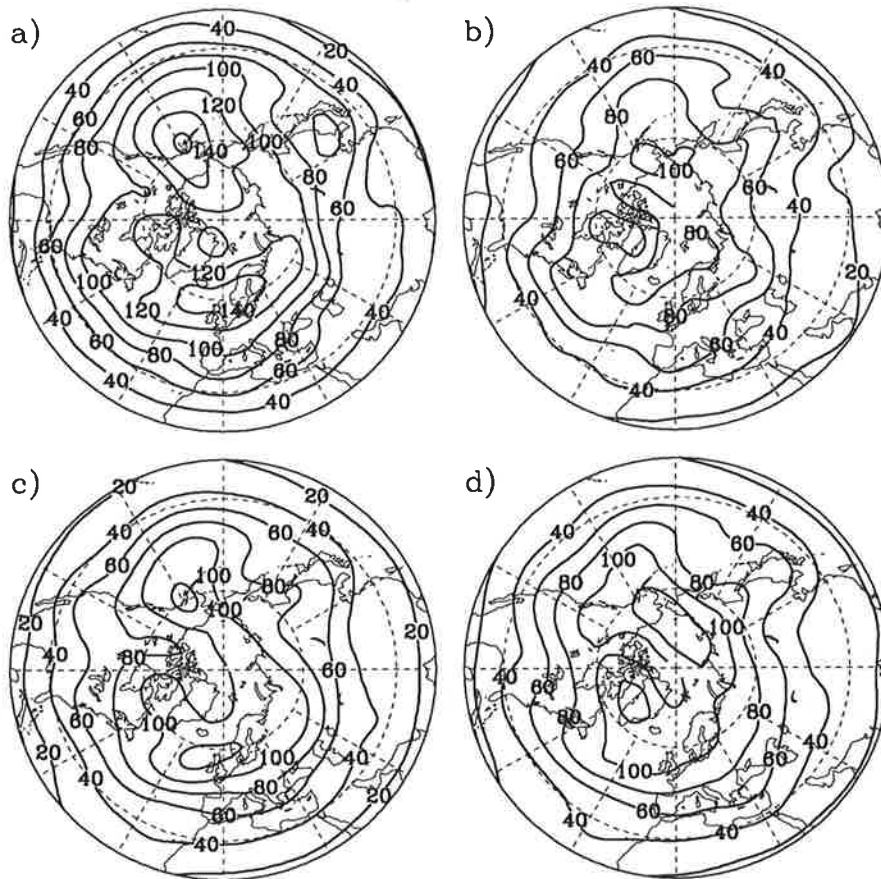


Abbildung 7: Standardabweichung der geopotentiellen Höhe der 500-hPa-Fläche durch niederfrequente (10 bis 90 Tage) transiente Wellen im Winter (DJF) a) ECMWF-Analysen, b) T21-ECHAM1/LSG, c) T42-ECHAM3 und d) T21-ECHAM3.

Tabelle 3: Korrelationskoeffizienten zwischen den räumlichen Mustern der Standardabweichung der geopotentiellen Höhe durch niederfrequente transiente Wellen (10 bis 90 Tage) in den ECMWF-Analysen auf der einen Seite und in den Modellen auf der anderen Seite für die 1000-, 500- und 200-hPa-Fläche im Bereich 30°N bis 80°N in allen vier Jahreszeiten.

ECMWF	T21-ECHAM1/LSG			T42-ECHAM3			T21-ECHAM3		
	1000 hPa	500 hPa	200 hPa	1000 hPa	500 hPa	200 hPa	1000 hPa	500 hPa	200 hPa
DJF	0.86	0.90	0.90	0.97	0.93	0.90	0.92	0.91	0.91
MAM	0.86	0.90	0.89	0.96	0.96	0.98	0.94	0.94	0.96
JJA	0.91	0.91	0.84	0.94	0.96	0.95	0.92	0.93	0.91
SON	0.75	0.80	0.80	0.95	0.94	0.96	0.87	0.90	0.91

4.6. Zusammenfassung

In diesem Kapitel wurden die Eigenschaften des 100-Jahre-Kontrollexperimentes, das mit dem T42-ECHAM3 durchgeführt wurde und als Grundlage für die Bestimmung der Ände-

rungen in den Zeitscheibenexperimenten dient, mit Beobachtungen verglichen, um dessen Fähigkeiten, das Klima der realen Atmosphäre zu reproduzieren, einzuschätzen. Zusätzlich zum Vergleich wurden die erste Dekade des Kontrollexperimentes mit dem T21-ECHAM1/LSG und ein 30-Jahre-Experiment mit dem T21-ECHAM3 hinzugezogen.

Die Untersuchung der zonal gemittelte Meridionalzirkulation, die unter Rückgriff auf die Massenstromfunktion durchgeführt wurde, ergibt, daß das T42-ECHAM3 den beobachteten Massentransport in der Nordhemisphäre sowohl in der Hadley-Zelle als auch in der Ferrel-Zelle in allen Jahreszeiten gut reproduziert. In der Südhemisphäre ist die Ferrel-Zirkulation zu intensiv. Ein Defizit gibt es im T42-ECHAM3, aber auch in den anderen beiden Modellversionen dahingehend, daß der Massentransport von den Tropen in die Subtropen in der gesamten oberen Hälfte der Troposphäre stattfindet, während er in den ECMWF-Analysen nur in den obersten troposphärischen Schichten zu finden ist.

Die zonal gemittelte geopotentielle Höhe der 500-hPa-Fläche in der Nordhemisphäre ist im T42-ECHAM3 im Vergleich zu den beobachteten Werten in den Tropen etwas zu hoch, während in den mittleren und hohen Breiten eine gute Übereinstimmung festzustellen ist. Daraus ergibt sich ein etwas zu starker zonal gemittelter meridionaler Gradient von den Subtropen bis zu den mittleren Breiten.

Um die Fähigkeit des T42-ECHAM3, die beobachtete Trog-Rücken-Struktur der geopotentiellen Höhe in der Nordhemisphäre zu reproduzieren, zu bewerten, wurde zum einen ein Musterkorrelationsverfahren angewendet und zum anderen die Amplituden und Phasen der stationären Wellen der Wellenzahl 1 bis 3 für die 500-hPa-Fläche im Detail betrachtet. Das T42-ECHAM3 ist in der Lage, die beobachteten Eigenschaften der stationären Zirkulation wiederzugeben. Es gibt aber auch Mängel bei der Reproduktion der Welle 1 in den mittleren Breiten. Insbesondere im Winter liegt ihre Amplitude zwischen 55°N und 65°N deutlich über der in den Beobachtungen.

Die Variabilität der geopotentiellen Höhe in der Nordhemisphäre, die durch hochfrequente (2.5 bis 6 Tage) und niederfrequente (10 bis 90 Tage) transiente Wellen bewirkt wird, ist ebenfalls untersucht worden. Im Kontrollexperiment mit dem T42-ECHAM3 wird die beobachtete horizontale Struktur der Variabilität, die mit Hilfe von Musterkorrelationskoeffizienten eingeschätzt wurde, in guter Qualität wiedergegeben. Jedoch ist der Betrag der Variabilität, insbesondere in den Maxima, deutlich zu gering.

Zusammengefaßt läßt sich einschätzen, daß das T42-ECHAM3 besser in der Lage ist, die Eigenschaften der realen Atmosphäre zu reproduzieren, als das gekoppelte Modell T21-ECHAM1/LSG und das niedrig auflösende ungekoppelte Modell T21-ECHAM3.

5. Methodische Probleme der Zeitscheibenexperimente

5.1. Vorbemerkung

Bevor die Ergebnisse im nächsten Kapitel vorgestellt werden, sollen in diesem Kapitel noch einige methodische Fragen, die für die Interpretation der Ergebnisse wichtig sind, behandelt werden. Es soll bemerkt werden, daß alle ab diesem Kapitel vorgenommenen Betrachtungen sich nur noch auf die Experimente mit dem T42-ECHAM3 beziehen.

Um die SST-Anomalien zu extrahieren, die als Grundlage für die neue untere Randbedingung in den Zeitscheibenexperimenten dienen, wurden zwei 10-Jahre-Intervalle aus der Zeitserie der SST des transienten Szenario-A-Experiments, das durch Cubasch et al. (1992) mit dem gekoppelten Modell durchgeführt wurde, ausgewählt. Das eine ist das Intervall, in dessen Mitte sich das Jahr mit doppelter CO_2 -Konzentration des Wertes im Kontrollexperiment befindet, und das andere ist die letzte Dekade des transienten Experiments mit ungefähr der dreifachen CO_2 -Konzentration. Im folgenden sollen bezüglich der SST-Anomalien zwei Fragen behandelt werden. Die erste ist die Frage nach der Ähnlichkeit der beiden SST-Anomalien für die doppelte und die dreifache CO_2 -Konzentration. Aus ihr läßt sich schlußfolgern, inwiefern ein unterschiedlicher Antrieb in den Zeitscheibenexperimenten sich nicht nur in der Erhöhung der mittleren Temperatur der SST gründet, sondern zusätzlich in der Veränderung der räumlichen Struktur der unterliegenden SST. Die andere Frage ist die nach der Repräsentativität der verwendeten SST-Anomalie für die jeweilige CO_2 -Konzentration. Aus ihr sollen Aussagen über die Repräsentativität der Änderung des Modellklimas für die jeweilige CO_2 -Konzentration gefolgert werden.

Ein weiterer Aspekt betrifft die Anzahl der zu integrierenden Modelljahre in jedem Zeitscheibenexperiment. Diese sollte groß genug sein, um eventuelle Fehler bei der Bestimmung der Änderungen des Modellklimas durch eine im Modell vorhandene interdekadische Variabilität zu vermeiden. Für diesen Zweck wird die interdekadische Variabilität im 100-Jahre-Kontrollexperiment mit dem T42-ECHAM3 untersucht.

5.2. Die verwendeten SST-Anomalien

5.2.1. Wie ähnlich sind die für $2\times\text{CO}_2$ und $3\times\text{CO}_2$ verwendeten SST-Anomalien?

Um zu bestimmen, wie ähnlich die Muster der SST-Anomalien sind, die für die beiden Zeitscheibenexperimente als unterer Antrieb verwendet wurden, werden die Musterkorrelationskoeffizienten global und für einzelne ausgewählte Ozeangebiete betrachtet. In Tab. 4 sind die Korrelationskoeffizienten, die zwischen der Anomalie für $2\times\text{CO}_2$ und der

für $3xCO_2$ berechnet wurden, für fünf Ozeangebiete und für alle vier Jahreszeiten eingetragen. Die obersten Korrelationskoeffizienten gelten für die gesamte Meeresoberfläche zwischen $58^\circ N$ und $58^\circ S$. Die nördlichen und südlichen höheren Breiten sind ausgeschlossen worden, um die Gebiete mit Meereis nicht in die Berechnung mit einfließen zu lassen. Die Korrelationskoeffizienten betragen für die gesamte Fläche zwischen 0.85 und 0.91. In der darunterliegenden Zeile sind die Koeffizienten für die gesamte Fläche in den Tropen zwischen $30^\circ N$ und $30^\circ S$ eingetragen. Sie sind alle kleiner als 0.80. Der kleinste Wert ist mit 0.73 im Winter (DJF) zu finden. Daraus folgt, daß die hohen Koeffizienten für alle Gebiete zusammen durch eine große Ähnlichkeit der außertropischen SST-Anomalie zwischen $30^\circ N/S$ und $58^\circ N/S$ bedingt sind.

In den unteren drei Zeilen der Tabelle werden der tropische Atlantik, der tropische Pazifik und der tropische Indische Ozean separat betrachtet. Die Koeffizienten betragen für den tropischen Atlantik zwischen 0.77 im Frühling (MAM) und 0.87 im Sommer (JJA) und im Herbst (SON). Im Fall des tropischen Pazifik sind die Korrelationen etwas geringer. Der niedrigste Wert ist im Herbst mit 0.70 zu finden und der höchste im Frühling mit 0.84. Am kleinsten ist die Korrelation zwischen den SST-Anomalien für den tropischen Indischen Ozean. Hier beträgt die Korrelation im Frühling nur 0.54 und im Sommer nur 0.58. In den anderen beiden Jahreszeiten ist sie mit 0.71 im Herbst und 0.73 im Winter höher.

Tabelle 4: Musterkorrelationskoeffizienten zwischen der SST-Anomalie für $2xCO_2$ und der für $3xCO_2$ für verschiedene Ozeangebiete und für alle Jahreszeiten.

Gebiet	DJF	MAM	JJA	SON
Mittlere Breiten + tropische SST $58^\circ N - 58^\circ S; 180^\circ W - 180^\circ E$	0.85	0.88	0.91	0.86
Tropische SST $30^\circ N - 30^\circ S; 180^\circ W - 180^\circ E$	0.73	0.79	0.78	0.74
Tropische SST - Atlantik $30^\circ N - 30^\circ S; 73^\circ W - 17^\circ E$	0.82	0.77	0.87	0.87
Tropische SST - Pazifik $30^\circ N - 30^\circ S; 118^\circ E - 79^\circ W$	0.71	0.84	0.77	0.70
Tropische SST - Indischer Ozean $30^\circ N - 30^\circ S; 28^\circ E - 112^\circ E$	0.73	0.54	0.58	0.71

Es folgt, daß in den tropischen Gebieten die größte Ähnlichkeit zwischen der SST-Anomalie für $2xCO_2$ und der für $3xCO_2$ im Falle des Atlantischen Ozeans besteht. In allen Jahreszeiten ist dort ein lokales Maximum der Anomalie im Äquatorgebiet zu finden. Die hauptsächliche Veränderung vom $2xCO_2$ -Experiment zum $3xCO_2$ -Experiment besteht in diesem Gebiet in der Vergrößerung des Betrags, nicht im Wechsel der horizontalen Struktur. Im Pazifik und mehr noch im Indischen Ozean verändert sich jedoch nicht nur der

Betrag der Anomalie vom $2xCO_2$ -Experiment zum $3xCO_2$ -Experiment, sondern auch die horizontale Struktur der Anomalie, was einen entsprechenden Einfluß auf die Veränderung des tropischen Antriebs der allgemeinen Zirkulation erwarten läßt. So ist z.B. im Herbst im Westpazifik für $2xCO_2$ bei ca. $20^\circ N$ ein lokales Maximum der SST-Anomalie zu finden, für $3xCO_2$ nicht. Im Frühling ist im Indischen Ozean für $2xCO_2$ ein lokales Minimum in zentralen äquatorialen Gebiet vorhanden, während sich für $3xCO_2$ ein lokales Minimum im östlichen Teil befindet.

5.2.2. Wie repräsentativ sind die für $2xCO_2$ und $3xCO_2$ verwendeten SST-Anomalien?

In diesem Abschnitt soll eingeschätzt werden, wie repräsentativ die für das $2xCO_2$ - und das $3xCO_2$ -Zeitscheibenexperiment als unterer Antrieb verwendeten SST-Anomalien für die entsprechende CO_2 -Konzentration sind. Für diesen Zweck wurden die zu den als Antrieb verwendeten Dekaden der SST-Zeitreihe benachbarten Dekaden des transienten Szenario-A-Experiments, das durch Cubasch et al. (1992) mit dem gekoppelten Modell durchgeführt wurde, ebenfalls extrahiert und die über 10 Jahre gemittelten SST-Anomalien analog zu denen für die Zeitscheibenexperimente hergestellt. Zwischen den Anomalien der benachbarten Dekaden auf der einen Seite und der als Antrieb verwendeten SST-Anomalien auf der anderen Seite wurden die Musterkorrelationskoeffizienten berechnet, um die Ähnlichkeit ihrer Struktur einschätzen zu können.

In Tab. 5 sind die Korrelationskoeffizienten, die zwischen der Anomalie für $2xCO_2$ auf der einen Seite und den Anomalien der Dekaden davor und der danach auf der anderen Seite berechnet wurden, für fünf Ozeangebiete und für alle vier Jahreszeiten eingetragen. Die obersten Korrelationskoeffizienten gelten für die gesamte Meeresoberfläche zwischen $58^\circ N$ und $58^\circ S$. Sie sind sowohl für die Dekade vor als auch die Dekade nach der Dekade mit CO_2 -Verdopplung überwiegend größer als 0.85. Die Koeffizienten in der darunterliegenden Zeile, die für die tropischen Gebiete zwischen $30^\circ N$ und $30^\circ S$ bestimmt wurden, sind durchweg kleiner. Wie im Fall des Vergleich der Anomalien für $2xCO_2$ mit der für $3xCO_2$ ist auch in den benachbarten Dekaden die SST-Anomalie in den außertropischen Gebieten zwischen $30^\circ N/S$ und $58^\circ N/S$ stabiler als in den tropischen Gebieten.

In den unteren Zeilen der Tab. 5 sind die für den tropischen Atlantik, den tropischen Pazifik und den tropischen Indischen Ozean einzeln berechneten Korrelationskoeffizienten eingetragen. Die Koeffizienten betragen für den tropischen Atlantik für die Dekade vor der Dekade mit CO_2 -Verdopplung zwischen 0.71 im Herbst (SON) und 0.80 im Winter (DJF) und für die Dekade nach der Dekade mit CO_2 -Verdopplung 0.75 im Winter und 0.87 im Frühling (MAM) und Sommer (JJA). Im Fall des tropischen Pazifik betragen die Koeffizi-

enten für die Dekade davor zwischen 0.63 im Winter und 0.76 im Frühjahr und für die Dekade danach zwischen 0.77 im Herbst und 0.93 im Frühjahr. Im Fall des tropischen Indischen Ozeans betragen die Koeffizienten für die Dekade davor zwischen 0.55 im Sommer und 0.83 im Winter und für die Dekade danach zwischen 0.62 im Sommer und 0.81 im Winter.

Tabelle 5: Musterkorrelationskoeffizienten zwischen der SST-Anomalie für $2xCO_2$ auf der einen Seite und der Dekaden davor und danach auf der anderen Seite für verschiedene Ozeangebiete und für alle Jahreszeiten.

Gebiet	DJF		MAM		JJA		SON	
	vor $2xCO_2$	nach $2xCO_2$	vor $2xCO_2$	nach $2xCO_2$	vor $2xCO_2$	nach $2xCO_2$	vor $2xCO_2$	nach $2xCO_2$
Mittlere Breiten + tropische SST 58°N - 58°S; 180°W - 180°E	0.89	0.87	0.89	0.92	0.85	0.89	0.82	0.88
Tropische SST 30°N - 30°S; 180°W - 180°E	0.71	0.78	0.76	0.90	0.67	0.79	0.68	0.76
Tropische SST - Atlantik 30°N - 30°S; 73°W - 17°E	0.80	0.75	0.79	0.87	0.73	0.87	0.71	0.81
Tropische SST - Pazifik 30°N - 30°S; 118°E - 79°W	0.63	0.80	0.76	0.93	0.66	0.79	0.66	0.77
Tropische SST - Indischer Ozean 30°N - 30°S; 28°E - 112°E	0.83	0.81	0.62	0.71	0.55	0.62	0.58	0.65

Für alle tropischen Ozeangebiete, außer im Winter für den tropischen Atlantik und den tropischen Indischen Ozean, sind die Korrelationskoeffizienten in der Dekade nach der Dekade der CO_2 -Verdopplung größer als in der Dekade vor der Verdopplung. Ein Vergleich der Koeffizienten für die benachbarten Dekaden mit denen, die zwischen $2xCO_2$ und $3xCO_2$ ausgerechnet wurden (Tab. 4), zeigt, daß die Stärke der Korrelation ungefähr die gleiche ist. Daraus läßt sich zum einen folgern, daß bedingt durch interdekadische Variabilität die SST-Muster um den Zeitpunkt der CO_2 -Verdopplung herum stärkeren Veränderungen unterliegen. Der Anstieg der Korrelation von der Dekade davor zur Dekade danach weist zum anderen auf eine allmähliche Herausbildung eines durch die Erhöhung der CO_2 -Konzentration bewirkten stabiler werdenden Anomaliemusters hin. Das ist in guter Übereinstimmung mit den Ergebnissen von Santer et al. (1994), die unter anderem eine EOF-Analyse für die 2-m-Temperatur im Szenario-A-Experiment durchführten, aus der sich ergibt, daß das Signal der Klimaänderung in den betrachteten Dekaden um den Zeitpunkt der CO_2 -Verdopplung herum, einen starken Anstieg zeigt.

Um die SST-Anomalie für das $3xCO_2$ -Zeitscheibenexperiment einzuschätzen, werden im folgenden die Musterkorrelationskoeffizienten zwischen dieser SST-Anomalie und der SST-Anomalie der Dekade davor betrachtet. Wie aus Tab. 6 zu sehen ist, betragen die Koeffizienten ca. 0.95 für alle Ozeangebiete zwischen 58°N und 58°S zusammen. Nur die

tropischen Gebiete zusammen betrachtet, ergeben sich niedrigere Koeffizienten, die zwischen 0.85 und 0.90 liegen. Unter den einzelnen tropischen Ozeangebieten zeigt der tropische Atlantik die höchsten Korrelationen zwischen der 3xCO₂-Dekade und der Dekade davor. Alle Werte sind größer oder gleich 0.90. Der tropische Indische Ozean hat die kleinsten Werte, die zwischen 0.72 und 0.88 betragen. Für den tropischen Pazifik liegen sie zwischen 0.84 und 0.91. Die Korrelationskoeffizienten sind also insgesamt deutlich

Tabelle 6: Musterkorrelationskoeffizienten zwischen der SST-Anomalie für 3xCO₂ und der SST-Anomalie der Dekade davor.

Gebiet	DJF	MAM	JJA	SON
Mittlere Breiten + tropische SST 58°N - 58°S; 180°W - 180°E	0.96	0.96	0.94	0.94
Tropische SST 30°N - 30°S; 180°W - 180°E	0.88	0.90	0.85	0.87
Tropische SST - Atlantik 30°N - 30°S; 73°W - 17°E	0.90	0.91	0.90	0.93
Tropische SST - Pazifik 30°N - 30°S; 118°E - 79°W	0.90	0.91	0.84	0.87
Tropische SST - Indischer Ozean 30°N - 30°S; 28°E - 112°E	0.83	0.88	0.72	0.75

höher als die Korrelationskoeffizienten, die zwischen der 2xCO₂ und der 3xCO₂-Anomalie ausgerechnet wurden. Aus den Korrelationskoeffizienten kann gefolgert werden, daß die für das 3xCO₂-Zeitscheibenexperiment verwendete SST-Anomalie von einer Dekade zur anderen stabil bleibt.

Die hier vorgenommenen Untersuchungen ergeben, daß bei der Einschätzung der Repräsentativität zwischen der für das 2xCO₂- und das 3xCO₂-Zeitscheibenexperiment als unteren Antrieb verwendeten SST-Anomalie unterschieden werden muß. Im Fall des 2xCO₂-Experiments gibt es eine starke Unsicherheit bezüglich der Annahme, daß die räumliche Struktur der verwendeten SST-Anomalie für den mittleren Zustand bei CO₂-Verdopplung repräsentativ ist. Die Unsicherheit wird zum einen durch die durch das gekoppelten Modell generierte interdekadische Variabilität bedingt und zum anderen durch den Umstand, daß es zum Zeitpunkt der CO₂-Verdopplung noch kein deutliches Erwärmungsmuster gibt. Dem entsprechen auch die Ergebnisse von Santer et al. (1994), die schon erwähnt wurden, und von Cubasch et al. (1994), die drei weitere 50-Jahre-Experimente mit dem gleichen Modell T21-ECHAM1/LSG für das gleiche Szenario A für verschiedene Anfangsbedingungen durchgeführt hatten. Sie konnten zeigen, daß es eine beträchtliche Variabilität der modellierten Klimaänderung von einem Experiment zum anderen gibt.

Die Annahme, daß die SST-Anomalie, die für das $3xCO_2$ -Zeitscheibenexperiment verwendet wurde, für die durch das gekoppelten Modell berechnete Klimaänderung repräsentativ ist, besitzt aufgrund der hohen Musterkorrelationskoeffizienten zwischen der SST-Anomalie der $3xCO_2$ -Dekade und der Anomalie der Dekade davor Plausibilität.

Bei einem Vergleich der einzelnen tropischen Ozeangebiete zeigt der tropische Atlantik sowohl für die SST-Anomalie des $2xCO_2$ -Experiments als auch für die Anomalie des $3xCO_2$ -Experiments die größte Stabilität und der tropische Indische Ozean die geringste. Daraus folgt, daß durch die SST-Anomalie des tropischen Atlantik bewirkten Änderungen der allgemeinen Zirkulation eher als repräsentativ eingeschätzt werden können als durch die SST-Anomalie der anderen tropischen Ozeangebiete bewirkten Änderungen. Die SST-Anomalie des tropischen Indischen Ozeans verdient besonders im Fall des $2xCO_2$ -Experiments das geringste Vertrauen. Cubasch (1985) hat gezeigt, daß Anomalien der tropischen SST signifikante Änderungen in der Nachbarschaft der Anomalien hervorrufen und Auswirkungen auf die atmosphärische Zirkulation in den mittleren Breiten haben können. Deswegen sind diese Unsicherheiten bei einer Interpretation der Ergebnisse zu berücksichtigen.

Zum Schluß soll noch bemerkt werden, daß hier generell von Repräsentativität nur in Bezug auf die im transienten Szenario-A-Experiment mit dem T21-ECHAM1/LSG berechnete Klimaänderung gesprochen werden kann. Eine andere Konfiguration der Randbedingungen und die Verwendung anderer gekoppelter Modelle können zu ganz anders strukturierten SST-Anomalien bezüglich des dazugehörigen Kontrollperiments führen. Die Struktur der unteren Randbedingungen in Zeitscheibenexperimenten, für deren Konstruktion auf diese SST-Anomalien zurückgegriffen wird, ist davon abhängig und damit auch die modellierte Klimaänderung in den Zeitscheibenexperimenten.

5.3. Die Integrationslänge der Zeitscheibenexperimente

Um einschätzen zu können, wieviele integrierte Modelljahre die Zeitscheibenexperimente umfassen müssen, ist es sinnvoll, die interdekadische Variabilität, die durch das atmosphärische GCM generiert wird, zu untersuchen. Die Integrationslänge sollte mehrere Perioden der stärksten Moden der interdekadischen Variabilität überdecken. Für diesen Zweck werden die Zeitserien der stationären Wellen im Winter (DJF) in der Nordhemisphäre aus dem 100-Jahre-Kontrollexperiment mit dem T42-ECHAM3 betrachtet.

In Abb. 8 sind die Amplituden der stationären Wellen der Wellenzahl 1 bis 3 bei $50^\circ N$ im Winter in Abhängigkeit vom Modelljahr abgebildet. Da hier die interdekadische Variabili-

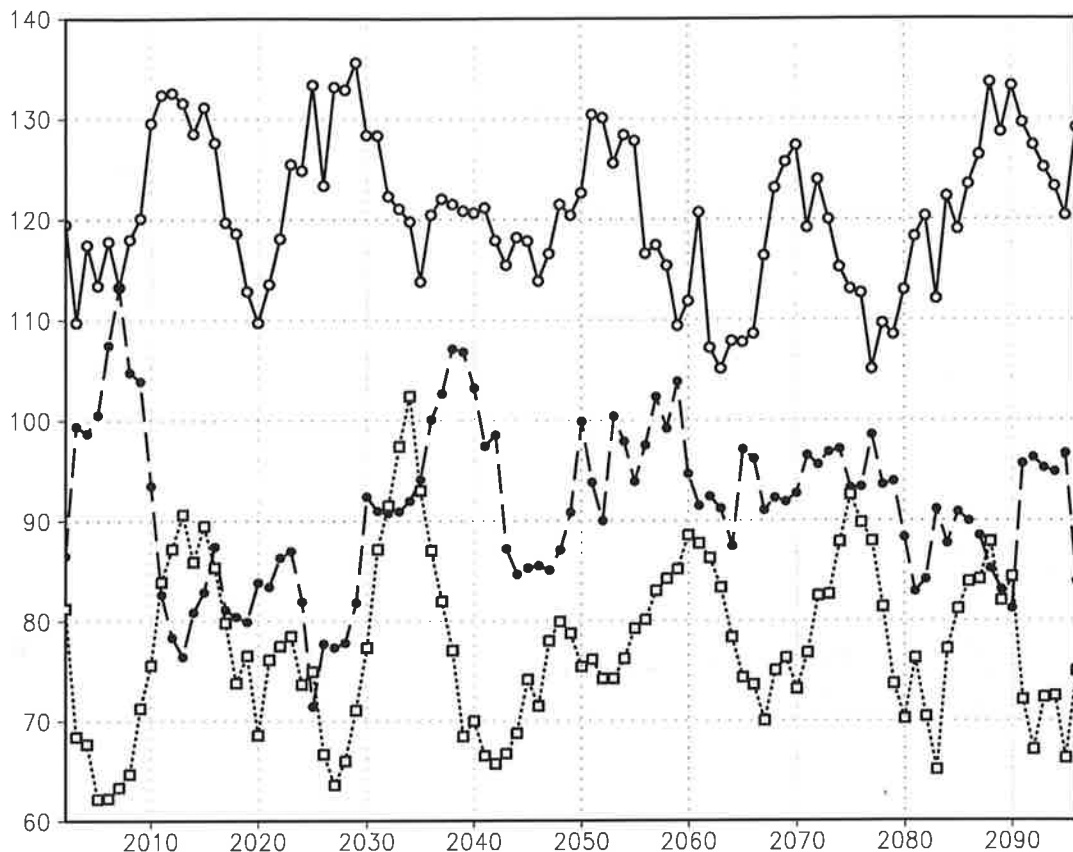


Abbildung 8: Über jeweils 5 Jahre gleitend gemittelte Amplitude der stationären Wellen der Wellenzahl 1 bis 3 der 500-hPa-Fläche im Winter bei 50°N im Kontrolleexperiment mit dem T42-ECHAM3. Durchgezogene Linie: Welle 1; gestrichelte Linie: Welle 2; gepunktete Linie: Welle 3.

tät von Interesse ist, wurden die Amplituden gleitend über jeweils 5 Jahre gemittelt. Das Startjahr der Zählung auf der x-Achse der Darstellung ist beliebig. Die geschlossene Kurve ist der Verlauf der Amplitude der Welle 1, die lang gestrichelte Kurve Welle 2 und die gepunktete Kurve Welle 3. Die Welle 1 hat bei 50°N die größte mittlere Amplitude und die Welle 3 die schwächste. Alle drei Wellen zeigen eine deutliche interdekadische Variabilität. So hat die Welle 1 in manchen Jahren eine Amplitude von ca. 135 gpm und in anderen nur eine von ca. 110 gpm. Der Abstand zwischen zwei Maxima beträgt bis zu ca. 20 Jahren. Die Welle 2 hat ungefähr 5 Jahre nach Start der Integration ein Maximum der Amplitude von 113 gpm, danach fällt die Amplitude auf ca. 80 gpm ab und bleibt auf diesem Niveau für 15 Jahre. Nach dem darauffolgenden Anstieg auf 108 gpm im Jahre 38 nach Integrationsstart verringert sich die Schwankungsbreite der Amplitude und ihr Wert variiert um ca. 90 gpm. Die Amplitude der Welle 3 variiert zwischen einem Maximumwert von ca. 100 gpm und minimalen Werten von ca. 65 gpm. Auch hier beträgt der Abstand zwischen den Maxima bis zu 20 Jahre.

Zusammenfassend läßt sich also sagen, daß die drei dominanten stationären Wellen im Winter in der Nordhemisphäre eine interdekadische Variabilität zeigen, die ihren Ausdruck in deutlichen Schwankungen der Amplitude mit einem Abstand der Maxima bis zu 20 Jahren findet. Daß eine große interdekadische Variabilität in Experimenten mit einem ungekoppelten atmosphärischen GCM beobachtet werden kann, wird auch durch die Ergebnisse von Manabe und Stouffer (1996) bestätigt. Sie verglichen die Varianz der Temperatur nahe der Erdoberfläche (Surface Air Temperature - SAT) in einem gekoppelten Ozean-Atmosphären-Zirkulationsmodell mit der in einem gekoppelten Mischungsschichtozean/AGCM und der in einem ungekoppelten atmosphärischen GCM mit klimatologischer SST als untere Randbedingung. Es wurde gefunden, daß die Varianz der SAT in der interdekadischen Skala im atmosphärischen GCM über den Kontinenten die gleiche Größe hat, wie die Varianz in den beiden gekoppelten Modellversionen.

Aus der beträchtlichen Variabilität auch in der interdekadischen Skala ergibt sich als Konsequenz, daß auch Klimaänderungsexperimente mit ungekoppelten Modellen und einer SST als untere Randbedingung, bei der keine interannuale Variabilität vorgeschrieben wird, die Integrationslänge mindestens 30 Jahre betragen sollte. Die Länge des Kontrollexperimentes von 100 Jahren und die 30 Jahre Länge der Zeitscheibenexperimente für $2xCO_2$ und $3xCO_2$, die in der vorliegenden Arbeit verwendet werden, werden als ausreichend eingeschätzt, um eine geringe Wahrscheinlichkeit für grobe Fehler bei der Interpretation, die durch zufällige Schwankungen hervorgerufen werden könnten, anzunehmen.

6. Ergebnisse der Zeitscheibenexperimente

6.1. 2-m-Temperatur

Im folgenden wird die Änderung der Temperatur nahe der Erdoberfläche vorgestellt. In Tab. 7 sind die mittlere 2-m-Temperatur im 100-Jahre-Kontrollexperiment und die Änderungen in den Zeitscheibenexperimenten für $2xCO_2$ und für $3xCO_2$ für alle Gitterpunkte zusammen und getrennt für Land- und Seepunkte in allen vier Jahreszeiten und im Jahresmittel zu sehen.

Die global gemittelte 2-m-Temperatur beträgt im Kontrollexperiment im Jahresmittel $14.2\text{ }^\circ\text{C}$. Es gibt einen deutlichen Jahresgang, der vor allem durch den Jahresgang über den Landflächen bestimmt wird. Die höhere Temperatur im nordhemisphärischen Sommer (JJA) wird durch den größeren Flächenanteil an Land, das eine geringere Wärmekapazität als die Ozeane hat, bewirkt. Im $2xCO_2$ -Experiment beträgt die Änderung der global gemittelten Temperatur in den einzelnen Jahreszeiten zwischen 1.0 K im Frühling (MAM) und 1.4 K im Herbst (SON). Über den Landpunkten erhöht sich die Temperatur zwischen 1.1 K im Frühling und 1.7 K im Herbst. Der Land-See-Kontrast der Temperaturzunahme bei einer Erhöhung der CO_2 -Konzentration, der durch die zeitverzögerte Erwärmung der Ozeane mit ihrer großen Wärmekapazität bedingt wird, ist im Winter (DJF) mit 0.6 K am stärksten und im Frühling mit 0.2 K am schwächsten.

Tabelle 7: 2-m-Temperatur [$^\circ\text{C}$] im Kontrollexperiment und die Änderungen der Temperatur im $2xCO_2$ - und $3xCO_2$ -Experiment für das globale Mittel und für Land- und Seepunkte in allen vier Jahreszeiten und im Jahresmittel.

	$1xCO_2$			$2xCO_2 - 1xCO_2$			$3xCO_2 - 1xCO_2$		
	Alle Punkte	Landpunkte	Seepunkte	Alle Punkte	Landpunkte	Land-See-Kontrast	Alle Punkte	Landpunkte	Land-See-Kontrast
DJF	12.29	2.50	16.13	1.1	1.6	0.6	2.5	3.6	1.5
MAM	14.20	7.92	16.66	1.0	1.1	0.2	2.2	2.9	1.0
JJA	15.98	14.08	16.73	1.2	1.4	0.3	2.5	3.4	1.3
SON	14.33	9.09	16.39	1.4	1.7	0.5	2.8	3.7	1.3
YEAR	14.20	8.40	16.48	1.2	1.5	0.4	2.5	3.4	1.3

Im $3xCO_2$ -Experiment nimmt die global gemittelte Temperatur im Jahresmittel um 2.5 K zu. In den einzelnen Jahreszeiten ist die geringste Zunahme wieder im Frühling zu finden. Sie beträgt 2.2 K im globalen Mittel und 2.9 K über Land. Die im Herbst vorhandene stärkste Erwärmung beträgt 2.8 K im globalen Mittel und 3.7 K über den Landpunkten. Der Land-See-Kontrast der Temperaturzunahme ist im Frühling mit 1.0 K am kleinsten

und im Winter mit 1.5 K am größten. Im Vergleich zum transienten Klimaänderungsexperiment von Cubasch et al. (1992), aus dem die SST-Anomalien für die unteren Randbedingungen der Zeitscheibenexperimente gewonnen wurden, ist die Erwärmung über Land etwas stärker, vor allem im $3xCO_2$ -Experiment mit etwa 0.2 K. Auch der Land-Meer-Kontrast ist in den Zeitscheibenexperimenten etwas stärker ausgeprägt.

Die horizontale Verteilung der Temperaturänderung im $2xCO_2$ -Experiment in allen vier Jahreszeiten ist in Abb. 9 zu sehen. In den tropischen und subtropischen Gebieten ist in großen Gebieten eine Temperaturzunahme von ungefähr 1 K bis 2 K zu finden. Über den Ozeanflächen wird diese Änderung maßgeblich durch die vorgeschriebene SST-Änderung bestimmt. Ein Land-Meer-Kontrast ist in den tropischen und subtropischen Regionen noch nicht stark ausgebildet. Nur auf dem afrikanischen Kontinent, der Arabischen Halbinsel und Mittelasien, besonders im Herbst, ist ein Land-Meer-Kontrast der Erwärmung bereits über größeren zusammenhängenden Flächen sichtbar.

Im Herbst und im Winter gibt es eine stärkere Temperaturzunahme in den nördlichen hohen und mittleren Breiten. Im Winter befindet sich der größte Anstieg, der durch den Rückzug des Meereises bewirkt wird, östlich von Grönland und er beträgt fast 10 K. Ein zweites, kleineres Maximum der Zunahme von ca. 6 K liegt in Alaska. Im Herbst ist eine ausgeprägte polare Erwärmung um etwa 10 K vorhanden und über Nordamerika und Asien gibt es einen deutlichen West-Ost-Gradienten der Temperaturänderung. Die kleinste Temperaturzunahme in der Nordhemisphäre ist für $2xCO_2$ im Frühling vorzufinden. In den hohen Breiten gibt es sogar eine leichte Abkühlung. Über den Ozeangebieten, in denen eine Abnahme der SST vorgeschrieben wird, ist in allen Jahreszeiten eine Temperaturabnahme festzustellen.

In der Südhemisphäre sind die jahreszeitlichen Unterschiede der Temperaturänderung geringer. In der Ross-See erhöht sich die Temperatur aufgrund des durch die untere Randbedingung vorgeschriebenen Rückzugs des Meereises um einen Wert zwischen 5 und 10 K. In den anderen antarktischen Gebieten ist keine ausgeprägte polare Erwärmung vorhanden.

Für alle Jahreszeiten wurde an jedem Gitterpunkt die statistische Signifikanz der Änderungen im $2xCO_2$ -Experiment bezüglich des Kontrollexperiments mit dem gleitenden t-Wert-Verfahren bestimmt. Die statistische Signifikanz der Temperaturänderungen ist für fast alle Gitterpunkte gesichert. Eine Ausnahme bildet der Frühling. In dieser Jahreszeit sind die Änderungen in den nördlichen hohen Breiten und über einem großen Teil Asiens statistisch nicht signifikant.

Die Änderung der 2-m-Temperatur im $3xCO_2$ -Experiment ist in Abb. 10 zu sehen. Einige wesentliche Eigenschaften der weiteren Erwärmung sind festzustellen. So ist der Land-See-Kontrast der Temperaturzunahme größer. Die Zunahme über Land beträgt überall mehr als 2 K. Die maximalen Werte sind, mit Ausnahme der hohen Breiten, in den subtropischen Trockengebieten zu finden. Sie betragen dort teilweise 4 bis 5 K. Es gibt eine weiter zunehmende polare Erwärmung, die mehr als 10 K beträgt, in der Nordhemisphäre im Winter und im Herbst. In der Südhemisphäre hat sich die polare Erwärmung in der Ross-See, die mit einem Betrag größer als 10 K am stärksten im Südwinter (JJA) ist, nach Osten und Westen ausgedehnt. Ein deutlicher West-Ost-Gradient der Erwärmung ist in den nordhemisphärischen mittleren Breiten jetzt im Herbst und im Winter festzustellen. In der Nordhemisphäre ist im Frühling im Gegensatz zum $2xCO_2$ -Experiment ebenfalls eine Temperaturerhöhung vorzufinden. Eine im Vergleich zum $2xCO_2$ -Experiment zusätzliche Eigenschaft ist ein lokales Maximum der Temperaturzunahme von mehr als 5 K im Süden Europas. Sie wird durch die starke Austrocknung in dieser Region bewirkt. Es ist nicht mehr genug Bodenfeuchte vorhanden, um die Strahlungsenergie in latente Wärme umzuwandeln, so daß sie stattdessen in sensible Wärme transformiert wird. Eine bis zu einer ähnlichen Breite reichende Ausdehnung der Erwärmung nach Norden ist ebenfalls in Nordamerika vorhanden.

Die statistische Signifikanz der Änderungen der 2-m-Temperatur ist an fast allen Gitterpunkten gesichert.

Die allgemeinen Eigenschaften der Änderungen der 2-m-Temperatur bei einer Erhöhung des CO_2 -Konzentration in den hier betrachteten Zeitscheibenexperimenten stimmen mit den Ergebnissen, die in anderen Klimaänderungsexperimenten mit anderen Modellen erhalten wurden (siehe Kattenberg et al. 1996), im wesentlichen überein.

Eine weitere Diskussion der Änderungen der Temperatur an der Erdoberfläche in den Zeitscheibenexperimenten für $2xCO_2$ und $3xCO_2$ wird in Cubasch et al. (1995) vorgenommen. Das Jahresmittel des täglichen Temperaturkontrasts, d.h. der Differenz zwischen der täglichen Maximum- und Minimumtemperatur, nimmt, vor allem bedingt durch einen stärkeren Anstieg der Minimumtemperatur, in vielen Gebieten statistisch signifikant ab, mit Ausnahme Mittel- und Südeuropas, wo eine signifikante Zunahme festzustellen ist, die durch einen stärkeren Anstieg der Maximumtemperatur bewirkt wird. Bei Cubasch et al. (1995) wird auch für einige ausgewählte Regionen der Jahresgang der Temperatur und der statistische Zusammenhang zwischen Temperatur- und Niederschlagsänderung untersucht.

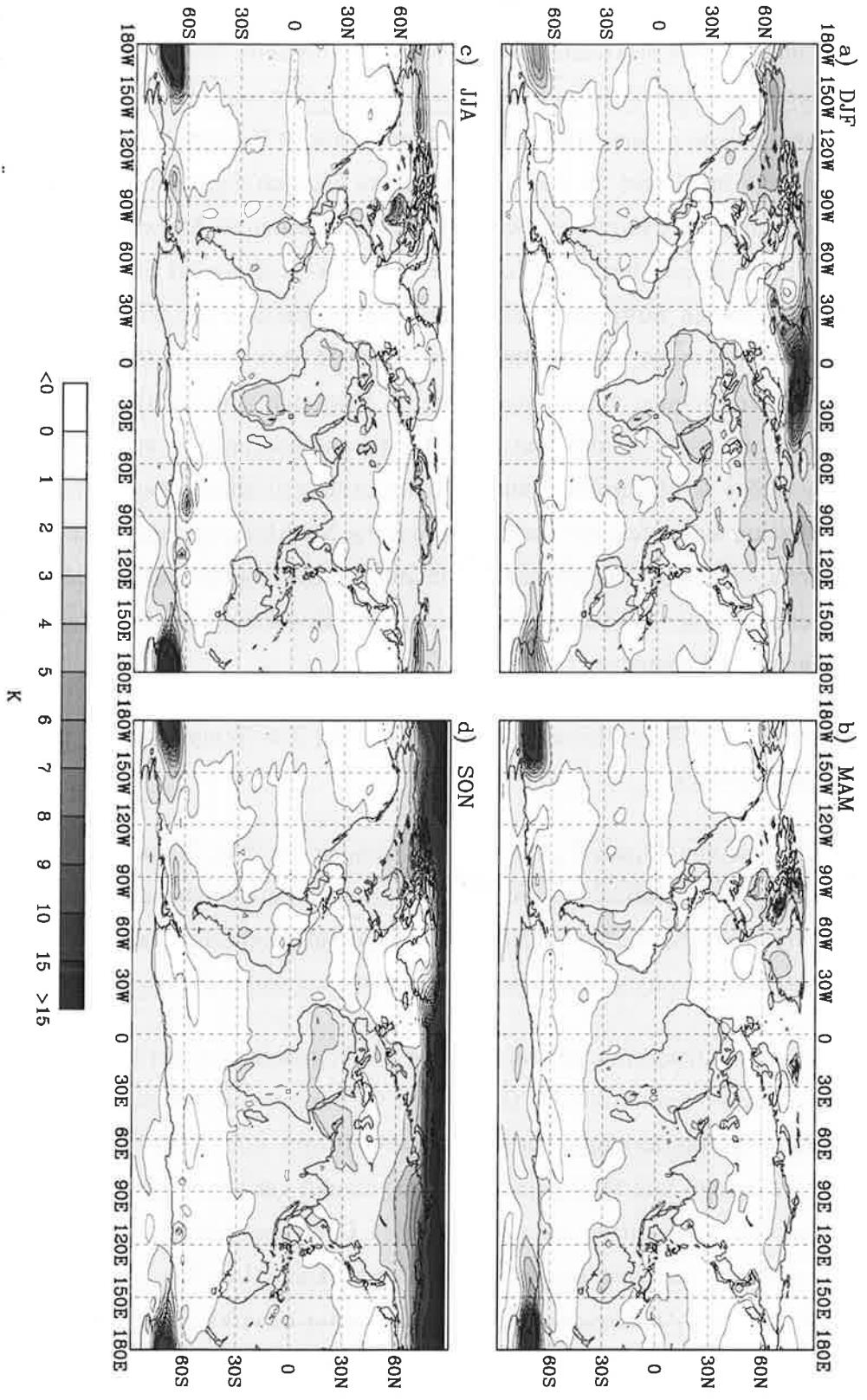


Abbildung 9: Änderung der 2-m-Temperatur im 2xCO₂-Experiment im a) Winter (DJF), b) Frühling (MAM), c) Sommer (JJA) und d) Herbst (SON).

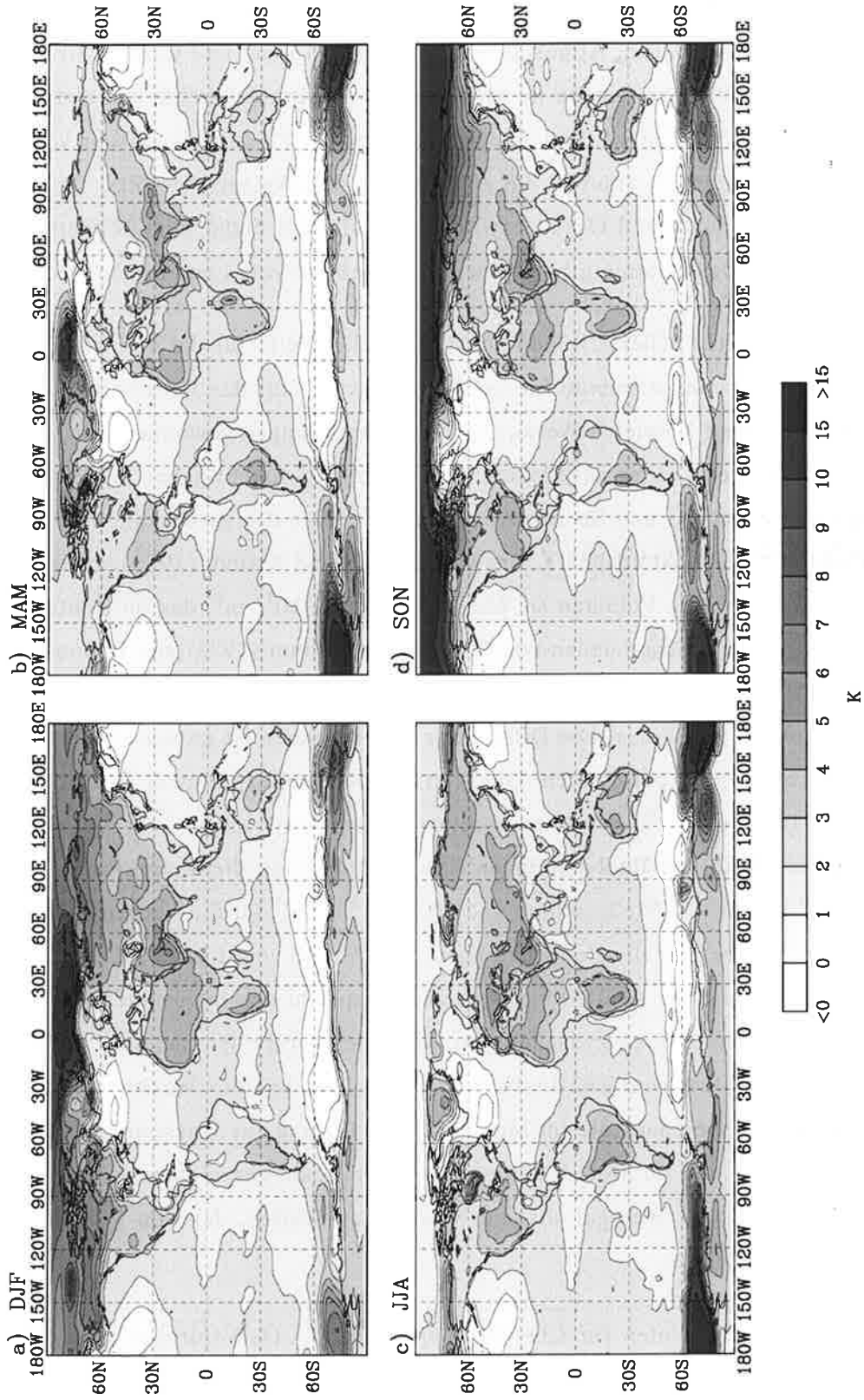


Abbildung 10: Änderung der 2-m-Temperatur im 3xCO₂-Experiment im a) Winter (DJF), b) Frühling (MAM), c) Sommer (JJA) und d) Herbst (SON).

