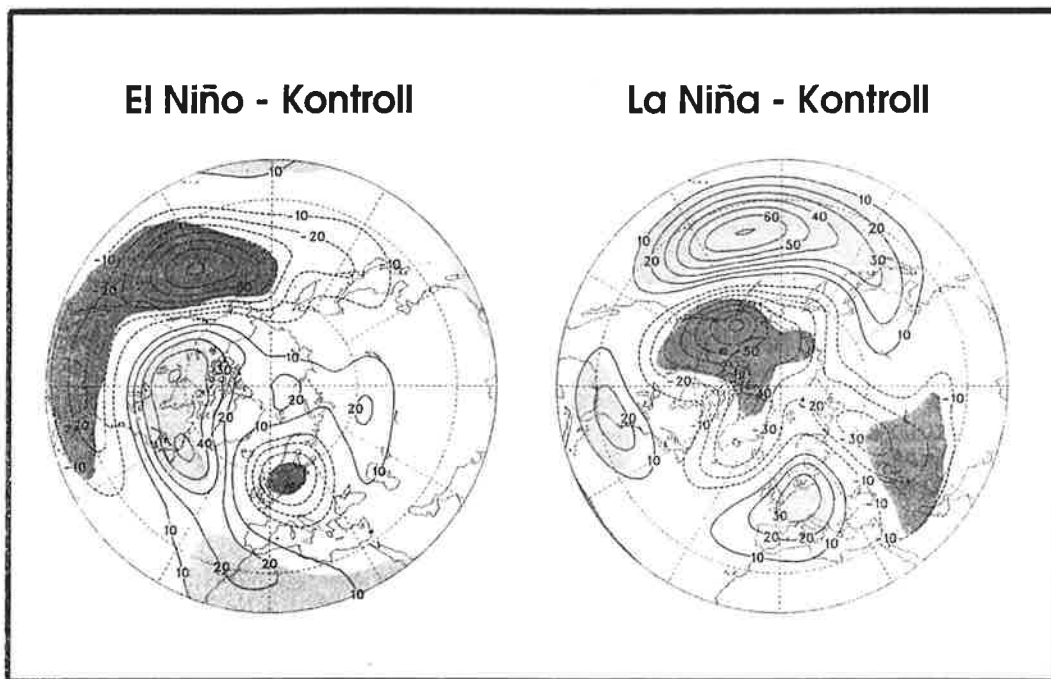




Max-Planck-Institut für Meteorologie

EXAMENSARBEIT Nr. 33



DER EINFLUSS DES EL NIÑO/SOUTHERN OSCILLATION
PHÄNOMENS AUF DIE ATMOSPHÄRISCHE ZIRKULATION
IN DEN MITTLEREN BREITEN DER NORDHALBKUGEL:
BEOBACHTUNGEN UND MODELLSIMULATIONEN

VON
WILHELM MAY

HAMBURG, Dezember 1995

Dissertation im Rahmen des Promotionsverfahrens

Autor:

Wilhelm May

Max-Planck-Institut
für Meteorologie

MAX-PLANCK-INSTITUT
FÜR METEOROLOGIE
BUNDESSTRASSE 55
D-20146 Hamburg
F.R. GERMANY

Tel.: +49-(0)40-4 11 73-0
Telefax: +49-(0)40-4 11 73-298
E-Mail: <name> @ dkrz.d400.de

ISSN 0938-5177

**Der Einfluß des El Niño/Southern Oscillation Phänomens
auf die atmosphärische Zirkulation
in den mittleren Breiten der Nordhalbkugel:
Beobachtungen und Modellsimulationen**

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

vorgelegt von
Wilhelm May
aus Schleiden

Hamburg 1995

Als Dissertation angenommen vom Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg
aufgrund der Gutachten von

Prof. Dr. K. Fraedrich und
Dr. L. Bengtsson.

Hamburg, den 29. November 1995

Prof. Dr. M. Dunst
Sprecher des Fachbereichs Geowissenschaften



© Bill Waterson

Zusammenfassung

Ziel der vorliegenden Arbeit ist die Untersuchung des Einflusses ausgeprägter Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen, die im tropischen Pazifik in Zusammenhang mit der Southern Oscillation auftreten, auf die atmosphärische Zirkulation in den mittleren und hohen Breiten der Nordhalbkugel während der Wintermonate. Neben den Auswirkungen auf die mittlere Strömung (stationärer Response) wird insbesondere auch der Einfluß auf die intra-saisonale Variabilität, die auf die Aktivität der transienten Wellenstörungen zurückgeht (nicht-stationärer Response), betrachtet. Dazu werden sowohl die Analysen des European Centre for Medium Range Weather Forecasts (ECMWF) als auch Datensätze, die von verschiedenen Simulationen mit dem atmosphärischen Zirkulationsmodell ECHAM3 stammen, herangezogen. Wichtiger Bestandteil der Untersuchung ist die Frage, inwieweit das Zirkulationsmodell in der Lage ist, die atmosphärische Zirkulation in den Extratropen, speziell die Variabilität in der Atmosphäre, realistisch zu reproduzieren. In die Untersuchung gehen zwei verschiedene Sets von Simulationen ein. Eines umfaßt fünf verschiedene Simulationen, bei denen dem Modell das gleiche Forcing, nämlich eine Folge von monatlich gemittelten Meeresoberflächentemperaturen vorgegeben worden ist, jedoch ist das Modell mit jeweils verschiedenen atmosphärischen Anfangsbedingungen gestartet worden. In zwei weiteren Simulationen ist dem Zirkulationsmodell lediglich ein konstant gehaltener Jahresgang der Meeresoberflächentemperaturen vorgegeben worden, der von den langjährigen Monatsmitteln abgeleitet worden ist. Auch in diesen beiden Simulationen ist das Modell mit jeweils unterschiedlichen atmosphärischen Anfangsbedingungen gestartet worden. Dadurch kann der Anteil der atmosphärischen Variabilität, die mit den Variationen der Meeresoberflächentemperaturen einhergeht, gegen die natürliche Variabilität abgeschätzt werden. Letztere geht allein auf interne Prozesse innerhalb der Atmosphäre zurück.

Der Vergleich der Simulationen mit den Analysen des ECMWF zeigt, daß das Zirkulationsmodell ECHAM3 die wesentlichen Aspekte der atmosphärischen Zirkulation in den mittleren und hohen Breiten der Nordhalbkugel während der Wintermonate der Realität entsprechend reproduziert. Dies gilt sowohl für die mittlere Strömung als auch für die Aktivität der transienten Wellenstörungen. Insbesondere wird der Zusammenhang zwischen der mittleren Zirkulation und den Beiträgen der hochfrequenten (2,5-6 Tage) und der niederfrequenten (10-90 Tage) transienten Wellenstörungen zur intra-saisonalen Variabilität vom Modell richtig wiedergegeben. Ein schwerwiegendes Manko des Modells ist jedoch die generelle Unterschätzung der niederfrequenten Variabilität. Es zeigen sich charakteristische Unterschiede zwischen den beiden Sets von Simulationen mit variierenden und festgeschriebenen SST, sowohl für die mittlere Zirkulation als auch hinsichtlich der Aktivität der transienten Wellenstörungen.

Die Simulationen mit ECHAM3 zeigen einen deutlichen Einfluß der ausgeprägten SST-Anom-

alien im tropischen Pazifik auf die atmosphärische Zirkulation in den mittleren und hohen Breiten der Nordhalbkugel während der Wintermonate. Dieser stimmt in wesentlichen Aspekten mit den von den ECMWF-Analysen abgeleiteten Ergebnissen überein. Sowohl während der El Niño Ereignisse als auch während der La Niña Ereignisse sind im pazifisch-nordamerikanischen Sektor, aber auch über dem Atlantik und Europa, typische Zirkulationsmuster ausgeprägt. So ähnelt der stationäre Response über dem nördlichen Pazifik während der El Niño Ereignisse der positiven Phase des PNA-Musters, während der La Niña Ereignisse der negativen Phase dieses Musters. Am Boden läßt sich dann die Intensivierung bzw. die Abschwächung des Aleutentiefs beobachten. Im Gegensatz dazu ist das Islandtief während der warmen ENSO-Ereignisse abgeschwächt und während der kalten verstärkt. Während der La Niña Ereignisse sind weiterhin der Rücken über Westeuropa sowie der Trog über Osteuropa verstärkt, wohingegen während der El Niño Ereignisse der osteuropäische Trog westwärts verschoben ist.

Infolge dieser charakteristischen Änderungen der mittleren Strömung ist der pazifische Stormtrack während der El Niño Ereignisse leicht verstärkt und äquatorwärts verschoben. Insbesondere dehnt er sich über den südöstlichen Teil des Nordpazifiks aus. Während der La Niña Ereignisse ist der pazifische Stormtrack hingegen erheblich verstärkt und liegt weiter nördlich. Ferner erstreckt er sich weiter stromabwärts bis in den westlichen Teil Nordamerikas. Der atlantische Stormtrack ist ebenfalls während der kalten ENSO-Ereignisse besonders kräftig ausgeprägt, jedoch verlagert er sich während der verschiedenen ENSO-Ereignisse kaum in meridionaler Richtung. Im Auslaufbereich des atlantischen Stormtracks über Europa schlagen die Zyklonen während der La Niña Ereignisse eine nördlichere Zugbahn ein, während der El Niño Ereignisse hingegen eine südlichere. Die baroklinen Wellenstörungen spielen aber auch infolge der Wechselwirkung mit der mittleren Strömung eine wesentliche Rolle bei der Aufrechterhaltung der mit den markanten SST-Anomalien einhergehenden typischen Zirkulationsmuster.

Die niederfrequente Variabilität, die im wesentlichen auf großskalige persistente Anomalien der mittleren Strömung zurückgeht, ist hingegen sowohl während der El Niño als auch während der La Niña Ereignisse in weiten Teilen der Nordhalbkugel reduziert, während der kalten ENSO-Ereignisse in stärkerem Maße als während der warmen. So ist während der El Niño Ereignisse die niederfrequente Variabilität über dem Golf von Alaska und dem südöstlichen Teil des Nordpazifiks gegenüber den La Niña Ereignissen verstärkt, über Alaska und dem Südwesten der USA hingegen abgeschwächt. Weiter stromaufwärts über dem östlichen Teil Nordamerikas und südlich von Grönland ist sie ebenfalls während der El Niño Ereignisse gegenüber den La Niña Ereignissen verstärkt, ebenso über dem Südwesten Europas und im Mittelmeerraum. Entsprechend dieser Unterschiede lassen sich in den betreffenden Regionen

während der warmen ENSO-Ereignisse häufiger und während der kalten seltener großskalige persistente Anomalien der mittleren Strömung beobachten.

In den Simulationen ist der Response auf die verschiedenen ENSO-Ereignisse weitaus klarer ausgeprägt als in den Beobachtungen, wofür mehrere Gründe angeführt werden können. So bleiben in den Simulationen andere Quellen externer Variabilität als die Variationen der Meeresoberflächentemperaturen, wie z.B. Vulkanausbrüche, unberücksichtigt. Andererseits reagiert das Modell auf ausgeprägte SST-Anomalien in anderen Regionen, wie z.B. den mittleren Breiten, möglicherweise anders als die reale Atmosphäre. Ferner überlagern in der realen Atmosphäre Schwankungen der mittleren Strömung auf Zeitskalen von Dekaden die mit den verschiedenen ENSO-Ereignissen einhergehenden Veränderungen. Schließlich weisen die Simulationen in den mittleren Breiten ein geringeres Maß an natürlicher Variabilität auf als die reale Atmosphäre, wodurch in diesen Regionen der atmosphärische Response auf die ausgeprägten Variationen der Meeresoberflächentemperaturen im tropischen Pazifik beeinträchtigt werden kann. Als einer der Gründe dafür kann die generelle Unterschätzung der niederfrequenten Variabilität durch das Zirkulationsmodell angesehen werden.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung

1. Einleitung	1
2. Verwendete Datensätze	8
2.1 Modelldaten	8
2.2 Beobachtungsdaten	9
3. Untersuchungsmethodik	15
3.1 Jahresgang	15
3.2 Wellenzahl-Frequenz-Analyse	15
3.3 Persistente Anomalien	17
3.4 Transiente Fluktuationen	19
3.5 Eliassen-Palm Fluss	19
4. Phänomenologie der ausgewählten ENSO-Ereignisse	22
5. Mittlere Strömung	32
6. Intra-saisonale Variabilität	47
6.1 Wellenzahl-Frequenz-Analyse	47
6.1.1 Vergleich von Analysen und Simulationen	47
6.1.2 Einfluß der ENSO-Ereignisse	54
6.2 Beiträge transienter Fluktuationen	61
6.2.1 Hochfrequente Variabilität	61
6.2.2 Niederfrequente Variabilität	72
6.3 Persistente Anomalien	78
6.3.1 Vergleich von Analysen und Simulationen	78
6.3.2 Einfluß der ENSO-Ereignisse	85
7. Atmosphärische Transporte infolge transienter Fluktuationen	93
7.1 Strahlströme	94
7.2 Barotrope Prozesse	96
7.2.1 Kinetische Energie	96
7.2.2 Meridionaler Impulstransport	98
7.2.3 Horizontaler Eliassen-Palm Fluß	100
7.3 Temperaturen	104
7.4 Barokline Prozesse	107
7.4.1 Meridionaler Wärmetransport	107
7.4.2 Vertikaler Eliassen-Palm Fluß	110
8. Zusammenfassung und Diskussion	115
9. Schlußbemerkungen und Ausblick	124

Literatur

1. Einleitung

Eine der wohl bekanntesten Ursachen für Variationen des Wettergeschehens und des Klimas in verschiedenen Teilen der Erde ist das *El Niño/Southern Oscillation* (ENSO) Phänomen. Obwohl es schon seit Ende letzten Jahrhunderts Hinweise auf einen globalen Zusammenhang der Schwankungen des Luftdrucks an weit voneinander entfernt liegenden Orten gab (*Hildebrandsson, 1897; Lockyer und Lockyer, 1904*), waren es *Walker und Bliss (1932, 1937)*, die als erste den Zusammenhang zwischen diesen Schwankungen des Luftdruckes und ausgeprägten Änderungen der Temperaturen und der Niederschläge über dem tropischen Indischen und Pazifischen Ozean, aber auch an weiter entfernten Orten der Erde belegten. Von Walker wurde auch der Begriff der *Southern Oscillation* geprägt. Diese ist durch zwei Zentren charakterisiert, eines über Indonesien und eines über dem südöstlichen tropischen Pazifik (*Abb. 1.1*). Dort lassen sich in nicht regelmäßigen zeitlichen Abständen gegenläufige Schwankungen des Luftdrucks beobachten, die trotz der großen Entfernung bemerkenswert kohärent erscheinen (*Abb. 1.2*). Die Verbindung dieser beiden Zentren wird durch eine in west-östlicher Richtung entlang des Äquators verlaufende Zirkulationszelle hergestellt. Diese von *Bjerknes (1969)* als *Walkerzirkulation* bezeichnete Zirkulationszelle ist durch einen Ast aufsteigender Luft über dem westlichen Pazifik und einen Ast absteigender Luft über dem östlichen Pazifik charakterisiert. Eine Verbindung zwischen den ausgeprägten Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen im tropischen Pazifik und der Phase der Southern Oscillation war zwar schon vorher bekannt (siehe z.B. *Ichiye und Petersen, 1963; Berlage, 1966*), doch erst *Bjerknes (1969)* gelang es, die physikalischen Mechanismen dieser Kopplung von Ozean und Atmosphäre im Bereich des tropischen Pazifiks zu erklären.

Die ozeanische Komponente des ENSO-Phänomens wird allgemein als *El Niño* bezeichnet. Diese Bezeichnung ist jedoch verwirrend, da sie ursprünglich im nordwestlichen Südamerika als Name für eine warme Meeresströmung verwandt wurde, die in manchen Jahren um die Weihnachtszeit entlang der Küste Ecuadors und Perus fließt. Später wurde dieser Begriff mit einer ungewöhnlich starken Erwärmung der Meeresoberflächentemperaturen als Folge der Abschwächung des Auftriebs von Tiefenwasser vor der südamerikanischen Küste in Verbindung gebracht. Heutzutage steht diese Bezeichnung für eine markante Erhöhung der Meeresoberflächentemperaturen im gesamten tropischen Pazifik. Der entgegengesetzte Fall einer ausgeprägten Abkühlung des Oberflächenwassers in dieser Region wird allgemein als *La Niña* bezeichnet (*Philander, 1985*).

Durch das ENSO-Phänomen bzw. die damit einhergehenden Veränderungen der Walkerzirkulation wird die Verteilung der Niederschläge im gesamten Bereich des tropischen Indischen und Pazifischen Ozeans nachhaltig beeinflusst (siehe z.B. *Ropelewski und Halpert, 1987*). So verlagert sich der aufsteigende Ast der Walkerzirkulation während eines El Niño Ereignisses in

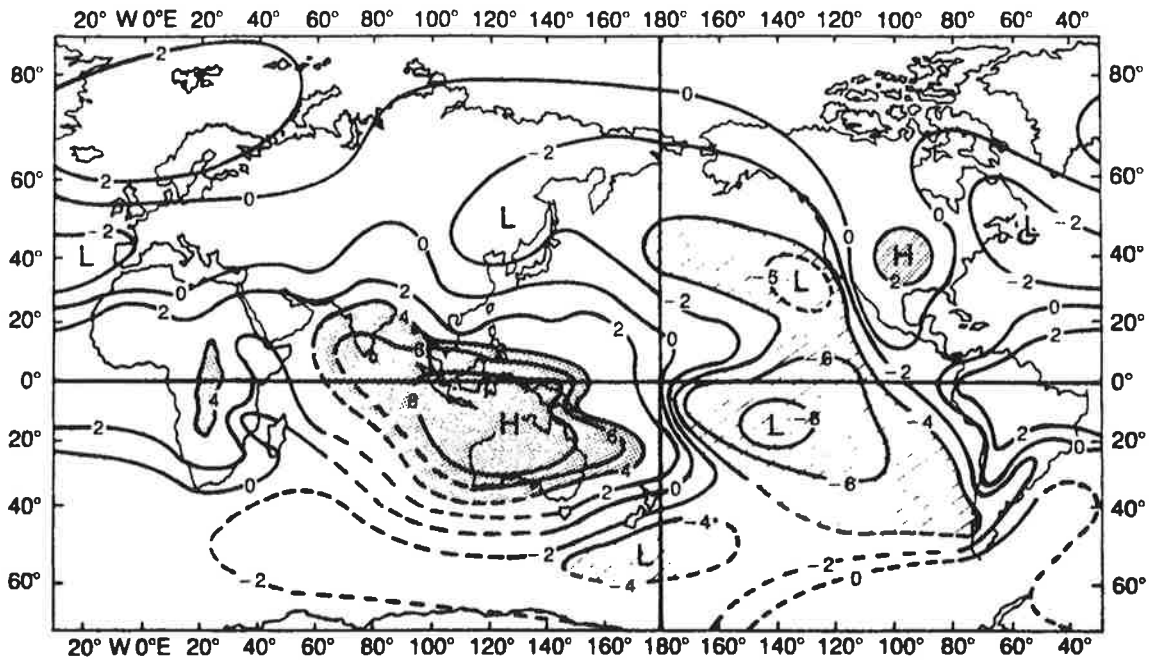


Abb. 1.1: Korrelation der Jahresmittelwerte des auf Meeresniveau reduzierten Luftdrucks mit dem Luftdruck in Darwin. Die Werte sind mit dem Faktor 10 multipliziert, das Konturintervall beträgt 0,2. Werte größer als 0,4 sind durch die Schattierung, Werte kleiner als -0,4 durch die Schraffur gekennzeichnet. (aus *Trenberth und Shea, 1987*)

östlicher Richtung über den zentralen tropischen Pazifik, wobei er sich gleichzeitig verstärkt. Die Folge ist eine kräftige Zunahme der Niederschläge in dieser Region, wohingegen in den weiter westlich gelegenen Regionen über Australien und Indonesien die Niederschläge deutlich abnehmen. Ferner läßt sich während des auf ein El Niño Ereignis folgenden Sommers die Abschwächung der Monsuntätigkeit in Indien beobachten (*Rasmusson und Carpenter, 1983*). Das ENSO-Phänomen hat damit weitreichende klimatische, aber auch wirtschaftliche Auswirkungen, insbesondere in den Regionen, die von den Extremen des Klimas wie schweren Niederschlägen, Hurrikannen oder Dürren betroffen sind. Einen allgemeinen Überblick über die möglichen Auswirkungen von ENSO-Ereignissen findet man bei *Glantz et al. (1991)*.

Aber auch die allgemeine Zirkulation außerhalb der Tropen kann nachhaltig durch das ENSO-Phänomen beeinflusst werden. So bildet sich über dem zentralen tropischen Pazifik während eines El Niño Ereignisses in der oberen Troposphäre ein Paar von Hochdruckzellen aus. Dadurch wird die lokale Hadley-Zirkulation verstärkt, und am Äquator treten östliche Winde auf. Auf den polwärtigen Seiten der Hochdruckzellen sind die subtropischen Strahlströme verstärkt und zum Äquator hin verschoben. In den mittleren Breiten der Nordhalbkugel tritt gleichzeitig ein charakteristisches Muster positiver und negativer Anomalien im Geopotential auf (siehe z.B. *Horel und Wallace, 1981*), das der positiven Phase des von *Wallace und Gutzler*

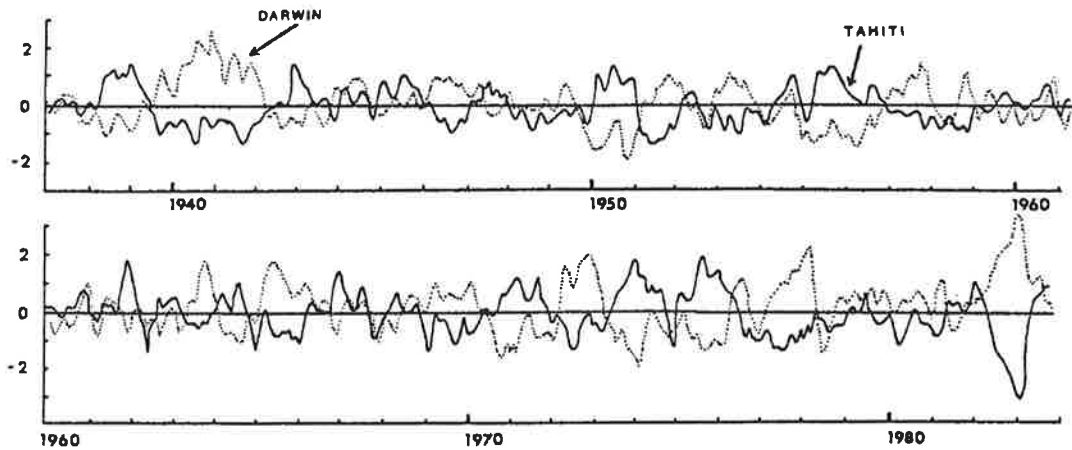


Abb. 1.2: Fluktuationen des auf Meeressniveau reduzierten Luftdrucks in Tahiti (durchgezogene Linie) und Darwin (gepunktete Linie) für den Zeitraum zwischen 1938 und 1983 in Einheiten der Standardabweichung an den betreffenden Stationen. (aus *Philander, 1990*).

(1981) definierten Pazifisch-Nordamerikanischen Musters entspricht. *Abb. 1.3* zeigt dieses Muster, das einem stehenden Wellenzug entlang eines Großkreises gleicht. Beginnend bei der Wärme- bzw. Energiequelle in den Tropen breitet er sich zunächst nordwärts aus und wird dann nach Osten und schließlich über dem Südosten der USA wieder zum Äquator hin abgelenkt.

Eine umfassende physikalische Erklärung der Ursache der Wechselwirkung zwischen den Tropen und den Extratropen, die zu diesen charakteristischen Veränderungen der mittleren Strömung in den mittleren Breiten führt, fällt schwer. So wurde zunächst angenommen, daß dieses Muster die Folge eines stationären Zuges von Rossbywellen sei, die von der Energiequelle über dem tropischen Pazifik ausgehen (*Hoskins und Karoly, 1981*). Diese Erklärung erwies sich jedoch als nicht stichhaltig, da das oben beschriebene Muster während verschiedener El Niño Ereignisse kaum variierte, obwohl sich die Lage des Zentrums der zusätzlichen Erwärmung von Ereignis zu Ereignis beträchtlich entlang des Äquators verschob. Dies konnte mit Hilfe von Modellrechnungen bestätigt werden (siehe z.B. *Geisler et al., 1985*). Daraufhin wurde vorgeschlagen, daß dieses Muster auf einen instabilen barotropen Mode der Strömung in den mittleren nördlichen Breiten zurückzuführen ist. Dieser Mode, der von der meridionalen Änderung des zonalen Grundstroms abhängt, kann von Wellenstörungen, die ihren Ursprung in den Tropen haben, angeregt werden (*Simmons et al., 1983*). Diese These wird durch die Ergebnisse einiger Arbeiten, die auf Experimenten mit Zirkulationsmodellen basieren, gestützt (siehe z.B. *Lau, 1985; Kang und Lau, 1986*). In neueren Arbeiten, bei denen lineare Modelle mit von Beobachtungen abgeleiteten Verteilungen des atmosphärischen Forcings während eines El Niño Ereignisses angetrieben werden, zeigte sich, daß dieses typische Zirkulations-

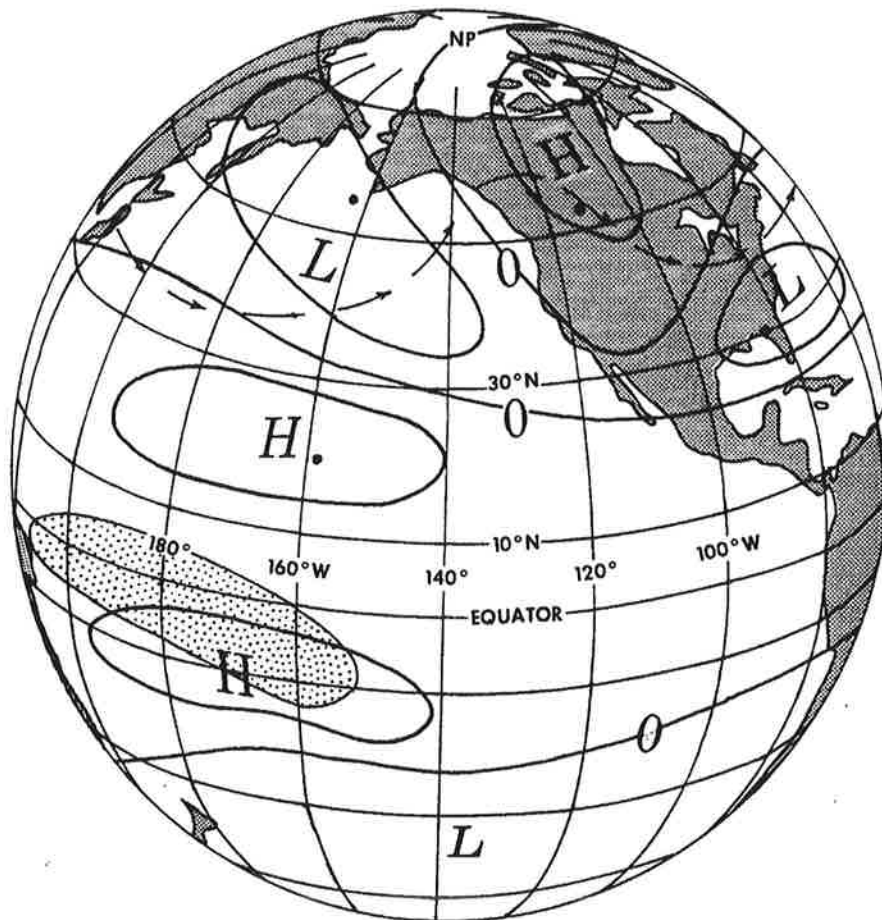


Abb. 1.3: Schematische Darstellung des Pazifisch-Nordamerikanischen Musters der Anomalien der Geopotentialverteilung in der mittleren und oberen Troposphäre während des borealen Winters, dem der stationäre Response während eines El Niño Ereignisses gleicht. Die Pfeile beschreiben eine durch diese Anomalien (Ausbildung eines Trogs über dem zentralen Pazifik und eines Rückens über dem westlichen Teil Kanadas) geprägte Stromlinie in der mittleren Troposphäre. In der durch die Schattierung gekennzeichneten Region sind die Bewölkung und die Niederschläge verstärkt. (aus *Philander, 1990*).

muster nicht allein durch die Energiequelle über dem tropischen Pazifik bestimmt wird, sondern daß transiente Wellenstörungen wesentlich zu seiner Aufrechterhaltung beitragen (siehe z.B. *Kok und Opsteegh, 1985; Ting und Hoerling, 1993*).