6.2. Hydrologischer Zyklus

Im folgenden werden die Änderungen des hydrologischen Zyklus unter Berücksichtigung der Wasserreservoirs der Landflächen und der Atmosphäre und des Austauschs von Wasser zwischen Atmosphäre und Ozean, Atmosphäre und Land und Land und Ozean betrachtet. Die Reservoirs der Landflächen werden im Modell durch die Bodenfeuchte und den akkumulierten Schnee gebildet. Die vertikal integrierte spezifische Feuchte und der vertikal integrierte Flüssigwassergehalt ergeben die atmosphärischen Wasserreservoirs. Der Austausch zwischen Atmosphäre und Ozean bzw. den Landflächen findet über Niederschlag und Verdunstung statt. Desweiteren gibt es einen Wasserabfluß vom Land in den Ozean.

In Abb. 11 werden in einer schematischen Darstellung die Werte für das Kontrollexperiment und die Zeitscheibenexperimente für $2xCO_2$ und $3xCO_2$ für das Jahresmittel vorgestellt. Zusätzlich sind zum Vergleich Werte, die aus Beobachtungen gewonnen wurden, für den realen hydrologischen Zyklus angegeben. Im Kontrollexperiment haben die Werte für das atmosphärische Reservoir und für den Austausch zwischen den Reservoirs eine ähnliche Größe wie in der realen Atmosphäre. Das von Peixoto und Kettani (1973) angegebene in der Atmosphäre enthaltene Volumen an Wasser beträgt $13 \cdot 10^{12} \text{ m}^3$, das im Kontrollexperiment $12.9 \cdot 10^{12} \text{ m}^3$. Zwischen denen von Peixoto und Kettani (1973) und Baumgartner und Reichel (1975) für die reale Atmosphäre genannten Niederschlags- und Verdunstungswerten gibt es große Unterschiede. Die Differenz zwischen ihnen ist größer als die Änderungen in den Zeitscheibenexperimenten. Die Werte im Kontrollexperiment sind über den Ozeanen mit $396 \cdot 10^{12} \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$ für den Niederschlag und $439.7 \cdot 10^{12} \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$ für die Verdunstung etwas größer als in den Beobachtungen. Über Land liegen die modellierten Werte mit $110.9 \cdot 10^{12} \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$ für den Niederschlag und $76.9 \cdot 10^{12} \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$ für die Verdunstung zwischen den je zwei Angaben für die Beobachtungen. Der Abfluß vom Land zu den Ozeanen beträgt im Kontrollexperiment $40.0 \cdot 10^{12} \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$ und entspricht den beobachteten Werten. Einen großen Unterschied gibt es zwischen den Wasserreservoirs der Landflächen in der realen Atmosphäre und denen im T42-ECHAM3. Der größte Teil des Wassers des Lands ist in den Gletschern gespeichert, die im Modell keinen Beitrag zur Wasserbilanz leisten. Der Bodenfeuchtegehalt, der im Modell den größten Anteil zum gespeicherten Wasser liefert, beträgt im Modell nur weniger als ein Viertel des Wertes, der von Peixoto und Kettani (1973) genannt wird.

In den Zeitscheibenexperimenten für CO_2 -Verdopplung und CO_2 -Verdreifachung ist der hydrologische Zyklus im Vergleich zum Kontrollexperiment intensiviert. Im $2xCO_2$ -Experiment ist der Niederschlag im globalen und Jahresmittel um 3.5% größer als für $1xCO_2$. Die weitere Zunahme vom $2xCO_2$ - zum $3xCO_2$ -Experiment fällt deutlich geringer aus. Sie

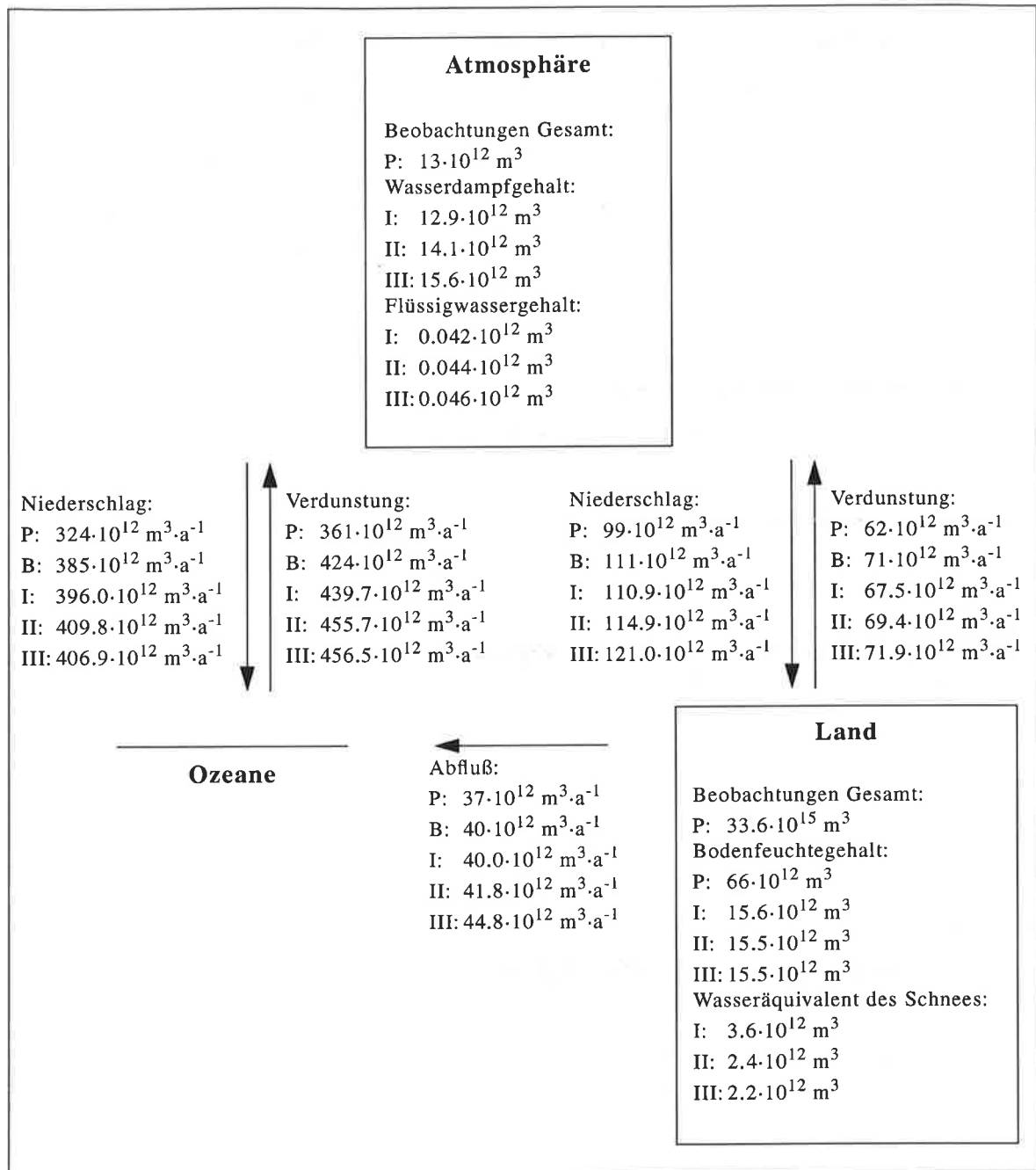


Abbildung 11: Globaler hydrologischer Zyklus im Kontrollexperiment mit dem T42-ECHAM3 und in den Zeitscheibenexperimenten mit den Wasserreservoirs für die Landflächen und die Atmosphäre und dem Austausch von Wasser durch Niederschlag, Verdunstung und Abfluß. I: $1 \times \text{CO}_2$; II: $2 \times \text{CO}_2$; III: $3 \times \text{CO}_2$. Zusätzlich sind zum Vergleich Werte aus Beobachtungen angegeben: P: Peixoto und Kettani (1973); B: Baumgartner und Reichel (1975) beide zitiert nach Peixoto und Ort (1992).

beträgt dann nur noch 0.6%. Diese Nichtlinearität steht mit der geringen Veränderung des hydrologischen Zyklus vom $2 \times \text{CO}_2$ - zum $3 \times \text{CO}_2$ -Experiment über den Ozeanen im Zusammenhang. Der Niederschlag nimmt vom $2 \times \text{CO}_2$ - zum $3 \times \text{CO}_2$ -Experiment über den Ozeanen sogar wieder um 0.7% ab. Über den Landflächen hingegen verstärkt sich die Intensität

des hydrologischen Zyklus weiter. Im $2xCO_2$ -Experiment beträgt die Zunahme des Niederschlags im Vergleich zum Kontrollexperiment 3.6% und im $3xCO_2$ -Experiment 9.1%. Die zunehmende Differenz zwischen den Land- und den Ozeanflächen wird durch einen verstärkten Abfluß ausgeglichen. Dieser nimmt im Vergleich zum Kontrollexperiment für $2xCO_2$ um 4.5% und für $3xCO_2$ um 12% zu. Die Nichtlinearität der Veränderung des hydrologischen Zyklus kann über den ausgeprägten Land-Meer-Kontrast der Temperatur im $3xCO_2$ -Experiment, der im $2xCO_2$ -Experiment nicht vorhanden ist, erklärt werden. Über den stärker erwärmten Landflächen nimmt in den Tropen die Konvektion stärker zu, was zu einem stärkeren Niederschlag über Land führt. Dazu kommt ein weiteres Ansteigen der Niederschlagsmenge in den mittleren und hohen Breiten über den Landflächen. Kompensiert wird das stärkere Aufsteigen von Luft durch eine Zunahme der großräumigen Absinkbewegungen über den weniger erwärmten Ozeanflächen. Hier kommt es zu einer Abnahme der Niederschlagsmenge.

Die Wassermenge in den atmosphärischen Reservoirs verändert sich bei einer erhöhten CO_2 -Konzentration ebenfalls. Der Wasserdampfgehalt nimmt im $2xCO_2$ -Experiment um 9.3% und im $3xCO_2$ -Experiment um 20.9% zu. Der Flüssigwassergehalt wächst um 4.8% bzw. um 9.5%. Die Reservoirs der Landflächen betrachtet, verändert sich der Bodenfeuchtegehalt im globalen Mittel kaum. Die im Schnee gespeicherte Wassermenge nimmt im $2xCO_2$ -Experiment um 33% und im $3xCO_2$ -Experiment um 39% ab.

Die horizontalen Verteilungen der Niederschlagsänderungen im Winter (DJF) und im Sommer (JJA) in den Zeitscheibenexperimenten werden in Abb. 12 bzw. in Abb. 13 betrachtet. Sowohl im $2xCO_2$ - als auch im $3xCO_2$ -Experiment nimmt der Niederschlag in den tropischen Hauptkonvergenzzonen deutlich zu, insbesondere über Südamerika und dem westlichen tropischen Atlantik und in der über dem Westpazifik und den südostasiatischen Inseln um ca. 25%. In der Untersuchung von Cubasch et al. (1995) wurde gefunden, daß der Anteil des starken Niederschlags mit mehr als $10 \text{ mm} \cdot \text{Tag}^{-1}$ in diesen Hauptkonvergenzzonen statistisch signifikant zunimmt. In der Konvergenzzone über Afrika sind die Änderungen uneinheitlich und mehr durch Verschiebungen charakterisiert. Der Niederschlagszunahme entspricht ein Anwachsen des Flüssigwassergehalts in der oberen tropischen Troposphäre, wie in Abb. 14 zu sehen ist. In dieser Abbildung werden diese Größe im Kontrollexperiment und die Änderungen in den beiden Zeitscheibenexperimenten für das zonale Mittel im Winter gezeigt. Im Kontrollexperiment beträgt der Flüssigwassergehalt in der mittleren tropischen Troposphäre bei etwa 450 hPa fast $20 \text{ mg} \cdot \text{kg}^{-1}$. In den Zeitscheibenexperimenten nimmt die Größe stark zu, wobei das Maximum der Zunahme etwas oberhalb des Maximums im Kontrollexperiment liegt. Zusätzlich ist zu bemerken, daß

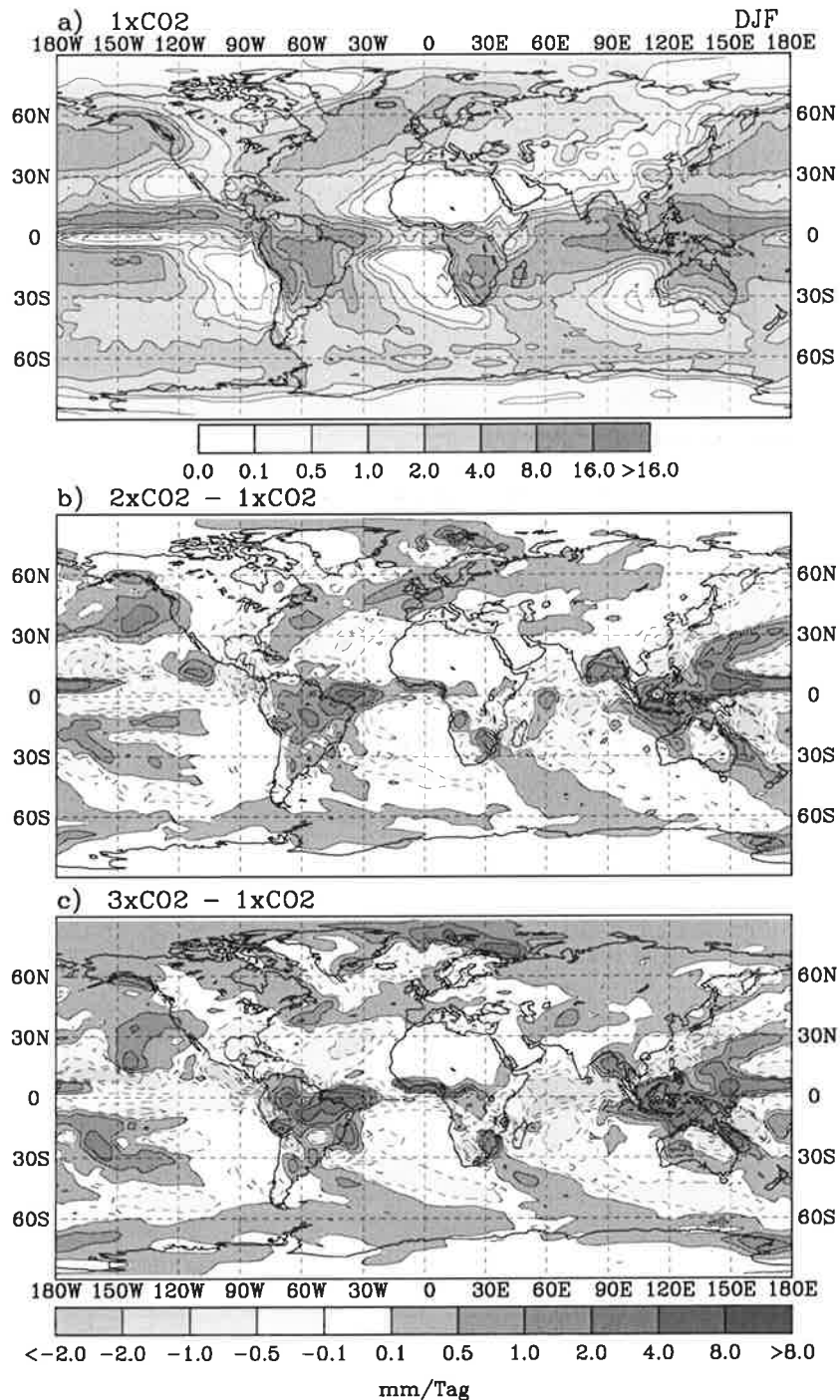


Abbildung 12: Niederschlag [$\text{mm}\cdot\text{Tag}^{-1}$] im Winter (DJF) a) im Kontrollexperiment und Änderung des Niederschlags b) im $2x\text{CO}_2$ -Experiment und c) im $3x\text{CO}_2$ -Experiment.

auch in den mittleren und hohen Breiten ein deutliches Anwachsen des Flüssigwassergehalts festzustellen ist. Die Zunahme des Niederschlags in den tropischen Konvergenzzonen ist mit einer größeren Freisetzung latenter Wärme verbunden, die für den Antrieb der allgemeinen Zirkulation zur Verfügung steht. Auf die große Bedeutung der Freisetzung latenter Wärme, die eine positive Rückkoppelung im Klimasystem bewirkt, für eine

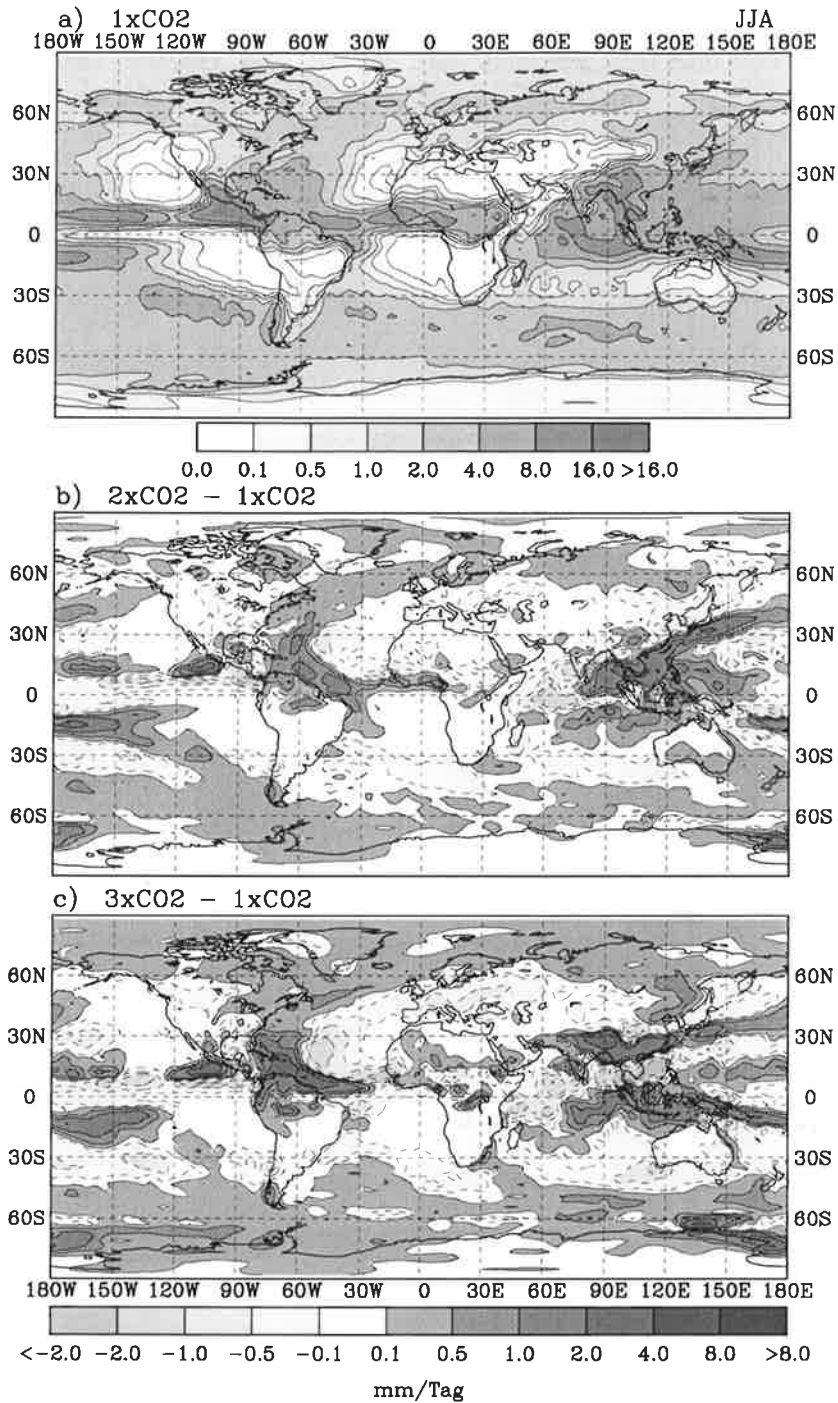


Abbildung 13: Niederschlag [$\text{mm}\cdot\text{Tag}^{-1}$] im Sommer (JJA) a) im Kontrollexperiment und Änderung des Niederschlags b) im $2x\text{CO}_2$ -Experiment und c) im $3x\text{CO}_2$ -Experiment.

Klimaänderung, wurde von Flohn et al. (1992) hingewiesen. Im Kontrollexperiment liegen die Niederschlagsmengen in den Hauptkonvergenzzonen bei mehr als $8 \text{ mm}\cdot\text{Tag}^{-1}$. Es läßt sich abschätzen, daß die in den Zeitscheibenexperimenten in diesen Gebieten zu findende Niederschlagszunahme um 25% einen zusätzlichen Wärmefluß von mehr als $56 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ zur Folge hat.

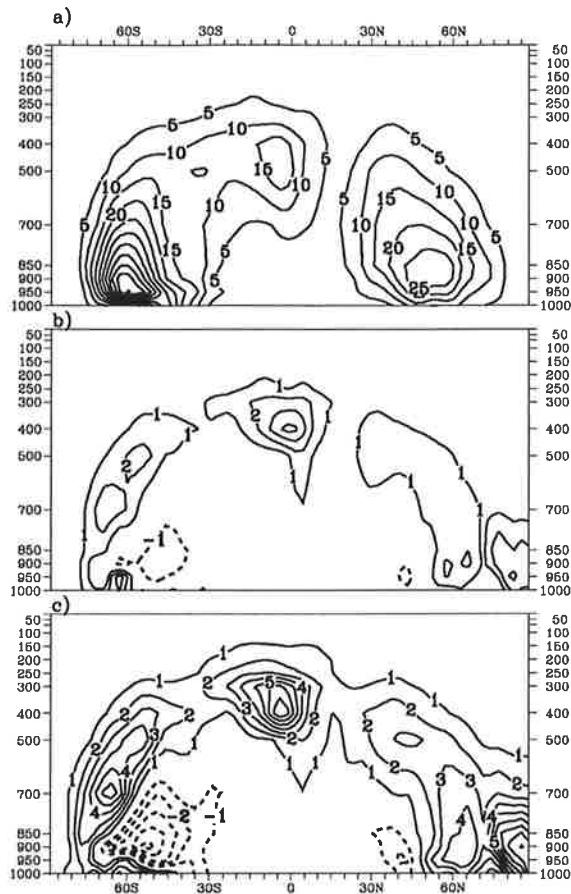


Abbildung 14: Zonal gemittelter Flüssigwassergehalt [$\text{mg}\cdot\text{kg}^{-1}$] im Winter (DJF) a) für das Kontrollexperiment, b) Änderung im $2\times\text{CO}_2$ -Experiment und c) im $3\times\text{CO}_2$ -Experiment.

Eine Niederschlagsabnahme ist insbesondere in den ozeanischen Gebieten, über denen großräumige Absinkbewegungen stattfinden, aber auch in der Konvergenzzone über dem Indischen Ozean zu finden. Die Tendenz zu großräumiger Niederschlagsabnahme über ozeanischen Gebieten ist im $3\times\text{CO}_2$ -Experiment deutlich stärker als im $2\times\text{CO}_2$ -Experiment ausgeprägt. Diese Tendenz wird durch das von Cubasch et al. (1995) gefundene Ergebnis, daß die Anzahl der aufeinanderfolgenden Tage ohne Niederschlag in diesen Gebieten statistisch signifikant zunimmt, bestätigt. Das stimmt mit dem nichtlinearen Charakter der Änderungen des globalen hydrologischen Zyklus überein. In den beiden anderen Jahreszeiten, Frühling (MAM) und Herbst (SON), die hier nicht gezeigt werden, sind die Ergebnisse ähnlich.

Der monsunbedingte Niederschlag im Sommer zeigt über Indien im $2\times\text{CO}_2$ -Experiment Tendenzen zu einer Abnahme, vor allem im Südwesten Indiens, er nimmt aber im $3\times\text{CO}_2$ -Experiment in dieser Region und im Norden Indiens um ca. 25% zu. Über dem Süden Vietnams und über Thailand ist die Änderung in den beiden Zeitscheibenexperimenten entgegengesetzt gerichtet. Während der Niederschlag im $2\times\text{CO}_2$ -Experiment stark zunimmt, ist im $3\times\text{CO}_2$ -Experiment eine starke Verringerung zu finden. Wie in Kapitel 5.2.2 gezeigt wurde, ist eine Repräsentativität der SST des Indischen Ozeans besonders für das $2\times\text{CO}_2$ -

Experiment im Sommer und Herbst aber nicht gesichert. Die treibende SST-Anomalie, die aus den transienten Klimaänderungsexperimenten mit dem T21-ECHAM1/LSG (Cubasch et al. 1992) gewonnen wurde, könnte sich bei einer Wiederholung der transienten Experimente mit dem gleichen gekoppelten Modell für den gleichen Wert der CO_2 -Konzentration deutlich unterscheiden. Deswegen sollten die monsunbedingten Niederschlagsänderungen, besonders die im $2\times\text{CO}_2$ -Experiment, bezogen auf eine gleichartige Gestaltung der Experimente und bezogen auf die gleichen Modelle als statistisch nicht gesichert betrachtet werden.

In den nördlichen hohen Breiten nimmt die Menge des Niederschlags in allen Jahreszeiten zu, wobei die größten Werte im Herbst festzustellen sind. Die Zunahme ist im $3\times\text{CO}_2$ -Experiment stärker als im $2\times\text{CO}_2$ -Experiment. Sie ist mit dem Anstieg der 2-m-Temperatur positiv korreliert. Bei einer höheren Temperatur kann mehr Feuchte in die hohen Breiten transportiert werden, was zu einer Vergrößerung der Niederschlagsmenge führt (Cubasch et al. 1995). Ein Anwachsen der Niederschlagssumme ist auch in den zyklonenetisch aktiven Regionen des Nordatlantik und -pazifik und in denen der Südhemisphäre bei etwa 60°S zu finden. In den nördlichen mittleren Breiten ist vom Frühling bis Herbst mit zunehmender CO_2 -Konzentration eine Tendenz zu weniger Niederschlag in den Westteilen der Kontinentalflächen und eine Tendenz zu mehr Niederschlag in den Ostteilen zu beobachten. Die Abnahme ist im Sommer in Mittel- und Südeuropa besonders stark ausgeprägt. Diese Ergebnisse stimmen mit denen anderer Untersuchungen (siehe Kattenberg et al. 1996) im wesentlichen überein. Im Winter ist in Europa im $2\times\text{CO}_2$ -Experiment eine Zunahme des Niederschlags zu finden. Im $3\times\text{CO}_2$ -Experiment gibt es aber keinen weiteren Anstieg der Niederschlagssumme, sondern wieder eine Abnahme. Diese Nichtlinearität ist auf nichtlineare Änderungen in der atmosphärischen Dynamik zurückzuführen.

Die horizontale Verteilung der Niederschlagsänderung hat Auswirkungen auf die horizontale Verteilung des Bodenfeuchtegehalts, der selbst Teil interner Rückkoppelungsmechanismen im Klimasystem ist. Die horizontale Verteilung des Bodenfeuchtegehalts im Kontrollexperiment und die Änderungen in den Zeitscheibenexperimenten sind für das Jahresmittel in Abb. 15 dargestellt. Obwohl sich im globalen Mittel der Bodenfeuchtegehalt nur wenig ändert, gibt es in einzelnen Regionen bei einer Erhöhung der CO_2 -Konzentration starke Änderungen. Im zentralen Südamerika und dem südlichen Afrika ist im $3\times\text{CO}_2$ -Experiment eine Zunahme um ca. 10% festzustellen, die durch einen Anstieg der Niederschlagsmenge bedingt wird. Der Bodenfeuchtegehalt wächst ebenfalls im $3\times\text{CO}_2$ -Experiment um ca. 10% in Indien durch die Zunahme der Monsunniederschläge im Sommer und Herbst.

Die Zunahme der Bodenfeuchte im $2xCO_2$ -Experiment in einem großen zusammenhängenden Gebiet Sibiriens und in beiden Zeitscheibenexperimenten im hohen Norden Nordamerikas wird durch eine positive Niederschlag-Verdunstung-Bilanz, zu der maßgeblich eine Zunahme der Niederschläge vom Herbst bis Frühling beiträgt, verursacht. Im Sommer gibt es zwar in diesen Regionen auch mehr Niederschläge, aber aufgrund einer stärkeren Zunahme der Verdunstung mit zunehmender Erwärmung kommt es zu einer sommerlichen Austrocknung. In Sibirien ist dieses sommerliche Phänomen im $3xCO_2$ -Experiment stark ausgeprägt und dauert bis zu einem späteren Zeitpunkt im Herbst an als im $2xCO_2$ -Experiment, so daß im Jahresmittel die Bodenfeuchtezunahme geringer ist und nicht mehr diese großräumige zusammenhängende Struktur aufweist.

Eine starke Abnahme der Bodenfeuchte ist in Europa, Skandinavien ausgenommen, zu finden. Im $3xCO_2$ -Experiment beträgt sie bis zu 20% im Jahresmittel. Sie wird durch die deutliche Abnahme des Niederschlags, die im Sommer am größten ist, bewirkt. Der Niederschlag ist nicht mehr in der Lage, die Verdunstung, die im Sommer am größten ist, zu kompensieren. Das führt zu so einer starken Reduktion der im Boden gespeicherten Feuchte, daß auch die Verdunstung relativ zum Kontrollexperiment im Jahresmittel abnimmt, wobei auch hier die stärkste Änderung im Sommer auftritt. Ein durch eine Niederschlagsabnahme verursachte Austrocknung ist auch im Südosten Nordamerikas, im südlichen Südamerika, im Südteil Australiens und im Südwesten Afrikas festzustellen. Das sommerliche Austrocknungsphänomen wurde als Ergebnis auch in Klimaänderungsexperimenten mit anderen Modellen erhalten (Kattenberg et al. 1996). Eine detaillierte Studie dazu wurde von Wetherald und Manabe (1995) unter Verwendung eines gekoppelten Modells mit einem Mischungsschichtozean und idealisierter Geographie durchgeführt.

In diesem Kapitel ist gezeigt worden, daß sich der hydrologische Zyklus mit zunehmender CO_2 -Konzentration intensiviert. Die Änderungen zeigen dabei sowohl im globalen Mittel als auch für einzelne Regionen einen nichtlinearen Charakter. In den tropischen Hauptkonvergenzzonen steht durch eine größere Freisetzung latenter Wärme in der oberen tropischen Troposphäre mehr Energie für den Antrieb der atmosphärischen Zirkulation zur Verfügung.

6.3. Atmosphärische Dynamik

6.3.1. Zonal gemittelte Zirkulation

In diesem Kapitel werden die Auswirkungen der Erhöhung der CO_2 -Konzentration und des entsprechenden SST-Anomalieantriebs auf die zonal gemittelte Zirkulation betrachtet. Die

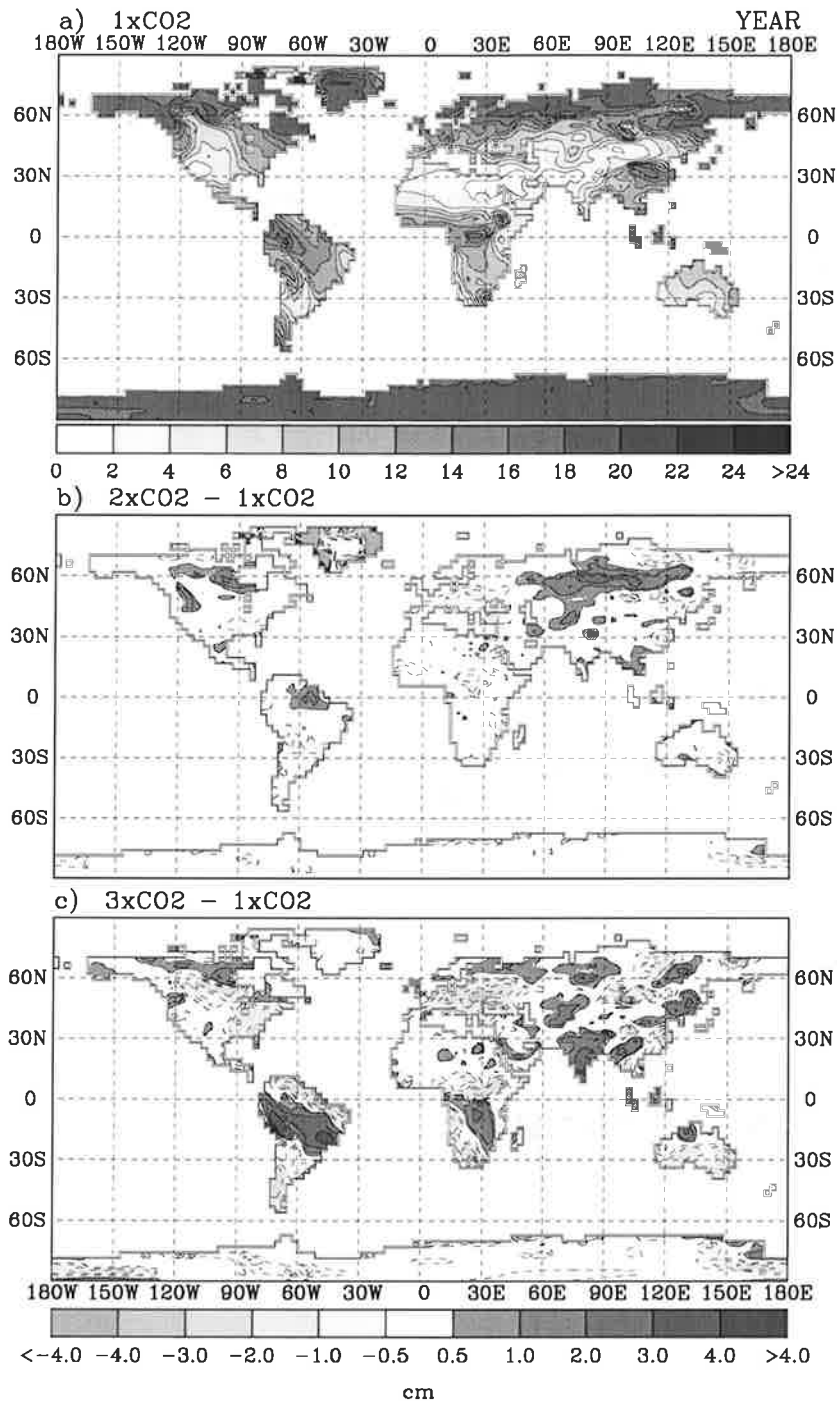


Abbildung 15: Bodenfeuchte [cm] im Jahresmittel a) im Kontrollexperiment und Änderung der Bodenfeuchte b) im 2xCO₂-Experiment und c) im 3xCO₂-Experiment.

zonal gemittelte Temperatur im Kontrollexperiment und die Temperaturänderung in den Zeitscheibenexperimenten sind in Abb. 16 zu sehen. Die statistisch signifikanten Änderungen, die mit dem gleitenden t-Wert-Verfahren ermittelt wurden, werden durch die Schattierung repräsentiert. Dargestellt werden die Mittel vom Winter (DJF) und Herbst (SON).

Diese beiden Jahreszeiten wurden ausgewählt, weil sie geeignet sind, wichtige Unterschiede zwischen Winter und den anderen Jahreszeiten deutlich zu machen.

In den oberen Bildern in Abb. 16 sind die mittleren Temperaturverteilungen im Kontrollexperiment dargestellt. Zu sehen ist die näherungsweise hemisphärensymmetrische Struktur der Temperaturverteilung mit einem Maximum in den Tropen an der Erdoberfläche, einem negativen Temperaturgradienten zwischen Tropen und hohen Breiten, einem Minimum der Temperatur in der oberen tropischen Troposphäre bei etwa 100 hPa und höheren Temperaturwerten in der unteren Stratosphäre im etwa gleichen Druckniveau in den mittleren Breiten. In den Zeitscheibenexperimenten für eine erhöhte CO_2 -Konzentration ist die zonal gemittelte Temperaturänderung in allen Jahreszeiten statistisch signifikant, mit Ausnahme im nordhemisphärischen Frühling in den hohen Breiten im $2\times\text{CO}_2$ -Experiment. Ein Maximum der Erwärmung, das durch die mit der Intensivierung des hydrologischen Zyklus verbundene verstärkte Freisetzung latenter Wärme in der oberen tropischen Troposphäre verursacht wird, befindet sich in der oberen tropischen Troposphäre bei etwa 200 hPa. Die Temperaturzunahme beträgt zwischen 2.6 K im Herbst und 2.8 K im Winter für $2\times\text{CO}_2$ und zwischen 5.3 K im Herbst und 5.6 K im Winter für $3\times\text{CO}_2$. Die geographische Lage des Maximums der tropischen Erwärmung verändert sich mit der Jahreszeit. Im nordhemisphärischen Winter liegt es entsprechend der Lage der tropischen Konvergenzzonen weiter südlich als in den anderen Jahreszeiten. Ebenfalls in allen Jahreszeiten gibt es eine strahlungsbedingte Abkühlung in der unteren Stratosphäre, die im $3\times\text{CO}_2$ -Experiment deutlich stärker als im $2\times\text{CO}_2$ -Experiment ist. In den hohen Breiten ist die Abkühlung in 200 hPa besonders ausgeprägt, was zu einer starken Zunahme des meridionalen Temperaturgradienten in den mittleren Breiten besonders in den oberen troposphärischen Schichten führt.

Eine weitere Eigenschaft der zonal gemittelten Temperaturänderung ist die polare Erwärmung im Winter und Herbst, vor allem im $3\times\text{CO}_2$ -Experiment, die an der Erdoberfläche am stärksten ist. Im Frühling und Sommer gibt es keine ausgeprägte polare Erwärmung. Im nordhemisphärischen Winter reicht die polare Erwärmung in deutlich höhere Troposphärenschichten als im Herbst. So erstreckt sich bei 58°N im nordhemisphärischen Winter eine 3-K-Isotherme der Temperaturzunahme von der Erdoberfläche nahezu senkrecht bis zur 400-hPa-Druckfläche.

Die geographische Lage der tropischen Erwärmung und die unterschiedliche polare Erwärmung in den einzelnen Jahreszeiten insbesondere in der Nordhemisphäre sind mit Unterschieden bei der Änderung des zonal gemittelten meridionalen Temperaturgradienten in den Zeitscheibenexperimenten verbunden. Mit der Erhöhung der CO_2 -Konzentration ver-

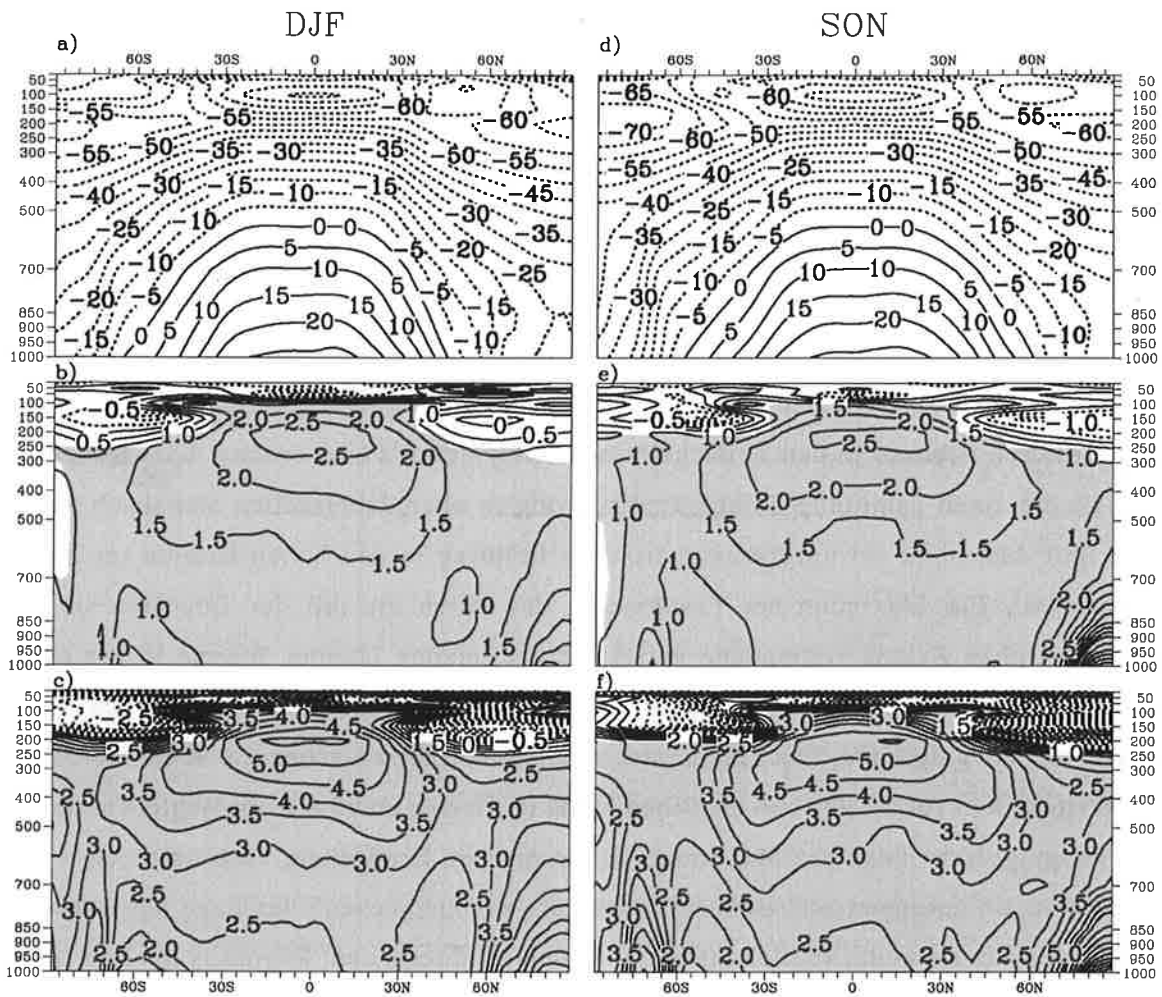


Abbildung 16: Zonal gemittelte Temperatur [°C] a) für das Kontrolleexperiment im Winter (DJF), b) Änderung im 2xCO₂-Experiment und c) im 3xCO₂-Experiment im Winter und d) für das Kontrolleexperiment im Herbst (SON), e) Änderung im 2xCO₂-Experiment und f) im 3xCO₂-Experiment im Herbst. Dunkel (hell) schattierte Flächen: Statistisch signifikante Zunahme (Abnahme).

stärkt sich der Gradient signifikant im nordhemisphärischen Winter und in den Übergangszeiten in den mittleren Breiten, wobei die größte Verstärkung in den oberen troposphärischen Schichten zu beobachten ist. Aufgrund der hochreichenden polaren Erwärmung im Winter im 3xCO₂-Experiment ist die Zunahme in den Übergangsjahreszeiten größer und liegt weiter nördlich als im Winter. Im nordhemisphärischen Sommer ist nur in den oberen troposphärischen Schichten eine signifikante Zunahme des Gradienten festzustellen.

Der Änderung des meridionalen Temperaturgradienten entspricht gemäß der thermischen Windgleichung eine Änderung des zonal gemittelten Zonalwinds. In Abb. 17 wird der Zonalwind im Kontrolleexperiment und die Änderungen in den Zeitscheibenexperimenten im Winter und Herbst dargestellt. Das Kontrolleexperiment reproduziert die Struktur des

Zonalwindes mit je einem Maximum in der Nord- und Südhemisphäre in der oberen Troposphäre bei etwa 200 hPa. Das Zonalwindmaximum ist im jeweiligen hemisphärischen Winter maximal und im Sommer minimal. In der Nordhemisphäre beträgt das Maximum im Winter $45 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ und im Sommer $23 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, in der Südhemisphäre im dortigen Winter $48 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ und im Sommer $33 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. In den Zeitscheibenexperimenten für eine erhöhte CO_2 -Konzentration ist in allen Jahreszeiten eine maximale Zunahme etwas oberhalb des Zonalwindmaximums zu finden. Sie ist im Winter am stärksten und in allen Jahreszeiten statistisch signifikant. In der Nordhemisphäre ist die Zunahme in der mittleren und unteren Troposphäre hingegen in den Übergangsjahreszeiten am stärksten und ebenfalls statistisch signifikant, während im Winter auch im $3\times\text{CO}_2$ -Experiment keine bis zum Erdboden reichende statistisch signifikante Änderung festzustellen ist. Am geringsten ist die Änderung des Zonalwindes in der Nordhemisphäre im Sommer. In der Südhemisphäre ist im dortigen Winter in allen troposphärischen Schichten in den mittleren Breiten die stärkste Zunahme festzustellen, während die Änderungen in den anderen Jahreszeiten geringer sind. Die Änderungen des Zonalwindes sind zu den Ergebnissen, die bezüglich der zonal gemittelten Temperatur erhalten wurden, konsistent.

6.3.2. Walker- und Hadley-Zirkulation

Im folgenden Abschnitt werden die Änderungen der globalen Zirkulationssysteme studiert. Diese umfassen die Walker-Zellen, in denen in den Tropen die Zirkulation in zonaler Richtung stattfindet, und die Hadley-Zellen, über die die Luftmassen zwischen den Tropen und Außertropen in meridionaler Richtung transportiert werden. Für diesen Zweck wird das Geschwindigkeitspotential in der 950-hPa-Fläche betrachtet, mit dem die Divergenzgebiete, in denen Absinkbewegungen dominieren und die Konvergenzonen, in denen ein Aufsteigen der Luft stattfindet, identifiziert werden können. Aufgrund der Tatsache, daß die Änderungen des Geschwindigkeitspotentials bei einer Erhöhung der CO_2 -Konzentration deutlich jahreszeitabhängig sind, werden alle vier Jahreszeiten gezeigt.

Das Geschwindigkeitspotential im Kontrollexperiment wird für alle vier Jahreszeiten in Abb. 18 dargestellt. Das System der Zirkulationszellen ist gut zu identifizieren. Die intensivste der drei Hauptkonvergenzonen befindet sich im Winter (DJF) über Indonesien, im Sommer (JJA) über Südostasien und im Frühjahr (MAM) und Herbst (SON) in einer Position dazwischen. Die zweitstärkste Konvergenzzone bewegt sich zwischen dem östlichen Südamerika im Winter und Mittelamerika im Sommer hin und her und die schwächste zwischen Südafrika im Winter und dem etwa bei 15°N liegenden Teils des afrikanischen Kontinents im Sommer. Das stärkste Absinken findet in den subtropischen Gebieten über dem östlichen Nordpazifik/westlichen Nordamerika, dem östlichen Südpazifik, dem Nord-

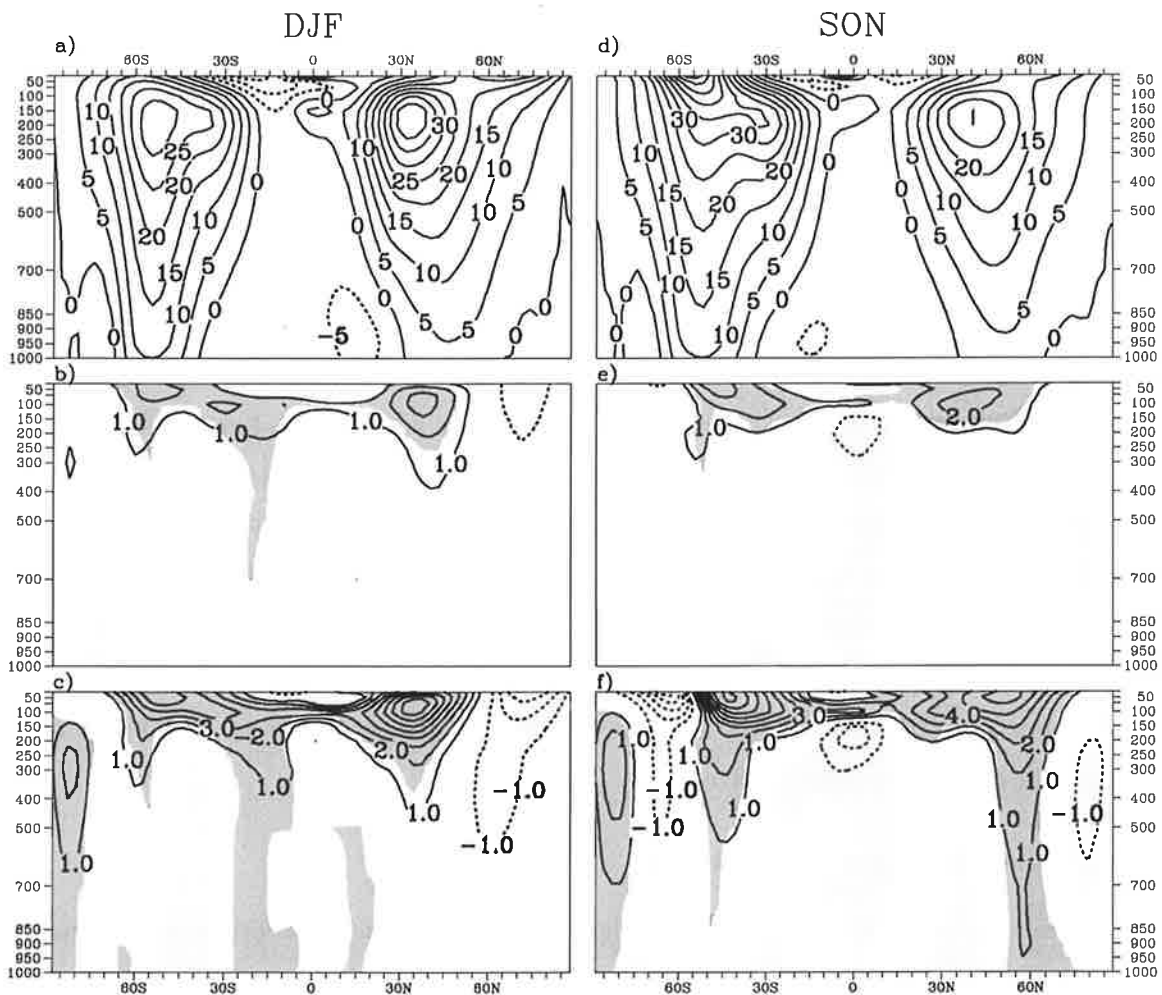


Abbildung 17: Zonal gemittelter Zonalwind [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$] a) für das Kontrolleexperiment im Winter (DJF), b) Änderung im $2\times\text{CO}_2$ -Experiment und c) im $3\times\text{CO}_2$ -Experiment im Winter und d) für das Kontrolleexperiment im Herbst (SON), e) Änderung im $2\times\text{CO}_2$ -Experiment und f) im $3\times\text{CO}_2$ -Experiment im Herbst. Dunkel (hell) schattierte Flächen: Statistisch signifikante Zunahme (Abnahme).

atlantik/der Sahara, dem Südatlantik und dem südlichen Indischen Ozean statt. Die Absinkbewegungen sind in der jeweiligen Winterhemisphäre stärker als in der Sommerhemisphäre ausgeprägt. Absinken findet auch in den zwischen den drei Konvergenzzentren liegenden äquatorialen Gebieten statt.

In Abb. 19 werden die Änderungen im $3\times\text{CO}_2$ -Experiment gezeigt. Die mit dem gleitenden t-Wert-Verfahren ermittelten statistisch signifikanten Änderungen sind durch die unterlegte Schattierung gekennzeichnet. Da die Änderungen bei CO_2 -Verdopplung bereits eine ähnliche Tendenz zeigen, aber kaum signifikant sind, werden sie nicht vorgestellt. In allen vier Jahreszeiten sind großskalige statistisch signifikante Änderungen des Geschwindigkeitspotentials festzustellen. Gemeinsam ist in allen Jahreszeiten die positive Änderung des Potentials in einem Raum, der den südöstlichen Teil des Pazifiks, den südlichen Teil

Südamerikas, den südlichen Atlantik und die südlichen hohen Breiten einschließt, wobei die stärkste Zunahme über dem südlichen Südamerika vorhanden ist. Diese Änderung findet in Gebieten statt, in denen im Kontrollexperiment großräumige Absinkbewegungen, deren Intensität bei einer erhöhten CO_2 -Konzentration folglich abnimmt, vorherrschen. Im Sommer (JJA) und Herbst (SON) gibt es zusätzlich eine signifikante dem Absinken der Luftmassen entgegenwirkende Zunahme über dem südlichen Afrika und im Winter (DJF) über dem nördlichen Afrika. Eine signifikante Zunahme aufsteigender Luftbewegung ist im Winter (DJF), Frühling (MAM) und Herbst (SON) über dem östlichen äquatorialen Südamerika und über der arabischen Halbinsel und Mittelasien festzustellen, wobei im Frühling ein großer Teil Asiens eingeschlossen ist. Eine signifikante Zunahme von Absinkbewegungen bzw. Abnahme der mittleren Konvergenz ist im Indischen Ozean in allen Jahreszeiten anzutreffen. Hier ist im Winter (DJF) die Änderung am stärksten. Im Sommer (JJA) ist sie schwächer, das Gebiet mit abnehmendem Geschwindigkeitspotential erstreckt sich dafür über ganz Südostasien, was eine Abnahme der mit der Monsunzirkulation verbundenen Konvergenz bedeutet. Mit Ausnahme des Sommers (JJA) gibt es auch eine statistisch signifikante Abnahme im östlichen äquatorialen Pazifik. Eine großräumige Abnahme des Geschwindigkeitspotentials ist im Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) in den Divergenzgebieten der Nordhemisphäre festzustellen. Das betrifft im Sommer (JJA) vor allem die Ozeangebiete. In den Übergangsjahreszeiten erstreckt sich die Abnahme auch auf Nordamerika und Europa. Dabei sind die Änderungen über den atlantisch-europäischen Gebiet am stärksten.

Alle diese Änderungen des Geschwindigkeitspotentials zeigen, daß die Reaktion der globalen Zirkulation auf eine Erhöhung der CO_2 -Konzentration und auf die entsprechende Veränderung der unteren Randbedingungen keine einfache Struktur hat und zudem noch jahreszeitabhängig ist. Eine Zunahme des Aufsteigens der Luft in den Hauptkonvergenzzonen ist nur im östlichen Teil Südamerikas im nordhemisphärischen Winter und in den Übergangsjahreszeiten festzustellen. Im Zusammenhang mit der Zunahme des Absinkens im östlichen äquatorialen Pazifik bedeutet das eine Intensivierung der südamerikanischen Walker-Zirkulationszelle. Die anderen Zweige der Walker-Zirkulation, in denen ein Aufsteigen der Luft zu finden ist, verändern sich kaum. Die zunehmende Divergenz über dem Indischen Ozean kompensiert vor allem die abnehmende Divergenz über den angrenzenden Landflächen. Die Zunahme der Divergenz in der Nordhemisphäre in den Übergangsjahreszeiten und im nordhemisphärischen Sommer bedeutet eine Verstärkung des Absinkens im nördlichen Zweig der nordhemisphärischen Hadley-Zirkulation. Diese Eigenschaft ist im nordhemisphärischen Winter nicht vorhanden, was auf eine nichtlineare Abhängigkeit der

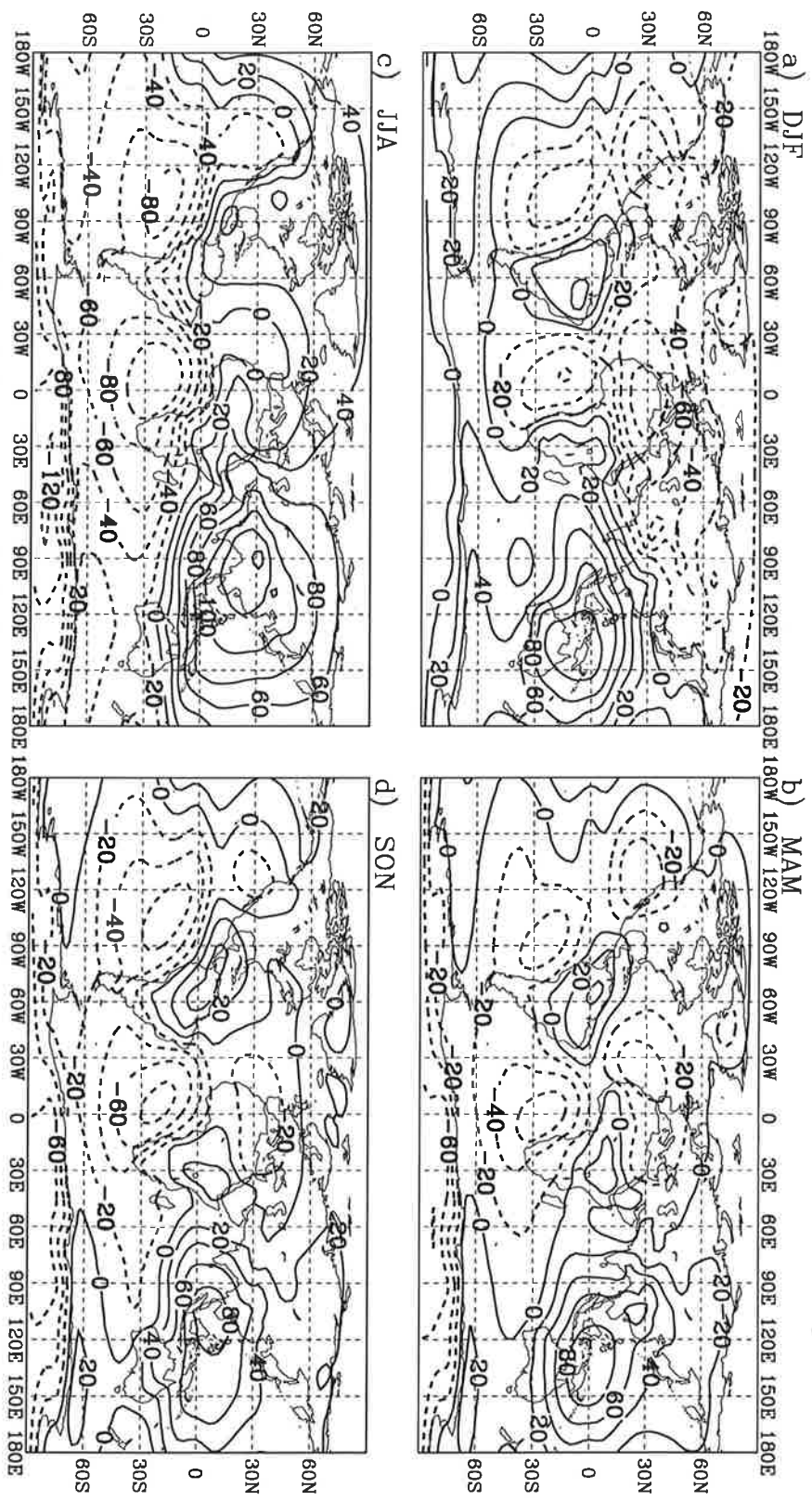


Abbildung 18: Geschwindigkeitspotential [$10^5 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$] im Kontrollelexperiment mit dem T42-ECHAM3 im a) Winter (DJF), b) Frühling (MAM), c) Sommer (JJA) und d) Herbst (SON).

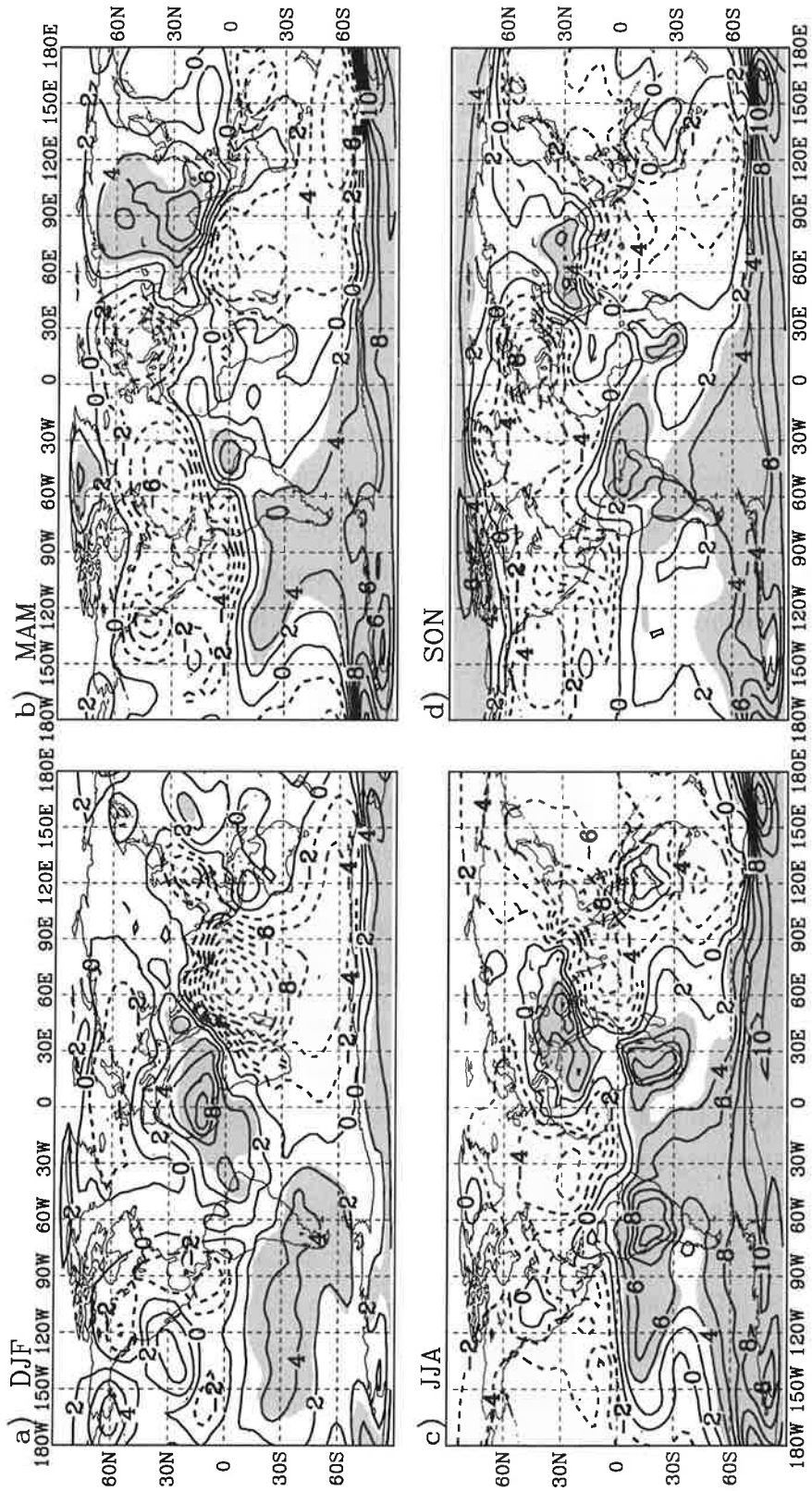


Abbildung 19: Änderung des Geschwindigkeitspotentials [$10^5 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$] im $3 \times \text{CO}_2$ -Experiment mit dem T42-ECHAM3 im a) Winter (DJF), b) Frühling (MAM), c) Sommer (JJA) und d) Herbst (SON). Dunkel (hell) schattierte Flächen: Statistisch signifikante Zunahme (Abnahme).

Änderung der Hadley-Zirkulation von ihrer Intensität, die im Winter am stärksten ist, hindeutet.

In bisherigen Untersuchungen wurden verschiedene Ansätze entwickelt, um die Aufrechterhaltung und Anomalien der tropischen bzw. tropisch-außertropischen Zirkulationssysteme zu erklären. Aus Beobachtungen ist bekannt, daß Niederschlagsanomalien in den Tropen, die durch die veränderte Freisetzung latenter Wärme die Zirkulation beeinflussen, mit Anomalien der Oberflächentemperatur verbunden sind (Cornejo-Garrido und Stone 1977; Ramage und Hori 1981; Rasmusson und Carpenter 1982; Horel 1982; Liebmann und Hartmann 1982). In Modellstudien wurde die große Bedeutung von Anomalien der Konvergenz des Feuchteflusses in den unteren troposphärischen Schichten für Niederschlagsanomalien gezeigt (Shukla und Wallace 1983; Stone und Chervin 1984). Die Aufrechterhaltung der Konvergenz wird zum einen entsprechend des CISK-Modells (conditional instability of the second kind; Charney und Eliassen 1964; Kuo 1965; Ooyama 1969; Bates 1970; Holton et al. 1971) auf das Zusammenwirken der Konvergenz durch Reibung und der Freisetzung von Wärme in der mittleren und oberen tropischen Troposphäre in den tropischen Kumuluswolken (Webster 1972; Gill 1980; Geisler 1981; Zebiak 1982; Rosenlof et al. 1986) und zum anderen auf den Antrieb durch die SST-Verteilung (Neelin und Held 1987; Lindzen und Nigam 1987) als dominierende Mechanismen zurückgeführt. Durch Numaguti und Hayashi (1991a), Numaguti und Hayashi (1991b) und Numaguti (1993) wird der horizontalen Verteilung der Verdunstung ein großer Einfluß auf die Bildung der tropischen Niederschlagszonen zugeschrieben.

Ein Vergleich der in den Zeitscheibenexperimenten vorgeschriebenen SST-Anomalien bzw. der Änderungen der Temperatur an der Oberfläche der Landflächen mit den Änderungen des Geschwindigkeitspotentials in der 950-hPa-Fläche zeigt einen deutlichen Zusammenhang zwischen den beiden Variablen, insbesondere im $3\times\text{CO}_2$ -Experiment. Die Intensivierung der Konvergenz in der Walker-Zelle über dem Ostteil Südamerikas und die Abnahme der Divergenz über dem äquatorialen Atlantik im Winter und in den Übergangsjahreszeiten fällt mit einem äquatorialen Maximum der vorgeschriebenen SST-Anomalie zusammen. Im Sommer ist im Kontrolleexperiment das Zentrum der Konvergenz in diesem Gebiet weiter nördlich über Mittelamerika zu finden, so daß die Walker-Zirkulation nicht intensiviert wird. Die Verstärkung der Hadley-Zirkulation besonders über dem nordatlantischen Gebiet kann auf die vorgeschriebene Vergrößerung des meridionalen Gradienten der Oberflächentemperatur im gesamten nordatlantischen Gebiet zurückgeführt werden. Die Vergrößerung des Geschwindigkeitspotentials in den Divergenzgebieten über den südostpazifischen und südatlantischen Divergenzgebieten und den subtropischen Landflächen

fällt mit lokalen Temperaturmaxima der SST-Anomalie bzw. der starken Temperaturzunahme über den subtropischen Landflächen zusammen. Um den Zusammenhang zwischen Oberflächentemperaturanomalie und Geschwindigkeitspotentialanomalie in der 950-hPa-Fläche über ein objektives Maß zu verifizieren, wurde für das $3\times\text{CO}_2$ -Experiment in jeder Jahreszeit der Musterkorrelationskoeffizient zwischen den beiden Anomalien in einem Bereich zwischen 60°N und 60°S berechnet. Der Korrelationskoeffizient beträgt 0.53 im Winter (DJF), 0.65 im Frühjahr (MAM), 0.68 im Sommer (JJA) und 0.69 im Herbst (SON). Damit wird der enge Zusammenhang zwischen den beiden Anomalien bestätigt.

Die horizontale Verteilung des Feuchteflusses und die Verteilung seiner Divergenz bzw. Konvergenz geben darüber Auskunft, aus welchen Regionen die latente Energie, die in den globalen Zirkulationszellen umgesetzt wird, stammt und wo sie freigesetzt wird. Der Fluß und seine Divergenz im Kontrollexperiment und ihre Änderungen im $3\times\text{CO}_2$ -Experiment im Winter (DJF) und im Sommer (JJA) werden in Abb. 20 dargestellt. Die Gebiete mit Feuchtekonvergenz fallen im Kontrollexperiment (Abb. 20 a, c) erwartungsgemäß mit den tropischen Niederschlagsmaxima zusammen. Die Hauptquellen für die in der südamerikanischen/atlantischen Konvergenzzone freigesetzte latente Wärme befinden sich im Nord- und Südatlantik. Die westpazifische Konvergenz wird hauptsächlich aus dem Ost- und Zentralpazifik und die Konvergenz über Afrika und die Monsunkonvergenz über Asien im Sommer aus dem Indischen Ozean gespeist.

In Abb. 20b und Abb. 20d sind die Änderungen im $3\times\text{CO}_2$ -Zeitscheibenexperiment zu sehen. Im Falle der Divergenz des Feuchteflusses sind nur die Änderungen, die auf der Basis des gleitenden t-Wert-Verfahrens statistisch signifikant sind, dargestellt. In allen Jahreszeiten ist eine signifikante Zunahme der Feuchtekonvergenz in tropischen Gebieten festzustellen, in denen lokale Maxima der vorgeschriebenen SST-Anomalie bzw. der Änderung der Landoberflächentemperatur vorhanden sind. Über dem Nord- und Südatlantik, über dem zentralen äquatorialen Pazifik, dem östlichen Südpazifik und über dem Indischen Ozean westlich von Australien nimmt die Feuchtedivergenz signifikant zu. Die Zunahme ist über den atlantischen Gebieten, die hauptsächlich die Energie für die südamerikanische Konvergenzzone liefern, besonders ausgeprägt. Jahreszeitabhängig ändert sich die Feuchtedivergenz über dem östlichen Nordpazifik. Während im Winter keine signifikante Änderung zu finden ist, nimmt sie in den anderen Jahreszeiten zu. Dieses Verhalten korrespondiert damit, daß sich die Hadley-Zirkulation im Winter über der Nordhemisphäre im Vergleich zu den anderen Jahreszeiten in den Zeitscheibenexperimenten nicht intensiviert.

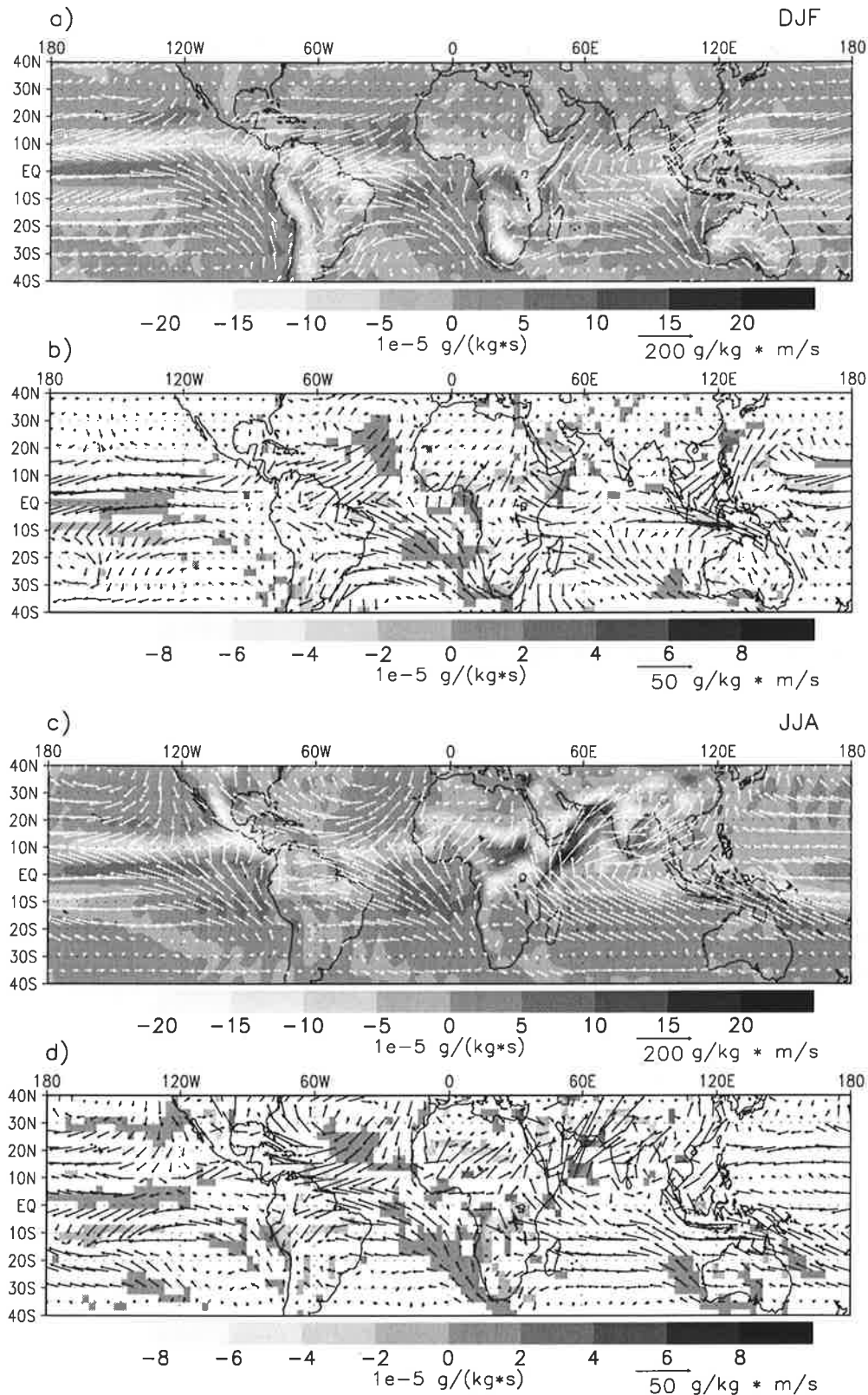


Abbildung 20: Fluß der spezifischen Feuchte (Vektoren) [$\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$] und Divergenz des Flusses (schattierte Flächen) [$10^{-5} \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$]. a) Kontrollexperiment im Winter (DJF), b) Änderungen im 3xCO₂-Experiment im Winter (DJF), c) Kontrollexperiment im Sommer (JJA) und d) Änderungen im 3xCO₂-Experiment im Sommer (JJA). Im Falle der Divergenz werden nur die signifikanten Änderungen gezeigt.

Zusammengefaßt läßt sich sagen, daß das Verhalten der hier betrachteten Größen ein konsistentes Bild der Veränderung der Zirkulation bei einer Erhöhung der CO_2 -Konzentration und der entsprechenden Veränderung der unteren Randbedingung ergibt. Die vorgeschriebene SST-Anomalie bzw. die Anomalie der Landerwärmung in den Tropen und Subtropen bewirken dort, wo sie positiv sind, in den unteren troposphärischen Schichten eine Zunahme der Konvergenz bzw. Abnahme der Divergenz der Luftbewegung. Gibt es im Zeitscheibenexperiment eine positive SST-Anomalie unterhalb einer Konvergenzzone im Kontrollexperiment, wird die Feuchtekonvergenz verstärkt und die Zirkulation wird intensiviert. Das ist im Winter (DJF), Frühling (MAM) und Herbst (SON) über dem östlichen Südamerika und dem äquatorialen Atlantik der Fall, was mit einer Verstärkung der Walker-Zirkulation zwischen Südamerika und dem östlichen äquatorialen Pazifik verbunden ist. Im Sommer (JJA) liegt das lokale Maximum der vorgeschriebenen SST-Anomalie ebenfalls im äquatorialen Atlantik, die Konvergenzzone im Kontrollexperiment aber weiter nördlich mit ihrem Zentrum über Mittelamerika. Die stärkste Zunahme der Feuchtekonvergenz findet sich außerhalb der Konvergenzzone, so daß die Walker-Zirkulation nicht intensiviert wird. Im Falle der Walker-Zelle über Indonesien und dem Westpazifik ist allgemein die Bedingung gegeben, daß die vorgeschriebene SST-Anomalie nicht unterhalb des Zentrums der Konvergenz maximal ist. Deswegen verändert sich die Intensität dieser Walker-Zelle kaum.

Ein weiterer Faktor für die Veränderung der globalen Zirkulationszellen ist der meridionale Temperaturgradient. Dieser verstärkt sich vor allem über dem nordatlantischen Gebiet. Insbesondere in den Übergangsjahreszeiten führt das zu einer Intensivierung und weiter nach Norden Ausgreifen der Hadley-Zirkulation, verbunden mit einem verstärkten und weiter nördlich ausgreifenden Absinken vor allem über Europa.

6.3.3. Nordhemisphärische troposphärische Dynamik

6.3.3.1. Vorbemerkung

Die außertropische Zirkulation wechselwirkt mit der tropischen Zirkulation und zeigt selbst verschiedene Eigenschaften, die miteinander gekoppelt sind. Dazu zählen als wichtigste die Strahlströme in der oberen subtropischen Troposphäre, die planetaren stationären Wellen und die transienten Wellen, die durch barotrope und barokline Instabilität des Grundstroms generiert werden. Zu jedem dieser Aspekte liegen eine Reihe von Untersuchungen vor.

Aus den tropischen Gebieten wird über die Hadley-Zirkulation Impuls und Wärme in höhere Breiten transportiert. Die Intensität des Strahlstroms in der oberen subtropischen

Troposphäre ist vom tropischen Antrieb abhängig (z.B. Held und Hou 1980; Lindzen und Hou 1988; Numaguti 1993; Hsu 1994; Satoh et al. 1995). In der zonalen Strömung der mittleren und hohen Breiten bilden sich stationäre (planetare) Rossby-Wellen, die durch die Orographie, diabatische Erwärmung und Konvergenz durch Flüsse, die durch transiente Wellen verursacht werden, angeregt werden (z.B. Grose und Hoskins 1979; Hoskins und Karoly 1981; Lin 1982; Jacqmin und Lindzen 1985; Plumb 1985; Chen und Trenberth 1988b; Chen und Trenberth 1988a; Nigam und Lindzen 1989). Diskutiert wird von verschiedenen Autoren auch die Anregung von Rossby-Wellen in den mittleren Breiten durch tropische Wärmequellen (z.B. Horel und Wallace 1981; Webster 1981; Simmons 1982; Simmons et al. 1983; Geisler et al. 1985; Sardeshmukh und Hoskins 1988; Hsu 1994; Jin und Hoskins 1995). Durch barotrope und barokline Instabilität werden transiente Wellen erzeugt, die mit dem Grundstrom Energie austauschen (z.B. Hoskins et al. 1983; Lau und Holopainen 1984; Holopainen 1984; Trenberth 1986). Stationäre Wellen und transiente Wellen wechselwirken ebenfalls miteinander (z.B. Frederiksen 1979; Frederiksen 1983; Lau 1988; Valdes und Hoskins 1989). Diese Eigenschaften der außertropischen Zirkulation sind in allen Jahreszeiten präsent. Dennoch unterscheiden sich ihre Intensität und ihre geographische Lage in den einzelnen Jahreszeiten in Abhängigkeit vom Jahresgang des Winkels der solaren Einstrahlung.

In den folgenden Abschnitten werden die Änderungen des Temperaturfeldes in der Troposphäre, die Änderungen des Strahlstroms, der stationären Wellen, der transienten Wellen und die Wechselwirkung der transienten Wellen mit dem Grundstrom bei einer Verdopplung und Verdreifachung der CO_2 -Konzentration und bei entsprechend veränderten unteren Randbedingungen dargestellt. Betrachtet werden alle vier Jahreszeiten, um die Abhängigkeit der Änderungen vom jeweiligen Grundzustand der Zirkulation im Kontrollexperiment herauszufinden.

6.3.3.2. Zeitlich gemittelttes Temperaturfeld

Änderungen des Temperaturfeldes in der Troposphäre werden durch die Vorgabe der unteren Randbedingung, durch diabatische und adiabatische Prozesse in der freien Atmosphäre und durch Advektion bewirkt. Im folgenden ist die Frage von besonderem Interesse, wie sich der horizontale Temperaturgradient auf den Druckflächen und damit die Baroklinität im $2\times\text{CO}_2$ - und im $3\times\text{CO}_2$ -Experiment in den einzelnen Jahreszeiten im zeitlichen Mittel ändert.

In den unteren troposphärischen Schichten wird die Temperaturverteilung und ihre Änderung in einem starken Maße von den Vorgaben der unteren Randbedingung und der Tempe-

raturverteilung an den Landoberflächen geprägt. In höheren troposphärischen Schichten ergibt sich jedoch ein anderes Bild. Thermodynamische Prozesse im Zusammenhang mit der Dynamik der Zirkulation wie die adiabatische Erwärmung in den subtropischen Absinkgebieten haben auf die Temperaturverteilung und ihre Änderung einen großen Einfluß und damit auch auf die Änderungen der Baroklinität als Voraussetzung für die Genese transienter Wellen.

Um das Vorhandensein barokliner Instabilität sichtbar zu machen, wurde ein Parameter berechnet, der ein Maß für das maximale Wachstum einer Störung durch barokline Instabilität ist. Die Berechnung des Parameters erfolgte nach folgender Näherungsgleichung (Lindzen und Farrell 1980; Hoskins und Valdes 1990):

$$\sigma_{BI} = 0.31 f \left| \frac{\partial v}{\partial z} \right| N^{-1}, \quad (\text{Gl. 6.1})$$

mit σ_{BI} als Baroklinitätsparameter, f als Coriolisparameter, $\left| \frac{\partial v}{\partial z} \right|$ als Betrag der vertikalen Scherung des horizontalen Windvektors und N als Brunt-Väisälä-Frequenz. Die horizontale Verteilung der Wachstumsrate durch barokline Instabilität wurde für das Kontrollexperiment und für die Zeitscheibenexperimente für die Schicht zwischen 600 und 400 hPa berechnet.

Die Temperaturverteilung in der 500-hPa-Fläche und die berechnete barokline Wachstumsrate im Kontrollexperiment im Winter (DJF) und Sommer (JJA) und ihre Änderungen für $2xCO_2$ und $3xCO_2$ sind in Abb. 21 und die im Frühling (MAM) und Herbst (SON) in Abb. 22 dargestellt. Für beide Größen wurde auch die statistische Signifikanz der Änderungen mit dem gleitenden t-Wert-Verfahren bestimmt. Die Temperaturänderung ist in fast allen Gebieten statistisch signifikant. Aus diesem Grunde wird auf eine Kennzeichnung der signifikanten Änderungen der Temperatur in der Darstellung verzichtet. Die Gebiete mit signifikanten Änderungen der baroklinen Wachstumsrate sind als schattierte Flächen gekennzeichnet.

Die Temperaturverteilung in der 500-hPa-Fläche im Kontrollexperiment, dargestellt mit dicken Linien, zeigt die bekannte Trog-Rücken-Struktur. Im Winter ist diese am deutlichsten ausgeprägt. Es sind drei Tröge zu finden, einer über Ostasien, ein weiterer über dem östlichen Nordamerika und der dritte über Osteuropa. Der horizontale Gradient zwischen den Tropen und den Polarregionen ist im Winter am stärksten. Maximale Zuwachsraten durch barokline Instabilität, dargestellt mit dünnen Linien, sind in den Gebieten mit starkem horizontalen Temperaturgradienten in den Trögen zu finden. Über Japan beträgt die

Verstärkungsrate ca. 1.5 pro Tag, wobei die Rate nach Westen zu nur allmählich abnimmt. Ein weiteres Maximum von ca. 1 pro Tag ist südlich von Labrador zu finden.

Im $2xCO_2$ -Experiment gibt es im Winter Maxima und Minima der Temperaturänderung. Die Minima liegen östlich der Tröge im Kontrollexperiment und sind über den nördlichen Pazifik und Atlantik am stärksten ausgeprägt. Maxima sind in subtropischen Gebieten zu finden, wobei das stärkste Maximum über dem Atlantik bei ca. $25^\circ N$ liegt. Hier nimmt die Temperatur in 500 hPa um ca. 2.5 K zu. Weitere Maxima befinden sich über dem östlichen Pazifik/südwestliches Nordamerika und von Nordafrika bis Mittelasien. Diese Temperaturzunahme kann nicht mit einer Erwärmung durch den SST-Anomalieantrieb bzw. die Landerwärmung erklärt werden, die deutlich geringer sind. Stattdessen fallen diese Gebiete mit maximaler Temperaturzunahme mit den hauptsächlichen Absinkregionen im nördlichen Zweig der Hadley-Zirkulation zusammen, wie eine Betrachtung der Vertikalkomponente der Geschwindigkeit zeigt, die hier aber nicht abgebildet wird. Die Ursache für diese Maxima der Temperaturänderung ist eine adiabatische Erwärmung der Luft durch Absinkbewegung.

Die Wachstumsrate durch barokline Instabilität zeigt im Winter über dem nördlichen Pazifik eine großräumige statistisch signifikante Zunahme mit einem Maximum von 0.15 pro Tag. Das sind mehr als 10% des Wertes in diesem Gebiet im Kontrollexperiment. Daraus folgt, daß sich die Bedingungen für die Genese transienter Wellen vor allem östlich des Maximums über Japan deutlich verbessern. Ansonsten sind nur sehr kleinräumige signifikante Änderungen zu finden. Ein Gebiet mit einer Zunahme liegt in den Subtropen über dem Atlantik und das andere über Sibirien. Hall et al. (1994), die den gleichen Parameter für eine CO_2 -Verdopplung betrachteten, fanden über dem östlichen Nordpazifik eine Zunahme der baroklinen Wachstumsrate. Über dem Atlantik sahen sie im Vergleich zu der baroklinen Wachstumsrate in ihrem Kontrollexperiment eine deutliche Nordverschiebung. Ein Vergleich der hier vorliegenden Ergebnisse mit denen von Hall et al. (1994) ist aber schwer möglich, weil ihre Daten für die Untersuchung aus Experimenten mit dem UKMO Mischungsschichtozean-Atmosphären-Modell stammen, die nur 10 Jahre Integrationslänge hatten, so daß nicht entschieden werden kann, ob die von ihnen ermittelten Änderungen signifikant sind.

Im $3xCO_2$ -Experiment im Winter hat die Änderung des Temperaturfeldes eine ähnliche Struktur wie im $2xCO_2$ -Experiment. Die Temperaturzunahme ist in den subtropischen Absinkgebieten noch stärker. Die maximale Erwärmung ist mit mehr als 5 K wieder über dem Atlantik zu finden. Eine deutliche Erwärmung von mehr als 4 K ist auch über der Arktis vorhanden. Diese Änderung ist Folge der polaren Erwärmung, die im Winter vom

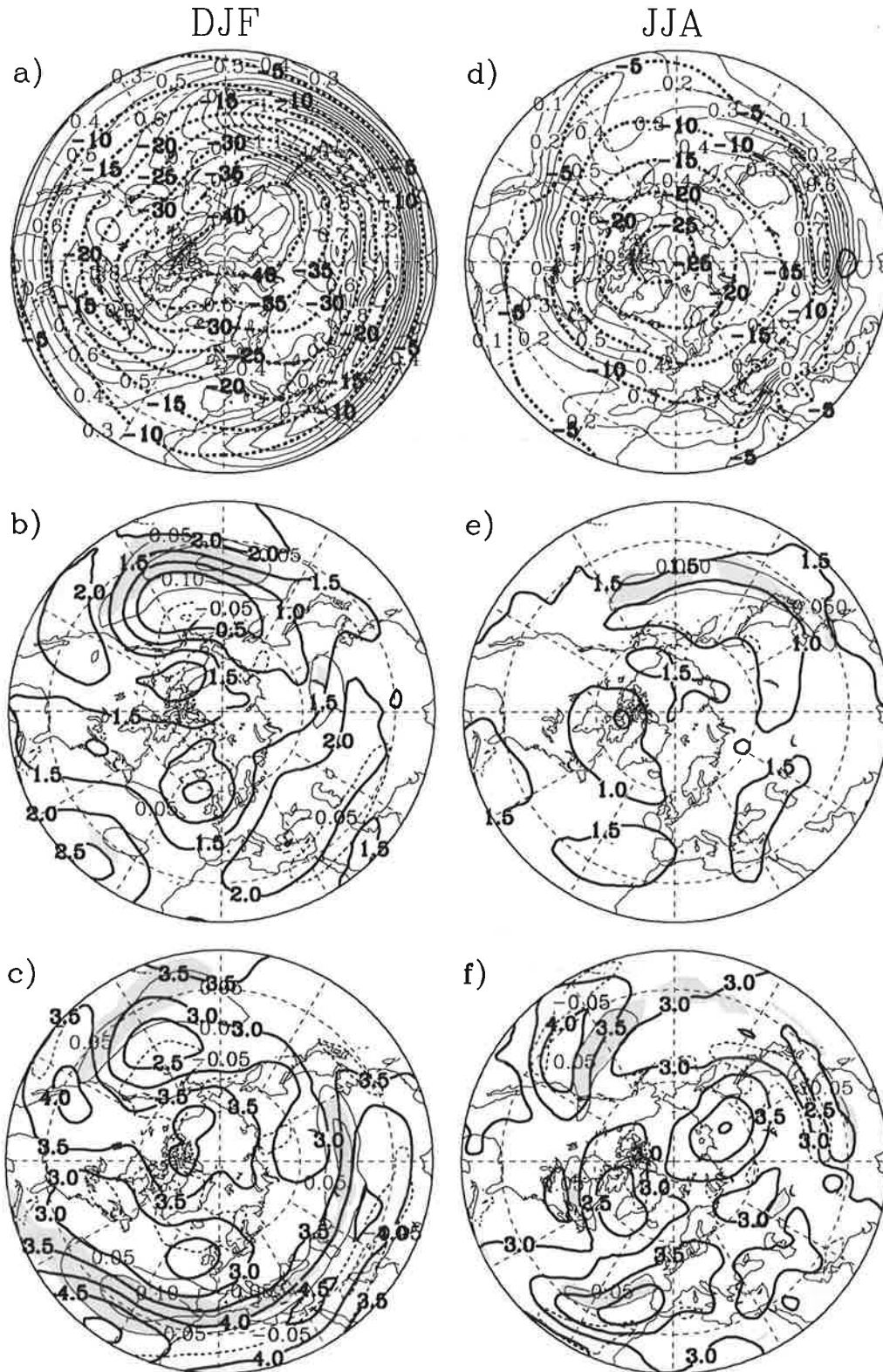


Abbildung 21: Temperatur [$^{\circ}\text{C}$] bzw. [K] (dicke Linien) und Wachstumsrate [d^{-1}] durch barokline Instabilität (dünne Linien) in 500 hPa über der Nordhemisphäre: a) Kontrolleexperiment ($1\times\text{CO}_2$), b) $2\times\text{CO}_2 - 1\times\text{CO}_2$ und c) $3\times\text{CO}_2 - 1\times\text{CO}_2$ im Winter (DJF) und d) $1\times\text{CO}_2$, e) $2\times\text{CO}_2 - 1\times\text{CO}_2$ und f) $3\times\text{CO}_2 - 1\times\text{CO}_2$ im Sommer (JJA). Dunkel (hell) schattierte Flächen: Statistisch signifikante Zunahme (Abnahme) der Wachstumsrate durch barokline Instabilität.

Boden bis in die mittlere Troposphäre reicht. Das arktische Maximum bewirkt eine Verschiebung der Minima der Temperaturänderung über den nördlichen Ozeangebieten nach Süden.

Die statistisch signifikante Zunahme der Wachstumsrate durch barokline Instabilität über dem Nordpazifik ist im $3xCO_2$ -Experiment geringer als im $2xCO_2$ -Experiment und nach Südosten verschoben. In Verbindung mit der Zunahme des Temperaturgradienten zwischen dem subtropischen atlantischen Maximum und dem nordatlantischen Minimum ist eine statistisch signifikante Zunahme der Wachstumsrate über dem gesamten Nordatlantik in einem Streifen bei ca. $30^\circ N$, südlich des Maximums im Kontrollexperiment, vorhanden. Sie beträgt im Maximum mehr als 0.1 pro Tag, was mehr als 20% des Wertes in diesem Gebiet im Kontrollexperiment ausmacht.

Die Sommerzirkulation ist im Kontrollexperiment durch ein Minimum des horizontalen Temperaturgradienten gekennzeichnet. Die Maxima der Wachstumsrate durch barokline Instabilität sind über den kontinentalen Gebieten zu finden. Ein Streifen mit erhöhter Wachstumsrate erstreckt sich über ganz Asien bis über den östlichen Pazifik, mit einem Maximum von ca. 1 pro Tag über Asien bei ca. $90^\circ E$ und $40^\circ N$ und einem sekundären Maximum von ca. 0.7 pro Tag westlich des Kaspischen Meeres. Die barokline Wachstumsrate ist auch in einem Streifen über ganz Nordamerika bis über den nördlichen Atlantik maximal. Das Maximum über Nordamerika beträgt ca. 0.7 pro Tag.

Im $2xCO_2$ - und im $3xCO_2$ -Experiment sind durch adiabatische Erwärmung bedingte Maxima in den Absinkgebieten und Minima der Temperaturänderung in den hohen Breiten zu finden. Ein Minimum befindet sich über dem nördlichen Pazifik, hier vor allem im $2xCO_2$ -Experiment. Südlich davon, in der Verlängerung maximaler Wachstumsrate im Kontrollexperiment, erhöht sich die Wachstumsrate durch barokline Instabilität signifikant. Diese Änderung bildet sich für eine CO_2 -Verdreifachung wieder zurück. Die Zunahme der Temperatur ist in den subtropischen Absinkgebieten im $3xCO_2$ -Experiment deutlich stärker als im $2xCO_2$ -Experiment ausgeprägt. Ein Maximum, das im $3xCO_2$ -Experiment ca. 4.5 K beträgt, befindet sich wie im Winter über dem östlichen Pazifik/südwestliches Nordamerika. Das im Zusammenhang mit dem nördlichen Zweig der Hadley-Zirkulation über dem Atlantik stehende Maximum ist im Vergleich zum Winter weiter nach Nordosten verschoben. Es befindet sich etwas westlich der Iberischen Halbinsel und beträgt im $3xCO_2$ -Experiment ca. 4.5 K. In Zusammenhang mit diesen Änderungen stehen signifikante Änderungen der baroklinen Wachstumsrate. Nördlich ist eine Zunahme und südlich ein Abnahme zu finden.

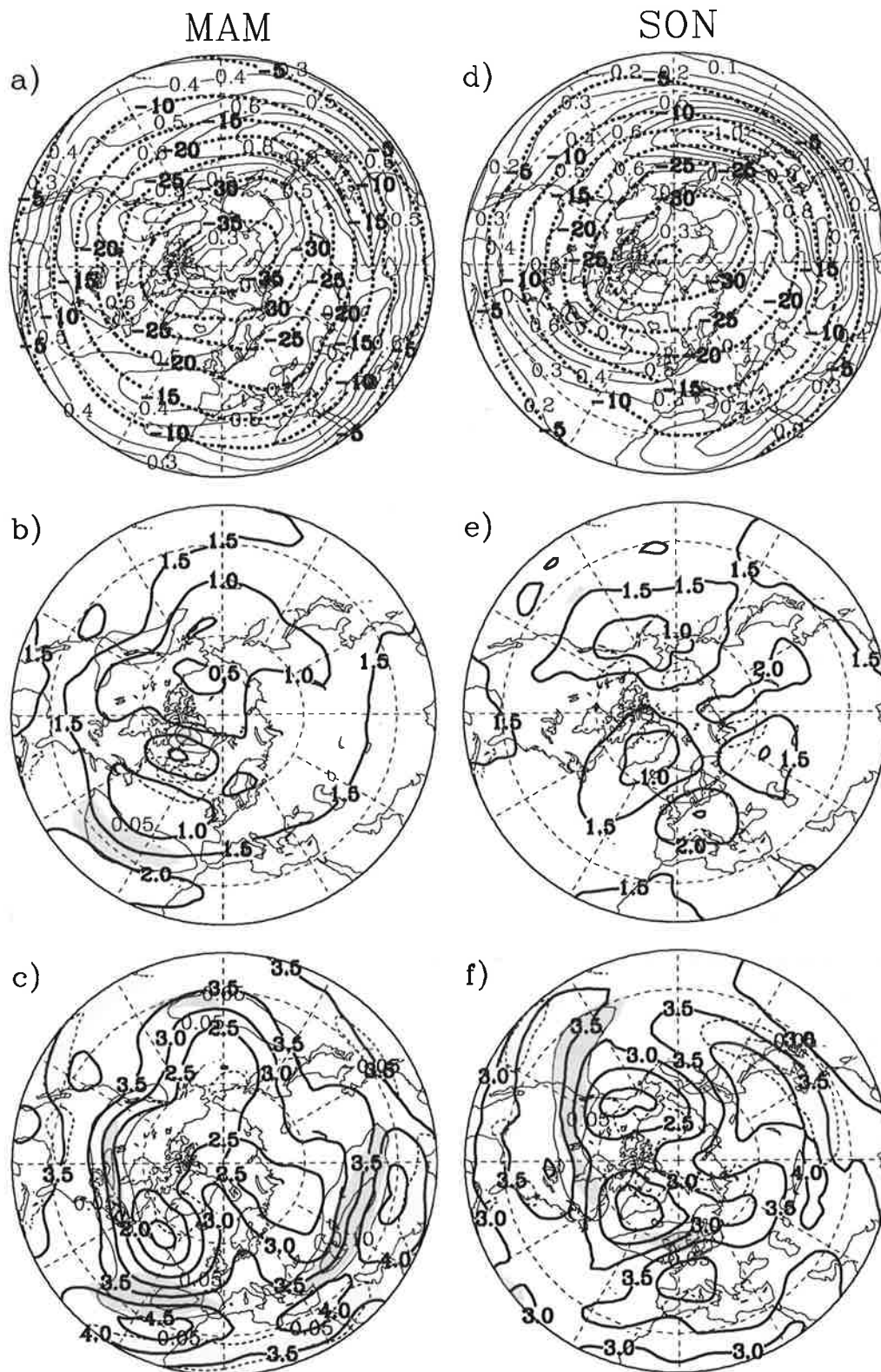


Abbildung 22: Temperatur [°C] bzw. [K] (dicke Linien) und Wachstumsrate [d⁻¹] durch barokline Instabilität (dünne Linien) in 500 hPa über der Nordhemisphäre: a) Kontrolleexperiment (1xCO₂), b) 2xCO₂ - 1xCO₂ und c) 3xCO₂-1xCO₂ im Frühling (MAM) und d) 1xCO₂, e) 2xCO₂ - 1xCO₂ und f) 3xCO₂-1xCO₂ im Herbst (SON). Dunkel (hell) schattierte Flächen: Statistisch signifikante Zunahme (Abnahme) der Wachstumsrate durch barokline Instabilität.