Die Auswirkungen des ENSO-Phänomens auf die atmosphärische Zirkulation außerhalb der Tropen sind nicht auf das pazifisch-nordamerikanische Gebiet beschränkt, sondern lassen sich auch im atlantisch-europäischen Sektor feststellen (siehe z.B. *Fraedrich, 1994*). Sie sind jedoch bedeutend schwächer ausgeprägt als im pazifischen Raum, und die dynamischen Prozesse, die zur Ausbildung der typischen Zirkulationsmuster über dem Atlantik und Europa führen, sind lediglich in Ansätzen theoretisch erklärt (*Fraedrich et al., 1993*). Danach ist ein

stationärer Wellenzug, der seinen Ursprung in der zyklonogenetisch aktiven Region über dem nordwestlichen Atlantik hat und sich über den Atlantik bis nach Europa erstreckt, der Auslöser für eine anfängliche Änderung des Luftdrucks über Europa. Infolge der Wechselwirkung der transienten Wellenstörungen mit der zonalen Grundströmung kommt es dann zur Ausbildung der ausgeprägten Anomalien der mittleren Strömung in dieser Region.

Numerische Modelle der atmosphärischen Zirkulation sind generell in der Lage, die in der realen Atmosphäre beobachteten Effekte der Southern Oscillation zu reproduzieren (siehe z.B. *Shukla und Wallace, 1983; Lau, 1985; Hoerling et al., 1992*). Dabei werden dem Modell Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen entsprechend eines El Niño oder eines La Niña Ereignisses als Forcing vorgegeben. Jedoch hängt das Ergebnis auch von den Eigenheiten des Zirkulationsmodells ab. Insbesondere den Parametrisierungen der Konvektion oder der Austauschprozesse in der atmosphärischen Grenzschicht kommt dabei besondere Bedeutung zu (siehe z.B. *Hoerling et al., 1992*). So zeigt das in der angeführten Arbeit verwandte Modell die Tendenz, in den Tropen übermäßige Niederschläge zu produzieren, was sich auf das Konvektionsschema zurückführen läßt. Darin könnte die Ursache für den systematischen Fehler bei der Verteilung der zonalen Windkomponente liegen, der zu einer Verstärkung der westlichen Winde in den Tropen und den mittleren Breiten sowie deren Abschwächung in den Subtropen führt. Dabei ist das Ausmaß dieses Fehlers mit den Anomalien während eines El Niño Ereignisses vergleichbar. Erschwerend kommt hinzu, daß die Zirkulation in den Extratropen ein sehr hohes Maß an natürlicher Variabilität aufweist, die allein auf interne Prozesse innerhalb der Atmosphäre zurückzuführen ist. Diese kann sich so stark auswirken, daß die Anomalien der mittleren Zirkulation, die infolge externer Anregungen wie z.B. der markanten Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen im tropischen Pazifik auftreten, davon überdeckt werden (siehe z.B. *Lau, 1981*). Mittlerweile werden sogar umfassende Systeme zur Vorhersage der Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen in Verbindung mit El Niño Ereignissen entwickelt (siehe z.B. *Cane, 1992*), wobei gekoppelte numerische Ozean-Atmosphäre-Modelle zur Anwendung gelangen. Einen anderen Zugang zu einer solchen Vorhersage gewähren sogenannte hybride Systeme (siehe z.B. *Bengtsson et al., 1993*). Bei diesen wird die Temperaturverteilung an der Meeresoberfläche mit einem eigenständigen vereinfachten gekoppelten Ozean-Atmosphäre-Modell berechnet, die so vorgegebene zeitliche Entwicklung der Temperaturanomalien wird dann den klimatologischen Werten der Meeresoberflächentemperaturen zugeschlagen. Schließlich wird die daraus resultierende Temperaturverteilung an der Meeresoberfläche dem Atmosphärenmodell als Forcing vorgegeben.

In der Mehrzahl der bislang veröffentlichten diagnostischen Arbeiten, die sich mit dem Einfluß des ENSO-Phänomens bzw. der ausgeprägten Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen im tropischen Pazifik auf die atmosphärische Zirkulation in den Extratropen beschäftigen, wer-

den hauptsächlich die Auswirkungen auf die mittlere Strömung untersucht. Diese wird im allgemeinen in Form von jahreszeitlichen Mittelwerten verschiedener meteorologischer Größen beschrieben. Man spricht in diesem Zusammenhang vom *stationären* Response. Nur wenige Arbeiten haben dagegen den *nicht-stationären* Response, d.h. die Auswirkungen der Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen auf die Variabilität der Atmosphäre auf intra-saisonalen Zeitskalen zum Thema. Dabei wurden immer nur bestimmte Teilaspekte behandelt, und die eingehenden Daten, Beobachtungen wie Modellsimulationen, lagen meist nur über verhältnismäßig kurze Zeiträume vor. So beobachteten *Hansen et al. (1989)* sowie *Fraedrich und Müller (1993)* während der El Niño und der La Niña Ereignisse eine Verschiebung der spektralen Verteilung der Beiträge der transienten Wellenstörungen zur intra-saisonalen Variabilität im Bereich der mittleren Breiten der Nordhalbkugel. Danach ist die Variabilität während der La Niña Ereignisse im niederfrequenten Teil des Spektrums verstärkt, während der El Niño Ereignisse dagegen im hochfrequenten Teil, wobei die Aktivität der transienten Wellenstörungen während der La Niña Ereignisse generell gegenüber den El Niño Ereignissen auf Kosten der stationären Wellen verstärkt ist. Ferner konnten *Fraedrich und Müller (1992)* während der verschiedenen ENSO-Ereignisse eine Verlagerung der bevorzugten Zugbahnen der Zyklonen über Europa beobachten. Danach folgen die Zyklonen ausgehend von der Region südlich von Grönland während der La Niña Ereignisse eher einer nördlichen Zugbahn über Island und Skandinavien, während der El Niño Ereignisse schlagen sie dagegen vornehmlich eine südliche Route über Schottland, Europa und das Baltikum ein. *Mullen (1989)* sowie *Ferranti et al. (1994)* gingen in ihren auf Modellsimulationen basierenden Arbeiten der Frage nach, inwieweit die Häufigkeit des Auftretens blockierender Hochdruckgebiete in den mittleren Breiten der Nordhalbkugel von markanten Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen im tropischen Pazifik beeinflusst wird. Während *Mullen (1989)* während der El Niño Ereignisse häufiger blockierender Hochdruckgebiete entlang der nordamerikanischen Westküste, jedoch seltener bei den Aleuten beobachtete, fanden *Ferranti et al. (1994)* nur einen schwachen Einfluß der Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen im tropischen Pazifik auf das Auftreten blockierender Hochdruckgebiete über dem nördlichen Pazifik.

In dieser Arbeit soll daher erstmalig eine umfassende Untersuchung des Einflusses markanter, sowohl positiver als auch negativer, Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen im tropischen Pazifik auf die atmosphärische Zirkulation in den mittleren und hohen Breiten der Nordhalbkugel während der Wintermonate vorgenommen werden. Neben den Auswirkungen auf die mittlere Strömung wird insbesondere der Einfluß auf die intra-saisonale Variabilität untersucht. Dazu werden sowohl die Analysen des European Centre for Medium Range Weather Forecasts als auch Datensätze, die von Simulationen mit einem atmosphärischen Zirkulationsmodell stammen, betrachtet. Die verschiedenen Datensätze umfassen jeweils den Zeitraum von September 1979 bis Dezember 1992. Dieser Zeitraum eignet sich besonders gut für diese Art der Untersuchung, da er drei vollständig ausgeprägte El Niño und La Niña Ereignisse

umfaßt. Wichtiger Bestandteil der Untersuchung ist die Frage, inwieweit das Zirkulationsmodell in der Lage ist, die atmosphärische Zirkulation in den Extratropen, speziell die Variabilität in der Atmosphäre, realistisch zu reproduzieren. Nicht zuletzt hängt der Einfluß der Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen im tropischen Pazifik auf die Zirkulation in den Extratropen, wie er sich in den Simulationen erwarten läßt, von den Eigenheiten der Modellphysik und der daraus resultierenden mittleren Strömung ab. In die Untersuchung gehen zwei verschiedene Sets von Simulationen ein. Eines umfaßt fünf verschiedene Simulationen, bei denen dem Modell das gleiche Forcing, nämlich eine Folge von monatlich gemittelten Meeresoberflächentemperaturen vorgegeben worden ist, jedoch ist das Modell mit jeweils verschiedenen atmosphärischen Anfangsbedingungen gestartet worden. In zwei weiteren Simulationen ist dem Zirkulationsmodell lediglich ein konstant gehaltener Jahrgang der Meeresoberflächentemperaturen vorgegeben worden, der von den langjährigen Monatsmitteln abgeleitet worden ist. Auch in diesen beiden Simulationen ist das Modell mit jeweils unterschiedlichen atmosphärischen Anfangsbedingungen gestartet worden. Dadurch kann der Anteil der atmosphärischen Variabilität, die mit den Variationen der Meeresoberflächentemperaturen einhergeht, gegen die natürliche Variabilität abgeschätzt werden. Letztere geht allein auf interne Prozesse innerhalb der Atmosphäre zurück.

Nach diesen einleitenden Bemerkungen sollen im folgenden Kapitel 2 zunächst die in dieser Arbeit verwendeten Datensätze beschrieben werden. Dabei wird auch auf das atmosphärische Zirkulationsmodell, mit dem die oben bereits angesprochenen Simulationen erfolgt sind, eingegangen. In Kapitel 3 werden die verschiedenen diagnostischen Methoden, die im Rahmen der Untersuchung zur Anwendung gelangen, vorgestellt. Danach werden in Kapitel 4 die Gesichtspunkte, unter denen die Daten nach El Niño bzw. La Niña Ereignissen aufgeteilt worden sind, angegeben und die Phänomenologie der ausgewählten ENSO-Ereignisse beschrieben. Daran schließt sich in den Kapiteln 5 bis 7 eine Darstellung der wesentlichen Ergebnisse an. Einer Zusammenfassung und Diskussion der wichtigsten Ergebnisse in Kapitel 8 folgen abschließende Bemerkungen sowie ein Ausblick auf weitere mögliche Forschungsarbeiten in Kapitel 9.

2. Verwendete Datensätze

2.1 Modelldaten

Ein wesentlicher Teil der in dieser Arbeit verwendeten Datensätze stammt von Simulationen mit dem atmosphärischen Zirkulationsmodell ECHAM3 (DKRZ, 1992). Dieses Zirkulationsmodell ist am Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg zur Simulation des globalen Klimas bzw. möglicher globaler Klimaänderungen entwickelt worden. Es basiert auf dem allgemeinen Zirkulationsmodell, das am European Centre for Medium Range Weather Forecasts (ECMWF) in Reading zur mittelfristigen Wettervorhersage benutzt wird. Jedoch sind einige wesentliche Änderungen, vor allem bei den physikalischen Parametrisierungen, vorgenommen worden, so daß es sich für die Simulation des Klimas eignet. Bei ECHAM3 handelt es sich um ein Spektralmodell mit einer horizontalen Auflösung bis zur Großkreiswellenzahl 42, wobei am Ende des Spektrums in Form eines Dreiecks abgeschnitten wird (T42). Die Modellphysik wird auf einem Gauß'schen Transformationsgitter mit einer Maschenweite von etwa $2,8^\circ$ berechnet. In vertikaler Richtung hat das Modell 19 Schichten in einen hybriden σ -p-Koordinatensystem, die oberste Schicht liegt bei 10 hPa. Eine ausführliche Beschreibung des Zirkulationsmodells ist bei Roeckner *et al.* (1992) zu finden. Die wesentlichen Aspekte, speziell die verwendeten Parametrisierungen, sollen indes an dieser Stelle erwähnt werden.