In den Übergangsjahreszeiten (Abb. 22) nimmt die Zirkulation im allgemeinen und der horizontale Temperaturgradient im besonderen im Kontrollexperiment einen mittleren Zustand zwischen Winter und Sommer ein. Im Frühling ist ein Maximum der baroklinen Wachstumsrate von ca. 1 pro Tag über Ostasien/östlicher Pazifik bei ca. 40°N zu finden. Maximal ist die Wachstumsrate auch über Mittelasien mit ca. 0.7 pro Tag, über Nordamerika mit ca. 0.7 pro Tag und südöstlich Grönlands mit ca. 0.6 pro Tag.

Die Bilder der Änderungen bei einer Verdopplung und einer Verdreifachung der CO₂-Konzentration sind sehr ähnlich, jedoch ist der Betrag der Änderung für 3xCO₂ deutlich größer. Den Minima der Temperaturzunahme über den nördlichen Ozeanregionen stehen Maxima in den Subtropen gegenüber. Das Maximum der Zunahme über dem Atlantik, das einen Wert von mehr als 4.5 K hat, befindet sich an einer geographischen Position, die zwischen der im Winter und der im Sommer liegt. Im Vergleich zu diesen beiden Jahreszeiten ist im Frühling ebenfalls ein Maximum von ca. 4.5 K über Asien bei ca. 80°E und 30°N zu finden.

Die Änderungen der baroklinen Wachstumsrate zeigen wie die Änderungen in der Temperaturverteilung ebenfalls einen eher linearen Charakter im Vergleich zum Winter und Sommer, wenn CO₂-Verdreifachung und -Verdopplung miteinander verglichen werden. Die Signifikanz der Änderungen ist aber im 3xCO₂-Experiment deutlich besser gewährleistet. Während im 2xCO₂-Experiment nur über dem Atlantik bei ca. 30°N eine signifikante Zunahme der Wachstumsrate von ca. 0.05 pro Tag zu finden ist, verstärkt sie sich im 3xCO₂-Experiment und hat ein Maximum von 0.1 pro Tag westlich der Iberischen Halbinsel. Desweiteren nimmt die Wachstumsrate um 0.1 pro Tag über Mittelasien bei ca. 40°N und über Nordamerika bei ca. 50° statistisch signifikant zu. Südlich der Maxima der subtropischen Temperaturzunahme nimmt die Wachstumsrate dagegen signifikant ab.

Im Herbst ist die Linearität der Änderungen der Temperaturverteilung und der baroklinen Wachstumsrate von 2xCO₂ zu 3xCO₂ ebenfalls stärker ausgeprägt als im Winter und Sommer. Die Minima der Temperaturzunahme befinden sich weit nördlich, über Grönland und Alaska. Die maximale Temperaturzunahme in der Absinkregion der Hadley-Zirkulation über dem Atlantik ist im Vergleich zu den anderen Jahreszeiten am weitesten nach Norden verlagert und befindet sich direkt über Europa, in Übereinstimmung mit dem weit nach Norden ausgreifenden stärkeren Absinken im nördlichen Zweig der Hadley-Zelle, wie es aus dem Geschwindigkeitspotential (siehe Kapitel 6.3.2) ersichtlich ist.

Die barokline Wachstumsrate zeigt im Herbst für eine CO₂-Verdopplung noch keine nennenswerte statistisch signifikante Änderung. Im 3xCO₂-Experiment ist eine statistisch

signifikante Zunahme in einem Streifen festzustellen, der vom östlichen Pazifik bei ca. 35°N bis zum nordöstlichen Nordamerika bei ca. 55°N reicht. Eine signifikante Zunahme von ca. 0.1 pro Tag ist auch über dem Atlantik nordwestlich von Großbritannien bis nach Südschweden vorzufinden. Südlich der Maxima der Temperaturzunahme gibt es wiederum Gebiete mit einer signifikanten Abnahme der baroklinen Wachstumsrate.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß die Änderungen der Temperaturverteilung in der 500-hPa-Fläche und der Wachstumsrate durch barokline Instabilität in einer Schicht zwischen 600 und 400 hPa für eine CO₂-Erhöhung in allen Jahreszeiten Gemeinsamkeiten zeigen. In den hohen Breiten sind Minima der Temperaturzunahme zu finden und in den subtropischen Regionen Maxima, die mit den Absinkgebieten der Hadley-Zirkulation zusammenfallen. Die Änderungen der baroklinen Wachstumsrate werden im starken Maße durch die Änderungen des horizontalen Temperaturgradienten in der mittleren Troposphäre bestimmt. Da, wo sich der Gradient zwischen den Minima und Maxima der Temperaturänderung verstärkt, verbessern sich die Bedingungen für eine Genese transienter Wellen und umgekehrt. Die geographische Lage der lokalen Extrema der Temperaturänderung und damit der Änderungen der baroklinen Wachstumsrate variiert von Jahreszeit zu Jahreszeit in Abhängigkeit vom in der jeweiligen Jahreszeit vorhandenen Grundzustand der Zirkulation im Kontrollexperiment. So ist die Hadley-Zirkulation über dem Atlantik im Winter am weitesten nach Süden verlagert, damit auch das Gebiet, in dem die Luftmassen absinken. Entsprechend liegen das Maximum der Temperaturzunahme und die Zunahme der baroklinen Wachstumsrate weit südlich. In den anderen Jahreszeiten ist das Absinken der Luft in der Hadley-Zirkulation nach Nordosten verschoben, am weitesten im Herbst, so daß eine Zunahme der baroklinen Wachstumsrate weiter nördlich festzustellen ist. Wenn das 2xCO₂-Experiment und das 3xCO₂-Experiment miteinander verglichen werden, sind vor allem im Winter und im Sommer nichtlineare Änderungen vorhanden. Einen eher linearen Charakter zeigen die Änderungen im Frühling und im Herbst.

6.3.3.3. Zeitlich gemittelter Zonalwind

Die zeitlich gemittelte zonale Komponente des Windes in der 200-hPa-Fläche im Winter und im Sommer im Kontrollexperiment und seine Änderungen sind in Abb. 23 dargestellt. Die entsprechenden Darstellungen für Frühling und Herbst sind in Abb. 24 zu finden.

Im Winter hat der zeitlich gemittelte Zonalwind zwei Bänder mit maximaler Geschwindigkeit, die die beiden Strahlströme kennzeichnen. Das eine liegt über dem Ostteil Nordamerikas bei ca. 40°N und erstreckt sich mit einem Maximum von 51 m·s⁻¹ über den westlichen Nordatlantik und zeigt stromabwärts eine Nordostneigung. Das andere

erstreckt sich von Afrika bei ca. 25°N, über China und Japan zum östlichen Pazifik bei ca. 40°N und hat ein Maximum von 74 m·s⁻¹ über Japan bei ca. 35°N. Im 2xCO₂-Experiment gibt es eine auf der Basis des gleitenden t-Wert-Verfahrens statistisch signifikante großräumige Zunahme mit einem Maximum von ca. 8 m·s⁻¹ - das sind 16-20% des Wertes in diesem Gebiet im Kontrollexperiment - über dem Nordpazifik östlich vom Strahlstrommaximum, verbunden mit einer weiteren Ausdehnung des Strahlstroms nach Osten und einer stärkeren zonalen Orientierung der Strahlstromachse. Über dem Atlantik nimmt der Zonalwind nordöstlich des dortigen Strahlstrommaximums ebenfalls zu, aber die Änderung ist nicht statistisch signifikant. Im 3xCO₂-Experiment ist das Maximum der Zunahme über dem Pazifik etwas geringer als im 2xCO₂-Experiment, die horizontale Ausdehnung der statistisch signifikanten Änderung ist aber größer. Insbesondere ist eine weitere Ausdehnung des maximalen Windes nach Osten und eine noch zonalere Ausrichtung der Strahlstromachse zu beobachten. Ein weiterer Streifen mit einer signifikanten Zunahme erstreckt sich im 3xCO₂-Experiment von der Karibik über den Nordatlantik und das Mittelmeer bis nach Ostasien. Die Zunahme hat über dem Nordatlantik ein Maximum von ca. 7 m·s⁻¹, was einem Anstieg von fast 30% des Wertes in diesem Gebiet im Kontrollexperiment entspricht. Auch über dem Nordatlantik ist diese Änderung mit einer stärkeren zonalen Ausrichtung der Achse des nordamerikanischen Strahlstroms verbunden. Der Zunahme des Zonalwindes über dem Mittelmeer und Asien entspricht eine Nordwärtsverschiebung des Westteils der asiatischen Strahlstromachse um fast 5°. Die Intensivierung und die Streckung des Strahlstroms im Winter bei einer erhöhten CO₂-Konzentration korrespondieren mit den Ergebnissen von Hsu (1994), die mit einer multivariaten statistischen Analysemethode (Singular Value Decomposition - SVD) eine Intensivierung und Ausdehnung des Strahlstroms über dem Pazifik unter der Bedingung stärkerer tropischer Erwärmung, wie sie bei El Niño-Ereignissen auftritt, fanden. Mit einem barotropen Modell konnten sie zeigen, daß die hauptsächliche Änderung durch den zonal gemittelten Anteil des Antriebs bewirkt wird und die geographische Lage der tropischen Wärmequelle von untergeordneter Bedeutung ist. In Klimaänderungsexperimenten, die von Manabe et al. (1991) und Manabe et al. (1992) für eine erhöhte CO₂-Konzentration durchgeführt wurden, wurden durch Stephenson und Held (1993) ebenfalls eine Zunahme und eine Ostausdehnung des Strahlstroms über dem Nordpazifik gefunden. Im Unterschied zu den hier präsentierten Ergebnissen stellten sie aber eine Verringerung des Zonalwindes im Einzugsgebiet des nordamerikanischen Strahlstroms fest.

Im Sommer ist der Betrag des Zonalwindes in den Strahlströmen deutlich kleiner als im Winter. Das Maximum des nordamerikanischen Strahlstroms liegt direkt über Nordamerika bei ca. 50°N und beträgt 32 m·s⁻¹. Der asiatische Strahlstrom erstreckt sich bei ca.

40°N vom Mittelmeer bis zum westlichen Pazifik und zeigt eine Doppelmaximastruktur. Das eine Maximum liegt mit $36 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ über Ostasien und das zweite über dem Kaspischen Meer mit ca. $30 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Im 2xCO_2 -Experiment ist eine statistisch signifikante Zunahme, die eine Ostausdehnung des asiatischen Strahlstroms anzeigt, mit einem Maximum von $6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ über dem Westpazifik zu finden. Das sind ca. 25% des Wertes in diesem Gebiet im Kontrollexperiment. Von diesem Maximum erstreckt sich ein Band mit einer signifikanten Zunahme über das Strahlstrommaximum hinweg, damit dieses verstärkend, und verläuft dann südlich vom Strahlstrom im Kontrollexperiment weiter bis nach Nordafrika. Westlich des Maximums wird also die meridionale Windscherung geringer. Diese Verringerung ist im 3xCO_2 -Experiment noch größer. Das Maximum über dem Ostpazifik nimmt aber nicht weiter zu, dafür erstreckt sich die signifikante Zunahme weiter nach Osten. Wie im Winter wird eine Art Sättigungszustand des Betrags der Zunahme bei weiterem Anstieg der CO_2 -Konzentration erreicht. Zusätzlich ist im 3xCO_2 -Experiment eine signifikante Ostausdehnung des Nordamerikastrahlstroms festzustellen. Wie im Winter wird also auch im Sommer die Strömung in 200 hPa in zonaler Richtung stärker, mit dem Unterschied, daß die Änderungen entsprechend des Grundzustandes im Kontrollexperiment weiter nördlich stattfinden, besonders über Nordamerika und dem Nordatlantik.

In den Übergangsjahreszeiten (Abb. 24) nehmen die Intensität und die Lage der Strahlströme einen mittleren Zustand zwischen dem Maximum im Winter und dem Minimum im Sommer ein. Im Frühling liegt das Maximum des nordamerikanischen Strahlstroms mit $38 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ über dem östlichen Nordamerika bei ca. 40°N. Der asiatische Strahlstrom hat wie im Sommer ein doppeltes Maximum. Das eine befindet sich mit $43 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ über der Arabischen Halbinsel bei ca. 30°N und das andere mit $51 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ über dem Süden Japans bei ca. 35°N. Im 2xCO_2 -Experiment ist eine statistisch signifikante Zunahme des Zonalwindes um ca. $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ im Gebiet des atlantischen Minimums des Zonalwindes zwischen dem nordamerikanischen und dem asiatischen Strahlstrom zu beobachten. Das sind ca. 20% des Wertes in diesem Gebiet im Kontrollexperiment. Ein kleinräumiges signifikantes Anwachsen des Windes findet sich auch im Gebiet des Zonalwindminimums über dem nordöstlichen Pazifik. Im 3xCO_2 -Experiment gibt es einen Streifen mit einer signifikanten Zunahme, der vom nordöstlichen Pazifik über Nordamerika bis zum östlichen Nordatlantik reicht. Der Zonalwind nimmt in den Gebieten der Zonalwindminima zwischen den Strahlströmen und nördlich des nordamerikanischen Strahlstroms zu, was seine Nordverschiebung anzeigt. Ebenfalls signifikant erhöht sich die Windgeschwindigkeit zwischen den beiden Maxima des asiatischen Strahlstroms. Dieser tendiert dazu, eine Struktur anzunehmen, wie sie in der Winterzirkulation vorhanden ist. Im Einzugsgebiet des asiatischen Strahlstroms über Nordafrika nimmt der Zonalwind ab, aber die Änderung ist nicht signifi-

kant. Diese Abnahme wie auch die Nordverschiebung des nordamerikanischen Strahlstrommaximums ist mit dem bereits beschriebenen weiter nördlicheren Ausgreifen der Hadley-Zirkulation über dem atlantisch-europäischen Sektor bei einer Erhöhung der CO_2 -Konzentration konsistent.

Im Herbst haben die Strahlstrommaxima einen ähnlichen Betrag wie Frühling. Das nordamerikanische Maximum beträgt $34 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ und das asiatische Maximum $50 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Dem asiatischen Strahlstrom fehlt aber das zweite Maximum über dem Westteil, so daß seine Struktur dem Strahlstrom im Winter stärker ähnelt. Die geographische Breite des nordamerikanischen Strahlstroms entspricht mit ca. 45°N eher dem sommerlichen Strahlstrom, jedoch liegt das Maximum im Herbst über Neufundland und damit weiter östlich. Im $2\times\text{CO}_2$ -Experiment gibt es kaum Änderungen gegenüber dem Kontrollexperiment. Nur in der Verlängerung des asiatischen und nordamerikanischen Strahlstroms gibt es eine kleinräumige signifikante Zunahme über dem östlichen Nordpazifik bzw. dem südlichen Skandinavien. Im $3\times\text{CO}_2$ -Experiment erscheint hingegen eine deutliche signifikante Zunahme, die vom östlichen Pazifik, über Nordamerika bis nach Skandinavien reicht. Die maximale Zunahme ist östlich und westlich des Strahlstrommaximums zu finden, so daß die zonale Ausdehnung größer wird. Im Ostteil neigt sich die Achse mehr nach Nordosten. Der Betrag der Zunahme über dem südlichen Skandinavien beträgt mit $7 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ca. 30% des Wertes in diesem Gebiet im Kontrollexperiment. Südlich der Maxima der Zunahme, über Nordamerika und Südeuropa, nimmt der Zonalwind ab. Die Maxima der Abnahme sind statistisch signifikant. Das ist in Übereinstimmung mit den Änderungen in der Hadley-Zirkulation. Der asiatische Strahlstrom zeigt im Herbst hingegen eine Tendenz zur Abnahme in seinem Maximum, die aber nicht signifikant ist.

Die Ursache für die stärkere Zonalität der Zirkulation im Bereich des Strahlstroms in der oberen außertropischen Troposphäre und die allgemeine Tendenz der Vergrößerung des Betrages des Zonalwindes ist in einer allgemeinen Verstärkung des meridionalen Temperaturgradienten in der oberen Troposphäre infolge der Erwärmung in der oberen tropischen Troposphäre und der Abkühlung in der polaren unteren Stratosphäre zu suchen. Zusätzlich beeinflussen die Änderungen im Hadley-Zirkulationssystem den Zonalwind. In den Gebieten, in denen die Hadley-Zirkulation mit ihrem nördlichen Zweig weiter nördlich ausgreift, wird die Westkomponente des Windes reduziert. Eine weitere Ursache für die Änderung des zeitlich gemittelten Windes können Wechselwirkungen mit transienten Wellen sein. Diese werden im Kapitel 6.3.3.5 untersucht.

Die Änderungen des Zonalwindes in der oberen Troposphäre spiegeln sich nicht gleichermaßen in den tieferen troposphärischen Schichten wider. Nur in ausgewählten Gebieten

und nicht in allen Jahreszeiten ist eine signifikante Änderung des Zonalwindes in der 200-hPa-Fläche auch mit einer signifikanten Änderung des Zonalwindes in der mittleren und unteren Troposphäre verbunden. So ändert sich der Zonalwind in 500 hPa und in 850 hPa im Winter nur wenig, was insbesondere im $3xCO_2$ -Experiment auf die stabilisierende Wirkung durch die polare Erwärmung, die dem Anstieg des Temperatur- und damit des Gradienten der geopotentiellen Höhe infolge der tropischen Erwärmung entgegengerichtet ist, zurückzuführen ist. Im Sommer nimmt der Zonalwind über dem östlichen Nordamerika und dem Nordatlantik zu. Die Änderung ist im $3xCO_2$ -Experiment über dem östlichen Nordamerika und über dem südlichen Skandinavien signifikant und wird mit der Zunahme der geopotentiellen Höhe in den südlich gelegenen subtropischen Gebieten erklärt. Eine Abnahme des Westwindes, die in 850 hPa im $3xCO_2$ -Experiment signifikant ist, ist über Südeuropa festzustellen. Diese Änderung liegt in der Nordverlagerung des Absinkens in der Hadley-Zirkulation begründet. Im Frühling ist eine signifikante Zunahme des Zonalwindes von Nordamerika bis in den Atlantik hinein zwischen ca. 40° und $50^\circ N$ und im Herbst über dem östlichen Nordatlantik zwischen ca. 50° und $65^\circ N$ zu finden. Auch hier entsprechen die Änderungen den Änderungen des Temperaturfeldes in der mittleren Troposphäre. In den Gebieten, in denen die Hadley-Zirkulation weiter nördlich ausgreift, ist eine Reduktion der Westwindkomponente bzw. eine Zunahme der Ostwindkomponente festzustellen, die in 850 hPa im $3xCO_2$ -Experiment signifikant ist.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß das Signal des Zonalwindes in der 200-hPa-Fläche bei einer Erhöhung der CO_2 -Konzentration und der entsprechenden Veränderung des SST-Anomalieantriebs in allen vier Jahreszeiten Gemeinsamkeiten und Unterschiede zeigt und zum Teil in Abhängigkeit von der vorgeschriebenen CO_2 -Konzentration nichtlinear ist. Gleich ist in allen vier Jahreszeiten die Tendenz zur Streckung des nordamerikanischen Strahlstroms. Die geographische Lage dieser Änderung hängt vom Grundzustand der Zirkulation ab. Im Sommer und Herbst findet sie weiter im Norden statt als im Frühling. Im Winter ist die Änderung am weitesten südlich und erst im $3xCO_2$ -Experiment zu finden. Sowohl im Winter als auch im Sommer ist eine Streckung des asiatischen Strahlstroms nach Osten zu beobachten. Dabei ist die maximale Zunahme über dem Pazifik im $3xCO_2$ -Experiment nicht größer als im $2xCO_2$ -Experiment. Die Reaktion ist folglich nichtlinear. In den Übergangsjahreszeiten verstärken sich die Änderungen, die im $2xCO_2$ -Experiment zu beobachten sind, bei einer CO_2 -Verdreifachung. Das schon aus den Geschwindigkeitspotential gefolgerte weitere Ausgreifen der Hadley-Zirkulation nach Norden im Frühling und Herbst zeigt sich auch in einer Abnahme des Zonalwindes über Nordamerika und Nordafrika/Südeuropa.

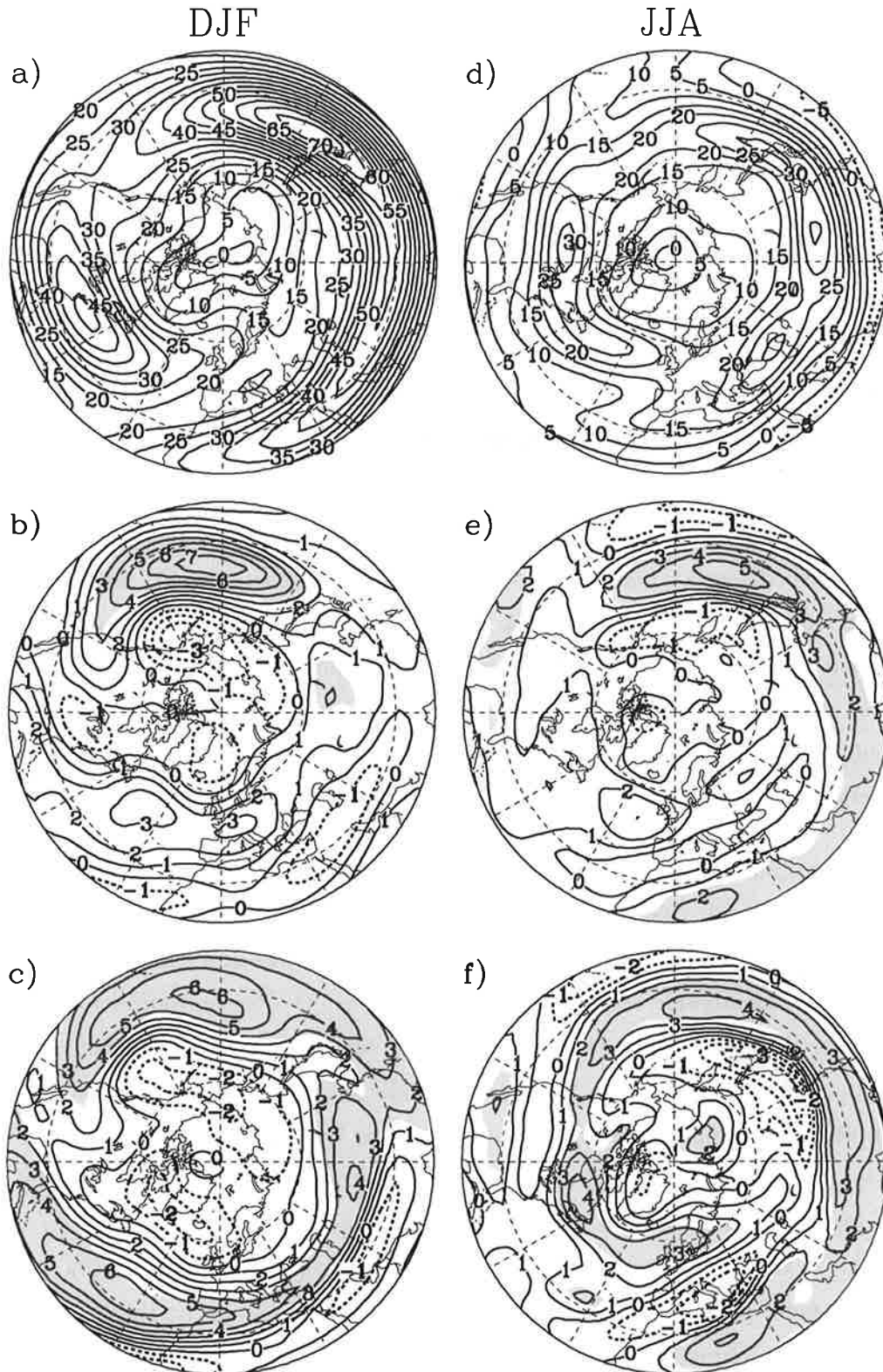


Abbildung 23: Zonalwind [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$] in 200 hPa über der Nordhemisphäre: a) Kontrollexperiment ($1\times\text{CO}_2$), b) $2\times\text{CO}_2 - 1\times\text{CO}_2$ und c) $3\times\text{CO}_2 - 1\times\text{CO}_2$ im Winter (DJF) und d) $1\times\text{CO}_2$, e) $2\times\text{CO}_2 - 1\times\text{CO}_2$ und f) $3\times\text{CO}_2 - 1\times\text{CO}_2$ im Sommer (JJA). Dunkel (hell) schattierte Flächen: Statistisch signifikante Zunahme (Abnahme).

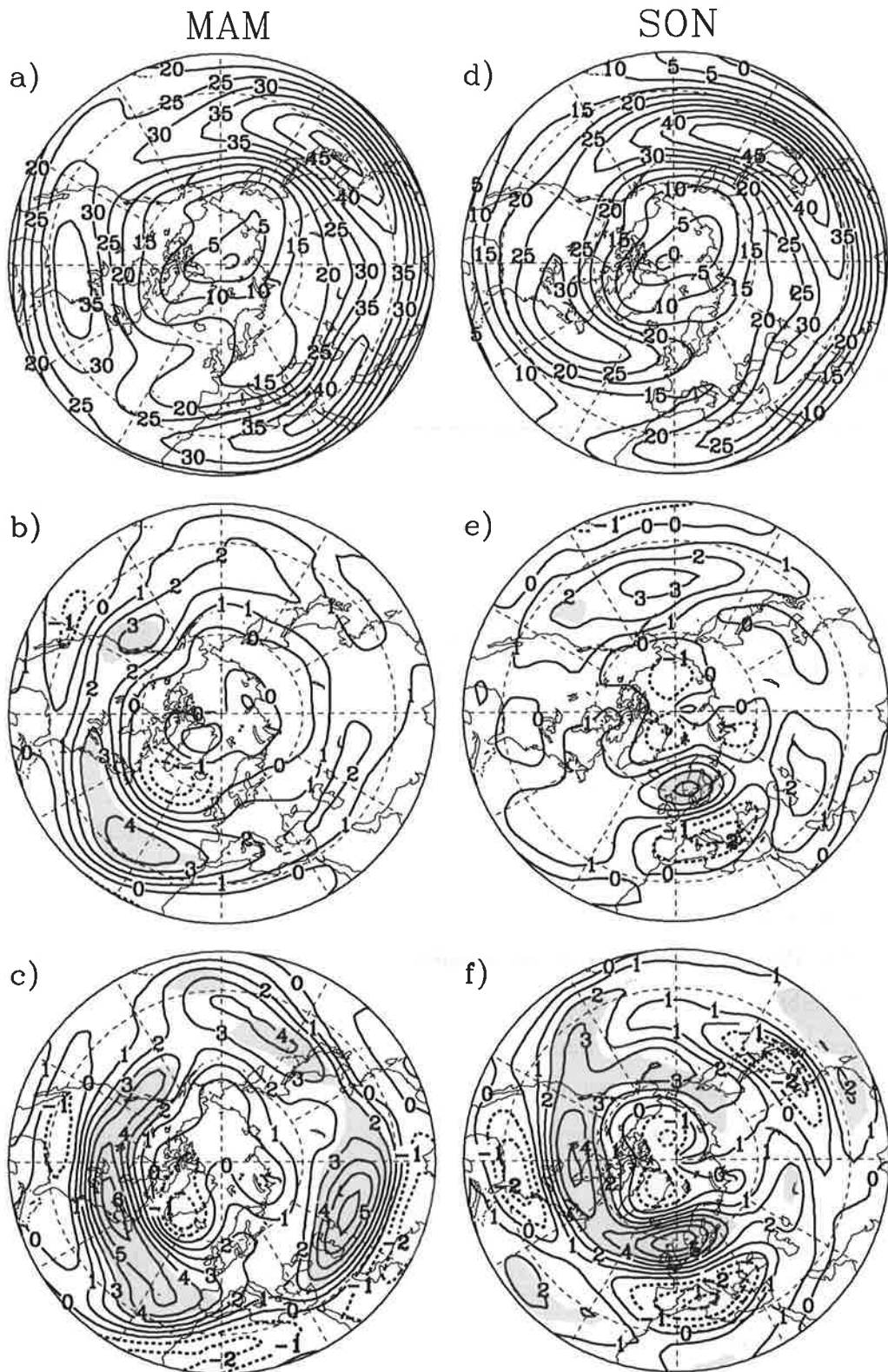


Abbildung 24: Zonalwind [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$] in 200 hPa über der Nordhemisphäre: a) Kontrolleexperiment ($1x\text{CO}_2$), b) $2x\text{CO}_2 - 1x\text{CO}_2$ und c) $3x\text{CO}_2 - 1x\text{CO}_2$ im Frühling (MAM) und d) $1x\text{CO}_2$, e) $2x\text{CO}_2 - 1x\text{CO}_2$ und f) $3x\text{CO}_2 - 1x\text{CO}_2$ im Herbst (SON). Dunkel (hell) schattierte Flächen: Statistisch signifikante Zunahme (Abnahme).

In den tieferen troposphärischen Schichten sind statistisch signifikante Änderungen des zeitlich gemittelten Zonalwindes in den Gebieten zu finden, in denen sich der horizontale Gradient der geopotentiellen Höhe infolge der Änderungen des horizontalen Temperaturfeldes am stärksten ändert. Dabei sind deutliche Unterschiede zwischen den Jahreszeiten festzustellen. Im Winter wirkt die polare Erwärmung vor allem im $3xCO_2$ -Experiment der Zunahme des Zonalwindes entgegen. In den Übergangsjahreszeiten nimmt hingegen der Zonalwind in einzelnen Gebieten stark zu und ist im $3xCO_2$ -Experiment stärker als im $2xCO_2$ -Experiment.

6.3.3.4. Stationäre horizontale Muster der Zirkulation

Horizontale Struktur der stationären Wellen

Das Signal der stationären Wellen wird im folgenden mit der horizontalen Verteilung der Stromfunktion, von der das zonale Mittel abgezogen wurde, untersucht. Zusätzlich wird eine diagnostische Größe, der horizontale Wellenaktivitätsfluß (Plumb 1985; zur Berechnung siehe Kapitel 3.1.2), der es gestattet, die Entstehungsgebiete und die Ausbreitungsrichtung der stationären Wellen zu ermitteln, studiert. Beide Größen werden in der 500-hPa-Fläche betrachtet. Diese ist aufgrund des äquivalent barotropen Charakters der Änderungen in den Zeitscheibenexperimenten repräsentativ.

Im Winter (Abb. 25) im Kontrollexperiment ist die Amplitude der stationären Wellen am größten. Das Bild für den Wellenaktivitätsfluß stimmt qualitativ mit Ergebnissen aus der Analyse von Beobachtungsdaten (siehe Plumb 1985, Fig. 4a; Fraedrich et al. 1993, Fig. 6c) überein. Divergenz des Wellenaktivitätsflusses ist über Ostasien vorhanden. Von dort ausgehend gibt es einen Fluß von Wellenaktivität nach Südosten und einen zweiten nach Osten über den Pazifik. Die Wellenaktivität verstärkt sich noch einmal über dem östlichen Pazifik und breitet sich zum Teil über Nordamerika und zum Teil nach Südosten aus. Eine weitere Quelle befindet sich über dem Nordatlantik, von wo aus sich der Aktivitätsfluß nach Süden und Osten richtet.

Die Differenz zwischen dem $2xCO_2$ -Experiment und dem Kontrollexperiment zeigt als Signal auf die veränderten Randbedingungen einen stationären Wellenzug, der sich vom tropischen Pazifik bis zum Atlantik ausbreitet und dem Zustand des Kontrollperiments überlagert ist. Die Änderung der Stromfunktion wurde mit dem gleitenden t-Wert-Verfahren getestet. In den lokalen Extrema, insbesondere über dem Pazifik, ist das Signal der Stromfunktion statistisch signifikant. Die Struktur des Wellenzuges ähnelt der Struktur des Pazifik-Nordamerika-Telekonnektionsmusters (PNA; siehe Dickson und Namias 1976; Namias 1978; Wallace und Gutzler 1981; Blackmon et al. 1984a; Barnston und

Livezey 1987). Ein dem Signal in den Zeitscheibenexperimenten ähnliches Bild für den Wellenaktivitätsfluß wird durch Karoly et al. (1989), Fig. 3a, für das PNA-Muster präsentiert. Die Anregung stationärer Wellenzüge, die vom tropischen Pazifik ausgehen, wurde auch von Meehl et al. (1993) und Stephenson und Held (1993) in Experimenten mit einer erhöhten CO₂-Konzentration beschrieben. Die dort beobachteten Strukturen unterschieden sich aber vom PNA-Muster.

Aus dem Differenzvektor des Wellenaktivitätsflusses ist eine Divergenz über dem nordöstlichen Pazifik ersichtlich, die auf eine Anregung des stationären Wellenzuges in diesem Gebiet hindeutet. Es ist bekannt, daß stationäre Wellen auch durch die Konvergenz der durch transiente Wellen verursachten Flüsse angeregt werden können (Valdes und Hoskins 1989). Wie eine Betrachtung des Wärmeflusses durch transiente Wellen zeigt, die in einem nachfolgenden Kapitel noch vorgenommen wird, ändert sich der Wärmefluß durch transiente Wellen im synoptischen Bereich in diesem Gebiet, so daß die Intensivierung des stationären Wellenzuges über dem nordöstlichen Pazifik damit erklärt werden kann.

Im 3xCO₂-Experiment ist im Winter ebenfalls ein PNA-ähnlicher Wellenzug als Signal auf die veränderten Randbedingungen auszumachen. Die Amplitude der Welle ist aber besonders über dem nordöstlichen Pazifik deutlich geringer als im 2xCO₂-Experiment. Das ist mit der starken polaren Erwärmung im Winter, der geringeren Zunahme der Baroklinität und der geringeren Zunahme der Wärmeflußkonvergenz in diesem Gebiet konsistent.

Die Ähnlichkeit des Signals mit dem PNA-Muster kann über den PNA-Index nach Wallace und Gutzler (1981) verifiziert werden:

$$PNA = \frac{1}{4}[z^*(20^\circ N, 160^\circ W) - z^*(45^\circ N, 165^\circ W) + z^*(55^\circ N, 115^\circ W) - z^*(30^\circ N, 85^\circ W)] \quad (Gl. 6.2)$$

mit z^* als zeitlich normalisierte Abweichung der geopotentiellen Höhe der 500-hPa-Fläche von ihrem Zonalmittel.

In Abb. 26 sind die Zeitserie des Indexes im Kontrollexperiment im Winter, die Kurven der über jeweils 30 Jahre gleitend berechneten Mittel und 95%-Vertrauensintervalle und die über 30 Jahre gemittelten Signale im 2xCO₂- und 3xCO₂-Experiment dargestellt. Während der PNA-Index im 2xCO₂-Experiment statistisch signifikant zunimmt, ist die Änderung im 3xCO₂-Experiment nicht statistisch signifikant. Eine bemerkenswerte Eigenschaft ist die starke Änderung des Indexes im Kontrollexperiment im Verlauf der 100 Jahre. Sie beweist, wie wichtig es ist, die interdekadische Variabilität zu berücksichtigen.

DJF

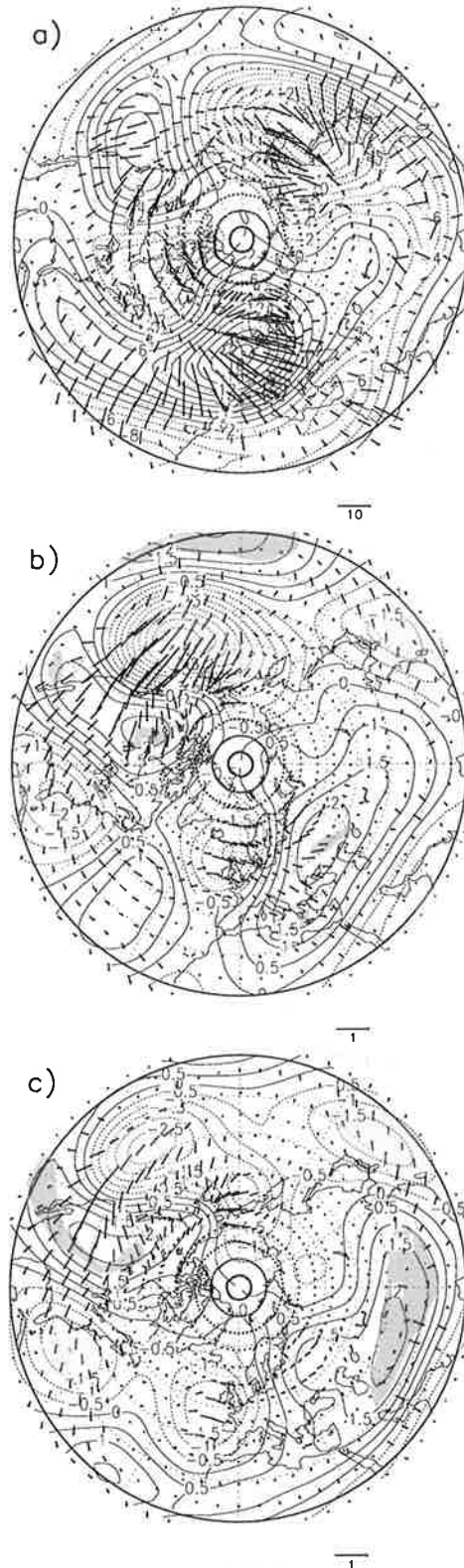


Abbildung 25: Abweichung der Stromfunktion [$10^6 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$] vom Zonalmittel (Linien) und Aktivitätsfluß [$\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$] der stationären Wellen (Vektoren) auf der 500-hPa-Fläche im Winter (DJF). a) Kontrollexperiment ($1 \times \text{CO}_2$), b) $2 \times \text{CO}_2 - 1 \times \text{CO}_2$ und c) $3 \times \text{CO}_2 - 1 \times \text{CO}_2$. Dunkel (hell) schattierte Flächen: Statistisch signifikante Zunahme (Abnahme) der Stromfunktion.

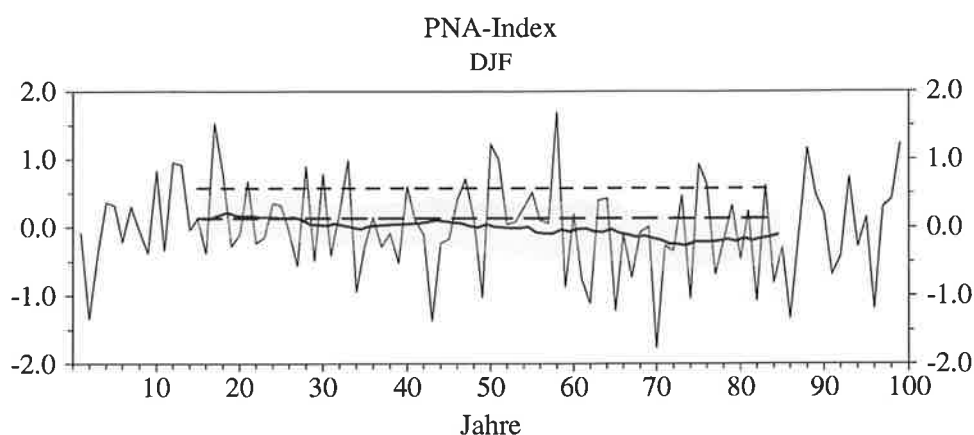


Abbildung 26: PNA-Index im Winter (DJF). Dünn durchgezogene Linie: Zeitserien für Kontrollexperiment; Dick durchgezogene Linie: 30-jähriges gleitendes Mittel für Kontrollexperiment; Schattierung: 30-jähriges gleitendes Vertrauensintervall für Kontrollexperiment; kurz unterbrochene Linie: 30-jähriges Mittel im $2xCO_2$ -Experiment; lang unterbrochene Linie: 30-jähriges Mittel im $3xCO_2$ -Experiment.

Ein weiterer stationärer Wellenzug, der sich nach Osten ausbreitet, wird im $2xCO_2$ -Experiment im Winter über dem nördlichen Atlantik angeregt. Im $3xCO_2$ -Experiment ist das Gebiet der Divergenz des Aktivitätsflusses im Zusammenhang mit der polaren Erwärmung dann etwas nach Süden verschoben. Auch hier fällt die Anregung mit einer zunehmenden Wärmeflußkonvergenz durch transiente Wellen zusammen. Die Anregung dieses Wellenzuges ist aber kaum mit signifikanten Änderungen in der Stromfunktion verbunden. Dafür gibt es im $3xCO_2$ -Experiment eine signifikante Zunahme der Stromfunktion über Mittelasien, von wo aus sich Wellenaktivität nach Osten ausbreitet.

Die Anregung von PNA-ähnlichen Änderungen wurde auch in Experimenten mit tropischen Wärmequellen erhalten. Ein Zusammenhang zwischen zentralpazifischen Niederschlagsanomalien und PNA wurde von Horel und Wallace (1981) gefunden. Simmons et al. (1983) erklärten das PNA-Muster über die Anregung eines instabilen atmosphärischen Modes. Die Ergebnisse von Geisler et al. (1985), die feststellten, daß eine PNA-ähnliche Reaktion der Zirkulation von der geographischen Länge der tropischen Wärmequelle unabhängig ist, von Sardeshmukh und Hoskins (1988), die die Abhängigkeit der Anregung von Rossby-Wellen von Divergenz des Windes in der oberen tropischen Troposphäre untersuchten, von Hsu (1994), die die Bedeutung des zonal gemittelten Anteils des tropischen divergenten Antriebs herausstellten, und von Zhang et al. (1996), die zeigten, daß die Anregung der mit dem PNA-Muster verbundenen Variabilität unabhängig vom ENSO-Phänomen vorhanden ist, stützen diese Sichtweise, nach der ein instabiler Mode angeregt wird. In einer Untersuchung, in der die ersten 30 Jahre des für diese Arbeit verwendeten Kontrollexperiments mit 5 Experimenten mit dem gleichen atmosphärischen GCM, in

denen die beobachteten SST der Jahre 1979 bis 1992 als untere Randbedingung verwendet wurden, verglichen wurden, fanden Bengtsson et al. (1996), daß die atmosphärische Zirkulation in den mittleren Breiten auch bei einer klimatologischen SST Moden der Variabilität aufweist, deren Amplitude etwa die gleiche Größe hat, wie das durch El Niño induzierte Signal. In den Experimenten mit variabler SST wird die intern generierte atmosphärische Variabilität durch die El-Niño-Ereignisse moduliert.

Aus den hier präsentierten Ergebnissen ergibt sich nun, daß auch unter der Bedingung einer Erhöhung der CO₂-Konzentration und einer entsprechenden Veränderung der unteren Randbedingungen eine Anregung einer stationären PNA-ähnlichen Antwort der atmosphärischen Zirkulation möglich ist. Eine Entscheidung, ob in den hier durchgeführten Experimenten das PNA-Muster allein durch die im tropischen Pazifik vorgeschriebenen Temperaturanomalien oder durch die tropischen Anomalien allgemein erzeugt wurde, ist aber nicht möglich, weil kein geographisch isolierter Antrieb vorgeschrieben wurde, sondern die Randbedingung in den gesamten tropischen Gebieten verändert ist. Desweiteren ist zu sehen, daß die Anregung stationärer Wellen einen nichtlinearen Charakter für verschiedene CO₂-Konzentrationen und den zugehörigen unteren Randbedingungen haben kann. Offen ist auch die Frage, wie das Signal modifiziert würde, wenn eine variable statt einer festen SST für eine erhöhte CO₂-Konzentration verwendet würde.

In den anderen Jahreszeiten (Abb. 27) unterscheidet sich die stationäre Wellenstruktur im Kontrollexperiment (Abb. 27a, c, und e) von der im Winter. Die Amplitude der Wellen und die Wellenlänge sind kleiner, wobei die kleinsten Werte im Sommer vorhanden sind. Die stationären Wellenzüge, die sich nach Südosten ausbreiten, gehen vor allem von Ostasien und vom Nordatlantik aus. Eine Aufspaltung des Wellenzugs, in einen nach Osten und einen nach Süden gerichteten Anteil, wie im Winter zu finden ist, ist kaum vorhanden. Deutlich erkennbar ist in diesen drei Jahreszeiten eine Divergenz des Wellenaktivitätsflusses über dem östlichen Mittelmeer, wo ebenfalls eine Anregung stationärer Wellen erfolgt, die mit dem Temperaturkontrast zwischen Mittelmeer und östlich angrenzenden stark erwärmten Landflächen erklärt werden kann.

In den Zeitscheibenexperimenten sind signifikante Änderungen der stationären Wellenstruktur im Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) nur für eine Verdreifachung der CO₂-Konzentration zu finden. Aus diesem Grund werden nur diese gezeigt. Im Frühling (Abb. 27b) wird ein stationärer Wellenzug, der sich nach Osten nach Europa ausbreitet, über dem Nordatlantik angeregt, was an der Divergenz des Wellenaktivitätsflusses zu erkennen ist. Die Änderungen in den zugehörigen Extrema der Stromfunktion sind

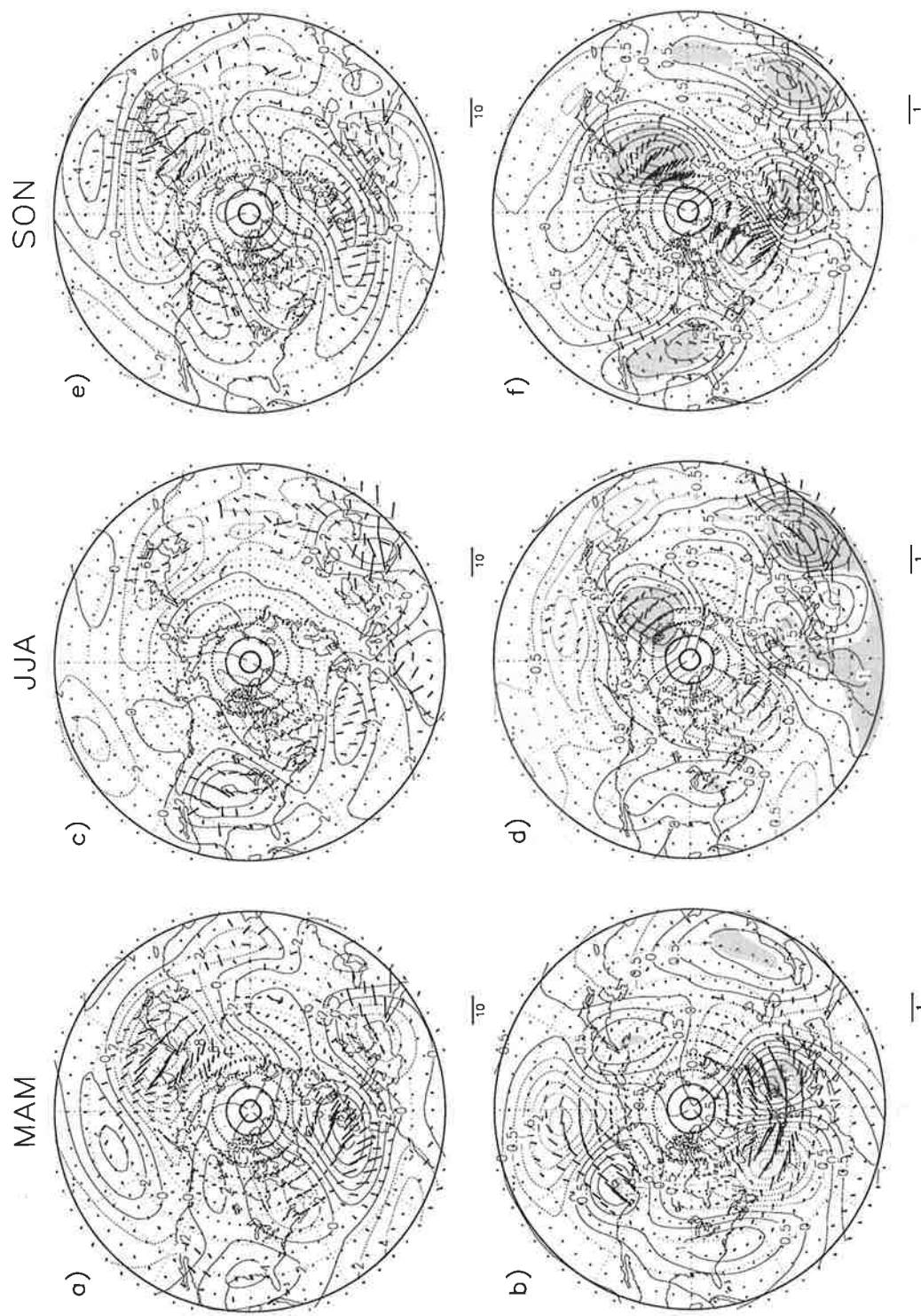


Abbildung 27: Abweichung der Stromfunktion [$10^6 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$] vom Zonalmittel (Linien) und Aktivitätsfluß [$\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$] der stationären Wellen (Vektoren) auf der 500-hPa-Fläche. a) Kontrollexperiment (1xCO₂) und b) 3xCO₂-1xCO₂ im Winter (DIF), c) 1xCO₂ und d) 3xCO₂-1xCO₂ im Sommer (JJA) und e) 1xCO₂ und f) 3xCO₂-1xCO₂ im Herbst (SON). Dunkel (hell) schattierte Flächen: Statistisch signifikante Zunahme (Abnahme) der Stromfunktion.

dabei statistisch signifikant. Ein weiterer Wellenzug mit einer etwas kleineren Amplitude breitet sich vom Nordpazifik nach Osten aus.