Das Modell enthält ein breitbandiges Strahlungsschema, bei dem im solaren Spektralbereich sechs und im terrestrischen vier Bänder unterschieden werden (Hense *et al.*, 1982; Rockel *et al.*, 1991). Dabei werden sowohl die Absorption durch Wasserdampf, Kohlendioxid und Ozon als auch die Streuung und Absorption durch Aerosole und innerhalb von Wolken berücksichtigt. Die optischen Eigenschaften der Wolken werden in Abhängigkeit vom Wolkenwassergehalt parametrisiert, der im Modell explizit berechnet wird (Roeckner *et al.*, 1991). Der vertikale Austausch von Impuls, Wärme, Wasserdampf und Wolkenwasser wird in der bodennahen Schicht mittels des Ähnlichkeitsprinzips nach Monin und Obukov und oberhalb davon durch die Diffusion infolge turbulenter Eddies beschrieben (Louis, 1979). Die Koeffizienten, die den Austausch von Impuls und Wärme bestimmen, hängen von der Rauheitslänge und der Richardsonzahl ab, die Diffusionskoeffizienten sind durch den „wind stress“, die Mischungsweglänge sowie die Richardsonzahl bestimmt. Bei der Bestimmung der Richardsonzahl wird ebenfalls die Feuchte berücksichtigt (Brinkop, 1992). Der Parametrisierung des Effektes der durch die Gebirgszüge angeregten Schwerewellen auf die Impulsbilanz liegt eine lineare Theorie zugrunde (Miller *et al.*, 1989). Die Vertikalstruktur der von den Schwerewellen hervorgerufenen Impulsflüsse wird dabei mit Hilfe einer sogenannten lokalen Richardsonzahl berechnet, die die Auslösung der Turbulenz infolge konvektiver Instabilitäten beschreibt. Die Parametrisierung der Cumuluskonvektion beruht auf dem Konzept des Massenflusses und schließt die Effekte tieferreichender, mittlerer und flacher Konvektion auf die Bilanzen des

Impulses und des Wasserdampfes ein (*Tiedtke, 1989*). Dabei werden Cumuluswolken durch ein „Bulk“-Modell dargestellt, bei dem die Effekte der ein- und ausfließenden Luft auf die auf- bzw. absteigenden konvektiven Massenflüsse eingehen. Die Durchmischung der Wolken infolge flacher Stratocumuluskonvektion wird in Form eines vertikalen Diffusionsprozesses berücksichtigt. Die Diffusionskoeffizienten sind durch den Wolkenwassergehalt, den Anteil der Bewölkung sowie den Gradienten der relativen Feuchte an der Wolkenobergrenze bestimmt. In das Modell für die Prozesse an der Landoberfläche gehen Schnee, die Wärmebilanzen der Landoberfläche und des Seeises sowie die Bilanzen von Wärme und Wasser innerhalb des Bodens ein (*Dümenil und Todini, 1992*). Der Wärmeübergang im Boden wird mittels eines Fünf-Schichten-Modells simuliert, wobei angenommen wird, daß die Wärmeflüsse am unteren Rand verschwinden. Effekte der Vegetation werden nur in grob vereinfachter Form berücksichtigt.

In die Untersuchung gehen Datensätze von sieben verschiedenen Simulationen ein, die mit ECHAM3 jeweils über einen Zeitraum von 13 Jahren und 4 Monaten erstellt worden sind. In fünf von ihnen ist dem Zirkulationsmodell das gleiche Forcing, nämlich eine Folge von monatlich gemittelten Meeresoberflächentemperaturen (im Englischen: Sea Surface Temperatures, SST) für den Zeitraum von September 1979 bis Dezember 1992 vorgegeben worden, jedoch ist das Modell mit jeweils verschiedenen atmosphärischen Anfangsbedingungen gestartet worden. Die SST-Daten für den Zeitraum von 1979 bis 1988 entstammen dem sogenannten AMIP-Datensatz (*Gates, 1992*), für die darauffolgenden Jahre sind SST-Daten benutzt worden, die vom NMC/CAC erstellt wurden. Das Verfahren, nach dem diese Analysen von Beobachtungen der Meeresoberflächentemperaturen abgeleitet worden sind, ist bei *Reynolds (1988)* ausführlich beschrieben. In zwei weiteren Simulationen ist dem Zirkulationsmodell lediglich ein konstant gehaltener Jahresgang der Meeresoberflächentemperaturen, nämlich die von dem AMIP-Datensatz berechneten langjährigen Monatsmittel für den Zeitraum von Januar 1979 bis Dezember 1988, vorgegeben worden. Auch in diesen beiden Simulationen ist das Modell mit jeweils unterschiedlichen atmosphärischen Anfangsbedingungen gestartet worden. Dieses Ensemble von Simulationen mit ECHAM3 ist bereits in den Arbeiten von *May (1994)* und *Bengtsson et al. (1994)* verwandt worden. Die Modelldaten wurden zweimal täglich um 00 und 12 UTC archiviert.

2.2 Beobachtungsdaten

Als Beobachtungsdatensatz werden die initialisierten Analysen des ECMWF verwandt. Die Daten stehen für den Zeitraum von September 1979 bis Dezember 1992 einmal täglich um 00 UTC zur Verfügung. Zum Zweck der hier vorgestellten Untersuchung wurden die Daten auf die selbe horizontale Auflösung wie die Simulationen (T42) reduziert.

Da das komplexe Analyse-Vorhersage-System, mit dessen Hilfe diese Analysen von Beobachtungen verschiedener meteorologischer Größen abgeleitet werden, im Laufe der Jahre immer wieder verändert wurde, weist dieser Datensatz verschiedene Inhomogenitäten auf. Bei der Erstellung der Analysen wird ein vierdimensionales Assimilationsverfahren verwandt (*Bengtsson et al., 1982*). Es basiert auf einer globalen multivariaten Analyse, die in sechsstündigem Abstand erfolgt und bei der die Informationen des sogenannten First Guess mit den tatsächlichen Beobachtungen unter Benutzung eines optimalen Interpolationsverfahrens zusammengefaßt werden (*Shaw et al., 1987*). Der First Guess wiederum wird vom operationellen numerischen Wettervorhersagemodell als sechsstündige Vorhersage geliefert. Die so entstandene globale Analyse wird anschließend noch einer Initialisierung unterzogen, die dazu dient, die verschiedenen meteorologischen Felder unter Berücksichtigung dynamischer Aspekte in Einklang miteinander zu bringen (*Wergen, 1988*). Daneben werden die kleinskaligen Fluktuationen infolge der Schwerewellen reduziert. Daher können sowohl Änderungen des Assimilationsverfahrens, des numerischen Vorhersagemodells als auch der eingehenden Beobachtungen selbst bzw. der Art, wie sie in den Analysen Berücksichtigung finden, die letztendlich entstandenen Analysen nachhaltig beeinflussen. Im folgenden soll daher auf die wesentlichen Änderungen des Analyse-Vorhersage-Systems am ECMWF eingegangen und deren Auswirkungen auf die Analysen kurz beschrieben werden. Eine sehr detaillierte Diskussion der Qualität der ECMWF-Analysen findet man bei *Trenberth und Olson (1988)* oder *Trenberth (1992)*.

Tabelle 2.1: Modifikationen im Analyseschema im Zeitraum zwischen 1980 und 1992 (Erweiterung von Tabelle 1 aus *Trenberth, 1992*)

11 Nov. 1980:	Removal of error in treatment of virtual T. T was too high in troposphere tropics.
25 Nov. 1980:	Smoothing of analysis across box boundaries giving less noise.
10 Dec. 1980:	Analysis of fields in p but changes interpolated to σ (rather than whole field).
10 March 1981:	Humidity analysis begun (previously this was a 6 hr. forecast).
31 March 1981:	Use of Australian PAOBS introduced.
1 April 1981:	New orography, land-sea indicator and surface roughness.
(1) 29 Sept. 1981:	Correction to diffusion scheme in model.
10 Nov. 1981:	Change in interpolation procedures affecting humidity.
Jan. 1982:	Changes to avoid use of multiple (buoy/ship) reports.
9 March 1982:	NOAA-7 data introduced.
13 April 1982:	Analysis archival system resolution increased from T40 to T63.
22 July 1982:	SST climatology replaced by analysed SST.
21 Sept. 1982:	Diabatic nonlinear normal mode initialization introduced.
Jan.-Mar 1983:	Improved quality control of ship data.
(2) 21 April 1983:	T63 spectral model replaced grid point model and envelope orography introduced.
30 Aug. 1983:	Horizontal diffusion in model modified.
8 Nov. 1983:	Soil moisture and snow cover analysis begun.
1 Feb. 1984:	Envelope orography with $\sqrt{2}$ subgrid variance added to mean orography introduced.
22 March 1984:	Increased horizontal diffusion in model (reduced again on 1 May 1985).
1 May 1984:	Diurnal cycle of radiation implemented.
22 May 1984:	Extensive changes to analysis system in optimum interpolation procedures, error characteristics and resolution.
24 July 1984:	Correction to the moisture dependence of specific heat.
13 Nov. 1984:	Modification to analysis increments interpolation.

- 4 Dec. 1984: Radiation substantially modified in model, stratospheric drag added.
- 19 Feb. 1985: SATOB winds, 20°N - 20°S over land included.
- 26 Feb. 1985: TOVS data included.
- (3) 1 May 1985: T106 spectral model, substantial changes to model physics (clouds, convection, condensation). Hybrid vertical coordinates.
- 16 July 1985: Minor modifications to evapotranspiration.
- 4 March 1986: Initialization modified to preserve tidal waves.
- 11 March 1986: Humidity analysis modified, includes use of precipitable water from Satellite data.
- 13 May 1986: 19-level replaced 16-level model. Three new levels in stratosphere.
- 16 July 1986: Gravity wave drag introduced into model.
- 9 Sept. 1986: Revisions in use of observations, evaluation of increments, and data selection in analyses.
- 7 April 1987: Revised surface parameterization schemes, revised post processed surface parameters.
- 21 July 1987: Changes in utilization of SATEMs.
- Dec. 1987: Tighter quality control of cloud drift winds.
- 26 Jan. 1988: Divergent structure functions introduced to mass and wind field analyses; reduced model vertical diffusion.
- 12 July 1988: Structure functions changed in analysis, error statistics and SATEMs check revised, OI and first guess tuned.
- 22 Nov. 1988: Changes to initialization, soil moisture and 2m temperature.
- 14 Dec. 1988: Analysis change to prevent spurious vortices at top model level.
- 31 Jan. 1989: Reduced impact of satellite precipitable water and tightened TOVS quality control.
- (4) 2 May 1989: Substantial changes in model physics (radiation, mass flux cumulus parameterization, and gravity wave drag).
- 29 Aug. 1989: Analysis changes in AIREPs, SATEMs, first guess, and low-level temperature increments.
- 13 Nov. 1989: Tightened SATOB wind quality control in analysis.
- 16 May 1990: Changes in model convective cloud and precipitation, snow-cover, revised pressure-gradient term.
- 5 June 1990: Increased evaporation at low wind speeds over sea, changed convective cloud cover.
- 12 Feb. 1991: Departures from first guess calculated at time of the observation.
- 9 April 1991: Modifications to model cloud, convection, radiation, and vertical diffusion.
- 1 May 1991: New procedure for quality control of satellite temperature profiles.
- 17 Sept. 1991: T213-31 levels analysis and forecasting system implemented with a reduced Gaussian grid, and changes to advection, horizontal and vertical diffusion, and clouds.
- 9 June 1992: Synop humidity data excluded from analyses; NOAA temperature data derived from NESDIS.
- 17 Aug. 1992: Introduction of vertically non-interpolating semi-Lagrangian scheme; suppression of inversion clouds in the lowest 3 levels.
- 7 Dec. 1992: Extrapolation of 850 hPa temperature modified.

Tabelle 2.1 enthält eine Auflistung der Änderungen im Analyseschema im Zeitraum zwischen 1979 und 1992, in *Abb. 2.1* sind die betreffenden Änderungen in übersichtlicher Weise dargestellt. Weiterhin sollte beachtet werden, daß im Laufe der Zeit immer mehr Daten, die von Satellitenmessungen abgeleitet worden sind, Eingang in die Analysen fanden. Dadurch können in gewissem Maße auch Beobachtungen aus Regionen, wo es kaum in situ Messungen gibt, berücksichtigt werden. Die Änderungen im Analyse-Vorhersage-System wirken sich dort am stärksten aus, wo kaum Beobachtungen vorhanden sind. Dies gilt hauptsächlich für solche meteorologischen Parameter, die nicht direkt beobachtet werden können, sondern von beobachteten Größen abgeleitet werden. Am stärksten betroffen sind daher die divergente Komponente des Windfeldes sowie die davon abhängende Vertikalgeschwindigkeit. Aber auch ein

MAJOR ANALYSIS / NWP MODEL CHANGES AT ECMWF

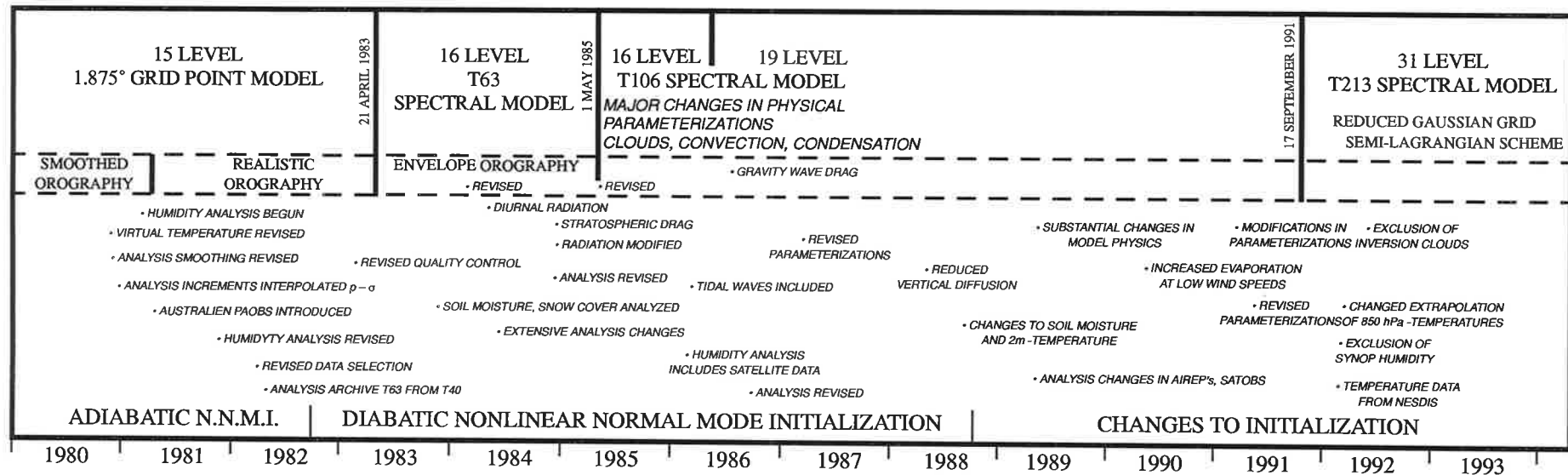


Abb. 2.1: Schematische Darstellung der wesentlichen Modifikationen im Analyseschema des ECMWF im Zeitraum zwischen 1980 und 1992. Im oberen Teil werden die Charakteristika des numerischen Wettervorhersagemodells und seine räumliche Auflösung beschrieben, im unteren die Änderungen der Analysen und des Assimilationsverfahrens. (Erweiterung von Abb. 2 aus *Trenberth, 1992*)

schwer beobachtbares Feld wie die Feuchte wird wesentlich durch die Eigenschaften des Modells geprägt.

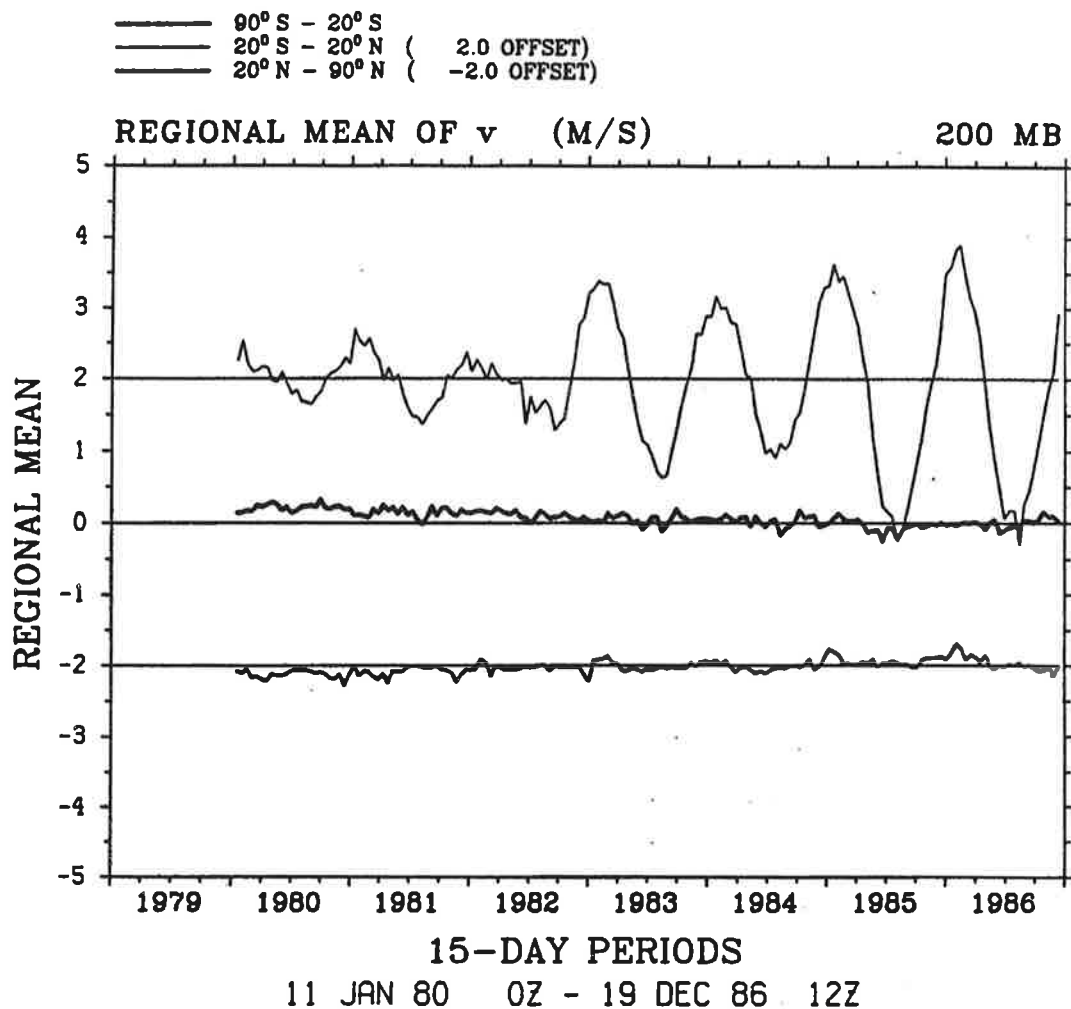


Abb. 2.2: 15-tägige Mittelwerte der Flächenmittel der meridionalen Windkomponente in 200 hPa für den Zeitraum zwischen 1980 und 1986 nach den ECMWF-Analysen in [m/s]. (aus Trenberth, 1992)

Abb. 2.2 zeigt die zeitliche Entwicklung der Flächenmittel der meridionalen Windkomponente im Niveau 200 hPa, die infolge dieser Mittlung der divergenten Komponente des Windfeldes entspricht. Das auffälligste Merkmal ist die enorme Zunahme der Amplitude innerhalb der Tropen in der ersten Hälfte der 80-er Jahre. Die Schwankungen innerhalb eines Jahres reflektieren dabei die Verlagerung der Hadleyzelle im Laufe des Kalenderjahres. Zum ersten Mal nimmt die divergente Windkomponente im September 1982 nach der Änderung der Initialisierung (1) zu, aber auch der Wechsel zum spektralen Vorhersagemodell im April 1983 (2) könnte dazu beigetragen haben. Die nächste größere Änderung ist im Mai 1985 festzustellen, wofür wohl eher die umfangreichen Änderungen bei den physikalischen Parametrisierungen (3) als

die gleichzeitige Erhöhung der horizontalen Auflösung des Modells auf T106 verantwortlich zeichnen. Allerdings erst ab September 1982 weist die divergente Windkomponente einen deutlich ausgeprägten Jahresgang auf, dessen Amplitude im Mai 1985 erheblich zunimmt. Die Änderungen der Parametrisierungen im Mai 1989 (4) führen zu einer weiteren Verstärkung des Jahresgangs. Diese Auswirkungen der Änderungen im Analyseschema können nicht nur lokal für den Bereich der Tropen gesehen werden. Sie spiegeln vielmehr Änderungen der großräumigen Meridionalzirkulation bzw. der Ausprägung der Hadley- und Ferrellzellen wider, die sich wie die divergente Windkomponente und die Vertikalgeschwindigkeit in dem oben beschriebenen Maße verstärkt haben. Nach der Änderung vom Mai 1989 (4) wurde die divergente Windkomponente vom Modell sogar überschätzt, die Folge war eine zu kräftig ausgeprägte Meridionalzirkulation. Weitere Änderungen im Jahr 1989 führten jedoch wieder zu einer Abschwächung der Hadleyzelle.

Trotz der oben beschriebenen Änderungen im Analyse-Vorhersage-System am ECMWF und der damit verbundenen Auswirkungen auf die Analysen, insbesondere in den frühen Jahren, kann für die in dieser Arbeit vorgenommenen Untersuchungen der gesamte Zeitraum von September 1979 bis Dezember 1992 verwandt werden. Dies liegt zum einen daran, daß der Bereich der mittleren und hohen Breiten der Nordhalbkugel untersucht wird, wo von jeher relativ viele Beobachtungen vorlagen und somit der Einfluß der Modelleigenschaften gering ist. Zum anderen werden im wesentlichen solche meteorologischen Größen betrachtet, die direkt beobachtet werden können und außerdem durch die dynamischen Gesetzmäßigkeiten eingeschränkt sind. Allerdings muß in der Arbeit aus den oben angeführten Gründen auf eine Betrachtung der Schwankungen von Jahr zu Jahr verzichtet werden. Dies könnte jedoch möglich sein, wenn die bereits in der zweiten Hälfte der 80-er Jahre von *Bengtsson und Shukla (1988)* vorgeschlagene und mittlerweile in mehreren Institutionen konkretisierte Reanalyse der ursprünglichen und neu hinzugekommener Beobachtungen mit einer bestimmten Version des Analyse-Vorhersage-Schemas abgeschlossen ist.

3. Untersuchungsmethodik

3.1 Jahrgang

Um die Variabilität der Atmosphäre auf intra-saisonalen Zeitskalen zu untersuchen, muß der Jahrgang von den Datensätzen entfernt werden. Dabei wird eine von *Lejenäs und Madden (1982)* vorgeschlagene Methode verwandt, bei der der mittlere Jahrgang mittels geeigneter gewählter harmonischer Funktionen so angenähert wird, daß ein möglichst großer Anteil der mit dem Jahrgang einhergehenden Varianz erfaßt wird. Danach setzt sich der mittlere Jahrgang aus dem Jahresmittel sowie der halb- und dritteljährlichen sowie, gewichtet mit dem Faktor 0,5, der vierteljährlichen Schwingung zusammen.

Neben dem so bestimmten mittleren Jahrgang wird von jedem Segment, das jeweils die täglichen Daten für die drei aufeinanderfolgenden Wintermonate Dezember bis Februar umfaßt, auch der nach der Subtraktion des mittleren Jahrgangs übrigbleibende jahreszeitliche Mittelwert von den täglichen Daten abgezogen. Durch die Subtraktion dieses sogenannten Restmittels werden mögliche Schwankungen der jahreszeitlichen Mittelwerte von Jahr zu Jahr oder auf der Zeitskala von Dekaden entfernt. Dadurch wird erreicht, daß die Variationen der meteorologischen Größen innerhalb der einzelnen Segmente allein auf Fluktuationen auf intra-saisonalen Zeitskalen zurückgehen.

3.2 Wellenzahl-Frequenz-Analyse

Eine Vielzahl verschiedener Phänomene in der Atmosphäre tragen zur intra-saisonalen Variabilität in den Extratropen bei (siehe z.B. *Blackmon, 1976*). So verursachen barokline Wellenstörungen wie z.B. wandernde Zyklonen mit ihrer typischen Lebensdauer von mehreren Tagen den wesentlichen Teil der kurzperiodischen Variabilität. Großskalige Anomalien der mittleren Strömung wie z.B. blockierende Hochdruckgebiete oder abgeschnürte Tiefdruckgebiete, sogenannte *Cutoff Lows*, können dagegen über mehrere Wochen andauern (siehe z.B. *Rex 1950a, b; Blackmon et al., 1986*). Deren Beitrag zur intra-saisonalen Variabilität ist im allgemeinen größer als derjenige der wandernden Zyklonen.

Um eine optimale Separation der Beiträge dieser verschiedenen Phänomene zur intra-saisonalen Variabilität zu erreichen, wird eine Wellenzahl-Frequenz-Analyse des Geopotentials im Niveau 500 hPa vorgenommen. Dabei werden sowohl einseitige (*Pratt, 1976*) als auch zweiseitige Frequenzspektren (*Hayashi, 1971*) berechnet. Diese beiden Methoden unterscheiden sich hinsichtlich der relativen Bedeutung der stehenden und der parallel zu den Breitenkreisen wandernden Wellenstörungen. Weitere Ausführungen zu dieser Problematik finden sich im folgenden Text oder detailliert bei *Pratt (1976)*.

Zu einer vorgegebenen Wellenzahl k und einer Frequenz ω erhält man nach der von Hayashi vorgeschlagenen Methode über das zweiseitige Frequenzspektrum (E) die Komponenten der ostwärts ($+\omega$) und westwärts ($-\omega$) wandernden Wellen innerhalb eines bei der Frequenz ω zentrierten Frequenzbandes gemäß

$$E(k, \pm\omega) = \frac{1}{4} [P_\omega(C_k) + P_\omega(S_k)] \pm \frac{1}{2} Q_\omega(C_k, S_k) \quad (\text{Gl. 3.1})$$

wobei P_ω das Energiespektrum und Q_ω das Quadratspektrum der Zeitreihen der Cosinus- (C_k) und Sinuskoeffizienten (S_k) der Fourierzerlegung entlang der Breitenkreise bedeuten. Mit Hilfe des Kospektrums K_ω können dann die Varianz der stehenden (ST) und der in zentraler Richtung wandernden Wellenstörungen (PR) wie folgt abgeleitet werden

$$ST(k, \omega) = \sqrt{K_\omega^2(C_k, S_k) + \frac{1}{4} [P_\omega(C_k) - P_\omega(S_k)]^2} \quad (\text{Gl. 3.2})$$

und

$$PR(k, \pm\omega) = E(k, \pm\omega) - \frac{1}{2} ST(k, \omega) \quad (\text{Gl. 3.3})$$

Die verschiedenen Spektren beschreiben die spektralen Zusammenhänge der beiden Zeitreihen der Cosinus- und Sinuskoeffizienten. Die Energiespektren geben die Korrelation der Koeffizienten innerhalb der beiden Reihen, die sogenannte Autokorrelation, wieder. Die anderen beiden Spektren beschreiben hingegen die Korrelation zwischen den Koeffizienten der beiden Zeitreihen, die sogenannte Kreuzkorrelation. Diese läßt sich nun in zwei Anteile zerlegen, die die In-Phase- und die Außer-Phase-Korrelation der beiden Reihen darstellen. Der erste Teil ist im Kospektrum, der zweite im Quadratspektrum enthalten. Eine ausführliche Ableitung der Spektren und Erklärung der Zusammenhänge ist z.B. bei *Priestley (1981)* zu finden.