Die signifikante Zunahme der Stromfunktion über Mittelasien ist Folge einer lokal begrenzten Hebung der Druckflächen durch thermische Ausdehnung, die durch adiabatische Erwärmung der Luft durch Absinkbewegung verursacht wird.

Um zu überprüfen, ob die Signale der stationären Wellen im Frühling über dem Atlantik Ähnlichkeit mit Telekonnektionsmustern besitzen, wurden verschiedene Zirkulationsindizes, der Index des Westatlantischen Telekonnektionsmusters (WA) und der des Eurasischen Telekonnektionsmusters (EU), nach Wallace und Gutzler (1981) berechnet:

$$WA = \frac{1}{2}[z^*(55^\circ N, 55^\circ W) - z^*(30^\circ N, 55^\circ W)] \quad (Gl.6.3)$$

$$EU = -\frac{1}{4}z^*(55^\circ N, 20^\circ E) + \frac{1}{2}z^*(55^\circ N, 75^\circ E) - \frac{1}{4}z^*(40^\circ N, 145^\circ E) \quad (Gl.6.4)$$

mit z^* wie für den PNA-Index.

In Abb. 28 sind der EU- und der WA-Index abgebildet. Während im $2xCO_2$ -Experiment keine Änderung der Indizes gegenüber dem Kontrollexperiment festzustellen ist, werden sie im $3xCO_2$ -Experiment kleiner. Dabei liegt der EU-Index im Falle einiger der 30-Jahre-Intervalle des Kontrollexperiments innerhalb des Vertrauensintervalls. Die Änderung des WA-Indexes liegt an der Grenze zur statistischen Signifikanz. Damit wird zumindest die Tendenz, daß das Signal im Frühling sowohl Ähnlichkeit mit dem EU- als auch dem WA-Muster hat, gezeigt. Wenn zudem der von Karoly et al. (1989), allerdings für den Winter (siehe Fig. 3c), ermittelte, zum EU-Muster gehörende Wellenaktivitätsfluß mit dem in Abb. 27b zu sehenden Signal des Flusses verglichen wird, ist eine gute Übereinstimmung beider über dem Nordatlantik im $3xCO_2$ -Experiment zu bemerken.

Sowohl im Sommer (Abb. 27d) als auch im Herbst (Abb. 27f) ist das Signal der stationären Wellen auf die veränderten Randbedingungen über dem Nordatlantik ebenfalls stärker als über dem Pazifik und mit einer Zunahme der Konvergenz des Wärmeflusses durch transiente Wellen verbunden. Es wird ein Wellenzug mit einem anomalen Trog nahe Grönland angeregt, der sich nach Südosten ausbreitet, und mit einem anomalen Rücken über Europa verbunden ist. Über dem östlichen Mittelmeer intensiviert sich die Wellenaktivität und breitet sich dann weiter über die Arabische Halbinsel aus. Diese die Amplitude der stationären Wellen in dieser Region im Kontrollexperiment verstärkende Intensivierung,

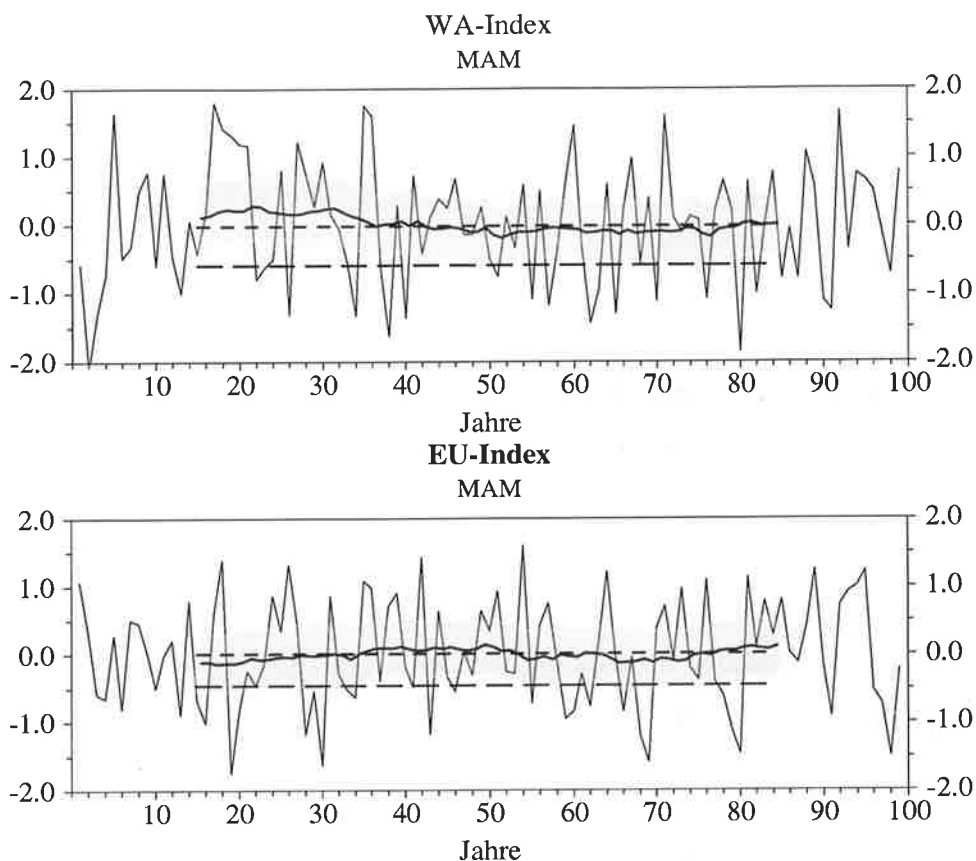


Abbildung 28: WA- und EU-Index im Frühling (MAM). Dünn durchgezogene Linien: Zeitserien für Kontrollexperiment; Dick durchgezogene Linien: 30-jähriges gleitendes Mittel für Kontrollexperiment; Schattierung: 30-jähriges gleitendes Vertrauensintervall für Kontrollexperiment; kurz unterbrochene Linien: 30-jähriges Mittel im $2\times\text{CO}_2$ -Experiment; lang unterbrochene Linien: 30-jähriges Mittel im $3\times\text{CO}_2$ -Experiment.

kann mit der starken Zunahme des Temperaturkontrastes zwischen beiden Gebieten erklärt werden.

Die starke Zunahme über dem Nordosten Asiens, die auch deutlich signifikant ist, fällt mit einer starken troposphärischen Erwärmung in diesem Gebiet zusammen (siehe Abb. 21f), die eine deutliche Hebung der Druckflächen bewirkt.

Im Herbst (Abb. 27f) wird stationäre Wellenaktivität, die sich nach Südosten ausbreitet, auch über der nordwestlichen Küste Nordamerikas durch eine Zunahme der Konvergenz des Wärmeflusses durch transiente Wellen in diesem Gebiet angeregt.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß eine Erhöhung der CO_2 -Konzentration und die Veränderung der entsprechenden unteren Randbedingungen Signale in der stationären Wellenstruktur zur Folge haben, die im Winter und Frühling eine große Ähn-

lichkeit mit Telekonnektionsmustern, die charakteristische Moden der internen Variabilität der Atmosphäre repräsentieren, haben. Im Winter wird ein deutliches dem PNA sehr ähnliches Muster erzeugt. Dieses Muster ist von der CO_2 -Konzentration und der zugehörigen unteren Randbedingung in nichtlinearer Weise abhängig. Während es im $2\times\text{CO}_2$ -Experiment besonders über dem Pazifik sehr stark ist, und auch im PNA-Index zu finden ist, geht die Intensität im $3\times\text{CO}_2$ -Experiment wieder zurück. In den anderen Jahreszeiten ist kein PNA-ähnliches Signal zu beobachten.

Im Frühling, Sommer und Herbst erscheint das stärkste Signal über dem Atlantik, Europa und Asien. Besonders im Frühling ähnelt es einem anderen bekannten Mode der internen Variabilität, dem Eurasischen Muster (EU). Im Sommer und Herbst breitet sich Wellenaktivität von einem Gebiet nahe Grönland ausgehend nach Südosten aus.

Die Addition von Telekonnektionsmustern ähnlichen Signalen mit dem mittleren Zustand der Zirkulation im Kontrollexperiment ergeben in den Zeitscheibenexperimenten einen neuen mittleren Zustand der Zirkulation, der der Zirkulation im Kontrollexperiment bei einem extremen Wert des zum Telekonnektionsmuster zugehörigen Indexes (z.B. PNA-Index; siehe Wallace und Gutzler 1981) entspricht. Als Konsequenz ergibt sich daraus, daß regionale Klimaänderungen bei einer Erhöhung der CO_2 -Konzentration Ähnlichkeit mit Klima-anomalien, die bei dem extremen Indexwert des Telekonnektionsmusters beobachtet werden, haben müßten. Weitere Untersuchungen sollten sich mit dieser Frage befassen.

Eine weitere interessante, zu untersuchende Frage wäre, wie sich die interne Variabilität der atmosphärischen Zirkulation bei einer Erhöhung der CO_2 -Konzentration verändert, wenn das stationäre Signal eine Form hat, die einzelnen Moden dieser Variabilität entspricht. Erste Untersuchungen über die Veränderung der Telekonnektionsmuster in Klimamodellen bei einer Erhöhung der CO_2 -Konzentration wurden von Liang et al. (1996) durchgeführt, die in ihren Experimenten eine systematische Verschiebung des PNA- und des EU-Musters fanden.

Stationäre Muster der geopotentiellen Höhe und der Druckverteilung auf Meeresspiegelniveau

Die Änderungen des stationären Feldes der geopotentiellen Höhe und des Bodendruckfeldes werden im folgenden Abschnitt betrachtet. Das Signal der geopotentiellen Höhe ergibt sich als Summe aus dem Signal des zonal gemittelten Anteils und der Änderung der stationären Wellen. Die Änderung des Luftdrucks auf Meeresspiegelniveau ist das Ergebnis der Gesamtheit der Änderungen der Luftmassenverteilung in der ganzen Atmosphäre,

die bei einer Erhöhung der CO₂-Konzentration und der entsprechenden unteren Randbedingungen auftreten.

Die geopotentielle Höhe der 500-hPa-Fläche und der Luftdruck auf Meeresspiegelniveau im Kontrollexperiment im Winter und die Änderungen für eine verdoppelte und verdreifachte CO₂-Konzentration sind in Abb. 29 dargestellt. Das Feld der geopotentiellen Höhe zeigt im Kontrollexperiment (Abb. 29a) die wohlbekannte Trog-Rücken-Struktur, mit je einem starken Trog über dem nordwestlichen Pazifik und nordwestlichen Atlantik und einem dritten schwächeren Trog über dem östlichen Europa. Der Luftdruck in Meeresspiegelniveau ist durch Minima im nördlichen Pazifik und Atlantik, den für die Genese von Zyklo- nen bevorzugten Gebieten, gekennzeichnet. Hochdruckgebiete befinden sich sowohl über Sibirien als auch in den Subtropen mit Maxima über dem westlichen Mittelmeer/südwest- liches Europa und dem westlichen Nordamerika.

Die Änderungen der geopotentiellen Höhe der 500-hPa-Fläche und des Luftdruckfeldes in Meeresspiegelniveau im 2xCO₂- und 3xCO₂-Experiment im Winter sind in Abb. 29b bzw. Abb. 29c dargestellt. Die Gebiete, in denen das Signal des Luftdruckfeldes auf der Basis des gleitenden t-Wert-Verfahrens statistisch signifikant ist, sind schattiert. Die Änderung der geopotentiellen Höhe ist in den Experimenten in vielen Gebieten statistisch signifi- kant. Deswegen wird bei dieser Größe die Signifikanz nicht dargestellt.

Der allgemeine Anstieg der geopotentiellen Höhe ist auf die Hebung der Druckflächen, die in den Tropen am stärksten ist, durch die Ausdehnung der Troposphäre aufgrund ihrer Erwärmung zurückzuführen. Dieser Änderung ist das Signal in der stationären Wellen- struktur überlagert. Im Winter, in dem das PNA-ähnliche Signal dominiert, ist die Zirkula- tion in der mittleren Troposphäre im Gebiet des östlichen Pazifik und über Nordamerika besonders im 2xCO₂-Experiment weniger zonal. Die Änderungen über dem Atlantik und Europa sind weniger stark. Das Signal der geopotentiellen Höhe hat in der Troposphäre einen äquivalent-barotropen Charakter. Mit der Höhe nimmt der Betrag der Änderungen zu.

Der Luftdruck in Meeresspiegelniveau nimmt im 2xCO₂-Experiment über dem nördlichen Atlantik und Pazifik zwar deutlich ab, aber mit Ausnahme eines kleinen Gebiets um die Beringstraße herum, ist diese Änderung nicht signifikant. Auch in niederen Breiten gibt es kaum signifikante Änderungen. Im 3xCO₂-Experiment ist eine statistisch signifikante Abnahme des Luftdruckes in einem großen Gebiet zu finden, das von Nordafrika über Mit- telasien bis nach Ostasien reicht, die durch die Abnahme der Luftdichte durch die Erwär- mung über Land verursacht wird. Ein weiteres Gebiet mit einer signifikanten Abnahme ist

DJF

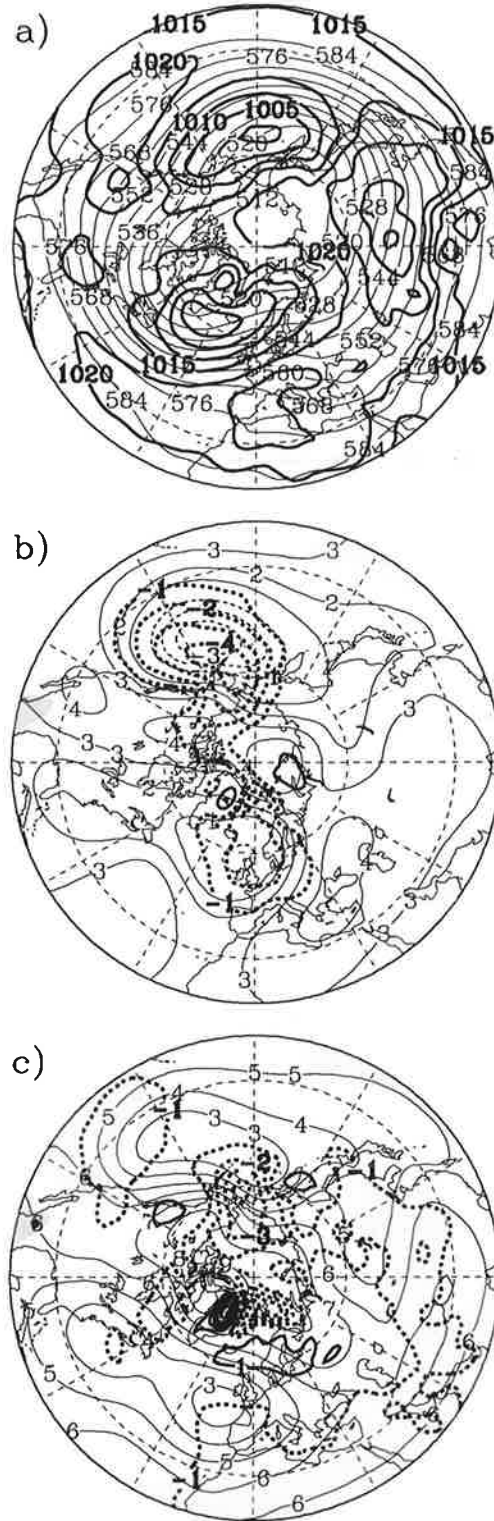


Abbildung 29: Geopotentielle Höhe der 500-hPa-Fläche [gpdm] (dünne Linien) und Luftdruck in Meeresspiegelniveau [hPa] (dicke Linien) im Winter (DJF). a) Kontrollexperiment (1xCO₂), b) 2xCO₂-1xCO₂ und c) 3xCO₂-1xCO₂. Dunkel (hell) schattierte Flächen: Statistisch signifikante Zunahme (Abnahme) des Luftdrucks in Meeresspiegelniveau.

auch der östliche Pazifik. Hier wird ein lokales Maximum der SST-Anomalie vorgeschrieben, das auch zu einer mit der Erwärmung verbundenen Verringerung der Luftdichte führt.

In den anderen Jahreszeiten (Abb. 30) unterscheiden sich sowohl das zeitlich gemittelte Feld der geopotentiellen Höhe im Kontrollexperiment als auch seine Änderungen in den Zeitscheibenexperimenten von denen im Winter. Die Zirkulation hat eine geringere Intensität, wobei die Intensität im Sommer am geringsten ist. Statt drei Trögen wie im Winter sind vier Tröge vorhanden, einer über dem nordwestlichen Pazifik, einer über dem nordöstlichen Pazifik, einer über dem nordwestlichen Atlantik und ein vierter über Osteuropa. Auch das Feld des Luftdruckes auf Meeresspiegelniveau zeigt eine geringere Intensität der Zirkulation an, vor allem mit den nicht so tiefen Minima über den nördlichen Ozeangebieten.

In den Zeitscheibenexperimenten tritt auch im Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) eine allgemeine Hebung der Druckflächen aufgrund der Ausdehnung der Troposphäre auf. So ist die Änderung dieses Feldes zum großen Teil bereits im $2xCO_2$ -Experiment statistisch signifikant. Das Feld des Luftdruckes auf Meeresspiegelniveau zeigt im $3xCO_2$ -Experiment ein vom Muster her sehr ähnliches, aber stärkeres Signal als im $2xCO_2$ -Experiment. Im $2xCO_2$ -Experiment ist das Signal nur in einigen kleinräumigen Gebieten bereits signifikant. Aus diesem Grund wird sich hier auf die Darstellung der Änderungen im $3xCO_2$ -Experiment beschränkt.

Im vorangegangenen Teilkapitel wurde gezeigt, daß das Signal der stationären Wellen in den Zeitscheibenexperimenten im Frühling dem Eurasischen Telekonnektionsmuster ähnlich ist. Zusammen mit der Änderung des Zonalmittels des Feldes der geopotentiellen Höhe ergibt sich daraus eine stärkere Mäandrierung bzw. geringere Zonalität der zeitlich gemittelten Zirkulation über Europa und Asien. Im Sommer, mehr noch im Herbst, ist ein starker anomaler Nordwest-Südost-Gradient der geopotentiellen Höhe zu finden. Die positiven Höhenanomalien im Frühling über dem Ostpazifik, über dem Osten Nordamerikas/Westatlantik und über Europa (Abb. 30b) und im Herbst über dem Nordpazifik, über dem Osten Nordamerikas und über Europa (Abb. 30f) hängen mit dem weiter nach Norden Ausgreifen der Hadley-Zirkulation (siehe Kapitel 6.3.2, Abb. 19) zusammen. Im Sommer (Abb. 30d) sind die Maxima der positiven Anomalien etwas kleiner als in den anderen beiden Jahreszeiten. Wie im Winter haben die Änderungen der geopotentiellen Höhe auch in den anderen Jahreszeiten in der Troposphäre einen äquivalent barotropen Charakter, wobei der Betrag der Änderungen mit der Höhe zunimmt.

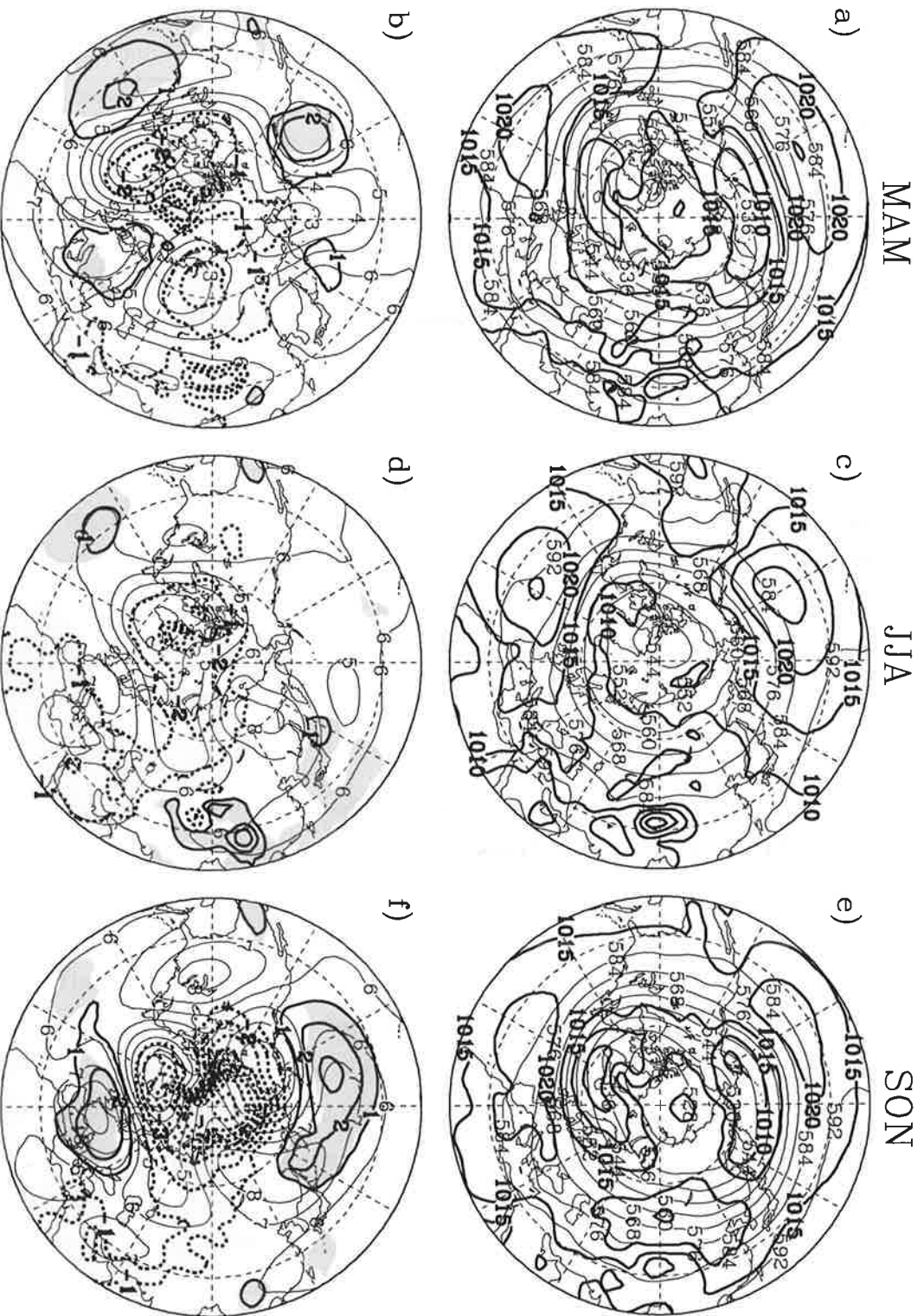


Abbildung 30: Geopotentielle Höhe der 500 hPa-Fläche [gpdm] (dünne Linien) und Luftdruck in Meeresspiegelniveau [hPa] (dicke Linien): a) Kontrollexperiment (1xCO₂) und b) 3xCO₂-1xCO₂ im Frühling (MAM), c) 1xCO₂ und d) 3xCO₂-1xCO₂ im Sommer (JJA) und e) 1xCO₂ und f) 3xCO₂-1xCO₂ im Herbst (SON). Dunkel (hell) schattierte Flächen: Statistisch signifikante Zunahme (Abnahme) des Luftdrucks in Meeresspiegelniveau.

Die Änderungen des Luftdruckfeldes in Meeresspiegelniveau lassen sich im Frühling, Sommer und Herbst auf zwei wesentliche Prozesse zurückführen. Der eine ist die thermische Ausdehnung der Atmosphäre bei einer starken Erwärmung der Luft vom Boden her. Der andere sind Bodendruckänderungen im Zusammenhang mit der Änderung der Dynamik. Statistisch signifikante Abnahmen, die durch die thermische Ausdehnung verursacht werden, sind im Frühling und Herbst über der Arabischen Halbinsel und Mittelasien und im Sommer zusätzlich noch über ganz Nordafrika zu finden. Im Herbst nimmt der Luftdruck infolge der polaren Erwärmung auch über der gesamten Arktis signifikant ab.

Mit Änderungen in der atmosphärischen Dynamik stehen in allen drei Jahreszeiten die signifikante Abnahme des Luftdrucks in den Gebieten mit negativen und die signifikante Zunahme mit positiven Höhenanomalien im Zusammenhang. Letzteres ist besonders im Frühling und Herbst deutlich ausgeprägt. So ist das weitere nach Norden Ausgreifen der Hadley-Zirkulation z.B. über Europa mit einer Zunahme von Wetterlagen mit Hochdruckeinfluß verbunden.

Eine signifikante Änderung der Zonalität der bodennahen Luftströmung über dem östlichen Atlantik/westliches Europa ist nur im Herbst zu finden, wie eine Betrachtung des NAO-Indexes, der Differenz des normalisierten Druckes zwischen Lissabon, Portugal (38.8°N, 9.1°W) und Stykkisholmur, Island (65.1°N, 22.7°W; siehe Hurrell 1995) ergibt (Abb. 31). Bedingt durch die starke Zunahme des Drucks über dem südlichen Europa und der Abnahme südöstlich Grönlands nimmt er im 3xCO₂-Experiment deutlich zu.

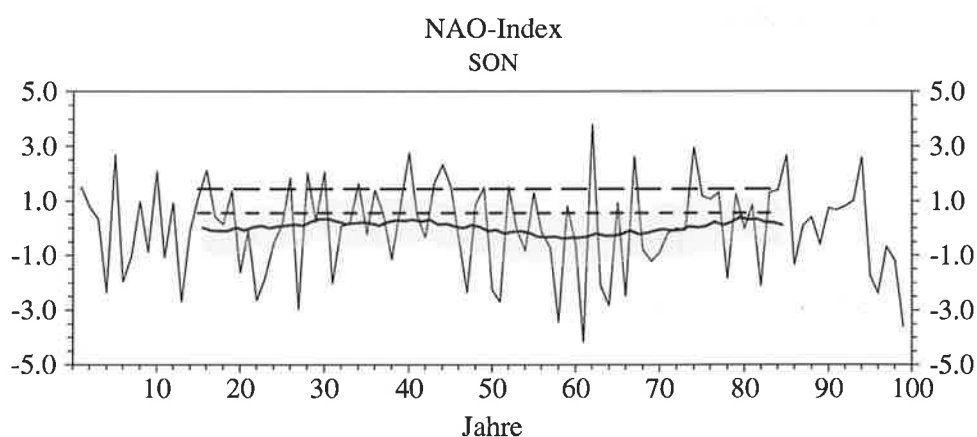


Abbildung 31: NAO-Index im Herbst (SON). Dünn durchgezogene Linie: Zeitserien für Kontrollexperiment; Dick durchgezogene Linie: 30-jähriges gleitendes Mittel für Kontrollexperiment; Schattierung: 30-jähriges gleitendes Vertrauensintervall für Kontrollexperiment; kurz unterbrochene Linie: 30-jähriges Mittel im 2xCO₂-Experiment; lang unterbrochene Linie: 30-jähriges Mittel im 3xCO₂-Experiment.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß sich auch die Signale des zeitlich gemittelten Feldes der geopotentiellen Höhe und des Luftdruckfelds auf Meeresspiegelniveau in den Zeitscheibenexperimenten mit verdoppelter und verdreifachter CO₂-Konzentration und entsprechend veränderten Randbedingungen in den einzelnen Jahreszeiten unterscheiden. Aufgrund des engen Zusammenhangs zu den Änderungen in der stationären Wellenstruktur ist der stärkste Unterschied zwischen der Winterzirkulation und der Zirkulation in den anderen Jahreszeiten zu finden. Im Winter zeigt die Zirkulation in der mittleren und oberen Troposphäre im pazifisch-nordamerikanischen Gebiet eine stärkere Mäandrierung. Im Frühling ist über dem Nordatlantik und Eurasien die stärkste Veränderung, ebenfalls eine Mäandrierung, zu finden. Im Sommer und Herbst verstärkt sich über Europa die Südwestströmung in der Höhe und nur im Herbst nimmt der NAO-Index im 3xCO₂-Experiment signifikant zu. Die Änderungen des Luftdruckfeldes auf Meeresspiegelniveau sind im Winter vor allem durch eine großräumige Abnahme über Nordafrika und Asien, die durch die thermische Ausdehnung der Luft bedingt wird, gekennzeichnet. In den anderen Jahreszeiten werden Luftdruckänderungen sowohl durch thermische als auch durch dynamische Effekte bewirkt. Über stark erwärmten Landflächen, vor allem über der Arabischen Halbinsel und Mittelasien und im Herbst über der gesamten Arktis, ist eine durch thermische Ausdehnung der Luft bewirkte Druckabnahme zu finden. In den Gebieten in den nördlichen Breiten mit negativen Höhenanomalien sind auch dynamisch bedingte negative Anomalien des Luftdrucks zu finden. Besonders im Frühling und Herbst finden sich eine deutlich signifikante Zunahme des Luftdruckes in den Gebieten, in denen die Hadley-Zirkulation weiter nach Norden ausgreift.

6.3.3.5. Transiente Wellen

In diesem Abschnitt werden die Änderungen der transienten Wellen betrachtet. Dabei werden die transienten Wellen zweier Zeitskalen untersucht. Die eine Zeitskala umfaßt den Bereich 2.5 bis 6 Tage und beschreibt hochfrequente räumlich fortschreitende zyklonale und antizyklonale Störungen. Die geographischen Gebiete mit Maxima der Variabilität der geopotentiellen Höhe der 500-hPa-Fläche, die aus den für den hochfrequenten Bereich gefilterten Daten berechnet werden, werden auch häufig "storm tracks" genannt. Dazu muß aber bemerkt werden, daß die realen Zugbahnen der Zyklonen und Antizyklonen nicht genau mit den "storm tracks" übereinstimmen (Wallace et al. 1988). Trotzdem wird der Begriff in dieser Arbeit ebenfalls verwendet, um seiner allgemeinen Gebräuchlichkeit Rechnung zu tragen. Die andere Zeitskala umfaßt den Bereich 10 bis 90 Tage und repräsentiert niederfrequente persistente Anomalien. Die Filterung der Daten wurde mit den Filtergewichten von Blackmon (1976) durchgeführt. Das Verfahren zur Berechnung der

Variabilität und der Flüsse durch transiente Wellen wurde bereits ausführlicher in Kapitel 3.1.3 vorgestellt.

Bedingung für die Erzeugung instabiler Moden, die durch eine sich verstärkende Amplitude gekennzeichnet sind, ist das Vorhandensein barokliner Instabilität. Die Änderungen barokliner Instabilität in den Zeitscheibenexperimenten mit erhöhter CO₂-Konzentration und den entsprechend veränderten unteren Randbedingungen wurde bereits im Zusammenhang mit der Änderung des Temperaturfeldes in der Troposphäre betrachtet (siehe Kapitel 6.3.3.2).

Hochfrequente transiente Wellen

Die Änderungen im Winter

Als Maß für die Variabilität der geopotentiellen Höhe durch transiente Wellen wird die intrasaisonale Standardabweichung der für die einzelnen Zeitbereiche gefilterten Daten verwendet. Die Standardabweichung der geopotentiellen Höhe der 500-hPa-Fläche, die durch Wellen in der "storm track"-Skala verursacht wird, im Kontrollexperiment im Winter und ihre Änderungen in den Zeitscheibenexperimenten werden in Abb. 32 dargestellt.

Im Kontrollexperiment gibt es zwei Gebiete mit Maximalwerten der Variabilität. Das eine befindet sich über dem Pazifik. In ihm beträgt das sich auf der Datumslinie befindende Maximum der Variabilität 55 gpm. Das andere erstreckt sich vom Osten Nordamerikas in den Atlantik hinein und hat ein Maximum von 62 gpm, das direkt über Neufundland lokalisiert ist. Die Maxima liegen etwas östlich bzw. nordöstlich der maximalen Wachstumsraten durch barokline Instabilität (siehe Kapitel 6.3.3.2, Abb. 21). Das stimmt mit den Ergebnissen, die aus beobachteten Daten gewonnen wurden, überein (Hoskins und Valdes 1990). Die baroklinen Wellen werden in den Gebieten mit maximaler barokliner Instabilität generiert und benötigen eine gewisse Strecke um ihre maximale Amplitude zu erreichen.

In den Zeitscheibenexperimenten mit erhöhter CO₂-Konzentration und den entsprechend veränderten unteren Randbedingungen sind sowohl für 2xCO₂ als auch für 3xCO₂ im Winter einige Gebiete zu finden, in denen sich die Variabilität der geopotentiellen Höhe ändert. Im 2xCO₂-Experiment (Abb. 32b) nimmt die Standardabweichung über dem östlichen Nordpazifik - das ist südöstlich des Maximums im Kontrollexperiment - und über dem Atlantik, östlich des Maximums im Kontrollexperiment, zu. Diese Zunahme ist in beiden Fällen im Bereich der Maximalwerte, die mehr als 10% der Werte im gleichen Gebiet im Kontrollexperiment ausmachen, statistisch signifikant. Für den Signifikanztest wurde

DJF

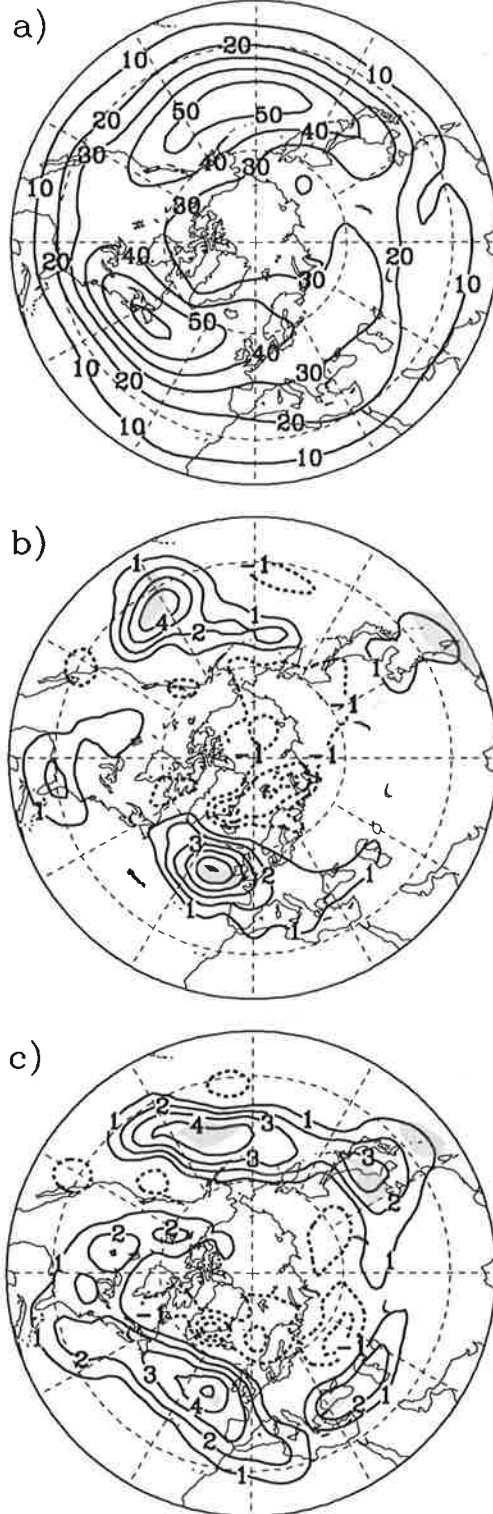


Abbildung 32: Standardabweichung der geopotentiellen Höhe der 500-hPa-Fläche [gpm] im hochfrequenten Bereich (2.5 bis 6 Tage) im Winter (DJF). a) Kontrollexperiment (1xCO₂), b) 2xCO₂-1xCO₂ und c) 3xCO₂-1xCO₂. Dunkel (hell) schattierte Flächen: Statistisch signifikante Zunahme (Abnahme).

wieder das gleitende t-Wert-Verfahren angewendet. In beiden Gebieten korrespondiert die Zunahme der Variabilität mit einer Zunahme der baroklinen Instabilität westlich davon. Im Gebiet des Atlantik war diese zwar nicht signifikant, jedoch gibt es dort eine signifikante Zunahme des Wärmeflusses durch hochfrequente transiente Wellen, der auch für die barokline Konversion von Energie des Grundstroms in Energie der transienten Wellen von Bedeutung ist.

Im $3xCO_2$ -Experiment tendiert die Zunahme der Variabilität über dem Pazifik und über dem Atlantik zu einer Streckung in näherungsweise Ost-West-Richtung. Das Gebiet mit maximaler Zunahme über dem Pazifik verlagert sich nach Nordwesten hin zum Maximum im Kontrollexperiment. Zusätzlich ist eine weitere signifikante Zunahme über der Ostküste Chinas zu finden. Die Zunahme über dem Atlantik zeigt nur noch in einem kleinen Bereich um ihr Maximum herum eine Signifikanz. Deutlich wird hier die Nichtlinearität der Änderungen im Winter, wie sie auch bereits bei anderen Variablen gefunden wurde. Nach einer Zunahme im $2xCO_2$ -Experiment bezüglich des Kontrollexperimentes gehen die Änderungen im $3xCO_2$ -Experiment wieder zurück. Dieser Rückgang ist eine Folge der im Winter bis in die mittlere Troposphäre reichenden polaren Erwärmung, die eine Verringerung des meridionalen Temperaturgradienten bewirkt.

Im $3xCO_2$ -Experiment nimmt die Variabilität auch in einem Gebiet zu, das sich von Griechenland bis östlich des Kaspischen Meers erstreckt. Die Zunahme, die etwa 10% des Wertes im gleichen Gebiet im Kontrollexperiment ausmacht, ist in einem kleinen Bereich um ihr Maximum über dem Schwarzen Meer herum, statistisch signifikant.

Eine weitere bemerkenswerte Eigenschaft ist, daß die signifikante Zunahme der baroklinen Instabilität im $3xCO_2$ -Experiment über dem Atlantik bei ca. $30^\circ N$ im Kontrollexperiment (siehe Kapitel 6.3.3.2, Abb. 21) nicht zu einer signifikanten Zunahme der Variabilität durch hochfrequente transiente Wellen führt. Der für die barokline Konversion ebenfalls notwendige Wärmefluß durch transiente Wellen ist in diesem Gebiet im Kontrollexperiment sehr klein und nimmt in den Zeitscheibenexperimenten nicht zu. Stattdessen sind die hauptsächliche Quelle des Wärmeflusses und ihre Änderung nördlich davon zu finden. So sind die Bedingungen nicht hinreichend erfüllt, daß die zunehmende barokline Instabilität zu einer Zunahme der Variabilität führt.

Wie bereits erwähnt, nimmt für die Erzeugung von Energie der transienten Wellen der Wärmefluß durch transiente Wellen neben der Baroklinität eine wichtige Rolle ein. So gilt für die barokline Konversion von Energie des Grundstroms in Energie der transienten Wellen (Holopainen 1984):

$$ca = -\frac{c_p}{g} \overrightarrow{T'V'} \bullet \nabla_p \bar{T}, \quad (\text{Gl.6.5})$$

mit ca als barokline Konversionsrate, $\overrightarrow{T'V'}$ als horizontaler Vektor des Wärmeflusses durch transiente Wellen $\nabla_p \bar{T}$ als zeitlich gemittelter Temperaturgradient auf der Druckfläche, γ als Stabilitätsparameter, c_p als spezifische Wärmekonstante bei konstantem Druck und g als Schwerebeschleunigung. Die Ausbreitung transienter Wellen und barotrope Wechselwirkungen zwischen ihnen und dem zonalen Grundstrom können durch den E_u -Vektor (Trenberth 1986) diagnostiziert werden. Die Divergenz des E_u -Vektors, $\nabla \bullet E_u$, beschreibt den Zerfallsprozeß der transienten Wellen durch Konversion ihrer Energie in Energie des mittleren Zonalwindes (siehe Kapitel 3.1.4).

Im folgenden sollen der Wärmefluß durch hochfrequente transiente Wellen, der in der unteren Troposphäre maximale Werte hat, und der E_u -Vektor im Kontrollexperiment im Winter und ihre Änderungen in den Zeitscheibenexperimenten betrachtet werden. Beide sind in Abb. 33 dargestellt, wobei für den Wärmefluß $\overrightarrow{T'V'}$ die 850-hPa-Fläche und für den E_u -Vektor und seine Divergenz die 200-hPa-Fläche, in der die Variable für die gesamte Troposphäre repräsentativ ist (Trenberth 1986), gewählt wurde. Zusätzlich zum Wärmefluß durch hochfrequente transiente Wellen wird noch seine Divergenz $\nabla \bullet \overrightarrow{T'V'}$ abgebildet. Sie gestattet eine Einschätzung über die Lokalisierung der Quellen und Senken der transportierten Wärmeenergie und über ihre Veränderung bei einer Erhöhung der CO_2 -Konzentration. So steht da, wo Wärmeflußkonvergenz vorhanden ist, Wärmeenergie für die Anregung stationärer Wellen zur Verfügung. Die Signifikanz der Änderungen der Divergenz des Wärmeflusses und der Divergenz des E_u -Vektors wurde wieder mit dem gleitenden t-Wert-Verfahren getestet und wird ebenfalls dargestellt.

Im Kontrollexperiment im Winter (Abb. 33a) sind die hauptsächlich Wärmeflußdivergenz südlich und südwestlich und die Konvergenz nördlich und nordwestlich der "storm tracks" über dem Pazifik und Atlantik zu finden. Sie haben maximale Werte, die bei ca. $1 \text{ K} \cdot \text{Tag}^{-1}$ liegen, und sind über den hochfrequenten transienten Wärmefluß verbunden. Die Vektoren des Wärmeflusses sind ausgehend von den Konvergenzgebieten nach Nordosten gerichtet und drehen dann nach Norden und Nordwesten. Die Verhältnisse im Modell stimmen damit gut mit den Verhältnissen in der realen Atmosphäre (siehe Holopainen 1983) überein.

In den Zeitscheibenexperimenten (Abb. 33b und c) nimmt die Divergenz des Wärmeflusses sowohl für $2x\text{CO}_2$ als auch für $3x\text{CO}_2$ über dem Atlantik östlich des Maximums im Kontrollexperiment zu. Die Zunahme, die in einem kleinen Gebiet bei ca. $40^\circ\text{N}/55^\circ\text{W}$ statistisch signifikant ist, beträgt ca. 20% des Wertes in gleichen Gebiet im

Kontrollexperiment. Die trotz dieses großen Betrags vorhandene räumliche Begrenzung zeigt an, daß die Variabilität dieser Größe in den 100 Jahren des Kontrollexperimentes ziemlich groß ist. Die Divergenz nimmt im $3xCO_2$ -Experiment im Vergleich zum $2xCO_2$ -Experiment nicht weiter zu. Das ist in Übereinstimmung mit dem nichtlinearen Verhalten, wie es bereits in dieser Arbeit auch für andere Variablen für den Winter beschrieben wurde. Der Zunahme der Divergenz steht eine Zunahme der Konvergenz südlich Grönlands gegenüber, verbunden mit einem stärkeren Wärmefluß zwischen beiden Gebieten.

Eine starke positive Änderung der Wärmeflußdivergenz ist östlich Grönlands zu finden, wobei der Betrag der Änderung im $3xCO_2$ -Experiment stärker als im $2xCO_2$ -Experiment ist und mit ca. $0.5 \text{ K} \cdot \text{Tag}^{-1}$ eine mehr als 50%ige Abnahme der im Kontrollexperiment dort vorhandenen Konvergenz ausmacht. Die Ursache hierfür ist in der in den Experimenten vorgeschriebenen Abnahme des Meereises bei erhöhter CO_2 -Konzentration und der starken polaren Erwärmung im Winter zu suchen, wodurch diese Region als Wärmesenke an Bedeutung verliert.

Über dem Pazifik ist in den Zeitscheibenexperimenten sowohl für $2xCO_2$ als auch für $3xCO_2$ ein Gebiet mit einer statistisch signifikanten Zunahme der Konvergenz, die ca. 40% des Wertes im gleichen Gebiet im Kontrollexperiment beträgt, vorhanden, die die im Zusammenhang mit dem pazifischen "storm track" im Kontrollexperiment stehende Konvergenz nach Osten verlängert. Zugleich nimmt nördlich davon der im Kontrollexperiment nach Norden gerichtet hochfrequente transiente Wärmefluß ab, was durch den Eisrückgang und die starke polare Erwärmung verursacht wird. Im $3xCO_2$ -Experiment ist über Kamtschatka noch eine weitere statistisch signifikante Zunahme der Konvergenz zu finden, der eine Zunahme der Divergenz südlich davon gegenübersteht. Im $3xCO_2$ -Experiment kommt also noch eine Zunahme des transienten Wärmetransportes aus den südlichen Quellgebieten in die nördlichen Senken hinzu.

Über dem östlichen Pazifik in den Subtropen bei ca. $150^\circ W$ nimmt die Wärmeflußdivergenz im $2xCO_2$ -Experiment statistisch signifikant zu. Dem gegenüber steht weiter nördlich eine größere Konvergenz, verbunden mit einer Zunahme des Wärmeflusses zwischen beiden Gebieten. Im $3xCO_2$ -Experiment geht die Änderung wieder zurück. Dieses Verhalten ist mit der im Vergleich zum $3xCO_2$ -Experiment stärkeren Anregung der stationären Wellen im $2xCO_2$ -Experiment, die im vorhergehenden Teilkapitel beschrieben wurde, konsistent.

Eine statistisch signifikante negative Änderung der Wärmeflußdivergenz ist im $3xCO_2$ -Experiment in einem größeren Gebiet östlich des Kaspischen Meers festzustellen. Diese

Abnahme kompensiert die positive Änderung der Divergenz in einem Gebiet nördlich davon, die durch die starke polare Erwärmung im $3xCO_2$ -Experiment im Winter verursacht wird.

Der E_u -Vektor und seine Divergenz, als diagnostische Größen für die transienten Wellen und ihre barotrope Wechselwirkung mit dem zonalen Grundstrom sind für das Kontrollexperiment im Winter in Abb. 33d zu sehen. Stromabwärts der Strahlströme haben die Vektoren ihren größten Betrag und eine östliche Orientierung. In mehr südlichen Breiten und über Osteuropa gibt es noch eine zusätzliche südliche Orientierung. Ihr Betrag ist aber auch über dem östlichen Pazifik und Nordamerika groß. Minimale Beträge haben die E_u -Vektoren über Asien. Ihre stärkste Divergenz ist ebenfalls direkt stromabwärts der Strahlströme zu finden. In diesen Gebieten tragen die hochfrequenten transienten Wellen am stärksten zur Aufrechterhaltung der mittleren Zonalströmung bei. Die Maximalwerte der Divergenz sind über dem Nordatlantik mit ca. $30 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ zu finden. Der atlantische Strahlstrom wird also stärker noch durch die transienten Wellen aufrechterhalten als der asiatisch/pazifische.

In den Zeitscheibenexperimenten (Abb. 33e und f) ist das Bild nicht einheitlich. Über dem westlichen Pazifik ist sowohl für $2xCO_2$ als für $3xCO_2$ unmittelbar östlich des Strahlstroms ein Gebiet zu finden, in dem zwar der Zonalwind zunimmt (siehe Kapitel 6.3.3.3, Abb. 23), die Divergenz des E_u -Vektors aber abnimmt. Hier wird die Zunahme des Zonalwindes durch andere Prozesse wie die Zunahme des Gradienten der geopotentiellen Höhe bestimmt, während die Änderung der barotropen Wechselwirkung der hochfrequenten transienten Wellen mit der zonalen Grundströmung der Zunahme entgegenwirkt. Im $3xCO_2$ -Experiment gibt es ein weiteres Gebiet mit einer der Änderung des Zonalwindes entgegenwirkenden Abnahme, die hier deutlich statistisch signifikant ist, - die Karibik. Dagegen wirkt die Änderung dieser Wechselwirkung über dem östlichen Pazifik im $3xCO_2$ -Experiment in statistisch signifikanter Weise hin zu einer Verstärkung des Grundstroms. Die hochfrequenten transienten Wellen haben über dem östlichen Pazifik und über Nordamerika bei erhöhter CO_2 -Konzentration auch eine stärkere östliche Orientierung.