Bei der von Pratt vorgeschlagenen Methode erhält man das sogenannte *totale Varianzspektrum* (T) aus der Summe der westwärts und ostwärts wandernden Beiträge, die in Gleichung 3.1 beschrieben sind, gemäß

$$T(k, \omega) = \frac{1}{2} [P_\omega(C_k) + P_\omega(S_k)] \quad (\text{Gl. 3.4})$$

Es beschreibt ganz allgemein die auf die transienten Wellenstörungen zurückzuführende Varianz. Das sogenannte *wandernde Varianzspektrum* ist dagegen als die Differenz der beiden in Gleichung 3.3 gegebenen Anteile definiert

$$PR(k, \omega) = |Q_\omega(C_k, S_k)| \quad (\text{Gl. 3.5})$$

Das so definierte Spektrum gibt daher die untere Grenze der auf die wandernden Wellen zurückzuführenden Varianz an, während durch die Aufteilung in ostwärts und westwärts wandernde Anteile nach Gleichung 3.3 die obere Grenze festgelegt ist. Die Richtung, in der sich die Wellenstörung entlang des Breitenkreises bewegt, läßt sich dabei am Vorzeichen des Quadratspektrums Q_{ω} ablesen. Ferner zeigt es an, ob die ost- oder die westwärts wandernde Komponente der Wellenstörung mit dieser zonalen Wellenzahl überwiegt. Sind die beiden Komponenten kohärent, führt die Überlagerung dieser beiden Wellen, die mit der gleichen Frequenz in entgegengesetzte Richtungen wandern, zur Ausbildung einer stehenden Welle mit der entsprechenden zonalen Wellenzahl. Deren Anteil an der Varianz drückt sich im sogenannten *stehenden Varianzspektrum* aus, das auch bei Pratt wie in Gleichung 3.2 definiert ist.

Die Spektren werden für jeweils für Segmente mit 96 Tagen, die am 1. Dezember beginnen, berechnet. Vor der Spektralanalyse werden der mittlere Jahresgang und das Restmittel für das jeweilige Segment abgezogen (siehe Kapitel 3.1). Ferner wird ein möglicherweise vorhandener linearer Trend entfernt. Zur Glättung der Spektralwerte wird ein Tukey-Hanning-Fenster mit einer Zeitverschiebung von 20 Tagen angewandt (siehe z.B. *Priestley, 1981*). Dieses Fenster hat eine Bandbreite von 1/15 Zyklen pro Tag mit 13 äquivalenten Freiheitsgraden.

3.3 Persistente Anomalien

Wie schon im vorhergehenden Kapitel angesprochen, geht der wesentliche Anteil der intra-saisonalen Variabilität in den Extratropen auf in unregelmäßigen Abständen auftretende großskalige Anomalien der mittleren Strömung, die mehrere Wochen andauern, zurück. Blockierende Hochdruckgebiete sind wohl das bekannteste Phänomen dieser Art. In Anlehnung an eine Methode, wie sie von *Blackmon et al. (1986)* in einer ähnlichen Untersuchung benutzt worden ist, sollen daher in dieser Arbeit auch die Eigenschaften von langlebigen oder persistenten Anomalien, die im Geopotential im Niveau 500 hPa auftreten, untersucht werden. Dies schließt sowohl positive als auch negative persistente Anomalien ein, die mit blockierenden Hochdruckgebieten bzw. Cutoff Lows einhergehen.

So umfangreich wie die Anzahl der Arbeiten, die zum Thema blockierender Wetterlagen veröffentlicht worden sind, so vielfältig sind auch die Indizes, die zur Identifikation solcher Wetterlagen benutzt worden sind. So erstellten *Lejenäs und Økland (1983)* basierend auf der wohl bekanntesten Definition von blockierenden Wetterlagen nach *Rex (1950b)* einen für die Nordhalbkugel gültigen objektiven Index, der die synoptischen Aspekte blockierender Hochdruckgebiete betont. Dieser Index wurde dann von *Tibaldi und Molteni (1990)* weiterentwickelt. Bei diesem Kriterium wird davon ausgegangen, daß im Falle einer blockierenden Wetterlage bei 60° nördlicher Breite typischerweise ein Hochdruckrücken bzw. eine abgeschlossene Hoch-

druckzelle liegt, so daß sich der meridionale Druckgradient gegenüber der sonst vorherrschenden zonalen Strömung umkehrt. Eine andere Kategorie von objektiven Indizes stellt im Unterschied dazu die Persistenz der großskaligen Anomalien im Strömungsfeld in den Vordergrund (siehe z.B. *Dole und Gordon, 1983*). Der in der vorliegenden Arbeit zur Anwendung gelangende Index fällt in diese Kategorie, denn ein solcher Index bietet im Rahmen der hier vorgenommenen Untersuchung mehrere Vorteile. Damit können zum einen neben blockierenden Hochdruckgebieten (positive Abweichung) auch Cutoff Lows (negative Abweichung) erfaßt werden. Zum anderen hat solch ein Index einen allgemeineren Gültigkeitsbereich, da ihm weniger Annahmen über das Wesen blockierender Wetterlagen zugrunde liegen. Dabei ist zu beachten, daß in der oben zitierten grundlegenden Arbeit von *Rex (1950b)* ausschließlich blockierende Hochdruckgebiete im atlantisch-europäischen Raum betrachtet worden sind. Dabei handelt es sich typischerweise um abgeschlossene Hochdruckzellen, wohingegen im pazifischen Raum blockierende Wetterlagen überwiegend mit verstärkten Hochdruckrücken einhergehen. Ferner liegen die Zentren der Hochdruckgebiete über dem Pazifik weiter südlich als über dem Atlantik.

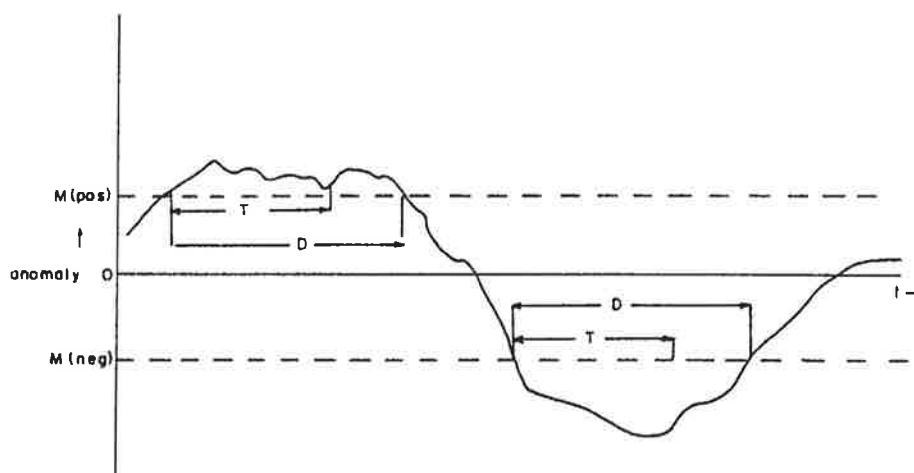


Abb. 3.1: Schematische Darstellung der Methode zur Bestimmung persistenter Anomalien. Man erhält an einem gegebenen Punkt eine Episode mit einer Dauer D , während der eine positive oder eine negative persistente Anomalie auftritt, wenn die Anomalie den Schwellenwert M für einen Mindestzeitraum T über- bzw. unterschreitet (siehe Beispiele). (aus *Dole und Gordon, 1983*)

Ausgehend von einer Zeitreihe von Anomalien im Geopotential in 500 hPa, die in der in Kapitel 3.1 beschriebenen Weise bestimmt werden, erhält man gemäß

$$z'_{\phi} = z' \frac{\sin(45^{\circ})}{\sin \phi} \quad (Gl. 3.6)$$

an jedem Punkt eine Reihe von Anomalien, die in Abhängigkeit von der geographischen Breite

ϕ gewichtet sind. Diese Normierung ist die gleiche, die angewandt werden muß, um aus dem Geopotentialfeld die geostrophische Stromfunktion abzuleiten. Um die Effekte kurzer Unterbrechungen solcher Episoden, während der eine persistente Anomalie auftritt, infolge hochfrequenter transientser Störungen zu unterdrücken, werden die Zeitreihen der Anomalien einer leichten Tiefpaßfilterung unterzogen. Dabei werden Fluktuationen auf Zeitskalen kürzer als 5 Tagen herausgefiltert. Eine Anomalie im Geopotential wird nun als *persistent* definiert, wenn sie einen bestimmten Schwellenwert für einen Mindestzeitraum überschreitet (*Abb. 3.1*). In dieser Arbeit wird eine Lebensdauer von mindestens 9 Tagen angenommen, die sich für den Bereich der mittleren nördlichen Breiten nach einer Untersuchung von *Dugas und Derome (1992)* als geeignet erwiesen hat. Für den Schwellenwert werden jedoch verschiedene Werte für die einzelnen Datensätze angenommen. Sie folgen nach einer Abschätzung der Beiträge der transienten Fluktuationen auf Zeitskalen länger als 5 Tagen zur intra-saisonalen Variabilität.

3.4 Transiente Fluktuationen

Um die räumliche Verteilung der Beiträge der transienten Fluktuationen zur intra-saisonalen Variabilität abzuschätzen, werden transiente Varianzen und Kovarianzen verschiedener meteorologischer Größen berechnet. Die transienten Fluktuationen sind dabei in der in Kapitel 3.1 beschriebenen Weise definiert. Neben der mittleren Standardabweichung des Geopotentials in 500 hPa werden die kinetische Energie und der Impulsfluß im Niveau 300 hPa sowie die Flüsse sensibler Wärme in 850 hPa und 300 hPa betrachtet. Denn sowohl die kinetische Energie als auch der von den transienten Störungen bewerkstelligte Impulsfluß sind in der oberen Troposphäre etwas unterhalb der Höhe des Strahlstroms am stärksten ausgeprägt. Dagegen ist der transiente Wärmefluß in der unteren Troposphäre besonders kräftig.

Bei den Berechnungen werden hoch- und niederfrequente transiente Fluktuationen unterschieden. Entsprechend den Ergebnissen der Wellenzahl-Frequenz-Analyse (siehe Kapitel 6.1) gelangen ein *Mittelpaßfilter* und ein *Tiefpaßfilter* zur Anwendung. Der Mittelpaßfilter berücksichtigt transiente Störungen auf Zeitskalen zwischen 2,5 und 6 Tagen, der Tiefpaßfilter solche, die mindestens 10 Tage andauern. Dazu werden die täglichen Daten der Analysen mit 21 Filtergewichten (*Blackmon und Lau, 1980*), die zweimal täglich zur Verfügung stehenden Daten der Simulationen mit 31 Filtergewichten (*Blackmon, 1976*) multipliziert.

3.5 Eliassen-Palm Fluß

Der *Eliassen-Palm* bzw. *EP-Fluß* hat in den letzten Jahren als diagnostische Methode immer mehr an Bedeutung gewonnen, da sich sowohl von dem Fluß selbst als auch von seiner Divergenz verschiedene qualitative Aussagen über atmosphärische Prozesse gewinnen lassen (siehe

z.B. *Eliassen und Palm, 1961; Edmon et al., 1980*). So beschreibt der EP-Fluß die Ausbreitung der Wellenaktivität, falls die den zonalen Grundstrom überlagernden Wellen eine verhältnismäßig kleine Amplitude haben. Die Divergenz des EP-Flusses ist im Falle einer geostrophischen Strömung proportional der nordwärts gerichteten Komponente des auf die Wellenaktivität zurückgehenden Flusses potentieller Vorticity. Im Rahmen der vorliegenden Untersuchung wird die Eigenschaft genutzt, daß nach einer entsprechenden Transformation der Gleichungen für den Impuls und der thermodynamischen Gleichungen ein einziger Term übrig bleibt, der die Wechselwirkung zwischen der mittleren Strömung und den Wellenstörungen beschreibt und proportional zur Divergenz des EP-Flusses ist.

Während der ursprüngliche von zonal gemittelten Größen abgeleitete Eliassen-Palm Fluß den Einfluß transientser Fluktuationen auf den zonal gemittelten Grundstrom beschreibt (*Edmon et al., 1980*), soll in dieser Arbeit der Einfluß transientser Fluktuationen auf die zeitlich gemittelte horizontale Strömung untersucht werden. Dazu wird einer Untersuchung von *Trenberth (1986)* folgend der *lokale Eliassen-Palm Fluß* definiert. Ausgehend von den Gleichungen für den zeitlich gemittelten Impuls werden dabei die verschiedenen Terme, die die zeitlich gemittelte Strömung direkt betreffen, aber auch die Terme für die Restzirkulation und die Effekte transientser Fluktuationen angegeben, unterschieden. Die Effekte der transienten Störungen sind in Form der Divergenz des EP-Flusses in den Gleichungen enthalten, während die zonale Komponente des EP-Flusses selbst die Ausbreitung der Wellenenergie beschreibt. Der hier definierte lokale EP-Fluß ähnelt dem von *Hoskins et al. (1983)* eingeführten sogenannten *E-Vektor* und dem von *Plumb (1985, 1986)* weiterentwickelten Fluß der Wellenaktivität.

In der Arbeit von *Trenberth (1986)*, wo auch die vollständigen Ableitung der Gleichungen zu finden ist, werden zunächst in sphärischer Geometrie aus den horizontalen Bewegungsgleichungen sowie der thermodynamischen und der Kontinuitätsgleichung unter Beachtung des hydrostatischen und des geostrophischen Gleichgewichts die folgenden E-Vektoren für die zeitlich gemittelte Strömung abgeleitet

$$E_u = \left[\frac{1}{2} \left(\overline{v'^2} - \overline{u'^2} \right), -\overline{u'v'}, f \frac{\overline{v' \Phi'_z}}{S} \right] \cos \phi \quad (Gl. 3.7)$$

bzw.

$$E_v = \left[-\overline{u'v'}, -\frac{1}{2} \left(\overline{v'^2} - \overline{u'^2} \right), -f \frac{\overline{u' \Phi'_z}}{S} \right] \cos \phi \quad (Gl. 3.8)$$

mit der statischen Stabilität S (siehe Gleichung 3.13). Die Divergenz des ersten E-Vektors beschreibt dabei die Einflüsse transientser Fluktuationen auf die zonale, die Divergenz des zweiten deren Auswirkungen auf die meridionale Windkomponente. In den Horizontalkompo-

nenten dieser Vektoren sind die Effekte aufgrund barotroper und in der Vertikalkomponente aufgrund barokliner Prozesse zusammengefaßt.