Über dem Atlantik ist die stärkste Änderung der Divergenz des E_u -Vektors im $2xCO_2$ -Experiment weiter nördlich als im $3xCO_2$ -Experiment zu finden. Allerdings zeigt die Änderung nur im $3xCO_2$ -Experiment in ihrem Maximum eine statistische Signifikanz. Beide Maxima liegen im gleichen Gebiet wie die Maxima der Zonalwindzunahme über dem Atlantik, wobei sich auch der Zonalwind nur im $3xCO_2$ -Experiment in statistisch signifikanter Weise ändert. Der Betrag der barotropen Konversion von kinetischer Energie der hochfrequenten transienten Wellen in kinetische Energie der zonalen Grundströmung

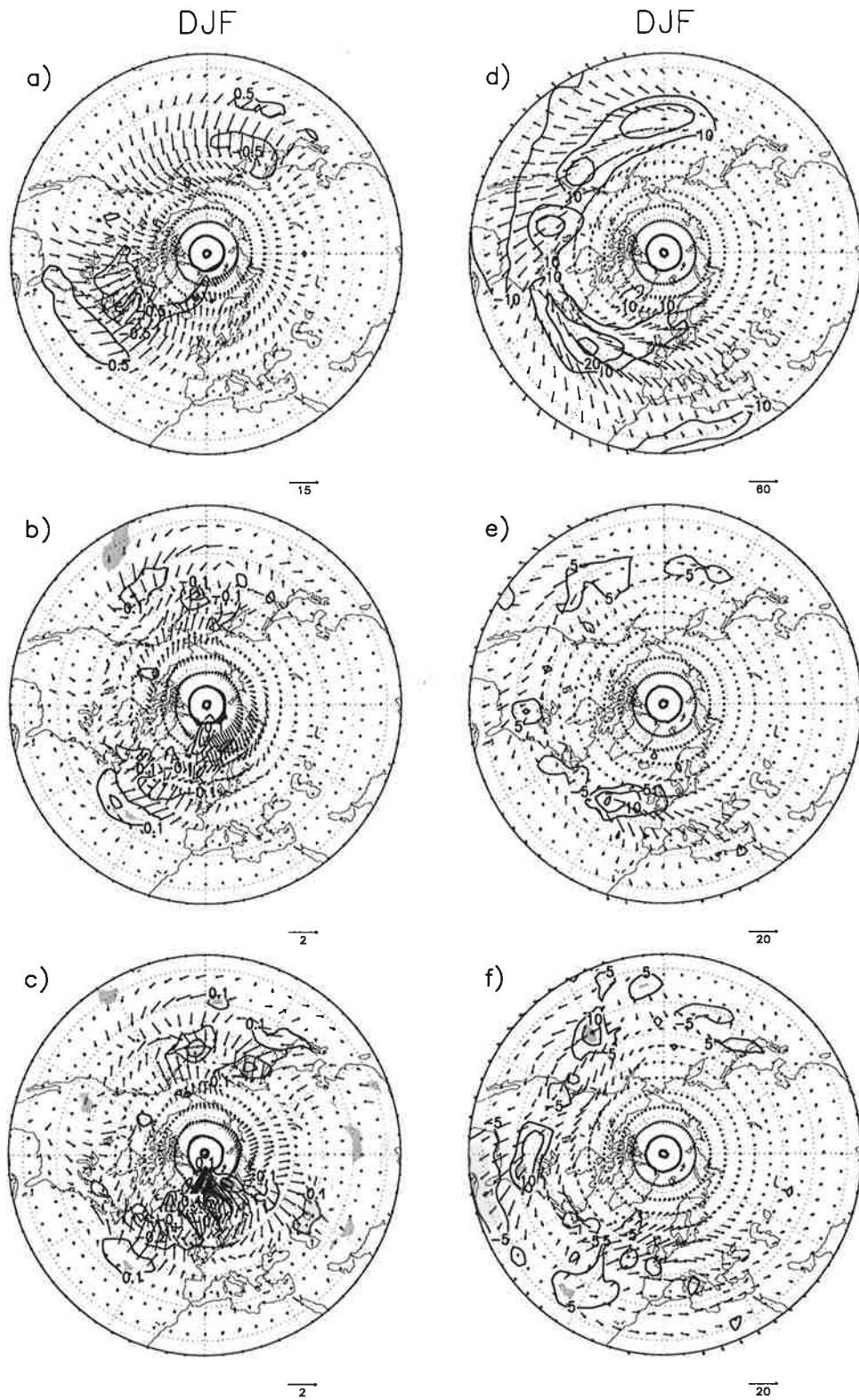


Abbildung 33: a) Wärmefluß [$\text{K}\cdot\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$] (Vektoren) und Wärmeflußdivergenz [$\text{K}\cdot\text{Tag}^{-1}$] (Konturlinien) in 850 hPa im Kontrolleexperiment ($1x\text{CO}_2$) im Winter (DJF), b) die gleichen Variablen für $2x\text{CO}_2-1x\text{CO}_2$, c) die gleichen Variablen für $3x\text{CO}_2-1x\text{CO}_2$, d) E_u -Vektor [$\text{m}^2\cdot\text{s}^{-2}$] (Vektoren) und seine Divergenz [$10^{-6}\text{ m}\cdot\text{s}^{-2}$] (Konturlinien) in 200 hPa für $1x\text{CO}_2$ im Winter (DJF), e) die gleichen Variablen für $2x\text{CO}_2-1x\text{CO}_2$, f) die gleichen Variablen für $3x\text{CO}_2-1x\text{CO}_2$. Dunkel (hell) schattierte Flächen: Statistisch signifikante Zunahme (Abnahme) der Wärmeflußdivergenz bzw. der Divergenz des E_u -Vektors.

ist bei einer Erhöhung der CO_2 -Konzentration im Modell über dem Atlantik größer. Zugleich ist eine Südverschiebung dieser Wechselwirkung zu beobachten. Auch die Orientierung der Differenzvektoren unterscheidet sich in beiden Zeitscheibenexperimenten. Während diese im $2\times\text{CO}_2$ -Experiment westlich von Europa und über Westeuropa südöstlich ist, ist sie im $3\times\text{CO}_2$ -Experiment mehr nordöstlich.

Die Änderungen in den anderen Jahreszeiten

Nach dem Winter sollen im folgenden die anderen Jahreszeiten betrachtet werden. Die Variabilität der geopotentiellen Höhe in der 500-hPa-Fläche im Kontrollexperiment im Frühling, Sommer und Herbst sind in (Abb. 34) dargestellt. Die Maxima der Variabilität haben einen geringeren Betrag als im Winter. Die kleinsten Werte sind im Sommer zu finden, in dem das nordpazifische Maximum einen Wert von 25 gpm und das nordatlantische einen Wert von 34 gpm hat. Zusätzlich sind die Maxima im Vergleich zum Winter nach Norden verschoben.

Die Änderungen in den Zeitscheibenexperimenten zeigen im Frühling, Sommer und Herbst einen eher linearen Charakter. Sie sind im $3\times\text{CO}_2$ -Experiment stärker als im $2\times\text{CO}_2$ -Experiment, in dem sie mit Ausnahme des Herbstes auch noch nicht signifikant sind. Aus diesem Grund werden nur die Änderungen im $3\times\text{CO}_2$ -Experiment gezeigt.

Im Frühling nimmt die Variabilität der geopotentiellen Höhe in einem Gebiet zu, daß sich über ganz Nordamerika und den ganzen Nordatlantik erstreckt. Diese Zunahme zeigt drei Maxima die statistisch signifikant sind, zwei westlich und eins östlich des Maximums im Kontrollexperiment. Die stärkste Zunahme befindet sich ca. 30°W über dem Nordatlantik und beträgt 7 gpm, das sind mehr als 20% des Wertes im gleichen Gebiet im Kontrollexperiment. Im Sommer sind die Änderungen geringer, aber auch in dieser Jahreszeit nimmt die Variabilität über dem Nordatlantik zu, wobei die Änderung etwa 10% des Wertes im Kontrollexperiment beträgt. Eine weitere signifikante Zunahme ist östlich Skandinaviens zu finden. Eine statistisch signifikante Abnahme gibt es im Sommer über dem nördlichen Teil Japans und nördlich davon. Im Herbst nimmt die Variabilität sehr stark und mit deutlicher Signifikanz in einem Gebiet zu, daß sich vom nordöstlichen Atlantik über ganz Skandinavien bis weit nach Osteuropa hinzieht. Diese Änderung, die eine Verlängerung des "storm tracks" nach Osten bedeutet, beträgt ca. 20% des Wertes im gleichen Gebiet im Kontrollexperiment. Im gleichen Gebiet ist bereits im $2\times\text{CO}_2$ -Experiment eine signifikante Zunahme, die aber einen geringeren Betrag hat, zu finden. Über Südwesteuropa ist dagegen eine signifikante Abnahme vorhanden. Eine signifikante Abnahme gibt es auch über dem Nordpazifik östlich der Datumslinie bei ca. 35°N .

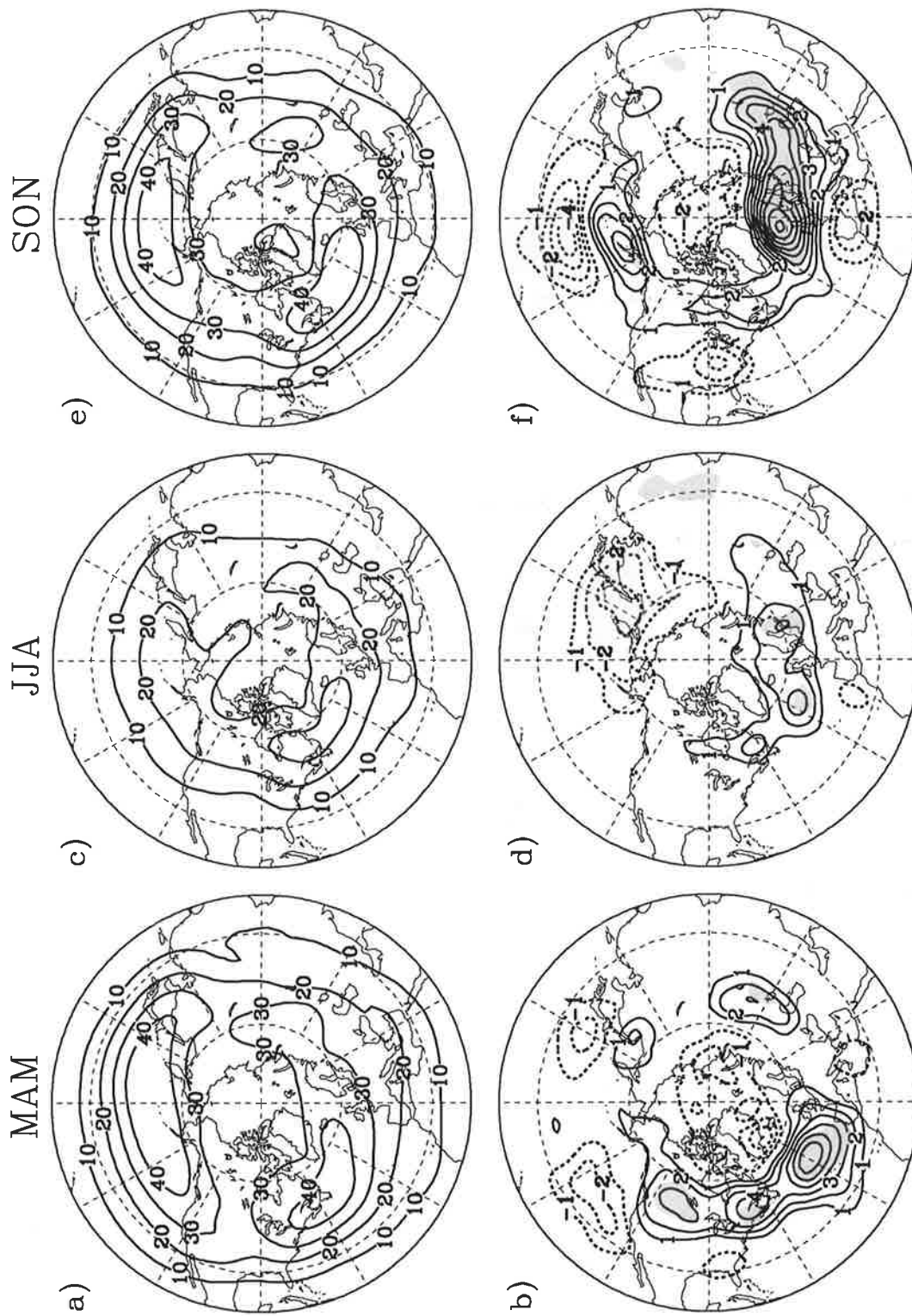


Abbildung 34: Standardabweichung der geopotentiellen Höhe der 500 hPa-Fläche [gpm] im hochfrequenten Bereich (2.5 bis 6 Tage): a) Kontrollexperiment (1xCO₂) und b) 3xCO₂-1xCO₂ im Frühling (MAM), c) 1xCO₂ und d) 3xCO₂-1xCO₂ im Sommer (JJA) und e) 1xCO₂ und f) 3xCO₂-1xCO₂ im Herbst (SON). Dunkel (hell) schattierte Flächen: Statistisch signifikante Zunahme (Abnahme).

All diese Änderungen der Variabilität stehen in einem engen Zusammenhang mit den Änderungen in der Baroklinität, die durch die mit der Hadley-Zirkulation verbundenen Änderungen des horizontalen Temperaturgradienten verursacht werden. In den Gebieten, die zwischen den Maxima der Temperaturzunahme, die durch Absinkbewegung der Luft bedingt werden, und den Minima der Temperaturzunahme in den anomalen Trögen liegen, verstärkt sich die Baroklinität. Das bewirkt eine Verbesserung der Bedingungen für die Anregung hochfrequenter transienter Wellen. Südlich der Maxima der Temperaturzunahme nimmt dagegen der horizontale Temperaturgradient ab, so daß sich die Bedingungen für die Genese transienter Wellen verschlechtern. Da das weitere Ausgreifen der Hadley-Zirkulation in den Übergangsjahreszeiten am stärksten ist, sind auch die stärksten Änderungen der Variabilität der geopotentiellen Höhe in diesen Jahreszeiten zu finden.

Der Wärmefluß durch hochfrequente transiente Wellen und seine Divergenz in den Übergangsjahreszeiten sind in Abb. 35 dargestellt. Im Kontrollexperiment sind in den beiden Übergangsjahreszeiten die Horizontalverteilungen der beiden Variablen über den Ozeangebieten denen im Winter qualitativ ähnlich, jedoch ist der maximale Betrag der Divergenz mit $0.5 \text{ K}\cdot\text{Tag}^{-1}$ geringer als im Winter. Über den Landflächen, vor allem über Nordamerika und dem östlichen Asien ist die Divergenz des Wärmeflusses, die bis zu $0.6 \text{ K}\cdot\text{Tag}^{-1}$ beträgt, größer als im Winter und es gibt folglich auch zwischen Quellen und Senken einen stärkeren Wärmefluß über Land. Im Sommer sind die Divergenz und der Wärmefluß über Land viel stärker als über den Ozeanen. Das stärkste Quellgebiet für den hochfrequenten transienten Wärmefluß befindet sich mit einem Betrag bis zu $0.6 \text{ K}\cdot\text{Tag}^{-1}$ über dem zentralen Nordamerika. Zwischen dieser Divergenz und der Senke über dem Nordosten Nordamerikas und südlich Grönlands ist im Sommer auch der stärkste hochfrequente transiente Wärmefluß zu finden.

Im $3x\text{CO}_2$ -Experiment im Frühling, Sommer und Herbst sind die stärksten Änderungen, die von der Verteilung her ähnlich aber vom Betrag her stärker als im $2x\text{CO}_2$ -Experiment sind, vor allem über dem Osten Nordamerikas, über dem Nordatlantik und im Herbst zusätzlich über ganz Europa zu finden. An der Nordflanke der Wärmeflußdivergenz über Nordamerika wird in allen drei Jahreszeiten und zusätzlich über dem Nordatlantik in den Übergangsjahreszeiten ein stärkerer hochfrequenter transienter Wärmefluß produziert, dem eine stärkere Konvergenz vor allem über dem Nordatlantik gegenübersteht. Die Zunahme der Divergenz ist mit 20-100% des Wertes im gleichen Gebiet des Kontrollexperiment recht stark, aber trotzdem nur in einigen ausgewählten Gebieten statistisch signifikant, was wieder auf die starke Variabilität der Größe im Kontrollexperiment hindeutet. Die Zunahme der Konvergenz ist räumlich stärker südlich Grönlands konzentriert und in

den Übergangsjahreszeiten deutlich statistisch signifikant. Im Frühling ist die hauptsächlichste Zunahme der Konvergenz etwas weiter südlich zu finden als im Sommer und Herbst. Das ist in guter Übereinstimmung mit der Anregung der stationären Wellen in diesem Gebiet, die im Frühling auch etwas weiter südlich als in den anderen beiden Jahreszeiten festzustellen ist.

Im Herbst ist zusätzlich eine statistisch signifikante Zunahme der hochfrequenten Wärme-
flußdivergenz über dem gesamten Westteil Europas und eine weiter südlich des Kaspischen Meeres festzustellen. Nordöstlich des Kaspischen Meeres nimmt die Divergenz in statistisch signifikanter Weise ab. Von den Quellgebieten ausgehend verstärkt sich der hochfrequente transiente Wärme-
fluß in Richtung Norden deutlich. Zusammen mit der statistisch signifikanten Zunahme (siehe Kapitel 6.3.3.2, Abb. 22) der baroklinen Instabilität nördlich von Großbritannien und dem südlichen Skandinavien ergibt sich eine starke Verbesserung der Bedingungen für die Genese transienter Wellen über barokline Konversion, was die sehr starke Zunahme der Variabilität der geopotentiellen Höhe der 500-hPa-Fläche vom nordöstlichen Atlantik bis weit nach Osteuropa hinein erklärt.

Über dem Pazifik sind die Änderungen des hochfrequenten transienten Wärme-
flusses und seiner Divergenz bei einer Erhöhung der CO₂-Konzentration in den Übergangsjahreszeiten schwächer. Im Sommer gibt es keine Änderungen. Im Frühling ist über dem nordwestlichen Pazifik eine Abnahme des Flusses und der Divergenz festzustellen. Im Herbst gibt es über dem nordwestlichen Pazifik eine ähnliche Tendenz. Zusätzlich ist eine Verstärkung der Produktion des Wärme-
flusses südlich der Beringstraße zwischen 40° und 50°N vorhanden, der eine stärkere Konvergenz über Alaska gegenübersteht, verbunden mit einem stärkeren Wärme-
fluß. Die Änderungen sind zwar nicht statistisch signifikant, aber trotzdem mit der Anregung einer stationären Wellenstruktur im Herbst in diesem Gebiet konsistent.

Die barotropen Eigenschaften der hochfrequenten transienten Wellen im Frühling, Sommer und Herbst sind in Abb. 36 dargestellt. Im Kontrollexperiment verhalten sich der E_u -Vektor und seine Divergenz qualitativ ähnlich wie im Winter. Stromabwärts der Strahlströme wird kinetische Energie der transienten Wellen in kinetische Energie des Grundstroms konvertiert, wodurch er aufrechterhalten wird. Die Vektoren selbst haben über dem Pazifik, Nordamerika und Atlantik einen größeren Betrag als über Asien und zeigen da, wo sie maximale Beträge haben, eine östliche Orientierung. Die Beträge sowohl der Vektoren als auch der Divergenz sind in den drei Jahreszeiten kleiner als im Winter, wobei die kleinsten Werte im Fall der Sommerzirkulation zu beobachten sind.

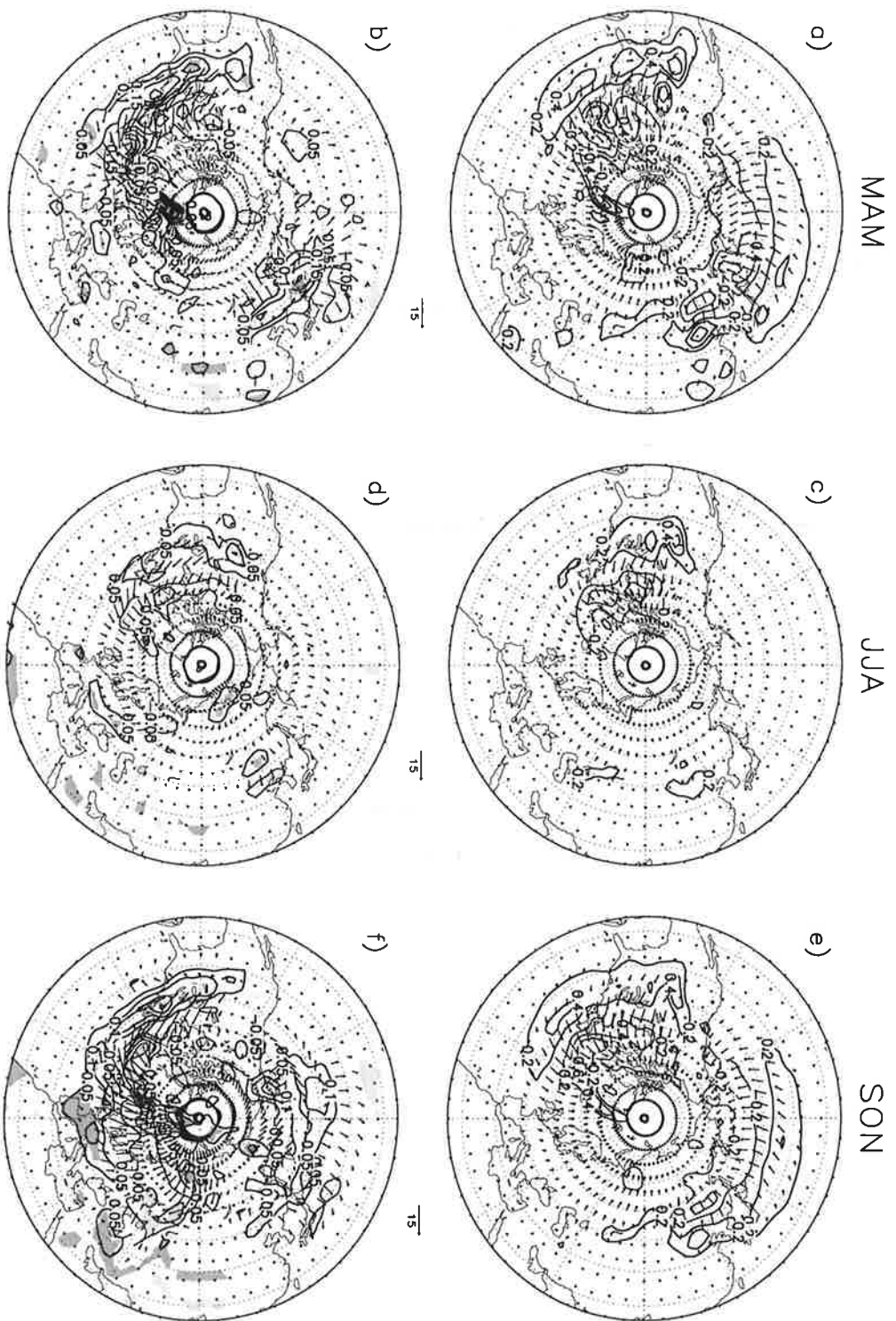


Abbildung 35: Wärmefuß [$\text{K}\cdot\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$] (Vektoren) und Wärmefußdivergenz [$\text{K}\cdot\text{Tag}^{-1}$] (Konturlinien) in 850 hPa: a) Kontrollelexperiment (1xCO₂) und b) 3xCO₂-1xCO₂ im Frühling (MAM), c) 1xCO₂ und d) 3xCO₂-1xCO₂ im Sommer (JJA) und e) 1xCO₂ und f) 3xCO₂-1xCO₂ im Herbst (SON). Dunkel (hell) schattierte Flächen: Statistisch signifikante Zunahme (Abnahme) des der Wärmefußdivergenz.

Bei den Änderungen wird aufgrund der Ähnlichkeit ihrer Horizontalverteilungen für eine verdoppelte und verdreifachte CO_2 -Konzentration, aber ihrem geringeren Betrag für $2\times\text{CO}_2$, nur das Signal im $3\times\text{CO}_2$ -Experiment betrachtet. Im Frühling (Abb. 36b) ist eine starke Änderung über dem nordwestlichen Atlantik und über dem Ostteil der Halbinsel Labrador zu finden, wo sie mit einer ungefähren Verdopplung des Wertes im gleichen Gebiet im Kontrollexperiment maximal ist und auch eine statistische Signifikanz zeigt. Südlich davon gibt es eine statistisch signifikante Abnahme. Diese Verlagerung des Gebietes der barotropen Konversion von kinetischer Energie der Wellen in die des zonalen Grundstroms nach Norden, sowie die Lokalisierung des Maximums stimmen mit der Zonalwindänderung in 200 hPa in diesem Gebiet (siehe Kapitel 6.3.3.3, Abb. 24) gut überein, d.h. hier tragen die transienten Wellen zur Zunahme des Zonalwindes bei. In anderen Gebieten, in denen ebenfalls eine Zonalwindzunahme festzustellen ist, gibt es dagegen keine Änderung der barotropen Konversion. Das ist z.B. über Mittelasien der Fall, wo allein andere Ursachen wie die Zunahme des Gradienten der geopotentiellen Höhe die Zonalwindänderung bewirken.

Im Sommer (Abb. 36d) sind die Änderungen des E_u -Vektors und seiner Divergenz klein. Nur in einem Streifen, der von Nordafrika über das östliche Mittelmeer bis zum Kaspischen Meer reicht, wird eine statistisch signifikante Zunahme der Divergenz des E_u -Vektors angezeigt. Aufgrund der kleinen Werte im Kontrollexperiment können hier aber keine Aussagen gewonnen werden.

Im Herbst (Abb. 36f) sind ein vom Betrag her großer, östlich orientierter Differenzvektor und eine starke, deutlich statistisch signifikante Zunahme der Divergenz des E_u -Vektors über dem nördlichen Europa festzustellen. Die Zunahme macht vom Betrag zum Teil mehr als eine Verdopplung des Wertes im gleichen Gebiet im Kontrollexperiment aus. Im gleichen Gebiet gibt es auch eine starke Zonalwindzunahme. Es wird mehr kinetische Energie der hochfrequenten transienten Wellen in kinetische Energie des zonalen Grundstroms konvertiert. Südlich davon nimmt die Divergenz des E_u -Vektors in einem großen Gebiet ab. Die barotrope Konversion verringert sich hier. Diese Änderungen sind mit den Änderungen der anderen Variablen, wie dem weiter Ausgreifen der Hadley-Zirkulation nach Norden, der Temperaturverteilung in der freien Atmosphäre und der Baroklinität und des Wärmeflusses durch hochfrequente transiente Wellen konsistent.

Weitere Gebiete mit statistisch signifikanter Zunahme der Divergenz des E_u -Vektors im Herbst sind der Ostteil der Halbinsel Labrador und das Gebiet etwas südlich Alaskas. Die Änderungen dort, die vom Betrag her nicht so groß sind, wie die über dem nördlichen

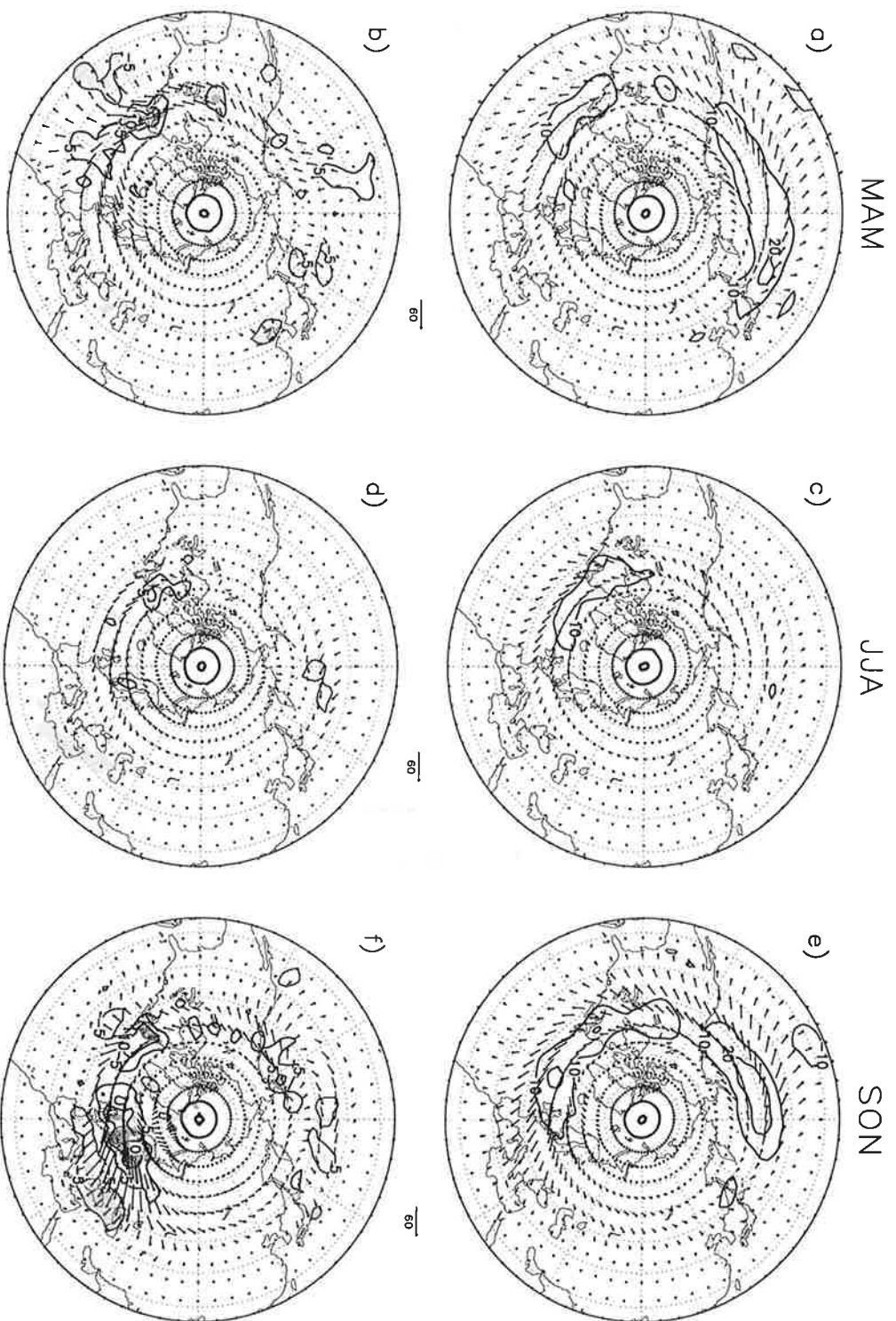


Abbildung 36: E_u -Vektor [$m^2 \cdot s^{-2}$] (Vektoren) und seine Divergenz [$10^{-6} m \cdot s^{-2}$] (Konturlinien) in 200 hPa: a) Kontrolllexperiment ($1 \times CO_2$) und b) $3 \times CO_2$ im Frühling (MAM), c) $1 \times CO_2$ und d) $3 \times CO_2 - 1 \times CO_2$ im Sommer (JJA) und e) $1 \times CO_2$ und f) $3 \times CO_2 - 1 \times CO_2$ im Herbst (SON). Dunkel (hell) schattierte Flächen: Statistisch signifikante Zunahme (Abnahme) der Divergenz des E_u -Vektors.

Europa, beschreiben auch eine Zunahme der barotropen Konversion von Energie der transienten Wellen in Energie des zonalen Grundstroms.

Zusammenfassung

Das Signal der hochfrequenten transienten Wellen in den Zeitscheibenexperimenten für erhöhte CO_2 -Konzentration und den entsprechend veränderten unteren Randbedingungen zeigt eine deutliche Abhängigkeit zum einen von der CO_2 -Konzentration und zum anderen von der Zirkulation in den verschiedenen Jahreszeiten. Die stärksten Unterschiede gibt es zwischen der Winterzirkulation und der Zirkulation in den anderen Jahreszeiten.

Im Winter ist eine nichtlineare Abhängigkeit des Signals von der CO_2 -Konzentration sowohl über dem Pazifik als auch über dem Atlantik festzustellen. Während im $2\times\text{CO}_2$ -Experiment eine Anwachsen der Variabilität der geopotentiellen Höhe der 500-hPa-Fläche erfolgt, das in seinem Maximum statistisch signifikant ist, verändert sich im $3\times\text{CO}_2$ -Experiment die Horizontalverteilung des Signals, aber der Betrag der maximalen Zunahme ist nicht größer als im $2\times\text{CO}_2$ -Experiment. Über dem Atlantik ist er sogar kleiner.

Die Änderungen der hochfrequenten transienten Wellen werden mit der Änderung der Baroklinität in der mittleren Troposphäre durch die Änderung der horizontalen Temperaturverteilung, unter der Bedingung, daß auch der für die barokline Konversion notwendige hochfrequente transiente Wärmefluß vorhanden ist, erklärt. In Gebieten, in denen die Baroklinität zwischen den Maxima der Temperaturzunahme in den subtropischen Absinkgebieten der Hadley-Zirkulation und den Minima in den Trögen in den hohen Breiten zunimmt, werden verstärkt hochfrequente transiente Wellen angeregt. In Gebieten, in denen die Baroklinität abnimmt, werden weniger Wellen generiert. Die Nichtlinearität der Änderungen bei einer Erhöhung der CO_2 -Konzentration wird durch die starke polare Erwärmung im $3\times\text{CO}_2$ -Experiment im Winter, die von der Erdoberfläche bis in die mittlere Troposphäre reicht, verursacht. Obwohl die Temperaturzunahme in den subtropischen Absinkgebieten der Luft im $3\times\text{CO}_2$ -Experiment stärker als im $2\times\text{CO}_2$ -Experiment ist, wirkt die polare Erwärmung der weiteren Zunahme des horizontalen Temperaturgradienten, und damit der Baroklinität, entgegen. Zudem bewirkt sie auch eine Ortsveränderung des Gebiets mit der stärksten Änderung der Baroklinität.

In den anderen Jahreszeiten ist im Gegensatz zum Winter eine Verstärkung der Änderungstendenzen, die im $2\times\text{CO}_2$ -Experiment bereits beobachtet werden, im $3\times\text{CO}_2$ -Experiment in statistisch signifikanter Weise vorhanden. Die Zunahme der Variabilität ist nicht mehr gleichermaßen über Pazifik und Atlantik zu finden, sondern das atlantische Gebiet wird

eindeutig bevorzugt. Das stärkste Signal ist im Herbst in einem Gebiet, das vom nordöstlichen Atlantik über das nördliche Europa bis weit nach Osteuropa reicht, zu finden.

Wie im Winter werden auch in den anderen Jahreszeiten in einem stärkeren Maße die hochfrequenten transienten Wellen in den Gebieten, in denen die Baroklinität zwischen den Maxima und Minima der Temperaturzunahme in der mittleren Troposphäre zunimmt, angeregt. Im Gegensatz zum Winter ist aber in den anderen Jahreszeiten auch im $3xCO_2$ -Experiment keine bis in die mittlere Troposphäre reichenden polare Erwärmung vorhanden. Die Tendenzen der Baroklinitätsänderung im $2xCO_2$ -Experiment werden im $3xCO_2$ -Experiment noch verstärkt, so daß auch das Signal bei den hochfrequenten transienten Wellen stärker ist.

Die Änderungen der baroklinen Wechselwirkung der hochfrequenten transienten Wellen mit dem Grundstrom, beschrieben mit dem Wärmefluß durch die Wellen, und die Änderung der barotropen Wechselwirkung der Wellen mit dem Grundstrom, beschrieben mit der Divergenz des E_u -Vektors, sind mit den Änderungen der Variabilität in allen Jahreszeiten konsistent. Die Lage der Gebiete mit Konvergenz des hochfrequenten transienten Wärmeflusses stimmt mit der Lage der Gebiete, in denen stationäre Wellenaktivität angeregt wird, überein. Der Vergleich der Signale der Divergenz des E_u -Vektors mit den Signalen des zeitlich gemittelten Zonalwindes ergibt, daß eine Zunahme des Zonalwindes nur in einigen Gebieten durch die kinetische Energie der hochfrequenten transienten Wellen gespeist wird. Andere Faktoren wie die Zunahme des Gradienten der geopotentiellen Höhe zwischen den niederen und mittleren Breiten sind ebenfalls eine wichtige Ursache für die Zonalwindänderung.

Niederfrequente transiente Wellen

Über die Änderung niederfrequenter transientser Wellen, die auch als persistente Anomalien betrachtet werden und in der realen Atmosphäre als blockierende Hochs und "cut off"-Tiefs erscheinen, bei einer Erhöhung der CO_2 -Konzentration liegen bereits vereinzelt Untersuchungen vor. Bates und Meehl (1986) stellten eine Verringerung der Häufigkeit von Blockierungslagen für eine Verdopplung der CO_2 -Konzentration in einem Experiment über 10 Jahre im Vergleich zu einem Kontrollexperiment mit ebenfalls 10 Jahren Integrationslänge fest. Parey (1994b) und Parey (1994a) sahen in 30-Jahre-Zeitscheibenexperimenten mit verdoppelter und verdreifachter CO_2 -Konzentration eine Verringerung der Häufigkeit von Blockierungen über dem Nordatlantik. Eine Analyse der Häufigkeit von Blockierungslagen in den ersten 20 Jahren des hier vorgestellten $3xCO_2$ -Experiments im

Vergleich zu den ersten 20 Jahren des Kontrollexperimentes ist bei Sausen (1995) zu finden.

Im folgenden wird die Standardabweichung der für den Zeitbereich 10 bis 90 Tage gefilterte geopotentielle Höhe der 500-hPa-Fläche, die eine Maß für die Variabilität durch niederfrequente transiente Wellen ist, betrachtet, um die Änderungen dieser persistenten Anomalien bei einer Erhöhung der CO₂-Konzentration und einer entsprechenden Veränderung der unteren Randbedingungen einzuschätzen. Die Betrachtung der Standardabweichung ist eine unter mehreren Möglichkeiten, um persistente Anomalien zu untersuchen. Ein guter Überblick über die Verfahren wird durch Sausen (1995) gegeben.

Die statistische Signifikanz der Änderungen wurde wieder mit dem gleitenden t-Wert-Verfahren getestet. Im 2xCO₂-Experiment sind die Änderungen so gering, daß keine statistische Signifikanz feststellbar ist. Aus diesem Grund werden im folgenden nur die Horizontalverteilung in den einzelnen Jahreszeiten im Kontrollexperiment und die Änderungen im 3xCO₂-Experiment dargestellt (Abb. 37).

Im Kontrollexperiment ist die niederfrequente transiente Variabilität in den hohen Breiten, vor allem im Gebiet des nördlichen Pazifik und Alaskas und im Gebiet des nördlichen Atlantik und Grönlands maximal. Im Frühling, Sommer und Herbst gibt es ein zusätzliches Maximum über Asien. Die Beträge der maximalen Variabilität unterscheiden sich in den einzelnen Jahreszeiten nur wenig, außer im Sommer, in dem sie kleiner sind.

In den Abbildungen für die Änderungen ist zu erkennen, daß ein Signal bei einer verdreifachten CO₂-Konzentration in allen Jahreszeiten nur in einzelnen Gebieten, und dann vor allem in den subtropischen Breiten, zu finden ist. Im Winter gibt es eine statistisch signifikante Zunahme der Variabilität westlich der Iberischen Halbinsel, ein Gebiet, das im Kontrollexperiment im zeitlichen Mittel durch das Vorhandensein eines subtropischen Hochdruckgebiets am Boden und eines Rückens in der Höhe gekennzeichnet ist. In diesem Gebiet ist im 3xCO₂-Experiment auch eine statistisch signifikante Zunahme der baroklinen Instabilität (siehe Kapitel 6.3.3.2, Abb. 21) und eine Zunahme der hochfrequenten transienten Variabilität vorhanden. So ist es plausibel, anzunehmen, daß die Änderung mit einer größeren Zahl oder einem größeren Betrag negativer persistenter Anomalien einhergeht.

Nördlich dieses Gebiets, westlich Irlands, wo im Kontrollexperiment ein Maximum der Variabilität zu finden ist, ist eine Verringerung festzustellen, die ca. 10% des Wertes im Kontrollexperiment ausmacht, aber die trotzdem nicht statistisch signifikant ist. Die Ursa-

che für die fehlenden Signifikanz ist die große interdekadische Variabilität in den 100 Jahren des Kontrollexperiment, wie in diesem Kapitel noch ausführlicher gezeigt werden wird. Im gleichen Zusammenhang wird auch auf die kleinräumige signifikante Zunahme der niederfrequenten transienten Variabilität in Ostasien bei ca. $52^{\circ}\text{N}/132^{\circ}\text{E}$ eingegangen werden.

In den anderen Jahreszeiten ist eine statistisch signifikante Abnahme der niederfrequenten transienten Variabilität vor allem in den Gebieten zu finden, in denen im nördlichen Zweig der Hadley-Zirkulation ein Absinken der Luft stattfindet. Durch die Verstärkung dieses Absinkens (siehe Kapitel 6.3.2) wird die Schichtung der Troposphäre in diesen Gebieten stabilisiert, wodurch die Variabilität verringert wird. Im Frühling ist ein großes Gebiet mit einer statistisch signifikanten Abnahme der westliche subtropischen Atlantik. Im Sommer und Herbst findet die vom Betrag her größte Abnahme westlich der Iberischen Halbinsel bzw. direkt über der Iberischen Halbinsel statt. Weitere Gebiete liegen in beiden Jahreszeiten vor der Westküste Nordamerikas und im Herbst ein zusätzliches südöstlich Neufundlands. Die Ursache für die großräumige statistisch signifikante Zunahme der Standardabweichung über dem Nordosten Afrikas, ein Gebiet in dem im Kontrollexperiment eine relativ geringe Variabilität vorhanden ist, ist unklar.

Wie gezeigt wurde, gibt es in den Zeitscheibenexperimenten für eine erhöhte CO_2 -Konzentration Gebiete mit vom Betrag her großen Änderungen der niederfrequenten transienten Variabilität, die aber nicht signifikant sind. Ein ähnliches Verhalten wurde auch schon bei anderen in dieser Arbeit untersuchten Variablen bemerkt. Um es zu erklären, werden im folgenden die Änderungen der niederfrequenten transienten Variabilität bei einer erhöhten CO_2 -Konzentration bezüglich des zeitlichen Verhaltens der Variabilität im Kontrollexperiment an zwei ausgewählten Gitterpunkten betrachtet. Ausgewählt wurden dafür ein Gitterpunkt aus dem oben erwähnten Gebiet westlich Irlands ($51.6^{\circ}\text{N}/22.5^{\circ}\text{W}$), in dem eine starke, aber nicht statistisch signifikante Abnahme festgestellt wurde und, zum Vergleich, ein anderer, aus dem ebenfalls bereits erwähnten räumlich eng begrenzten Gebiet über Ostasien ($51.6^{\circ}\text{N}/132.2^{\circ}\text{E}$), in dem eine statistisch signifikante Zunahme zu beobachten ist. In Abb. 38 sind für diese Zweck die beiden Zeitserien an den beiden Gitterpunkten, deren über jeweils 30 Jahre gleitend berechneten Mittel und die über jeweils 30 Jahre gleitend berechneten 95%-Vertrauensgrenzen abgebildet. Die Zeitserien aus den Zeitscheibenexperimenten sind nicht dargestellt. Dafür aber die über 30 Jahre Experimentlänge gemittelten Signale. Diese würden in dieser Darstellung im Vergleich zum zeitlichen Verlauf des gleitenden Mittels aus dem Kontrollexperiment nur durch einen Punkt reprä-

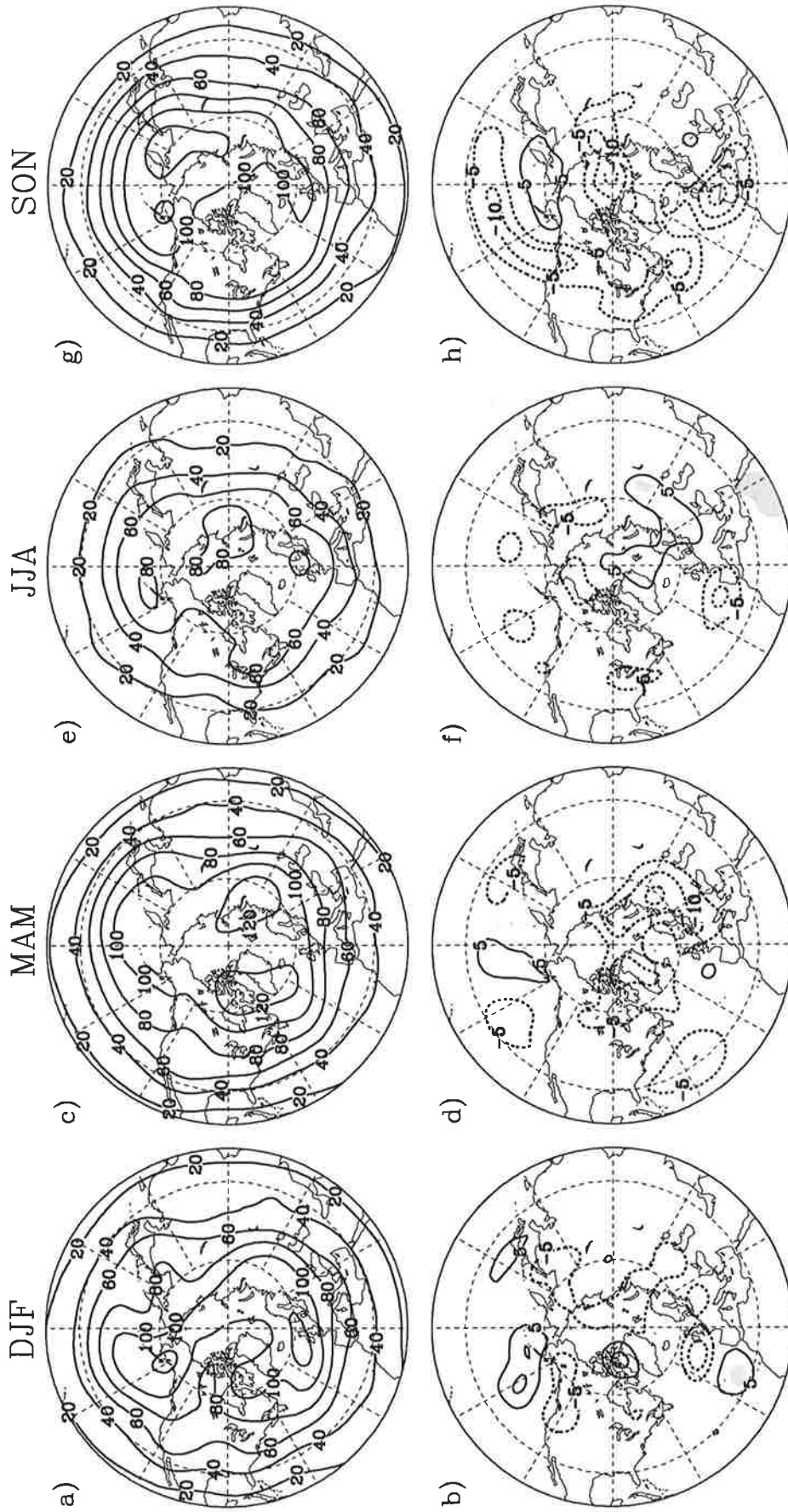


Abbildung 37: Standardabweichung der geopotentiellen Höhe der 500-hPa-Fläche [gpm] im niederfrequenten Bereich (10 bis 90 Tage): a) Kontrollexperiment (1xCO₂) und b) 3xCO₂-1xCO₂ im Winter (DJF), c) 1xCO₂ und d) 3xCO₂-1xCO₂ im Frühling (MAM), e) 1xCO₂ und f) 3xCO₂-1xCO₂ im Sommer (JJA) und g) 1xCO₂ und h) 3xCO₂-1xCO₂ im Herbst (SON). Dunkel (hell) schattierte Flächen: Statistisch signifikante Zunahme (Abnahme).

sentiert werden, sind hier aber, der besseren Anschaulichkeit wegen, als Geraden abgebildet.

Den beiden Abbildungen ist zu entnehmen, daß selbst bei einem über 30 Jahre gleitend berechneten Mittel im Kontrollexperiment eine Variabilität der untersuchten Variable vorhanden ist, die eine Amplitude hat, die bis zu 10% des Absolutbetrages im Kontrollexperiment ausmacht. Auch die 95%-Vertrauensintervalle, also die zweiten Momente der Variable in jedem 30-Jahresintervall, die in die Berechnung des Vertrauensintervalle eingehen, zeigen eine interdekadische Variabilität.

Am sich westlich Irlands befindenden Gitterpunkt, der in der oberen Abbildung dargestellt ist, liegen die Signale sowohl für $2xCO_2$ als auch für $3xCO_2$ für eine bestimmte Anzahl von 30-Jahre-Mitteln aus dem zeitlichen Verlauf des Kontrollperiments innerhalb des Vertrauensintervalls. Für andere 30 Jahresmittel liegen sie außerhalb. Wenn nur ein Kontrollexperiment über 30 Jahre gerechnet würde, wäre es ein Frage des Zufalls, ob das Signal als statistisch signifikantes interpretiert würde oder nicht. Hier wird das Signal auch im $3xCO_2$ -Experiment, bei dem der zeitliche Verlauf der Variable in der interdekadischen Skala unbekannt ist, als nicht signifikant interpretiert, weil es Fälle gibt, in denen der Punkt des 30-Jahre-Mittels innerhalb des Vertrauensintervalls liegt. Damit kann das Signal von mindestens einem der 30-Jahre-Mittel aus dem Kontrollexperiment für das angenommene Vertrauensintervall nicht mit statistischer Sicherheit unterschieden werden. Jedoch ist aus dem Verlauf der Kurve der gleitenden Mittel der betrachteten Größe aus dem Kontrollexperiment zu entnehmen, daß das Signal immer deutlich auf einer Seite der Kurve liegt. Durch ein engeres Vertrauensintervall könnte die Änderung eventuell doch als signifikant interpretiert werden.

Im Falle des anderen Gitterpunktes wird das Signal im $3xCO_2$ -Experiment als statistisch signifikantes interpretiert, weil es von jedem der 30-Jahre-Mittel aus dem Kontrollexperiment mit statistischer Sicherheit unterschieden werden kann.

Aus den Darlegungen hier ergibt sich, daß Ergebnisse von Untersuchungen, die sich auf noch kürzere Integrationslängen von Experimenten stützen, mit großer Vorsicht betrachtet werden müssen. Zu kurze Integrationslängen können zu Fehlinterpretationen von Änderungen, die nur durch zufällige Schwankungen hervorgerufen werden, als angeblich signifikantes Signal führen. Andererseits kann es auch Fälle geben, in denen ein deutliches, nicht zufälliges Signal wegen der Strenge des statistischen Verfahrens als nicht signifikant interpretiert wird. Eine Berücksichtigung des zeitlichen Verlaufs der Größe im Kontrollexperiment kann dabei zur Klärung unsicherer Fälle beitragen.

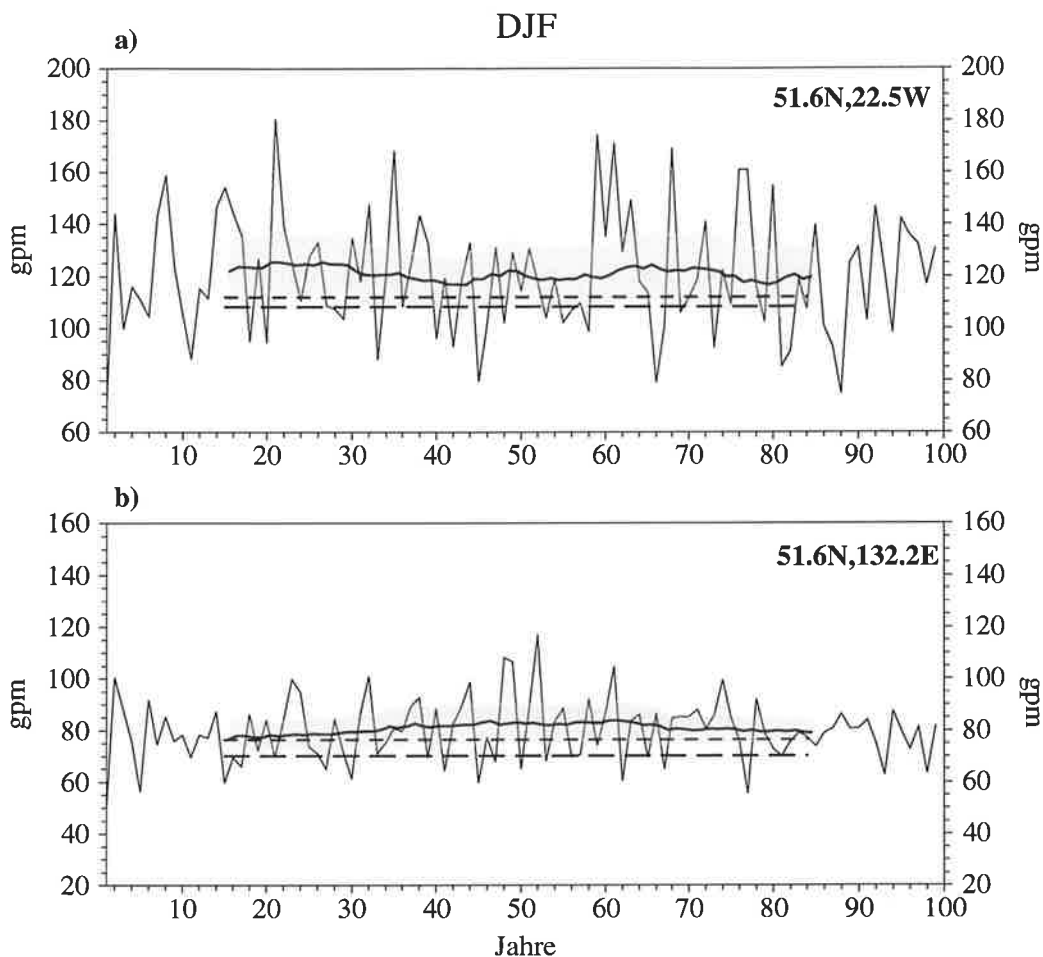


Abbildung 38: Standardabweichung der geopotentiellen Höhe der 500-hPa-Fläche im niederfrequenten Bereich (10 bis 90 Tage) an zwei ausgewählten Gitterpunkten im Winter (DJF): a) westlich Irlands (51.6°N/22.5°W) und b) Ostasien (51.6°N/132.2°E). Dünne durchgezogene Linien: Zeitserien für Kontrolleexperiment; Dicke durchgezogene Linien: 30-jähriges gleitendes Mittel für Kontrolleexperiment; Schattierung: 30-jähriges gleitendes Vertrauensintervall für Kontrolleexperiment; kurze unterbrochene Linien: 30-jähriges Mittel im 2xCO₂-Experiment; lange unterbrochene Linien: 30-jähriges Mittel im 3xCO₂-Experiment.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß sich die Variabilität durch niederfrequente transiente Wellen in den Zeitscheibenexperimenten für eine erhöhte CO₂-Konzentration nur in einigen ausgewählten Gebieten bei einer CO₂-Verdreifachung in statistisch signifikanter Weise ändert. Bei diesen Veränderungen werden die subtropischen Breiten bevorzugt. So nimmt im Winter die Variabilität westlich der Iberischen Halbinsel zu. In den anderen Jahreszeiten gibt es eine statistisch signifikante Abnahme, die durch eine Stabilisierung der Schichtung in den subtropischen Absinkgebieten des nördlichen Zweigs der Hadley-Zirkulation bewirkt wird.

Änderungen der Variabilität durch niederfrequente transiente Wellen in den mittleren und hohen Breiten haben zum Teil einen großen Betrag, sind aber kaum statistisch signifikant. Die Ursache hierfür ist in der großen interdekadischen Variabilität zu suchen, die im Kontrollexperiment vorhanden ist. Die deutliche Abnahme der Variabilität durch niederfrequente transiente Wellen über dem Nordatlantik westlich Irlands im Winter, die unter Zugrundelegung des gleitenden t-Wert-Verfahrens als nicht signifikant angesehen wurde, kann mit Hilfe der Information über den zeitlichen Verlauf der Größe im Kontrollexperiment als nichtzufällige Änderung interpretiert werden.

6.3.4. Zusammenfassende Darstellung der Änderungen der nordhemisphärischen troposphärischen Dynamik

In den vorhergehenden Teilkapiteln wurde systematisch das Verhalten verschiedener Eigenschaften der nordhemisphärischen troposphärischen Zirkulation in den Zeitscheibenexperimenten für eine verdoppelte und verdreifachte CO₂-Konzentration und entsprechend veränderten unteren Randbedingungen analysiert. Es ergab sich für alle untersuchten Variablen eine deutliche Abhängigkeit der Signale von der CO₂-Konzentration. Bei einem Vergleich der Jahreszeiten gibt es die stärksten Unterschiede zwischen der Winterzirkulation und der Zirkulation in den anderen Jahreszeiten.

Insgesamt ergibt sich ein komplexes Bild der Änderungen der atmosphärischen Dynamik in den Zeitscheibenexperimenten. Bezogen auf den mittleren Zustand der Zirkulation im Kontrollexperiment, der als dynamischer Gleichgewichtszustand zwischen den verschiedenen Eigenschaften der Zirkulation mit ihren Rückkoppelungen verstanden werden kann, ergeben sich bei einer Erhöhung der CO₂-Konzentration und einer entsprechenden Veränderung der unteren Randbedingungen Veränderungen in den Wirkungsketten zwischen den Eigenschaften, in deren Folge sich ein neuer dynamischer Gleichgewichtszustand einstellt.

Charakteristisch für die Zirkulationsänderung im Winter sowohl im 2xCO₂-Experiment als auch im 3xCO₂-Experiment ist die Anregung eines stationären wellenförmigen Signals, das dem PNA-Telekonnektionsmuster (siehe Wallace und Gutzler 1981) sehr ähnlich ist. Dieses Ergebnis kommt den Überlegungen von Trenberth (1995) entgegen, der es als wahrscheinlich ansieht, daß sich ein Signal einer Klimaänderung in der Frequenz und Intensität der bevorzugten Moden der atmosphärischen Variabilität bemerkbar macht. Dieses Signal ist im 2xCO₂-Experiment stärker als im 3xCO₂-Experiment, wobei die Analyse des Wellenaktivitätsflusses der stationären Wellenaktivität ergab, daß sich die Anregung der Wellen in beiden Experimenten vor allem im nordöstlichen Pazifik unterscheidet. Über dem Atlantik wird auch ein stationärer Wellenzug angeregt, der aber deutlich schwächer ist. Eine Entscheidung, ob in den hier durchgeführten Experimenten das PNA-Muster

allein durch die im tropischen Pazifik vorgeschriebene SST-Anomalie oder durch das Vorhandensein tropischer Anomalien überhaupt, unabhängig von der genauen Lokalisierung der Maxima der Anomalien, erzeugt wurde, ist nicht möglich, weil kein geographisch isolierter Antrieb vorgeschrieben wurde, sondern die Randbedingungen in den gesamten tropischen Gebieten verändert sind.

Die stärkere Anregung der stationären Wellenstruktur im $2xCO_2$ -Experiment im Vergleich zum $3xCO_2$ -Experiment ist mit dem nichtlinearen Verhalten der Konvergenz des Wärmeflusses durch hochfrequente transiente Wellen bei einer Erhöhung der CO_2 -Konzentration im nordöstlichen Pazifik konsistent. Es ist bekannt, daß transiente Wellen ein wichtiger Faktor für die Anregung stationärer Wellenaktivität sind (Valdes und Hoskins 1989). So ist es plausibel, als Ursache für das nichtlineare Verhalten des stationären Signals im Nordpazifik in den beiden Zeitscheibenexperimenten die ebenfalls nichtlineare Änderung der hochfrequenten transienten Wellen anzusehen.

Das Feld der geopotentiellen Höhe zeigt im Winter ein Signal, das durch eine Überlagerung einer durch die thermische Ausdehnung der Troposphäre bedingten Hebung der Druckflächen im zonalen Mittel und der Änderung der stationären Wellenstruktur gekennzeichnet ist. Im $2xCO_2$ -Experiment vergrößert sich der zonal gemittelte meridionale Gradient der geopotentiellen Höhe aufgrund der stärkeren tropischen Erwärmung in den mittleren Breiten. Im $3xCO_2$ -Experiment wirkt die starke polare Erwärmung der weiteren Zunahme des Gradienten entgegen und verursacht in der unteren und mittleren Troposphäre eine Verringerung des Gradienten in den mittleren und hohen Breiten. Die Horizontalverteilung des Höhenfeldes ist durch eine stärkere Mäandrierung bzw. geringere Zonalität im pazifisch-nordamerikanischen Sektor gekennzeichnet. Die Änderungen des Luftdruckfeldes auf Meeresspiegelniveau werden vor allem durch thermische Effekte bestimmt.

Ein Signal der hochfrequenten transienten Wellen ist im Winter sowohl im Pazifik als auch im Atlantik zu finden. Auch hier zeigt sich wieder ein nichtlineares Verhalten. Der Betrag der Zunahme der Variabilität ist im $3xCO_2$ -Experiment nicht größer als im $2xCO_2$ -Experiment, über dem Atlantik ist sogar eine Abnahme zu beobachten. Das Verhalten der hochfrequenten transienten Wellen wird über die Änderungen des Temperaturfeldes auf den Druckflächen, also der Baroklinität, in der mittleren Troposphäre für eine erhöhte CO_2 -Konzentration erklärt. In den Gebieten, in denen zwischen Maxima und Minima der Temperaturzunahme der horizontale Temperaturgradient verstärkt wird, verbessern sich die Bedingungen für die Anregung hochfrequenter transienter Wellen und umgekehrt.

Maxima der Temperaturzunahme sind, bedingt durch adiabatische Erwärmung, in den subtropischen Absinkgebieten im nördlichen Zweig der Hadley-Zirkulation vorhanden. Die Minima der Temperaturzunahme befinden sich vor allem in den Trögen über den nördlichen Ozeangebieten. Besonders in den subtropischen Gebieten verstärkt sich die Zunahme der Temperatur im Winter weiter im $3xCO_2$ -Experiment im Vergleich zum $2xCO_2$ -Experiment. Im $3xCO_2$ -Experiment ist aber zusätzlich eine starke polare Erwärmung vorhanden, die bis in die mittlere Troposphäre reicht. Diese wirkt der weiteren Zunahme der Baroklinität entgegen, woraus das nichtlineare Verhalten der hochfrequenten transienten Wellen resultiert. Bezugnehmend auf die von Held (1993) problematisierte Frage, ob die Zunahme des Temperaturgradienten in der oberen Troposphäre oder dessen Abnahme in der unteren Troposphäre das Signal der transienten Wellen dominiert, ergibt sich folglich aus den hier analysierten Experimenten für den Winter eine von der CO_2 -Konzentration abhängige Antwort.

Mit dem Einfluß der Hadley-Zirkulation auf die Änderungen des Temperaturfeldes in der freien Atmosphäre bei einer Erhöhung der CO_2 -Konzentration existiert in den Zeitscheibenexperimenten neben der Anregung stationärer Wellen durch den tropischen Antrieb eine weitere Wirkungskette zwischen Tropen und Außertropen. Die Lage der hauptsächlichlichen Absinkgebiete im nördlichen Zweig des Hadley-Zirkulationssystems, wo die stärkste Temperaturzunahme erfolgt, hängt dabei selbst wieder von der stationären Wellenstruktur ab.

In der oberen Troposphäre hat die starke Zunahme des Temperaturgradienten zwischen den Maxima der Erwärmung in der oberen tropischen Troposphäre und der Abkühlung in der unteren polaren Stratosphäre einen großen Einfluß auf die Zirkulation. Der asiatisch/pazifische und der nordamerikanische Strahlstrom verstärken sich stromabwärts. Aber auch hier ist wieder eine Nichtlinearität der Änderungen bei einer Erhöhung der CO_2 -Konzentration zu beobachten. Zusätzlich zum Temperaturgradienten ist die Wechselwirkung mit den hochfrequenten transienten Wellen über barotrope Konversion ein Faktor, der eine Änderung der Strahlströme bewirkt. In einigen Gebieten wirkt dabei die Änderung der barotropen Konversion der Zunahme des Zonalwindes entgegen, in anderen wirkt sie noch verstärkend.

Im Vergleich zum Winter ergeben sich in den anderen Jahreszeiten in der Untersuchung deutliche Unterschiede bei der Änderung der Zirkulation in den Zeitscheibenexperimenten. Ein PNA-ähnliches Telekonnektionsmuster, als stationäre Reaktion auf einen tropischen Antrieb, wurde nicht gefunden. Die stärksten Änderungen sind generell nicht über dem Nordpazifik, sondern über dem Atlantik vorhanden. Die Änderungstendenzen, die

bereits im $2xCO_2$ -Experiment zu beobachten, aber häufig noch nicht statistisch signifikant sind, verstärken sich im allgemeinen noch im $3xCO_2$ -Experiment.

Die Wechselwirkung zwischen Tropen und Außertropen erfolgt im wesentlichen über die Hadley-Zirkulation im atlantischen Gebiet. Sie zeigt eine Verstärkung und ein weiter nach Norden Ausgreifen des Zweiges mit absinkender Luftbewegung. Dieses Verhalten ist in den Übergangsjahreszeiten am deutlichsten ausgeprägt und am stärksten im Herbst über Europa.

Wie im Winter zeigen die Änderungen des Temperaturfeldes in der freien Atmosphäre Maxima in den subtropischen Absinkgebieten, die im $3xCO_2$ -Experiment stärker als im $2xCO_2$ -Experiment sind, und Minima vor allem in den Trögen über den nördlichen Ozeangebieten. Im Unterschied zum Winter gibt es keine hochreichende polare Erwärmung, die der Zunahme des Temperaturgradienten zwischen den Erwärmungsmaxima und -minima, damit der Zunahme der Baroklinität, entgegenwirkt.

Im Zusammenhang mit einer Verstärkung von Baroklinität wird in den Zeitscheibenexperimenten in bestimmten Gebieten eine größere Variabilität durch hochfrequente transiente Wellen erzeugt. Im Vergleich zum $2xCO_2$ -Experiment, in dem die Änderungen meistens noch nicht statistisch signifikant sind, ist im $3xCO_2$ -Experiment eine weitere Zunahme festzustellen. Die Gebiete mit einer Zunahme der hochfrequenten transienten Wellen sind im Frühling vor allem Nordamerika und der Atlantik und im Sommer der Atlantik und das nördliche Europa. Im Herbst ist eine sehr starke Zunahme der Variabilität in einem Gebiet vorhanden, das sich vom nordöstlichen Atlantik über das nördliche Europa bis weit nach Osteuropa hinein erstreckt.

Über dem nördlichen Atlantik, wo eine Zunahme der Konvergenz des Wärmeflusses zu beobachten ist, ist ein stationäres Wellensignal zu finden, das sich nach Osten ausbreitet. Dieses Signal ähnelt besonders im Frühling dem Westatlantischen (WA) und dem Eurasischen Telekonnektionsmuster (EU; siehe Wallace und Gutzler 1981). Im Sommer und Herbst ist das Signal durch einen Wellenzug, der sich von einem Gebiet nahe Grönland ausgehend nach Südosten ausbreitet, gekennzeichnet.

Auch im Frühling, Sommer und Herbst ergibt sich das Signal im Feld der geopotentiellen Höhe aus der Überlagerung der Hebung der Druckflächen im zonalen Mittel und dem Signal in der stationären Wellenstruktur. Die Hebung der Druckflächen, die in den Tropen am stärksten ist, bewirkt mit zunehmender CO_2 -Konzentration eine Zunahme des meridionalen Gradienten. Durch das Signal in der stationären Wellenstruktur ist besonders im

Frühling eine stärkere Mäandrierung bzw. Verringerung der Zonalität im atlantisch-europäischen Sektor zu beobachten. In den anderen beiden Jahreszeiten ist die Änderung nicht so stark. Das Luftdruckfeld auf Meeresspiegelniveau zeigt eine thermisch bedingte Abnahme in einzelnen Gebieten und dynamisch bedingte Änderungen. Während in den Gebieten der Trögen eine Abnahme des Luftdrucks zu finden ist, gibt es in Gebieten des subtropischen Absinkens eine Zunahme, vor allem in den Übergangsjahreszeiten.

Änderungen der Zirkulation in der oberen Troposphäre werden wie im Winter sowohl durch die Zunahme des Gradienten zwischen der oberen tropischen Troposphäre und der unteren polaren Stratosphäre als auch durch die Wechselwirkung mit den hochfrequenten transienten Wellen bewirkt.

In allen Jahreszeiten gibt es keine großen Änderungen der niederfrequenten transienten Wellen, und wenn, dann vor allem in den Gebieten, in denen Absinken in der Hadley-Zirkulation erfolgt. Besonders im Herbst ist dort eine durch eine stärkere Stabilität der Schichtung bedingte Abnahme zu finden. Die Abnahme der Variabilität durch niederfrequente transiente Wellen über dem Nordatlantik westlich Irlands im Winter wurde durch einen Vergleich des zeitlichen Verlaufs der Größe im Kontrollexperiment mit dem Signal in den Zeitscheibenexperimenten als signifikante Änderung interpretiert.

7. Zusammenfassung und Anregungen

7.1. Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wurden Ergebnisse aus 30-Jahre-Zeitscheibenexperimenten mit dem relativ hochauflösenden Hamburger Allgemeinen Zirkulationsmodell der Atmosphäre T42-ECHAM3 vorgestellt. Für die unteren Randbedingungen der Experimente wurden SST-Anomalien und Meereisverteilungen, die aus einem transienten Klimaänderungsexperiment mit einem niedrig auflösenden gekoppelten Ozean-Atmosphären-Zirkulationsmodell gewonnen wurden, verwendet. Die Experimente wurden sowohl für eine CO₂-Verdopplung als auch eine CO₂-Verdreifachung durchgeführt, wodurch die Aufdeckung eines eventuellen nichtlinearen Verhaltens der Signale mit zunehmender CO₂-Konzentration ermöglicht wurde. Im Vergleich zu anderen Studien wurde sich auf relativ lange Experimente gestützt und es wurden statt nur des Winters alle Jahreszeiten in die Analyse einbezogen. Besonderer Augenmerk wurde auf die Änderungen der nordhemisphärischen troposphärischen Dynamik, deren einzelne Eigenschaften systematisch und in ihrer wechselseitigen Abhängigkeit untersucht wurden, gelegt.

Das 100-Jahre-Kontrollexperiment mit dem ungekoppelten T42-ECHAM3, das mit einer klimatologischen Meereisverteilung als untere Randbedingungen für die gegenwärtige CO₂-Konzentration gerechnet wurde, zeigt nicht nur eine interannuale Variabilität, sondern auch eine Variabilität auf interdekadischen Zeitskalen. Vor diesem Hintergrund mußte eingeschätzt werden, ob die Ergebnisse in den Zeitscheibenexperimenten statistisch signifikante Änderungen des Modellklimas oder zufällige Abweichungen repräsentieren. Für diesen Zweck wurde ein gleitendes t-Wert-Verfahren eingeführt, mit dem die interdekadische Variabilität von jeweils über 30 Jahre gleitend berechneten Mittelwerten, die interdekadische Variabilität der jeweils über 30 Jahre gleitend berechneten zweiten Momente und die interannuale Variabilität in den 30-Jahre-Intervallen zugleich berücksichtigt werden konnten. Auf diese Weise war es im Vergleich zu anderen Studien möglich, eine große Sicherheit bei der Bestimmung der statistischen Signifikanz der Signale der Variablen zu erreichen.

Begonnen wurde die Untersuchung mit einer Validierung des Kontrollperiments, um die Fähigkeit des T42-ECHAM3, das Klima der realen Atmosphäre zu reproduzieren, einzuschätzen. Für diesen Zweck wurde ein Vergleich mit Beobachtungen (ECMWF-Analysen) und zwei anderen Modellversionen, dem gekoppelten Modell T21-ECHAM1/LSG und dem ungekoppelten, niedrig auflösenden T21-ECHAM3, durchgeführt. Es wird eingeschätzt,

daß das T42-ECHAM3 besser als die beiden anderen Modellversionen in der Lage ist, die Eigenschaften der realen Atmosphäre zu reproduzieren.

Behandelt wurden dann einige methodische Fragen, die die Ähnlichkeit der unteren Randbedingungen im $2xCO_2$ - und im $3xCO_2$ -Experiment, deren Repräsentativität in Bezug auf das Modellklima des transienten Experiments mit dem gekoppelten Modell, aus dem die unteren Randbedingungen gewonnen wurden, und die Integrationslänge der Experimente betreffen. Der tropische SST-Anomalieantrieb zeigt im Atlantik im $3xCO_2$ -Experiment eine Verstärkung der im $2xCO_2$ -Experiment vorhandenen Tendenz, während in den anderen Ozeangebieten, vor allem im Indischen Ozean, eine starke Nichtlinearität zwischen beiden Experimenten bereits vorgeschrieben wird. Die Annahme der Repräsentativität der vorgeschriebenen SST besitzt im Fall des $3xCO_2$ -Experiments eine große Plausibilität, während die Unsicherheiten im Fall des $2xCO_2$ -Experiments größer sind. Das Vorhandensein eines 100-Jahre-Kontroll-experiments vorausgesetzt, liegen die Integrationslängen der Zeitscheibenexperimente von 30 Jahren an der unteren Grenze der Anzahl der zu integrierenden Modelljahre, um eine geringe Wahrscheinlichkeit für einen groben Fehler, der durch die interdekadische Variabilität hervorgerufen werden könnte, anzunehmen.

Die allgemeinen Eigenschaften der Änderungen der 2-m-Temperatur bei einer Erhöhung der CO_2 -Konzentration wie die globale Temperaturzunahme, die Herausbildung eines deutlichen Land-Meer-Kontrastes der Erwärmung und die starke polare Erwärmung vor allem im Winter stimmen mit den Ergebnissen, die durch andere Forschungsgruppen erhalten wurden, gut überein. Der hydrologische Zyklus intensiviert sich mit zunehmender CO_2 -Konzentration. Die Änderungen sind sowohl im globalen Mittel als auch in einzelnen Regionen nichtlinear. In den tropischen Hauptkonvergenzzonen steht durch eine größere Freisetzung latenter Wärme in der oberen tropischen Troposphäre mehr Energie für den Antrieb der atmosphärischen Zirkulation zur Verfügung.

Die zonal gemittelte Temperaturänderung bei einer Erhöhung der CO_2 -Konzentration ist in allen Jahreszeiten durch eine maximale Zunahme in der oberen tropischen Troposphäre durch die Freisetzung latenter Wärme und durch eine strahlungsbedingte Abkühlung in der unteren polaren Stratosphäre gekennzeichnet, wodurch sich der Temperaturgradient zwischen den Tropen und den hohen Breiten in der oberen Troposphäre deutlich verstärkt. Die starke vom Boden ausgehende polare Erwärmung in den Wintermonaten, vor allem in der Nordhemisphäre, reicht im $3xCO_2$ -Experiment bis in die mittlere Troposphäre und wirkt im Winter einer weiteren Verstärkung des meridionalen Temperaturgradienten in den unteren und mittleren troposphärischen Schichten entgegen. Die Änderungen des zonal gemittelten Zonalwindes in den einzelnen troposphärischen Schichten sind damit konsistent.

Es wurden die globalen Zirkulationssysteme Hadley-Zirkulation und Walker-Zirkulation untersucht. Im nordhemisphärischen Winter, Frühling und Herbst verstärkt sich im Gegensatz zum Sommer die Walker-Zirkulation zwischen Südamerika und dem östlichen äquatorialen Pazifik. Die Verstärkung wird durch ein Maximum der vorgeschriebenen SST-Anomalie unterhalb des Zentrums der Konvergenz verursacht und ist mit einer Zunahme der Feuchtekonvergenz verbunden. Die Stärke der Konvergenz über Indonesien und dem Westpazifik und die Intensität der damit verbundenen Walker-Zirkulation ändern sich in den Zeitscheibenexperimenten dagegen kaum.

Ein weiterer Faktor für die Veränderung der globalen Zirkulationszellen ist der vorgeschriebene meridionale Temperaturgradient an der Meeresoberfläche. Dieser verstärkt sich vor allem über dem nordatlantischen Gebiet. Insbesondere in den Übergangsjahreszeiten führt das vor allem über Europa zu einem intensivierten und weiter nach Norden ausgreifenden Absinken der Luft im Hadley-Zirkulationssystem.

In allen Jahreszeiten wurden signifikante Änderungen der verschiedenen Eigenschaften der nordhemisphärischen troposphärischen Dynamik wie Strahlstrom, stationäre Wellen, transiente Wellen und barokline und barotrope Wechselwirkung der transienten Wellen mit dem Grundstrom bei einer erhöhten CO_2 -Konzentration gefunden. Die erhaltenen Änderungen unterscheiden sich zwischen den einzelnen Jahreszeiten wesentlich. Besonders große Unterschiede sind zwischen der Winterzirkulation und der Zirkulation in den anderen Jahreszeiten zu finden, in denen grundlegend verschiedene dynamische Prozesse die Signale dominieren.

Ein wichtiges Ergebnis der Untersuchung ist, daß in den Zeitscheibenexperimenten in allen Jahreszeiten in der subtropischen mittleren Troposphäre Gebiete zu finden sind, in denen die Temperaturzunahme maximal ist. Diese Maxima liegen in den Absinkgebieten der Hadley-Zirkulation und werden durch adiabatische Erwärmung verursacht. Zwischen diesen Maxima der Erwärmung und den Minima der Erwärmung in den Trögen über den nördlichen Ozeangebieten liegen in den mittleren Breiten die Gebiete der stärksten Baroklinitätszunahme bei einer erhöhten CO_2 -Konzentration. Die Kenntnis dieses Zusammenhangs trägt zu einem besseren Verständnis bei, wie sich die Änderungen der transienten Wellenaktivität räumlich verteilen.

Im Winter dominiert ein stationäres Wellensignal, das über dem Nordpazifik und Nordamerika bei einer CO_2 -Erhöhung angeregt wird, die Zirkulationsänderung. Das Signal, das im $2\times\text{CO}_2$ -Experiment stärker als im $3\times\text{CO}_2$ -Experiment ist, ähnelt sehr dem Pazifik-Nordamerika-Telekonnektionsmuster (PNA). Das nichtlineare Verhalten bei einer Erhö-

hung der CO_2 -Konzentration wird durch die Stärke der Wärmeflußkonvergenz durch hochfrequente transiente Wellen, von der die Anregung stationärer Wellenaktivität über dem nördlichen Pazifik abhängt, verursacht. Diese Wärmeflußkonvergenz über dem Nordpazifik verringert sich im Vergleich zum $2\times\text{CO}_2$ -Experiment wieder im $3\times\text{CO}_2$ -Experiment. Ursache hierfür ist die starke polare Erwärmung im Winter, die im $3\times\text{CO}_2$ -Experiment einer weiteren Zunahme der Baroklinität, die Bedingung für die Genese transienter Wellen ist, entgegenwirkt. In der Ähnlichkeit stationärer Wellensignale bei einer Erhöhung der CO_2 -Konzentration mit bekannten Telekonnektionsmustern liegt ein Potential für die Untersuchung regionaler Klimaänderungen.

In den anderen Jahreszeiten beeinflußt die Hadley-Zirkulation über dem Nordatlantik und Europa am stärksten die Änderungen der nordhemisphärischen troposphärischen Dynamik. Dieser Einfluß ist in den Übergangsjahreszeiten, in denen sich die Hadley-Zirkulation in signifikanter Weise intensiviert, besonders stark ausgeprägt. Über dem nördlichen Nordatlantik, wo eine Zunahme der Wärmeflußkonvergenz durch transiente Wellen zu beobachten ist, wird im Frühling ein stationäres Wellensignal angeregt, das sich nach Osten ausbreitet. Es ähnelt dem Westatlantischen (WA) und dem Eurasischen Telekonnektionsmuster (EU). Im Sommer und Herbst breitet sich ein stationärer Wellenzug von einem Gebiet nahe Grönland ausgehend nach Südosten aus.

Eine größere Variabilität durch hochfrequente transiente Wellen ist in den Zeitscheibenexperimenten in einzelnen geographischen Regionen zu beobachten. Die Änderungen sind in den Übergangsjahreszeiten bedeutend größer und stärker signifikant als im Winter. Im Winter nimmt die Variabilität im $2\times\text{CO}_2$ -Experiment über dem Nordatlantik und dem Nordpazifik zu, zeigt aber im $3\times\text{CO}_2$ -Experiment keine zusätzliche deutliche Änderung. In den anderen Jahreszeiten ist das Signal im $3\times\text{CO}_2$ -Experiment stärker als im $2\times\text{CO}_2$ -Experiment. Die Gebiete mit einer Zunahme der hochfrequenten transienten Wellen sind im Frühling vor allem Nordamerika und der Nordatlantik und im Sommer der Nordatlantik und das nördliche Europa. Im Herbst nimmt die Variabilität in einem Gebiet, das sich vom nordöstlichen Atlantik über das nördliche Europa bis weit nach Osteuropa hinein erstreckt, sehr stark zu.

Die hier vorgelegten Ergebnisse basieren auf Experimenten mit einem atmosphärischen GCM mit vorgeschriebenen unteren Randbedingungen. Die Wechselwirkung der atmosphärischen Zustände mit den ozeanischen, die in der Natur eine große Bedeutung hat, wurde nicht berücksichtigt. Als untere Randbedingungen wurden eine SST und eine Meer eisverteilung verwendet, die zwar einen Jahrgang aufweisen, aber ansonsten jedes Jahr gleich sind. Eine interannuale Variabilität der unteren Randbedingungen wurde nicht vor-

geschrieben. Die Zirkulation der realen Atmosphäre wird jedoch durch solch eine Variabilität, z.B. im Zusammenhang mit dem alle paar Jahre auftretenden El-Niño-Phänomen, beeinflusst. Es ist zu erwarten, daß die Ergebnisse bei einer Berücksichtigung dieser Variabilität modifiziert würden.

Ein weiterer zu beachtender Punkt ist, daß der SST-Anomalieantrieb für die CO₂-Verdoppelung und CO₂-Verdreifachung aus einem transienten Klimaänderungsexperiment mit einem gekoppelten Modell gewonnen wurde. Es ist nicht sicher, daß die dort berechnete SST-Änderung die wirklichen Verhältnisse richtig wiedergibt. Andere Experimente mit dem gleichen gekoppelten Modell (siehe Cubasch et al. 1994) oder Experimente mit anderen gekoppelten Modellen (siehe Kattenberg et al. 1996) führen für eine erhöhte CO₂-Konzentration zu anderen SST-Verteilungen, mit einem entsprechenden Einfluß auf die Änderungen der atmosphärischen Zirkulation.

Vorgeschrieben wurde in den Zeitscheibenexperimenten eine Erhöhung der CO₂-Konzentration. Es gibt aber weitere treibhauswirksame Spurengase, z.B. CH₄, N₂O, CFCL₃, und CF₂CL₂, deren Konzentration sich ebenfalls durch menschliche Einwirkung ändert. Diese wirken nicht nur additiv zum CO₂, sondern ihre Auswirkungen auf den Strahlungshaushalt unterscheiden sich in Abhängigkeit von der Höhe über der Erdoberfläche (Wang et al. 1991). Im Vergleich zur alleinigen Erhöhung der CO₂-Konzentration wird dadurch die atmosphärische Zirkulation modifiziert und die Klimaänderung kann sich in einzelnen geographischen Regionen beträchtlich unterscheiden (Wang et al. 1992). In den Zeitscheibenexperimenten wurden auch die Effekte, die durch eine Änderung des Aerosolgehalts in der Atmosphäre hervorgerufen werden können, nicht berücksichtigt. Ein Anwachsen der Aerosolkonzentration ist mit einer Zunahme der Albedo verbunden, was der globalen Erwärmung entgegenwirkt. Die Aerosolkonzentration und ihre Änderung unterscheidet sich zwischen verschiedenen Regionen sehr stark, was entsprechende Auswirkungen auf die Klimaänderung in diesen Regionen hat (Mitchell und Johns 1997).

Wegen der genannten Einschränkungen können aus den vorgelegten Ergebnissen keine Vorhersagen für die Änderungen der wirklichen atmosphärischen Zirkulation bei einer Erhöhung der CO₂-Konzentration hergeleitet werden. Die Ergebnisse sind aber ein Beitrag für das Verständnis der wirkenden Zusammenhänge bei einer Klimaänderung.

7.2. Anregungen für weitere Untersuchungen

Aus den Ergebnissen der vorgelegten Arbeit ergeben sich einige Anregungen für weitere Untersuchungen:

- Die vorliegenden Zeitscheibenexperimente ermöglichen ebenfalls eine ebenso systematische Analyse der Änderungen der südhemisphärischen troposphärischen Dynamik.
- Die Unterschiede zwischen den Signalen in den einzelnen Jahreszeiten legen nahe, durch eine Analyse der einzelnen Monate noch ausführlicher den Jahresgang zu untersuchen.
- Die Änderungen der Frequenz und Intensität der Telekonnektionsmuster und die Änderungen der interdekadischen Variabilität wären ein weiterer interessanter Analyse-schwerpunkt. Der Frage, wie sensitiv die Signale auf verschiedene untere Randbedingungen reagieren, könnte dabei nachgegangen werden. Das würde aber längere Zeitscheibenexperimente voraussetzen.
- Ähnliche systematische Analysen, wie die in vorgelegter Arbeit vorgenommenen, sollten mit den Daten aus anderen Klimaänderungsexperimenten, z.B. aus denen mit gekoppelten Modellen, durchgeführt werden.
- Zeitscheibenexperimente sind eine geeignete Methode, um mit höher auflösenden Zirkulationsmodellen der Atmosphäre die Änderungen der atmosphärischen Dynamik für veränderte Randbedingungen, die bei Klimaänderungen möglich sind, zu untersuchen. Diese unteren Randbedingungen könnten aus vorliegenden transienten Klimaänderungsexperimenten gewonnen werden. Dabei sollten sie nicht für willkürliche CO₂-Konzentrationen wie CO₂-Verdopplung oder CO₂-Verdreifachung gewählt werden. Die Entscheidung, welche unteren Randbedingungen und entsprechenden Treibhausgaskonzentrationen den Experimenten zugrunde liegen sollten, müßte auf der Kenntnis der Klimaänderungen im gekoppelten Modell und daraus folgenden physikalischen Überlegungen aufbauen.

Danksagung

Bei der Erstellung dieser Arbeit erhielt ich von vielen Seiten Unterstützung, für die ich mich hier recht herzlich bedanken möchte.

An erster Stelle möchte ich mich bei Prof. Dr. L. Bengtsson bedanken. Er sicherte die Bedingungen für die Fertigstellung meiner Arbeit am Max-Planck-Institut für Meteorologie, gab wertvolle Hinweise zum Thema und war so freundlich, die Arbeit zu begutachten.

Bedanken möchte ich mich bei Prof. Dr. K. Hasselmann für seine freundliche Bereitschaft, das Erstgutachten zu übernehmen.

Einen besonderen Dank erhalten Dr. Bärbel Langmann und Dr. Ute Luksch für die Mühen des Korrekturlesens.

Für die sehr hilfreichen Diskussionen und anregenden Gespräche möchte ich mich bei meiner Judith, bei Dr. Hans Graf, Andreas Bacher und Dr. Wilhelm May herzlich bedanken.

Dr. Erich Roeckner und Dr. Ulrich Cubasch gebührt für ihren Beitrag zur Sicherung der Bedingungen, die es mir ermöglichten, das Thema zu bearbeiten, mein Dank.

Monika Esch war so freundlich, die technische Durchführung des Kontrollexperimentes zu übernehmen, meinen herzlichen Dank dafür. Bei Dr. Reinhard Voß möchte ich mich für die Daten aus dem Experiment mit dem T21-ECHAM3 sehr bedanken.

Die ECMWF-Analysen wurden mit Erlaubnis des Deutschen Wetterdienstes (DWD) verwendet.

Verzeichnis der Abbildungen

- Abbildung 1:** a) SST [°C] im Kontrollexperiment mit dem T42-ECHAM3, b) SST-Anomalieantrieb [K] im 2xCO₂-Experiment und c) im 3xCO₂-Experiment. Die schwarzen Landflächen entsprechen der im Modell verwendeten Land-See-Maske. Meereis ist weiß maskiert. 13
- Abbildung 2:** Massenstromfunktion [$10^9 \text{ kg}\cdot\text{s}^{-1}$] im Winter (DJF) für a) ECMWF-Analysen (1986 bis 1993) b) T21-ECHAM1/LSG, c) T42-ECHAM3 und d) T21-ECHAM3. 28
- Abbildung 3:** Zonal gemittelte geopotentielle Höhe der 500-hPa-Fläche im Winter (DJF). Mittel der ECMWF-Analysen von 1979/80 bis 1992/93: dünn durchgezogen. Mittel über erste Dekade des Kontrollexperiments mit dem T21-ECHAM1/LSG: dick und lang gestrichelt. Mittel über 100 Jahre Kontrollexperiment mit dem T42-ECHAM3: dick durchgezogen. Mittel über 30 Jahre Experiment mit dem T21-ECHAM3: dick gepunktet. Standardabweichungen der ECMWF-Analysen: schattiert. Standardabweichungen über 100 Jahre Kontrollexperiment mit dem T42-ECHAM3: Fehlerbalken. 30
- Abbildung 4:** Abweichung vom zonalen Mittel der geopotentiellen Höhe [gpdm] der 500-hPa-Fläche im Winter (DJF) für a) ECMWF-Analysen, b) T21-ECHAM1/LSG, c) T42-ECHAM3 und d) T21-ECHAM3. Die Nulllinie ist zwecks Verbesserung der Übersichtlichkeit weggelassen worden. 32
- Abbildung 5:** Stationäre Wellen der Wellenzahl 1 bis 3 der 500-hPa-Fläche in Abhängigkeit von der geographischen Breite über der Nordhemisphäre im Winter (DJF). a) Amplituden der Welle 1, b) Phasen der Welle 1, c) Amplituden der Welle 2, d) Phasen der Welle 2, e) Amplituden der Welle 3 und f) Phasen der Welle 3. Mittel der ECMWF-Analysen von 1979/80 bis 1992/93: dünn durchgezogen. Mittel über erste Dekade des Kontrollexperiments mit dem T21-ECHAM1/LSG: dick und lang gestrichelt. Mittel über 100 Jahre Kontrollexperiment mit dem T42-ECHAM3: dick durchgezogen. Mittel über 30 Jahre Experiment mit dem T21-ECHAM3: dick gepunktet. Standardabweichungen der ECMWF-Analysen: schattiert. Standardabweichungen über 100 Jahre Kontrollexperiment mit dem T42-ECHAM3: Fehlerbalken. 34
- Abbildung 6:** Standardabweichung der geopotentiellen Höhe der 500-hPa-Fläche durch hochfrequente (2.5 bis 6 Tage) transiente Wellen im Winter (DJF) a) ECMWF-Analysen, b) T21-ECHAM1/LSG, c) T42-ECHAM3 und d) T21-ECHAM3. 37
- Abbildung 7:** Standardabweichung der geopotentiellen Höhe der 500-hPa-Fläche durch niederfrequente (10 bis 90 Tage) transiente Wellen im Winter (DJF) a) ECMWF-Analysen, b) T21-ECHAM1/LSG, c) T42-ECHAM3 und d) T21-ECHAM3. 39
- Abbildung 8:** Über jeweils 5 Jahre gleitend gemittelte Amplitude der stationären Wellen der Wellenzahl 1 bis 3 der 500-hPa-Fläche im Winter bei 50°N im Kontrollexperiment mit dem T42-ECHAM3. Durchgezogene Linie: Welle 1; gestrichelte Linie: Welle 2; gepunktete Linie: Welle 3. 49

- Abbildung 9:** Änderung der 2-m-Temperatur im 2xCO₂-Experiment im a) Winter (DJF), b) Frühling (MAM), c) Sommer (JJA) und d) Herbst (SON). 54
- Abbildung 10:** Änderung der 2-m-Temperatur im 3xCO₂-Experiment im a) Winter (DJF), b) Frühling (MAM), c) Sommer (JJA) und d) Herbst (SON). 55
- Abbildung 11:** Globaler hydrologischer Zyklus im Kontrollexperiment mit dem T42-ECHAM3 und in den Zeitscheibenexperimenten mit den Wasserreservoirs für die Landflächen und die Atmosphäre und dem Austausch von Wasser durch Niederschlag, Verdunstung und Abfluß. I: 1xCO₂; II: 2xCO₂; III: 3xCO₂. Zusätzlich sind zum Vergleich Werte aus Beobachtungen angegeben: P: Peixoto und Kettani (1973); B: Baumgartner und Reichel (1975) beide zitiert nach Peixoto und Oort (1992). 57
- Abbildung 12:** Niederschlag [mm·Tag⁻¹] im Winter (DJF) a) im Kontrollexperiment und Änderung des Niederschlags b) im 2xCO₂-Experiment und c) im 3xCO₂-Experiment. 59
- Abbildung 13:** Niederschlag [mm·Tag⁻¹] im Sommer (JJA) a) im Kontrollexperiment und Änderung des Niederschlags b) im 2xCO₂-Experiment und c) im 3xCO₂-Experiment. 60
- Abbildung 14:** Zonal gemittelter Flüssigwassergehalt [mg·kg⁻¹] im Winter (DJF) a) für das Kontrollexperiment, b) Änderung im 2xCO₂-Experiment und c) im 3xCO₂-Experiment. 61
- Abbildung 15:** Bodenfeuchte [cm] im Jahresmittel a) im Kontrollexperiment und Änderung der Bodenfeuchte b) im 2xCO₂-Experiment und c) im 3xCO₂-Experiment. 64
- Abbildung 16:** Zonal gemittelte Temperatur [°C] a) für das Kontrollexperiment im Winter (DJF), b) Änderung im 2xCO₂-Experiment und c) im 3xCO₂-Experiment im Winter und d) für das Kontrollexperiment im Herbst (SON), e) Änderung im 2xCO₂-Experiment und f) im 3xCO₂-Experiment im Herbst. Dunkel (hell) schattierte Flächen: Statistisch signifikante Zunahme (Abnahme). 66
- Abbildung 17:** Zonal gemittelter Zonalwind [m·s⁻¹] a) für das Kontrollexperiment im Winter (DJF), b) Änderung im 2xCO₂-Experiment und c) im 3xCO₂-Experiment im Winter und d) für das Kontrollexperiment im Herbst (SON), e) Änderung im 2xCO₂-Experiment und f) im 3xCO₂-Experiment im Herbst. Dunkel (hell) schattierte Flächen: Statistisch signifikante Zunahme (Abnahme). 68
- Abbildung 18:** Geschwindigkeitspotential [10⁵ m²·s⁻¹] im Kontrollexperiment mit dem T42-ECHAM3 im a) Winter (DJF), b) Frühling (MAM), c) Sommer (JJA) und d) Herbst (SON). 70
- Abbildung 19:** Änderung des Geschwindigkeitspotentials [10⁵ m²·s⁻¹] im 3xCO₂-Experiment mit dem T42-ECHAM3 im a) Winter (DJF), b) Frühling (MAM), c) Sommer (JJA) und d) Herbst (SON). Dunkel (hell) schattierte Flächen: Statistisch signifikante Zunahme (Abnahme). 71

- Abbildung 20:** Fluß der spezifischen Feuchte (Vektoren) [$\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$] und Divergenz des Flusses (schattierte Flächen) [$10^{-5}\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$]. a) Kontrolleexperiment im Winter (DJF), b) Änderungen im $3\times\text{CO}_2$ -Experiment im Winter (DJF), c) Kontrolleexperiment im Sommer (JJA) und d) Änderungen im $3\times\text{CO}_2$ -Experiment im Sommer (JJA). Im Falle der Divergenz werden nur die signifikanten Änderungen gezeigt. 74
- Abbildung 21:** Temperatur [$^{\circ}\text{C}$] bzw. [K] (dicke Linien) und Wachstumsrate [d^{-1}] durch barokline Instabilität (dünne Linien) in 500 hPa über der Nordhemisphäre: a) Kontrolleexperiment ($1\times\text{CO}_2$), b) $2\times\text{CO}_2 - 1\times\text{CO}_2$ und c) $3\times\text{CO}_2-1\times\text{CO}_2$ im Winter (DJF) und d) $1\times\text{CO}_2$, e) $2\times\text{CO}_2 - 1\times\text{CO}_2$ und f) $3\times\text{CO}_2-1\times\text{CO}_2$ im Sommer (JJA). Dunkel (hell) schattierte Flächen: Statistisch signifikante Zunahme (Abnahme) der Wachstumsrate durch barokline Instabilität. 80
- Abbildung 22:** Temperatur [$^{\circ}\text{C}$] bzw. [K] (dicke Linien) und Wachstumsrate [d^{-1}] durch barokline Instabilität (dünne Linien) in 500 hPa über der Nordhemisphäre: a) Kontrolleexperiment ($1\times\text{CO}_2$), b) $2\times\text{CO}_2 - 1\times\text{CO}_2$ und c) $3\times\text{CO}_2-1\times\text{CO}_2$ im Frühling (MAM) und d) $1\times\text{CO}_2$, e) $2\times\text{CO}_2 - 1\times\text{CO}_2$ und f) $3\times\text{CO}_2-1\times\text{CO}_2$ im Herbst (SON). Dunkel (hell) schattierte Flächen: Statistisch signifikante Zunahme (Abnahme) der Wachstumsrate durch barokline Instabilität. 81
- Abbildung 23:** Zonalwind [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$] in 200 hPa über der Nordhemisphäre: a) Kontrolleexperiment ($1\times\text{CO}_2$), b) $2\times\text{CO}_2 - 1\times\text{CO}_2$ und c) $3\times\text{CO}_2-1\times\text{CO}_2$ im Winter (DJF) und d) $1\times\text{CO}_2$, e) $2\times\text{CO}_2 - 1\times\text{CO}_2$ und f) $3\times\text{CO}_2-1\times\text{CO}_2$ im Sommer (JJA). Dunkel (hell) schattierte Flächen: Statistisch signifikante Zunahme (Abnahme). 88
- Abbildung 24:** Zonalwind [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$] in 200 hPa über der Nordhemisphäre: a) Kontrolleexperiment ($1\times\text{CO}_2$), b) $2\times\text{CO}_2 - 1\times\text{CO}_2$ und c) $3\times\text{CO}_2-1\times\text{CO}_2$ im Frühling (MAM) und d) $1\times\text{CO}_2$, e) $2\times\text{CO}_2 - 1\times\text{CO}_2$ und f) $3\times\text{CO}_2-1\times\text{CO}_2$ im Herbst (SON). Dunkel (hell) schattierte Flächen: Statistisch signifikante Zunahme (Abnahme). 89
- Abbildung 25:** Abweichung der Stromfunktion [$10^6\text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$] vom Zonalmittel (Linien) und Aktivitätsfluß [$\text{m}^2\cdot\text{s}^2$] der stationären Wellen (Vektoren) auf der 500-hPa-Fläche im Winter (DJF). a) Kontrolleexperiment ($1\times\text{CO}_2$), b) $2\times\text{CO}_2-1\times\text{CO}_2$ und c) $3\times\text{CO}_2-1\times\text{CO}_2$. Dunkel (hell) schattierte Flächen: Statistisch signifikante Zunahme (Abnahme) der Stromfunktion. 92
- Abbildung 26:** PNA-Index im Winter (DJF). Dünn durchgezogene Linie: Zeitserien für Kontrolleexperiment; Dick durchgezogene Linie: 30-jähriges gleitendes Mittel für Kontrolleexperiment; Schattierung: 30-jähriges gleitendes Vertrauensintervall für Kontrolleexperiment; kurz unterbrochene Linie: 30-jähriges Mittel im $2\times\text{CO}_2$ -Experiment; lang unterbrochene Linie: 30-jähriges Mittel im $3\times\text{CO}_2$ -Experiment. 93
- Abbildung 27:** Abweichung der Stromfunktion [$10^6\text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$] vom Zonalmittel (Linien) und Aktivitätsfluß [$\text{m}^2\cdot\text{s}^2$] der stationären Wellen (Vektoren) auf der 500-hPa-Fläche. a) Kontrolleexperiment ($1\times\text{CO}_2$) und b) $3\times\text{CO}_2-1\times\text{CO}_2$ im Winter (DJF), c) $1\times\text{CO}_2$ und d) $3\times\text{CO}_2-1\times\text{CO}_2$ im Sommer (JJA) und e) $1\times\text{CO}_2$ und d) $3\times\text{CO}_2-1\times\text{CO}_2$ im Herbst (SON). Dunkel (hell) schattierte Flächen: Statistisch signifikante Zunahme (Abnahme) der Stromfunktion. 95