Der zugehörige Divergenzoperator ist dann

$$\nabla = \left[\frac{\partial}{\partial x}, \frac{1}{\cos \phi} \frac{\partial}{\partial y} \cos \phi, \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \rho_0}{\partial z} \right] \quad (\text{Gl. 3.9})$$

mit

$$dx = a \cos \phi d\lambda, \quad dy = a d\phi \quad (\text{Gl. 3.10})$$

wobei λ und ϕ die geographische Länge und Breite sowie a den Erdradius darstellen. Die Vertikalkoordinate z ist

$$z = \log \left(\frac{1000 hPa}{p} \right) \quad (\text{Gl. 3.11})$$

so daß die Luftdichte als Funktion der Vertikalkoordinate gemäß

$$\rho_0 = \rho (1000 hPa) e^{-z} \quad (\text{Gl. 3.12})$$

gegeben ist. Die statische Stabilität ist dann

$$S = \frac{\partial \Phi}{\partial z} + \kappa \Phi \quad (\text{Gl. 3.13})$$

mit

$$\Phi_z = RT, \quad \kappa = \frac{R}{c_p} \quad (\text{Gl. 3.14})$$

4. Phänomenologie der ausgewählten ENSO-Ereignisse

Während des zu untersuchenden Zeitraums zwischen 1979 und 1992 treten im tropischen Pazifik mehrmals sowohl positive als auch negative markante Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen auf. Im östlichen Teil des tropischen Pazifiks, dem sogenannten *Niño-3-Gebiet* (90-150°W, 5°S-5°N), sind drei komplette Zyklen mit negativen und darauffolgenden positiven Abweichungen ausgeprägt (Abb. 4.1). Die der vorliegenden Arbeit zugrundeliegende Auswahl der El Niño und La Niña Ereignisse ist auf der Grundlage der Ausprägung der SST-Anomalien in diesem Gebiet getroffen worden. Demnach sind die borealen Winter in den Jahren 1982/83, 1986/87 und 1991/92 durch El Niño Ereignisse und in den Jahren 1980/81, 1984/85 und 1988/89 durch La Niña Ereignisse beeinflusst.

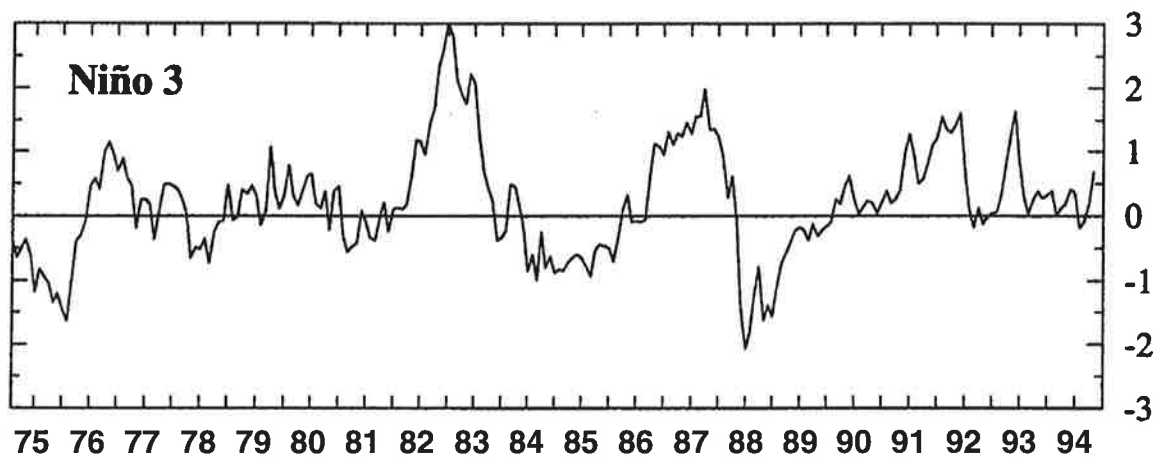


Abb. 4.1: Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen im Niño-3-Gebiet (90-150°W,5°S-5°N) für den Zeitraum zwischen 1975 und 1994 in [°C]. (nach Kousky et al., 1994)

In Abb. 4.2 und Abb. 4.3 sind die räumlichen Verteilungen der Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen für die drei ausgewählten El Niño bzw. La Niña Ereignisse dargestellt. Die Daten sind den in Kapitel 2.1 angegebenen Datensätzen entnommen, und die Abweichungen sind bezüglich der langjährigen jahreszeitlichen Mittelwerte über den Zeitraum von 1979 bis 1992 berechnet worden. Danach sind die positiven Abweichungen der Meeresoberflächentemperaturen während des El Niño Ereignisses im Jahr 1982/83 am stärksten ausgeprägt, die maximalen Anomalien von etwa 3,0°C liegen etwa zwischen 100 und 130° westlicher Länge auf Höhe des Äquators. Während der beiden anderen El Niño Ereignisse sind die Abweichungen von den langjährigen Mittelwerten geringer (etwa 1,4°C im Winter 1986/87 und etwa 2,2°C im Winter 1991/92), die maximalen Anomalien liegen jedoch weiter westlich im zentralen tropischen Pazifik zwischen 140 und 170°W. Während des La Niña Ereignisses im Jahr 1988/89 gleicht die räumliche Struktur der SST-Anomalien derjenigen während der beiden

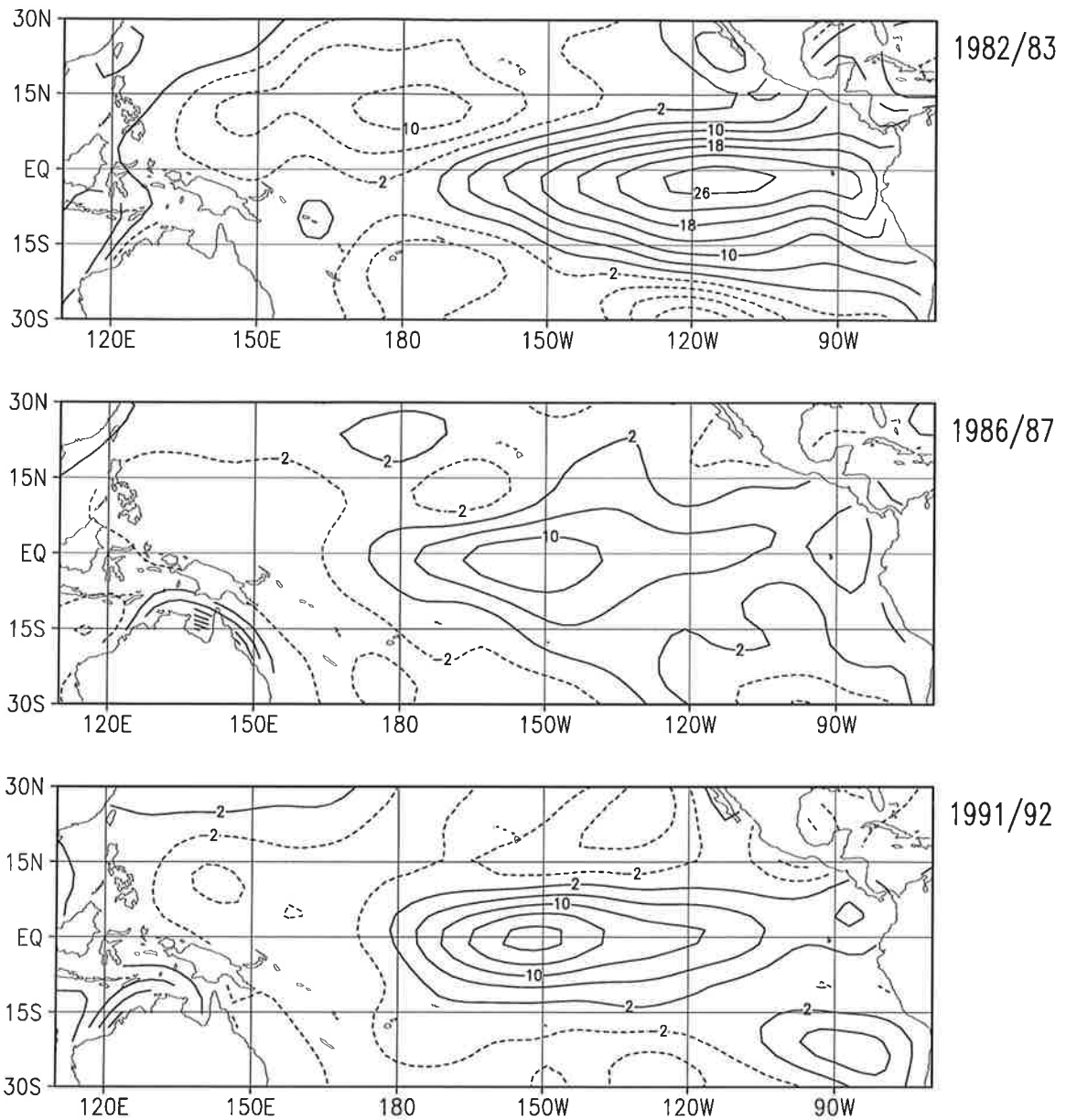


Abb. 4.2: Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen während der Wintermonate in den Jahren 1982/83, 1986/87 und 1991/92 (El Niño Ereignisse) in $[1/10 \text{ } ^\circ\text{C}]$. Das Konturintervall beträgt $0,4 \text{ } ^\circ\text{C}$.

jüngeren El Niño Ereignisse bei umgekehrtem Vorzeichen, die maximalen negativen Abweichungen betragen etwa $2,2 \text{ } ^\circ\text{C}$. Dagegen liegen während des La Niña Ereignisses im Jahr 1984/85 ähnlich wie während des vorhergehenden El Niño Ereignisses im Jahr 1982/83 die maximalen Abweichungen von etwa $1,4 \text{ } ^\circ\text{C}$ weiter östlich. Aber auch während des relativ schwach ausgeprägten La Niña Ereignisses im Jahr 1980/81 lassen sich im gesamten östlichen tropischen Pazifik negative SST-Anomalien von bis zu $1,0 \text{ } ^\circ\text{C}$ beobachten.

Im Bereich des tropischen Pazifiks sind während des borealen Winters zwei Gebiete durch

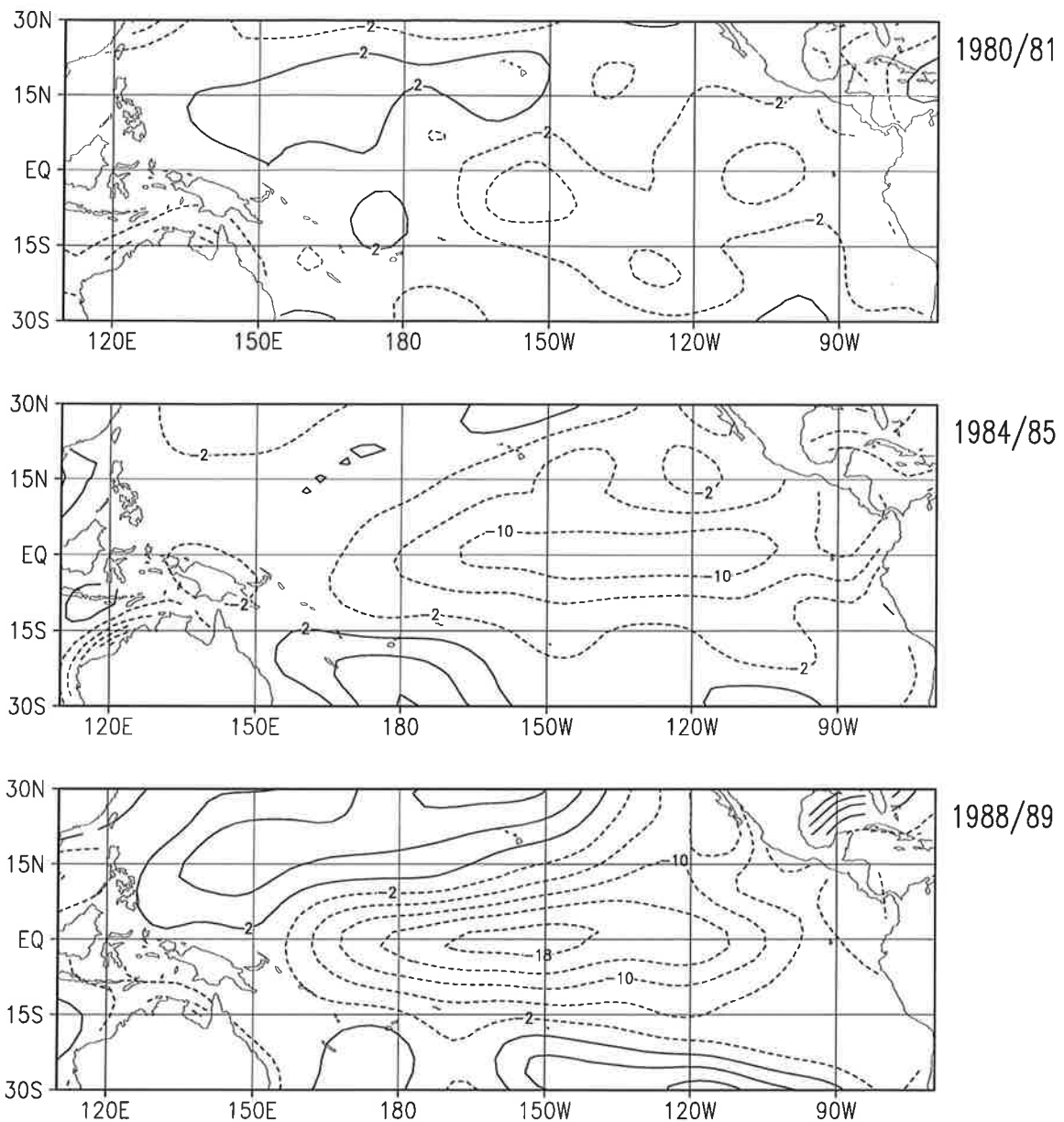


Abb. 4.3: Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen während der Wintermonate in den Jahren 1980/81, 1984/85 und 1988/89 (La Niña Ereignisse) in $[1/10 \text{ } ^\circ\text{C}]$. Das Konturintervall beträgt $0,4 \text{ } ^\circ\text{C}$.

kräftige Konvektion und damit einhergehende kräftige Niederschläge gekennzeichnet (Abb. 4.4). So liegt über dem östlichen tropischen Pazifik nördlich des Äquators ein Ausläufer der sogenannten *Innertropischen Konvergenzzone* (im Englischen: ITCZ). Über dem westlichen tropischen Pazifik ist die sogenannte *Südpazifische Konvergenzzone* (im Englischen: SPCZ) ausgeprägt, die sich beginnend bei Indonesien südostwärts über den tropischen Pazifik erstreckt. Die starke Konvektion in diesen beiden Regionen ist die Folge der Konvergenz der Passatwinde im Zusammenspiel mit dem relativ warmen Oberflächenwasser in diesem Bereich des tropischen Pazifiks. Während eines El Niño Ereignisses rückt die ITCZ näher an den

Äquator heran, und die SPCZ verlagert sich in nordöstlicher Richtung (siehe z.B. *Liebmann und Hartmann, 1982*). Die beiden Konvergenzzonen fallen dann über dem westlichen tropischen Pazifik zusammen, und der Bereich großräumiger Konvektion erstreckt sich entlang des Äquators bis in Regionen östlich der Datumsgrenze.