- Abbildung 28:** WA- und EU-Index im Frühling (MAM). Dünn durchgezogene Linien: Zeitserien für Kontrollexperiment; Dick durchgezogene Linien: 30-jähriges gleitendes Mittel für Kontrollexperiment; Schattierung: 30-jähriges gleitendes Vertrauensintervall für Kontrollexperiment; kurz unterbrochene Linien: 30-jähriges Mittel im $2xCO_2$ -Experiment; lang unterbrochene Linien: 30-jähriges Mittel im $3xCO_2$ -Experiment. 97
- Abbildung 29:** Geopotentielle Höhe der 500-hPa-Fläche [gpm] (dünne Linien) und Luftdruck in Meeresspiegelniveau [hPa] (dicke Linien) im Winter (DJF). a) Kontrollexperiment ($1xCO_2$), b) $2xCO_2-1xCO_2$ und c) $3xCO_2-1xCO_2$. Dunkel (hell) schattierte Flächen: Statistisch signifikante Zunahme (Abnahme) des Luftdrucks in Meeresspiegelniveau. 100
- Abbildung 30:** Geopotentielle Höhe der 500 hPa-Fläche [gpm] (dünne Linien) und Luftdruck in Meeresspiegelniveau [hPa] (dicke Linien): a) Kontrollexperiment ($1xCO_2$) und b) $3xCO_2-1xCO_2$ im Frühling (MAM), c) $1xCO_2$ und d) $3xCO_2-1xCO_2$ im Sommer (JJA) und e) $1xCO_2$ und f) $3xCO_2-1xCO_2$ im Herbst (SON). Dunkel (hell) schattierte Flächen: Statistisch signifikante Zunahme (Abnahme) des Luftdrucks in Meeresspiegelniveau. 102
- Abbildung 31:** NAO-Index im Herbst (SON). Dünn durchgezogene Linie: Zeitserien für Kontrollexperiment; Dick durchgezogene Linie: 30-jähriges gleitendes Mittel für Kontrollexperiment; Schattierung: 30-jähriges gleitendes Vertrauensintervall für Kontrollexperiment; kurz unterbrochene Linie: 30-jähriges Mittel im $2xCO_2$ -Experiment; lang unterbrochene Linie: 30-jähriges Mittel im $3xCO_2$ -Experiment. 103
- Abbildung 32:** Standardabweichung der geopotentiellen Höhe der 500-hPa-Fläche [gpm] im hochfrequenten Bereich (2.5 bis 6 Tage) im Winter (DJF). a) Kontrollexperiment ($1xCO_2$), b) $2xCO_2-1xCO_2$ und c) $3xCO_2-1xCO_2$. Dunkel (hell) schattierte Flächen: Statistisch signifikante Zunahme (Abnahme). 106
- Abbildung 33:** a) Wärmefluß [$K \cdot m \cdot s^{-1}$] (Vektoren) und Wärmeflußdivergenz [$K \cdot Tag^{-1}$] (Konturlinien) in 850 hPa im Kontrollexperiment ($1xCO_2$) im Winter (DJF), b) die gleichen Variablen für $2xCO_2-1xCO_2$, c) die gleichen Variablen für $3xCO_2-1xCO_2$, d) E_u -Vektor [$m^2 \cdot s^{-2}$] (Vektoren) und seine Divergenz [$10^{-6} m \cdot s^{-2}$] (Konturlinien) in 200 hPa für $1xCO_2$ im Winter (DJF), e) die gleichen Variablen für $2xCO_2-1xCO_2$, f) die gleichen Variablen für $3xCO_2-1xCO_2$. Dunkel (hell) schattierte Flächen: Statistisch signifikante Zunahme (Abnahme) der Wärmeflußdivergenz bzw. der Divergenz des E_u -Vektors. 111
- Abbildung 34:** Standardabweichung der geopotentiellen Höhe der 500 hPa-Fläche [gpm] im hochfrequenten Bereich (2.5 bis 6 Tage): a) Kontrollexperiment ($1xCO_2$) und b) $3xCO_2-1xCO_2$ im Frühling (MAM), c) $1xCO_2$ und d) $3xCO_2-1xCO_2$ im Sommer (JJA) und e) $1xCO_2$ und f) $3xCO_2-1xCO_2$ im Herbst (SON). Dunkel (hell) schattierte Flächen: Statistisch signifikante Zunahme (Abnahme). 113
- Abbildung 35:** Wärmefluß [$K \cdot m \cdot s^{-1}$] (Vektoren) und Wärmeflußdivergenz [$K \cdot Tag^{-1}$] (Konturlinien) in 850 hPa: a) Kontrollexperiment ($1xCO_2$) und b) $3xCO_2-1xCO_2$ im Frühling (MAM), c) $1xCO_2$ und d) $3xCO_2-1xCO_2$ im Sommer (JJA) und e) $1xCO_2$ und f) $3xCO_2-1xCO_2$ im Herbst (SON). Dunkel (hell) schattierte Flächen: Statistisch signifikante Zunahme (Abnahme) der Wärmeflußdivergenz. 116

Abbildung 36: E_H -Vektor [$\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$] (Vektoren) und seine Divergenz [$10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$] (Konturlinien) in 200 hPa: a) Kontrollexperiment ($1 \times \text{CO}_2$) und b) $3 \times \text{CO}_2 - 1 \times \text{CO}_2$ im Frühling (MAM), c) $1 \times \text{CO}_2$ und d) $3 \times \text{CO}_2 - 1 \times \text{CO}_2$ im Sommer (JJA) und e) $1 \times \text{CO}_2$ und f) $3 \times \text{CO}_2 - 1 \times \text{CO}_2$ im Herbst (SON). Dunkel (hell) schattierte Flächen: Statistisch signifikante Zunahme (Abnahme) der Divergenz des -Vektors. 118

Abbildung 37: Standardabweichung der geopotentiellen Höhe der 500-hPa-Fläche [gpm] im niederfrequenten Bereich (10 bis 90 Tage): a) Kontrollexperiment ($1 \times \text{CO}_2$) und b) $3 \times \text{CO}_2 - 1 \times \text{CO}_2$ im Winter (DJF), c) $1 \times \text{CO}_2$ und d) $3 \times \text{CO}_2 - 1 \times \text{CO}_2$ im Frühling (MAM), e) $1 \times \text{CO}_2$ und f) $3 \times \text{CO}_2 - 1 \times \text{CO}_2$ im Sommer (JJA) und g) $1 \times \text{CO}_2$ und h) $3 \times \text{CO}_2 - 1 \times \text{CO}_2$ im Herbst (SON). Dunkel (hell) schattierte Flächen: Statistisch signifikante Zunahme (Abnahme). 123

Abbildung 38: Standardabweichung der geopotentiellen Höhe der 500-hPa-Fläche im niederfrequenten Bereich (10 bis 90 Tage) an zwei ausgewählten Gitterpunkten im Winter (DJF): a) westlich Irlands ($51.6^\circ \text{N}/22.5^\circ \text{W}$) und b) Ostasien ($51.6^\circ \text{N}/132.2^\circ \text{E}$). Dünne durchgezogene Linien: Zeitserien für Kontrollexperiment; Dicke durchgezogene Linien: 30-jähriges gleitendes Mittel für Kontrollexperiment; Schattierung: 30-jähriges gleitendes Vertrauensintervall für Kontrollexperiment; kurze unterbrochene Linien: 30-jähriges Mittel im $2 \times \text{CO}_2$ -Experiment; lange unterbrochene Linien: 30-jähriges Mittel im $3 \times \text{CO}_2$ -Experiment. 125

Verzeichnis der Tabellen

Tabelle 1: Korrelationskoeffizienten zwischen den räumlichen Mustern der stationären Wellen der geopotentielle Höhe in den ECMWF-Analysen auf der einen Seite und in den Modellen auf der anderen Seite für die 850-, 500- und 200-hPa-Fläche im Bereich 30°N bis 80°N in allen vier Jahreszeiten.	33
Tabelle 2: Korrelationskoeffizienten zwischen den räumlichen Mustern der Standardabweichung der geopotentiellen Höhe durch hochfrequente transiente Wellen (2.5 bis 6 Tage) in den ECMWF-Analysen auf der einen Seite und in den Modellen auf der anderen Seite für die 1000-, 500- und 200-hPa-Fläche im Bereich 30°N bis 80°N in allen vier Jahreszeiten.	37
Tabelle 3: Korrelationskoeffizienten zwischen den räumlichen Mustern der Standardabweichung der geopotentiellen Höhe durch niederfrequente transiente Wellen (10 bis 90 Tage) in den ECMWF-Analysen auf der einen Seite und in den Modellen auf der anderen Seite für die 1000-, 500- und 200-hPa-Fläche im Bereich 30°N bis 80°N in allen vier Jahreszeiten.	39
Tabelle 4: Musterkorrelationskoeffizienten zwischen der SST-Anomalie für 2xCO ₂ und der für 3xCO ₂ für verschiedene Ozeangebiete und für alle Jahreszeiten.	44
Tabelle 5: Musterkorrelationskoeffizienten zwischen der SST-Anomalie für 2xCO ₂ auf der einen Seite und der Dekaden davor und danach auf der anderen Seite für verschiedene Ozeangebiete und für alle Jahreszeiten.	46
Tabelle 6: Musterkorrelationskoeffizienten zwischen der SST-Anomalie für 3xCO ₂ und der SST-Anomalie der Dekade davor.	47
Tabelle 7: 2-m-Temperatur [°C] im Kontrollexperiment und die Änderungen der Temperatur im 2xCO ₂ - und 3xCO ₂ -Experiment für das globale Mittel und für Land- und Seepunkte in allen vier Jahreszeiten und im Jahresmittel.	51

Literatur

- Arpe, K., Bengtsson, L., Dümenil, L. und Roeckner, E. (1994). The hydrological cycle in the ECHAM3 simulations of the atmospheric circulation. In Desbois, M. und Désalmand, F., Hrsg., *Global Precipitations and Climate Change*, Bd. I 26 aus *NATO ASI Series*, S. 361–377. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.
- Barnston, A. G. und Livezey, R. E. (1987). Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Mon. Wea. Rev.*, **115**:1083–1126.
- Bates, G. T. und Meehl, G. A. (1986). The effect of CO₂ concentration on the frequency of blocking in a general circulation model coupled to a simple mixed layer ocean model. *Mon. Wea. Rev.*, **114**:687–701.
- Bates, J. R. (1970). Dynamics of disturbances on the Intertropical Convergence Zone. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **96**:677–701.
- Baumgartner, A. und Reichel, E. (1975). *The World Water Balance*. Elsevier, Amsterdam, 179 pp.
- Bengtsson, L., Arpe, K., Roeckner, E. und Schulzweida, U. (1996). Climate predictability experiments with a general circulation model. *Clim. Dyn.*, **12**:261–278.
- Blackmon, M. L. (1976). A climatological spectral study of the 500 mb geopotential height of the Northern Hemisphere. *J. Atmos. Sci.*, **33**:1607–1623.
- Blackmon, M. L. und Lau, N.-C. (1980). Regional characteristics of the Northern Hemisphere wintertime circulation: A comparison of the simulation of a GFDL general circulation model with observations. *J. Atmos. Sci.*, **37**:497–514.
- Blackmon, M. L., Lee, Y.-H. und Wallace, J. M. (1984a). Horizontal structure of 500 mb height fluctuations with long, intermediate and short time scales. *J. Atmos. Sci.*, **41**:961–979.
- Blackmon, M. L., Lee, Y.-H., Wallace, J. M. und Hsu, H.-H. (1984b). Time variation of 500 mb height fluctuations with long, intermediate and short time scales as deduced from lag-correlation statistics. *J. Atmos. Sci.*, **41**:981–991.
- Blackmon, M. L., Wallace, J. M., Lau, N.-C. und Mullen, S. L. (1977). An observational study of the Northern Hemisphere wintertime circulation. *J. Atmos. Sci.*, **34**:1040–1053.
- Boer, G. J., Arpe, K., Blackburn, M., Déqué, M., Gates, W. L., Hart, T. L., Le Treut, H., Roeckner, E., Sheinin, D. A., Simmonds, I., Smith, R. N. B., Tokioka, T., Wetherald, R. T. und Williamson, D. (1992). Some results from an intercomparison of the climate simulated by 14 atmospheric general circulation models. *J. Geophys. Res.*, **97**:12771–12786.
- Branscome, L. E. und Gutowski, W. J. (1992). The impact of doubled CO₂ on the energetics and hydrologic processes of mid-latitude transient eddies. *Clim. Dyn.*, **8**:29–37.
- Bretherton, F. P., Bryan, K. und Woods, J. D. (1990). Time-dependent greenhouse-gas-induced climate change. In Houghton, J. T., Jenkins, G. J. und Ephraums, J. J., Hrsg., *Climate Change. The IPCC Scientific Assessment*, S. 173–193. Cambridge University Press for the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge New York Port Cester Melbourne Sydney, 1. Aufl.
- Bryan, K., Komro, F. G., Manabe, S. und Spelman, M. J. (1982). Transient climate response to increasing atmospheric carbon dioxide. *Science*, **215**:56–58.

- Bryan, K. und Spelman, M. J. (1985).** The ocean's response to a CO₂-induced warming. *J. Geophys. Res.*, **90**:11679–11688.
- Carnell, R. E., Senior, C. A. und Mitchell, J. F. B. (1996).** An assessment of measures of storminess: Simulated changes in Northern Hemisphere winter due to increasing CO₂. *Clim. Dyn.*, **12**:467–476.
- Charney, J. G. und Eliassen, A. (1964).** On the growth of the hurricane depression. *J. Atmos. Sci.*, **21**:68–75.
- Chen, S.-C. und Trenberth, K. E. (1988a).** Forced planetary waves in the Northern Hemisphere winter: Wave-coupled orographic and thermal forcing. *J. Atmos. Sci.*, **45**:682–704.
- Chen, S.-C. und Trenberth, K. E. (1988b).** Orographically forced planetary waves in the Northern Hemisphere winter: Steady state model with wave-coupled lower boundary formulation. *J. Atmos. Sci.*, **45**:657–680.
- Cornejo-Garrido, A. G. und Stone, P. H. (1977).** On the heat balance of the Walker circulation. *J. Atmos. Sci.*, **34**:1155–1162.
- Cubasch, U. (1985).** The mean response of the ECMWF global model to El Niño anomaly in extended range prediction experiments. *Atmosphere-Ocean*, **23**:43–66.
- Cubasch, U., Hasselmann, K., Höck, H., Maier-Reimer, E., Mikolajewicz, U., Santer, B. D. und Sausen, R. (1992).** Time-dependent greenhouse warming computations with a coupled ocean-atmosphere model. *Clim. Dyn.*, **8**:55–69.
- Cubasch, U., Santer, B. D., Hellbach, A., Hegerl, G., Höck, H., Maier-Reimer, E., Mikolajewicz, U., Stössel, A. und Voss, R. (1994).** Monte Carlo climate change forecasts with a global coupled ocean-atmosphere model. *Clim. Dyn.*, **10**:1–19.
- Cubasch, U., Waszkewitz, J., Hegerl, G. und Perlwitz, J. (1995).** Regional climate changes as simulated in time-slice experiments. *Climatic Change*, **31**:273–304.
- Dickson, R. R. und Namias, J. (1976).** North American influences on the circulation and climate of the North Atlantic sector. *Mon. Wea. Rev.*, **104**:1255–1265.
- Dümenil, L. und Todini, E. (1992).** A rainfall-runoff scheme for use in the Hamburg climate model. In O'Kane, J. P., Hrsg., *Advances in Theoretical Hydrology. A Tribute to James Dooge*, S. 129–156. Elsevier.
- Flohn, H., Kapala, A., Knoche, H. R. und Mächel, H. (1992).** Water vapour as an amplifier of the greenhouse effect: New aspects. *Meteorol. Zeitschrift*, **N.F.1**:122–138.
- Fraedrich, K., Bantzer, C. und Burkhardt, U. (1993).** Winter climate anomalies in Europe and their associated circulation at 500 hPa. *Clim. Dyn.*, **8**:161–175.
- Frederiksen, J. S. (1979).** The effect of long planetary waves on the regions of cyclogenesis: Linear theory. *J. Atmos. Sci.*, **36**:195–204.
- Frederiksen, J. S. (1983).** Disturbances and eddy fluxes in Northern Hemisphere flows: Instability of three-dimensional January and July flows. *J. Atmos. Sci.*, **40**:836–855.
- Gates, W. L. (1992).** AMIP: the atmospheric model intercomparison project. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **73**(12):1962–1970.
- Gates, W. L., Cook, K. H. und Schlesinger, M. E. (1981).** Preliminary analysis of experiments on the climatic effects of increased CO₂ with an atmospheric general circulation model and a climatological ocean. *J. Geophys. Res.*, **86**:6385–6393.

- Gates, W. L., Mitchell, J. F. B., Boer, G. J., Cubasch, U. und Meleshko, V. P. (1992).** Climate modelling, climate prediction and model validation. In Houghton, J. T., Callander, B. A. und Varney, S. K., Hrsg., *Climate Change 1992. The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment*, S. 97–134. Cambridge University Press for the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge New York Melbourne, 1. Aufl.
- Geisler, J. E. (1981).** A linear model of the Walker circulation. *J. Atmos. Sci.*, **38**:1390–1400.
- Geisler, J. E., Blackmon, M. L., Bates, G. T. und Muñoz, S. (1985).** Sensitivity of January climate response to the magnitude and position of equatorial Pacific sea surface temperature anomalies. *J. Atmos. Sci.*, **42**:1037–1049.
- Gill, A. E. (1980).** Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106**:447–462.
- Gordon, H. B. und Hunt, B. G. (1994).** Climatic variability within an equilibrium greenhouse simulation. *Clim. Dyn.*, **9**:195–212.
- Grose, W. L. und Hoskins, B. J. (1979).** On the influence of orography on large-scale atmospheric flow. *J. Atmos. Sci.*, **36**:223–234.
- Hall, N. M. J., Hoskins, B. J., Valdes, P. J. und Senior, C. A. (1994).** Storm tracks in a high-resolution GCM with doubled carbon dioxide. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **120**:1209–1230.
- Hansen, J., Lacis, A., Rind, D., Russell, G., Stone, P., Fung, I., Ruedy, R. und Lerner, J. (1984).** Climate sensitivity: Analysis of feedback mechanisms. In Hansen, J. E. und Takahashi, T., Hrsg., *Climate Processes and Climate Sensitivity*, Bd. 29 aus *Geophys. Monogr. Ser.*, S. 130–163. American Geophysical Union, Washington D.C.
- Held, I. M. (1993).** Large-scale dynamics and global warming. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **74**:228–241.
- Held, I. M. und Hou, A. Y. (1980).** Nonlinear axially symmetric circulations in a nearly inviscid atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **37**:515–533.
- Hense, A., Kerschgens, M. und Raschke, E. (1982).** An economical method for computing radiative energy transfer in circulation models. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **108**:231–252.
- Holopainen, E. (1984).** Statistical local effect of synoptic-scale transient eddies on the time-mean flow in the northern extratropics in winter. *J. Atmos. Sci.*, **41**:2505–2515.
- Holopainen, E. O. (1983).** Transient eddies in mid-latitudes: Observations and interpretation. In Hoskins, B. und Pearce, R., Hrsg., *Large-Scale Dynamical Processes in the Atmosphere*, Kap. 8, S. 201–233. Academic Press London.
- Holton, J. R., Wallace, J. M. und Young, J. A. (1971).** On boundary layer dynamics and ITCZ. *J. Atmos. Sci.*, **28**:275–280.
- Horel, J. D. (1982).** On the annual cycle of the tropical Pacific atmosphere and ocean. *Mon. Wea. Rev.*, **110**:1863–1878.
- Horel, J. D. und Wallace, J. M. (1981).** Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **109**:813–829.
- Hoskins, B. J., James, I. N. und White, G. H. (1983).** The shape, propagation and mean-flow interaction of large-scale weather systems. *J. Atmos. Sci.*, **40**:1595–1612.
- Hoskins, B. J. und Karoly, D. J. (1981).** The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. *J. Atmos. Sci.*, **38**:1179–1196.

- Hoskins, B. J. und Valdes, P. J. (1990).** On the existence of storm-tracks. *J. Atmos. Sci.*, **47**:1854–1864.
- Hsu, H.-H. (1994).** Relationship between tropical heating and global circulation: Interannual variability. *J. Geophys. Res.*, **99**:10473–10489.
- Hurrell, J. W. (1995).** Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science*, **269**:676–679.
- Jacqmin, D. und Lindzen, R. S. (1985).** The causation and sensitivity of the northern winter planetary waves. *J. Atmos. Sci.*, **42**:724–745.
- Jin, F. und Hoskins, B. J. (1995).** The direct response to tropical heating in a baroclinic atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **52**:307–319.
- Karoly, D. J., Plumb, R. A. und Ting, M. (1989).** Examples of the horizontal propagation of quasi-stationary waves. *J. Atmos. Sci.*, **46**:2802–2811.
- Kattenberg, A., Giorgi, F., Grassl, H., Meehl, G. A., Mitchell, J. F. B., Stouffer, R. J., Tokioka, T., Weaver, A. J. und Wigley, T. M. L. (1996).** Climate models - projections of future climate. In Houghton, J. T., Filho, L. G. M., Callander, B. A., Harris, N., Kattenberg, A. und Maskell, K., Hrsg., *Climate Change 1995. The Science of Climate Change*, S. 285–357. Cambridge University Press for the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge New York Melbourne, 1. Aufl.
- Kerschgens, M., Pilz, U. und Raschke, E. (1978).** A modified two-stream approximation for computations of the solar radiation budget in a cloudy atmosphere. *Tellus*, **30**:429–435.
- Kuo, H. L. (1965).** On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. *J. Atmos. Sci.*, **22**:40–63.
- Lambert, S. J. (1995).** The effect of enhanced greenhouse warming on winter cyclone frequencies and strengths. *J. Climate*, **8**:1447–1452.
- Lau, N.-C. (1978).** On the three-dimensional structure of the observed transient eddy statistics of the Northern Hemisphere wintertime circulation. *J. Atmos. Sci.*, **35**:1900–1923.
- Lau, N.-C. (1988).** Variability of the observed midlatitude storm tracks in relation to low-frequency changes in the circulation pattern. *J. Atmos. Sci.*, **45**:2718–2743.
- Lau, N.-C. und Holopainen, E. O. (1984).** Transient eddy forcing of the time-mean flow as identified by geopotential tendencies. *J. Atmos. Sci.*, **41**:313–328.
- Liang, X.-Z., Wang, W.-C. und Dudek, M. P. (1996).** Northern Hemispheric interannual teleconnection patterns and their changes due to the greenhouse effect. *J. Climate*, **9**:465–479.
- Liebmann, B. und Hartmann, D. L. (1982).** Interannual variations of outgoing IR associated with tropical circulation changes during 1974-78. *J. Atmos. Sci.*, **39**:1153–1162.
- Lin, B.-D. (1982).** The behavior of winter stationary planetary waves forced by topography and diabatic heating. *J. Atmos. Sci.*, **39**:1206–1226.
- Lindzen, R. S. und Farrell, B. (1980).** A simple approximate result for the maximum growth rate of baroclinic instabilities. *J. Atmos. Sci.*, **37**:1648–1654.
- Lindzen, R. S. und Hou, A. Y. (1988).** Hadley circulations for zonally averaged heating centered off the equator. *J. Atmos. Sci.*, **45**:2416–2427.
- Lindzen, R. S. und Nigam, S. (1987).** On the role of sea surface temperature gradients in forcing low-level winds and convergence in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, **44**:2418–2436.

- Louis, J.-F. (1979). A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Boundary Layer Meteorology*, **17**:187–202.
- Mahfouf, J. F., Cariolle, D., Royer, J.-F., Geleyn, J.-F. und Timbal, B. (1994). Response of the Météo-France climate model to changes in CO₂ and sea surface temperature. *Clim. Dyn.*, **9**:345–362.
- Maier-Reimer, E. und Hasselmann, K. (1987). Transport and storage of CO₂ in the ocean - an inorganic ocean-circulation carbon cycle model. *Clim. Dyn.*, **2**:63–90.
- Manabe, S., Bryan, K. und Spelman, M. J. (1990). Transient response of a global ocean-atmosphere model to a doubling of atmospheric carbon dioxide. *J. Phys. Oceanogr.*, **20**:722–749.
- Manabe, S., Spelman, M. J. und Stouffer, R. J. (1992). Transient responses of a coupled ocean-atmosphere model to gradual changes of atmospheric CO₂. Part II: Seasonal response. *J. Climate*, **5**:105–126.
- Manabe, S. und Stouffer, R. J. (1980). Sensitivity of a global climate model to an increase of CO₂ concentration in the atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **85**:5529–5554.
- Manabe, S. und Stouffer, R. J. (1996). Low-frequency variability of surface air temperature in a 1000-year integration of a coupled atmosphere-ocean-land surface model. *J. Climate*, **9**:376–393.
- Manabe, S., Stouffer, R. J., Spelman, M. J. und Bryan, K. (1991). Transient responses of a coupled ocean-atmosphere model to gradual changes of atmospheric CO₂. Part I: Annual mean response. *J. Climate*, **4**:785–818.
- Manabe, S. und Wetherald, R. T. (1975). The effect of doubling the CO₂ concentration on the climate of a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **32**:3–15.
- Manabe, S. und Wetherald, R. T. (1980). On the distribution of climate change resulting from an increase in CO₂ content of the atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **37**:99–118.
- May, W. (1995). *Der Einfluss des El Niño/Southern Oscillation Phänomens auf die atmosphärische Zirkulation in den mittleren Breiten der Nordhalbkugel: Beobachtungen und Modellsimulationen*. Diss., Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg.
- Meehl, G. A. (1992). Global coupled models: atmosphere, ocean, sea ice. In Trenberth, K. E., Hrsg., *Climate System Modelling*, S. 555–581. Cambridge University Press, Cambridge New York Oakleigh, 1. Aufl.
- Meehl, G. A., Branstator, G. W. und Washington, W. M. (1993). Tropical Pacific interannual variability and CO₂ climate change. *J. Climate*, **6**:42–63.
- Miller, M. J., Palmer, T. N. und Swinbank, R. (1989). Parametrization and influence of sub-gridscale orography in general circulation and numerical weather prediction models. *Meteorol. Atm. Phys.*, **40**:84–109.
- Mitchell, J. F. B. (1983). The seasonal response of a general circulation model to changes in CO₂ and sea temperatures. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **109**:113–152.
- Mitchell, J. F. B. (1989). The “greenhouse” effect and climate change. *Rev. Geophys.*, **27**:115–139.
- Mitchell, J. F. B., Davis, R. A., Ingram, W. J. und Senior, C. A. (1995). On surface temperature, greenhouse gases, and aerosols: Models and observations. *J. Climate*, **8**:2364–2386.
- Mitchell, J. F. B. und Johns, T. C. (1997). On modification of global warming by sulfate aerosols. *J. Climate*, **10**:245–267.

- Mitchell, J. F. B., Manabe, S., Meleshko, V. und Tokioka, T. (1990).** Equilibrium climate change - and its implications for the future. In Houghton, J. T., Jenkins, G. J. und Ephraums, J. J., Hrsg., *Climate Change. The IPCC Scientific Assessment*, S. 131–172. Cambridge University Press for the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge New York Port Cester Melbourne Sydney, 1. Aufl.
- Murphy, J. M. (1995).** Transient response of the Hadley Centre coupled ocean-atmosphere model to increasing carbon dioxide. Part I: Control climate and flux adjustment. *J. Climate*, **8**:36–56.
- Murphy, J. M. und Mitchell, J. F. B. (1995).** Transient response of the Hadley Centre coupled ocean-atmosphere model to increasing carbon dioxide. Part II: Spatial and temporal structure of response. *J. Climate*, **8**:57–80.
- Namias, J. (1978).** Multiple causes of the North American abnormal winter 1976-77. *Mon. Wea. Rev.*, **106**:279–295.
- Neelin, J. D. und Held, I. M. (1987).** Modeling tropical convergence based on moist static energy budget. *Mon. Wea. Rev.*, **115**:3–12.
- Nigam, S. und Lindzen, R. S. (1989).** The sensitivity of stationary waves to variations in the basic state zonal flow. *J. Atmos. Sci.*, **46**:1746–1768.
- Numaguti, A. (1993).** Dynamics and energy balance of the Hadley circulation and the tropical precipitation zones: Significance of the distribution of evaporation. *J. Atmos. Sci.*, **50**:1874–1887.
- Numaguti, A. und Hayashi, Y.-Y. (1991a).** Behavior of cumulus activity and the structures of circulations in an “aqua planet” model. Part I: The structure of the super clusters. *J. Meteor. Soc. Japan*, **69**:541–561.
- Numaguti, A. und Hayashi, Y.-Y. (1991b).** Behavior of cumulus activity and the structures of circulations in an “aqua planet” model. Part II: Eastward moving planetary scale structure and the intertropical convergence zone. *J. Meteor. Soc. Japan*, **69**:563–579.
- Ooyama, K. (1969).** Numerical simulation of the life cycle of tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **26**:3–40.
- Palmer, T. N., Shutts, G. J. und Swinbank, R. (1986).** Alleviation of a systematic westerly bias in general circulation and numerical weather prediction models through an orographic gravity wave drag parametrization. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **112**:1001–1039.
- Parey, S. (1994a).** Les événements de blockage anticyclonique sur l’hémisphère nord dans des simulations réalisées avec différentes concentrations en CO₂ atmosphérique (1 x CO₂, 2 x CO₂, 3 x CO₂). EDF, Direction des Etudes et Recherches, HE-33/94/017.
- Parey, S. (1994b).** Simulations de trente ans 1 x CO₂, 2 x CO₂, 3 x CO₂ avec le modèle du LMD (64 x 50 x 11) premiers résultats. EDF, Direction des Etudes et Recherches, HE-33/94/008.
- Peixoto, J. P. und Kettani, M. A. (1973).** The control of the water cycle. *Sci. Am.*, **228**:46–61.
- Peixoto, J. P. und Oort, A. H. (1992).** *Physics of Climate*. American Institute of Physics, New York, 520 pp.
- Plumb, R. A. (1985).** On the three-dimensional propagation of stationary waves. *J. Atmos. Sci.*, **42**:217–229.
- Ramage, C. S. und Hori, A. M. (1981).** Meteorological aspects of the El Niño. *Mon. Wea. Rev.*, **109**:1827–1835.

- Rasmusson, E. M. und Carpenter, T. H. (1982). Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Mon. Wea. Rev.*, **110**:354–384.
- Rockel, B., Raschke, E. und Weyres, B. (1991). A parameterization of broad band radiative transfer properties of water, ice, and mixed clouds. *Beitr. Phys. Atmosph.*, **64**:1–12.
- Roeckner, E., Arpe, K., Bengtsson, L., Brinkop, S., Dümenil, L., Esch, M., Kirk, E., Lunkeit, F., Ponater, M., Rockel, B., Sausen, R., Schlese, U., Schubert, S. und Windelband, M. (1992). Simulation of the present-day climate with the ECHAM model: Impact of model physics and resolution. MPI-Report 93, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg.
- Roeckner, E., Dümenil, L., Kirk, E., Lunkeit, F., Ponater, M., Rockel, B., Sausen, R. und Schlese, U. (1989). The Hamburg version of the ECMWF model (ECHAM). In Boer, G. J., Hrsg., *Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling*, Bd. 13, S. 7.1–7.4. CAS/JSC Working Group on Numerical Experimentation, WMO/TD No. 322, WMO, Geneva.
- Roeckner, E., Rieland, M. und Keup, E. (1991). Modelling of cloud and radiation in the ECHAM model. In *ECMWF/WCRP Workshop on "Clouds, Radiative Transfer and the Hydrological Cycle"*, S. 199–222, 12-15. Nov. 1990, ECMWF Reading, UK.
- Rosenlof, K. H., Stevens, D. E., Anderson, J. R. und Ciesielski, P. E. (1986). The Walker circulation with observed zonal winds, a mean Hadley cell, and cumulus friction. *J. Atmos. Sci.*, **43**:449–467.
- Santer, B. D., Brüggemann, W., Cubasch, U., Hasselmann, K., Höck, H., Maier-Reimer, E. und Mikolajewicz, U. (1994). Signal-to-noise analysis of time-dependent greenhouse warming experiments. Part 1. pattern analysis. *Clim. Dyn.*, **9**:267–285.
- Sardeshmukh, P. D. und Hoskins, B. J. (1988). The generation of global rotational flow by steady idealized tropical divergence. *J. Atmos. Sci.*, **45**:1228–1251.
- Satoh, M., Shiobara, M. und Takahashi, M. (1995). Hadley circulations and their rôles in the global angular momentum budget in two- and three-dimensional models. *Tellus*, **47A**:548–560.
- Sausen, R. (1995). Analysis of blocking events from observations and ECHAM model simulations. *Tellus*, **47A**:421–438.
- Schlesinger, M. E., Gates, W. L. und Han, Y.-J. (1985). The role of the ocean in CO₂-induced climate warming: Preliminary results from the OSU-coupled atmospheric-ocean GCM. In Nihoul, J. C. J., Hrsg., *Coupled Ocean-Atmosphere Models*, S. 447–478. Elsevier, New York.
- Schlesinger, M. E. und Mitchell, J. F. B. (1987). Climate model simulations of the equilibrium climatic response to increased carbon dioxide. *Rev. Geophys.*, **25**:760–798.
- Shine, K. P., Derwent, R. G., Wuebbles, D. J. und Morcrette, J.-J. (1990). Radiative forcing of climate. In Houghton, J. T., Jenkins, G. J. und Ephraums, J. J., Hrsg., *Climate Change. The IPCC Scientific Assessment*, S. 41–68. Cambridge University Press for the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge New York Port Cester Melbourne Sydney, 1. Aufl.
- Shukla, J. und Wallace, J. M. (1983). Numerical simulation of the atmospheric response to equatorial Pacific sea surface temperature anomalies. *J. Atmos. Sci.*, **40**:1613–1630.
- Siegmund, P. C. (1990a). The effect of doubling of atmospheric CO₂ on the stormtracks in the climate of a general circulation model. Technical Report Rep. DM-90-02, KNMI, KNMI P.O. Box 201, 3730AE De Bilt, the Netherlands. 12 pp.

- Siegmund, P. C. (1990b).** Linear simulation of the stationary eddy response of a general circulation model to a doubling of atmospheric CO₂. Technical Report Rep. DM-90-02, KNMI, KNMI P.O. Box 201, 3730AE De Bilt, the Netherlands. 33 pp.
- Simmons, A. J. (1982).** The forcing of stationary wave motion by tropical diabatic heating. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **108**.
- Simmons, A. J., Wallace, J. M. und Branstator, G. W. (1983).** Barotropic wave propagation and instability, and atmospheric teleconnection patterns. *J. Atmos. Sci.*, **40**:1363–1392.
- Stephenson, D. B. und Held, I. M. (1993).** GCM response of northern winter stationary waves and storm tracks to increasing amounts of Carbon Dioxide. *J. Climate*, **6**:1859–1870.
- Stone, P. H. und Chervin, R. M. (1984).** The influence of ocean surface temperature gradient and continentality on the Walker circulation. part II: Prescribed global changes. *Mon. Wea. Rev.*, **112**:1524–1534.
- Sundquist, H. (1978).** A parameterization scheme for non-convective condensation including prediction of cloud water content. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **104**:677–690.
- Tiedtke, M. (1989).** A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Mon. Wea. Rev.*, **117**:1779–1800.
- Timbal, B., Mahfouf, J.-F., Royer, J.-F. und Cariolle, D. (1995).** Sensitivity to prescribed changes in sea surface temperature and sea ice in doubled carbon dioxide experiments. *Clim. Dyn.*, **12**:1–20.
- Trenberth, K. E. (1986).** An assessment of the impact of transient eddies on the zonal flow during a blocking episode using localized Eliassen-Palm flux diagnostics. *J. Atmos. Sci.*, **43**:2070–2087.
- Trenberth, K. E. (1992).** Global analyses from ECMWF and atlas of 1000 to 10 mb circulation statistics. Technical report, NCAR Technical Note, NCAR/TN-373+STR.
- Trenberth, K. E. (1995).** Atmospheric circulation climate changes. *Climatic Change*, **31**:427–453.
- Trenberth, K. E. und Olson, J. G. (1988).** An evaluation and intercomparison of global analysis from NMC and ECMWF. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **69**:1172–1182.
- Valdes, P. J. und Hoskins, B. J. (1989).** Linear stationary wave simulations of the time-mean climatological flow. *J. Atmos. Sci.*, **46**:2509–2527.
- van Loon, H., Jenne, R. L. und Labitzke, K. (1973).** Zonal harmonic standing waves. *J. Geophys. Res.*, **78**:4463–4471.
- Wallace, J. M. und Gutzler, D. S. (1981).** Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, **109**:784–812.
- Wallace, J. M., Lim, G.-H. und Blackmon, M. L. (1988).** Relationship between cyclone tracks, anticyclone tracks and baroclinic waveguides. *J. Atmos. Sci.*, **45**:439–462.
- Wang, W.-C., Dudek, M. P. und Liang, X.-Z. (1992).** Inadequacy of effective CO₂ as a proxy in assessing the regional climate change due to other radiatively active gases. *Geophys. Res. Lett.*, **19**:1375–1378.
- Wang, W.-C., Dudek, M. P., Liang, X.-Z. und Kiehl, J. T. (1991).** Inadequacy of effective CO₂ as a proxy in simulating the greenhouse effect of other radiatively active gases. *Nature*, **350**:573–577.

- Washington, W. M. (1992).** Climate-model response to increased CO₂ and other greenhouse gases. In Trenberth, K. E., Hrsg., *Climate System Modelling*, S. 643–668. Cambridge University Press, Cambridge New York Oakleigh, 1. Aufl.
- Washington, W. M. und Meehl, G. A. (1983).** General circulation experiments on the climatic effects due to a doubling and quadrupling of carbon dioxide concentration. *J. Geophys. Res.*, **88**:6600–6610.
- Washington, W. M. und Meehl, G. A. (1984).** Seasonal cycle experiment on the climate sensitivity due to a doubling of CO₂ with an atmospheric general circulation model coupled to a simple mixed-layer ocean model. *J. Geophys. Res.*, **89**:9475–9503.
- Webster, P. J. (1972).** Response of the tropical atmosphere to local steady forcing. *Mon. Wea. Rev.*, **100**:518–541.
- Webster, P. J. (1981).** Mechanisms determining the atmospheric response to sea surface temperature anomalies. *J. Atmos. Sci.*, **38**:554–571.
- Wetherald, R. T. und Manabe, S. (1995).** The mechanisms of summer dryness induced by greenhouse warming. *J. Climate*, **8**:3096–3108.
- Wilson, C. A. und Mitchell, J. F. B. (1987).** A doubled CO₂ climate sensitivity experiment with a global climate model including a simple ocean. *J. Geophys. Res.*, **92**:13315–13343.
- Zdunkowski, W. G., Welch, R. M. und Korb, G. (1980).** An investigation of the structure of typical two-stream-methods for the calculation of solar fluxes and heating rates in clouds. *Beitr. Phys. Atmosph.*, **53**:147–166.
- Zebiak, S. E. (1982).** A simple atmospheric model of relevance to El Niño. *J. Atmos. Sci.*, **39**:2017–2027.
- Zhang, Y., Wallace, J. M. und Iwasaka, N. (1996).** Is climate variability over the North Pacific a linear response to ENSO? *J. Climate*, **9**:1468–1479.

- EXAMENSARBEIT Nr. 14**
März 1992
Windinduzierte interannuale Variabilität in der Warmwassersphäre von 1981 bis 1987
Teil II: Fluktuationen im Kohlenstoffkreislauf
Arne M. E. Winguth
- EXAMENSARBEIT Nr. 15**
Dezember 1992
Fernerkundung der optischen Eigenschaften von Seen mit Landsat 5 Thematic Mapper
Waltraud Manschke
- EXAMENSARBEIT Nr. 16**
Juli 1993
**Baroklin instabile Wellen der Atmosphäre:
Empirisch abgeleitete Moden im Vergleich zu quasi-geostrophischer Theorie**
Reiner Schnur
- EXAMENSARBEIT Nr. 17**
September 1993
Messung des Wasserdampfflusses in der konvektiven Grenzschicht mit DIAL und RADAR-RASS
Christoph Senff
- EXAMENSARBEIT Nr. 18**
November 1993
Zur saisonalen Variation des ozeanischen Kohlendioxidpartialdrucks
Katharina D. Kurz
- EXAMENSARBEIT Nr. 19**
Januar 1994
Dynamisch-stochastische Vorhersage-Experimente mit Modellen der allgemeinen Zirkulation für einen Zeitraum von 10 Tagen bis 100 Jahren
Ulrich Cubasch
- EXAMENSARBEIT Nr. 20**
Februar 1994
Deposition radioaktiver Tracer in einem Transportmodell der Atmosphäre
Stefan Rehfeld
- EXAMENSARBEIT Nr. 21**
Februar 1994
Der Einfluß vulkanischen Aerosols und simultaner Temperaturanomalien der tropischen Meeresoberfläche (El Niño) auf das Klimasystem
Ingo Kirchner
- EXAMENSARBEIT Nr. 22**
Juni 1994
ENSO induzierte Variabilität im Indischen Ozean
Andreas Villwock
- EXAMENSARBEIT Nr. 23**
Juni 1994
Untersuchungen zu Mechanismus und Vorhersagbarkeit von ENSO mit einem vereinfachten gekoppelten Ozean - Atmosphäre - Modell
Moritz Flügel
- EXAMENSARBEIT Nr. 24**
Juli 1994
Nordatlantische Variabilität in einem Ozeanzirkulationsmodell im Zeitbereich von Dekaden
Ralf Weiße
- EXAMENSARBEIT Nr.25**
August 1994
Inverse Modellierung des atmosphärischen Methan-Kreislaufs unter Verwendung eines drei-dimensionalen Modells des Transports und der Chemie der Troposphäre
Ralf Hein
- EXAMENSARBEIT Nr. 26**
August 1994
Optimierung eines Seegangmodells mit der Adjungierten Methode
Georg Barzel
- EXAMENSARBEIT Nr. 27**
März 1995
Stabile Wasserisotope im allgemeinen Zirkulationsmodell ECHAM
Georg Hoffmann

-
- | | |
|--|--|
| EXAMENSARBEIT Nr. 28
Mai 1995 | The Atmospheric Response to North Atlantic Sea Surface Temperature Anomalies in GCM Experiments
Viacheslav V. Kharin |
| EXAMENSARBEIT Nr. 29
Juni 1995 | Einbindung der regionalen troposphärischen Chemie in die Hamburger Klimamodellumgebung: Modellrechnungen und Vergleich mit Beobachtungsdaten
Bärbel Langmann |
| EXAMENSARBEIT Nr. 30
Juli 1995 | Messung des Ozonflusses in der unteren Troposphäre mit einem neuen Ozon-DIAL-System und einem Radar-RASS
Thorsten Schaberl |
| EXAMENSARBEIT Nr. 31
November 1995 | Untersuchungen troposphärischen Ozons mit DIAL
Gunther C. Grabbe |
| EXAMENSARBEIT Nr. 32
November 1995 | Die Schneedecke als Komponente des Klimasystems und ihre Modellierung
Bettina Loth |
| EXAMENSARBEIT Nr. 33
Dezember 1995 | Der Einfluß des El Niño/Southern Oscillation Phänomens auf die atmosphärische Zirkulation in den mittleren Breiten der Nordhalbkugel: Beobachtungen und Modellsimulationen
Wilhelm May |
| EXAMENSARBEIT Nr. 34
Dezember 1995 | DIAL-Messungen von vertikalen Wasserdampfverteilungen Ein Lasersystem für Wasserdampf- und Temperaturmessungen in der Troposphäre
Volker Wulfmeyer |
| EXAMENSARBEIT Nr. 35
Januar 1996 | Der Einfluß von Datenassimilation auf ENSO Simulationen und Vorhersagen
Martin Fischer |
| EXAMENSARBEIT Nr. 36
Februar 1996 | Bodengebundene Fernerkundung von Eiswolken im nahen Infrarot
Margarita Betancor Gothe |
| EXAMENSARBEIT Nr. 37
März 1996 | Turbulenzcharakteristiken von Golfstromtrajektorien in einem quasigeostrophischen Zirkulationsmodell basierend auf Lagrange'schen Vorticitytracern
Miguel Zorita Calvo |
| EXAMENSARBEIT Nr. 38
Mai 1996 | Entwicklung eines Kopplungsverfahrens zur Reduzierung der Rechenzeit von Atmosphäre-Ozean-Modellen
Reinhard Voß |
| EXAMENSARBEIT Nr. 39
Mai 1996 | Kombination von Ensemble-Klimavorhersagen am Beispiel ENSO
Sven Marcus Metzger (März 1995) |
| EXAMENSARBEIT Nr.40
Juni 1996 | Der Einfluß der quasi-zweijährigen Oszillation auf die allgemeine Zirkulation: Modellsimulationen mit ECHAM4
Marco Andrea Giorgetta |
| EXAMENSARBEIT Nr. 41
Juli 1996 | Sensitivität des Modellklimas eines globalen Zirkulationsmodells der Atmosphäre gegenüber Änderungen der Wolkenmikrophysik
Ulrike Lohmann |
| EXAMENSARBEIT Nr. 42
July 1996 | Simulation der Kohlenstoffdynamik der globalen Landbiosphäre mit SILVAN-Modellbeschreibung und Ergebnisse
Jörg Kaduk |

- EXAMENSARBEIT Nr. 43**
Oktober 1996
Zur Dynamik des interhemisphärischen CO₂-Transports im Ozean
Christine Weber
- EXAMENSARBEIT Nr. 44**
November 1996
Erstellung eines adjungierten Modells zur Assimilierung von Daten in ein Modell der globalen ozeanischen Zirkulation
Ralf Giering
- EXAMENSARBEIT Nr. 45**
Mai 1997
Einfluß von Wolken auf den spektralen solaren Strahlungsfluß an der Meeresoberfläche
Jens Meywerk
- EXAMENSARBEIT Nr. 46**
Mai 1997
Simulationen zur Bildung und Entwicklung von stratosphärischem Aerosol unter besonderer Berücksichtigung der Pinatuboepisode
Claudia Timmreck
- EXAMENSARBEIT Nr. 47**
Mai 1997
Assimilation von $\delta^{13}\text{C}$ -Daten aus marinen Sedimentbohrkernen in das LSG zur Rekonstruktion der Ozeanzirkulation während des letzten glazialen Maximums
Arne M.E. Winguth
- EXAMENSARBEIT Nr. 48**
Juni 1997
Simulation der $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Zusammensetzung von atmosphärischem Sauerstoff
Ulrike Seibt
- EXAMENSARBEIT Nr. 49**
November 1997
Satellitengestützte Fernerkundung und Modellierung des globalen CO₂-Austauschs der Landvegetation: Eine Synthese
Wolfgang Knorr
- EXAMENSARBEIT Nr. 50**
Dezember 1997
Zeitscheibenexperimente mit dem atmosphärischen Zirkulationsmodell T42-ECHAM3 für eine verdoppelte und verdreifachte CO₂-Konzentration unter besonderer Beachtung der Änderungen der nordhemisphärischen troposphärischen Dynamik
Jan Perlwitz