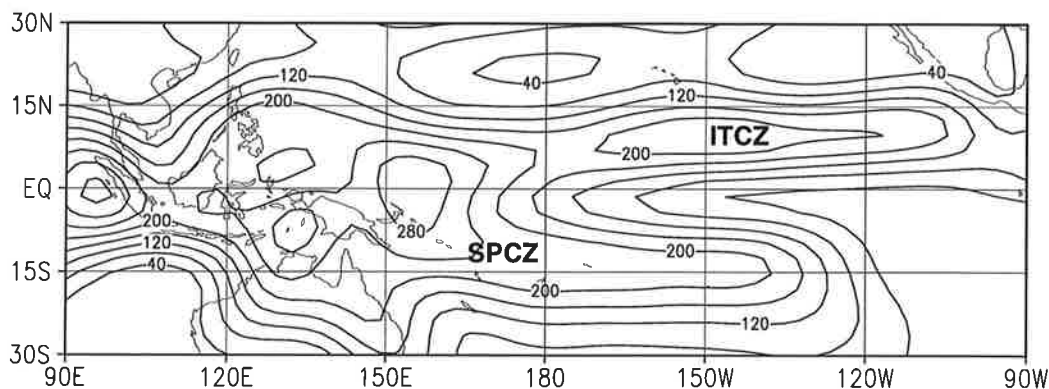


Abb. 4.4: Jahreszeitliche Mittelwerte des Niederschlags während der Wintermonate nach den Simulationen mit variierenden SST. Das Konturintervall beträgt 40 mm/Monat.

In den Simulationen mit ECHAM3 läßt sich diese charakteristische Verlagerung der beiden Konvergenzzonen während der beiden jüngeren El Niño Ereignisse in den Jahren 1986/87 und 1991/92 erkennen. Die räumlichen Verteilungen der Niederschlagsanomalien zeigen daher während dieser beiden Winter eine kräftige Zunahme der Niederschläge über dem zentralen tropischen Pazifik und eine Abnahme über Indonesien (*Abb. 4.5*). Im Winter 1991/92 liegt das Gebiet mit der stärksten Zunahme der Niederschläge etwa 20° weiter östlich als im Winter 1986/87. Über dem östlichen tropischen Pazifik kommt es unmittelbar nördlich des Äquators zu verstärkten Regenfällen, weiter polwärts ist ihre Intensität abgeschwächt. Die ausgeprägten positiven Abweichungen der Niederschläge im zentralen Pazifik und die negativen Abweichungen in den westlichen Gebieten belegen die Verlagerung des aufsteigenden Astes der Walkerzirkulation vom Indonesischen Archipel in die Region über dem zentralen tropischen Pazifik. Im Winter 1982/83, während dessen die maximalen SST-Anomalien im östlichen Pazifik auftreten, zeigen die Simulationen dagegen eine generelle Zunahme der Niederschläge über dem gesamten tropischen Pazifik in den Gebieten nahe des Äquators. Am stärksten ist die positive Abweichung über dem östlichen Teil des tropischen Pazifiks etwa zwischen 110 und 140° westlicher Länge, wo auch die Abweichungen der Meeresoberflächentemperaturen besonders kräftig sind (vgl. *Abb. 4.2*). Im Gegensatz zu den beiden jüngeren El Niño Ereignissen verlagert sich im Winter 1982/83 der aufsteigende Ast der Walkerzirkulation nicht in den Bereich über dem zentralen tropischen Pazifik, stattdessen treten auch über Indonesien verstärkt Niederschläge auf.

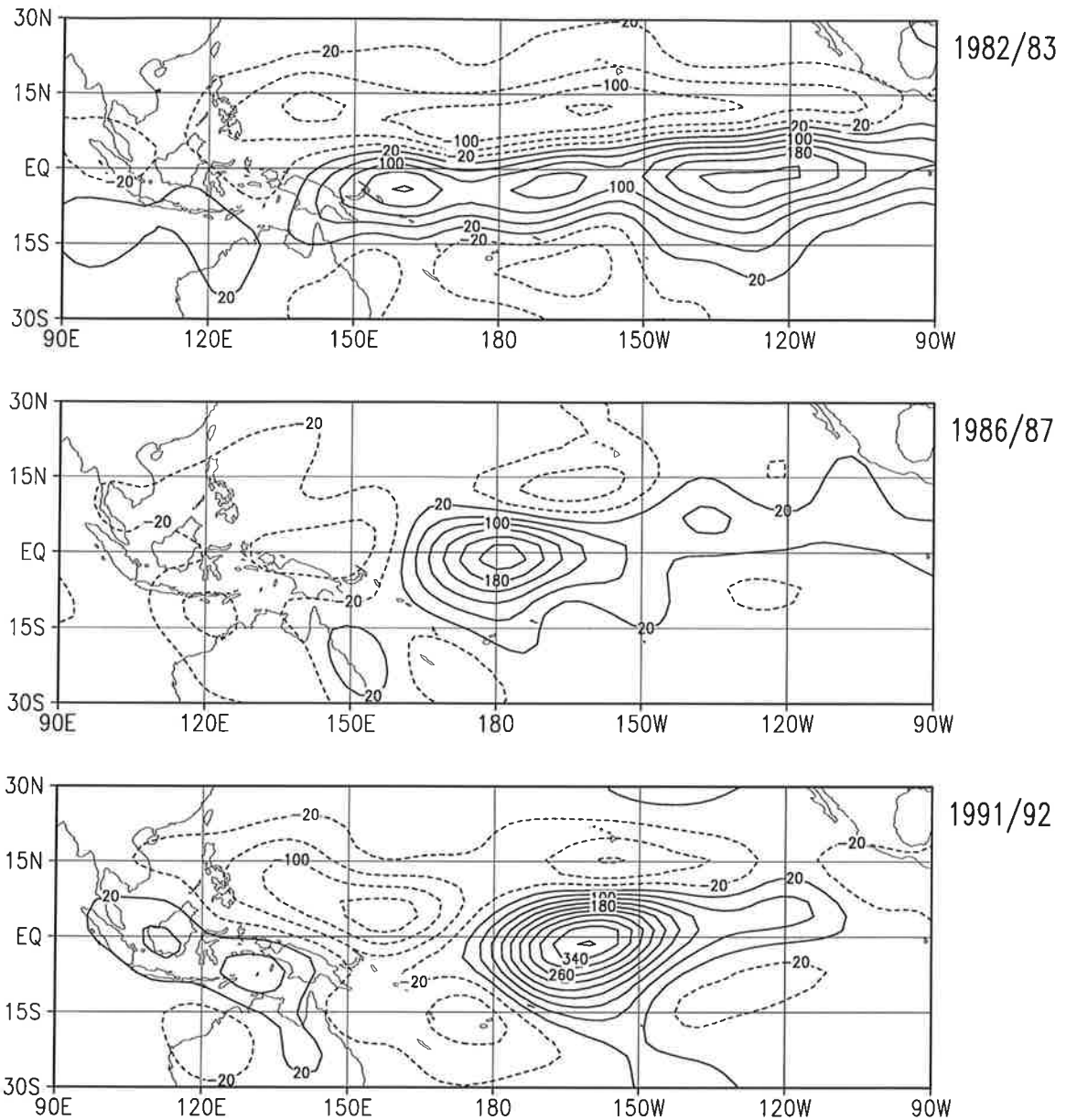


Abb. 4.5: Anomalien des Niederschlags während der Wintermonate in den Jahren 1982/83, 1986/87 und 1991/92 (El Niño Ereignisse) nach den Simulationen mit variierenden SST. Das Konturintervall beträgt 40 mm/Monat.

Obwohl die Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen während dieses El Niño Ereignisses weitaus stärker ausgeprägt sind als während der beiden jüngeren, ist die Zunahme der Niederschläge gegenüber den beiden anderen Ereignissen verhältnismäßig gering. Offenbar hängt die Stärke der Niederschlagsanomalien nicht direkt von der Stärke der SST-Anomalien ab, sondern vielmehr von den absoluten Temperaturen an der Meeresoberfläche. Denn im westlichen und zentralen tropischen Pazifik, wo die Temperaturen des Oberflächenwassers generell recht hoch sind, führen die positiven SST-Anomalien zu einer deutlich stärkeren Zunahme der Niederschläge als weiter östlich, wo die Meeresoberflächentemperaturen im Mittel etwa 3 bis

ENSO: THE OCEAN-TO-ATMOSPHERE CONNECTION

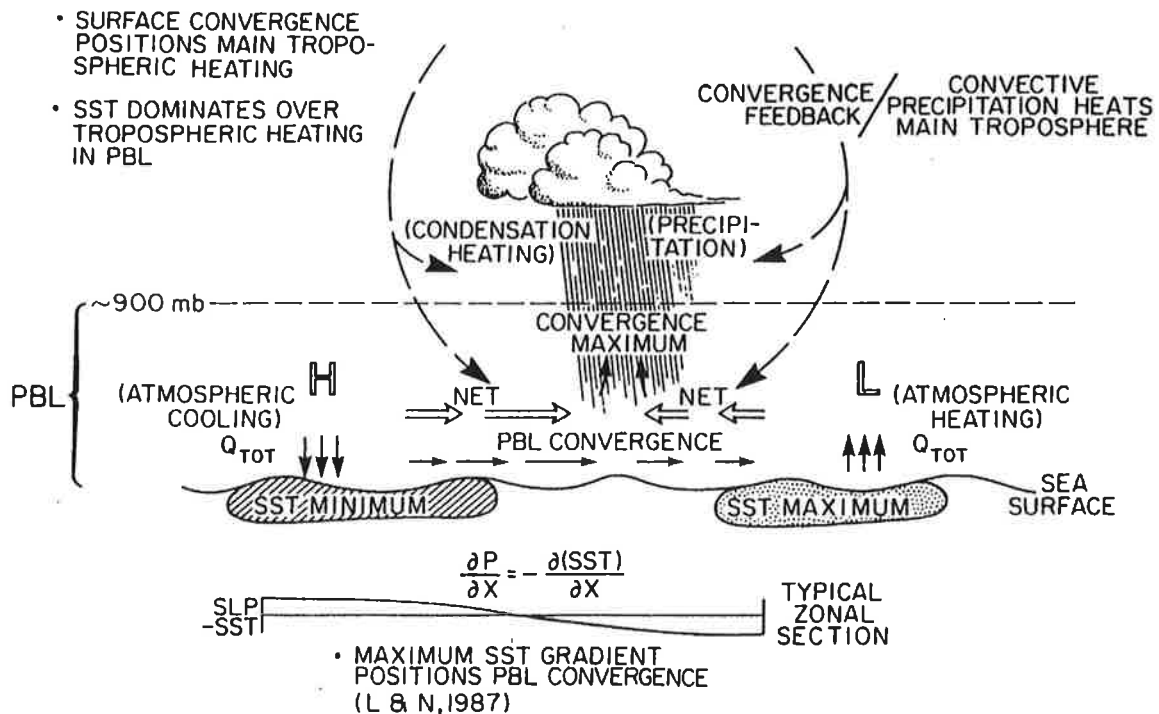


Abb. 4.6: Schematische Darstellung der Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre während eines El Niño Ereignisses. Der Gradient der Meeresoberflächentemperaturen führt zur Ausbildung einer Konvergenzzone in der atmosphärischen Grenzschicht (PBL), durch die die Lage des Gebietes, in dem die latente Wärme im wesentlichen freigesetzt wird, bestimmt ist. Aufgrund dieser Erwärmung kommt es zur Ausbildung einer hochreichenden sekundären Zirkulationszelle, die zu einer Stabilisierung der Strömungsverhältnisse in der atmosphärischen Grenzschicht führt. (aus *Barnett et al.*, 1991).

4°C tiefer liegen. Allerdings reicht die Annahme, wonach die heftigen Regenfälle über Regionen auftreten, wo die Meeresoberflächentemperaturen einen Wert von 28°C überschreiten (*Graham und Barnett, 1987*), zur Erklärung dieses Zusammenhangs nicht aus. Mit Hilfe von Modellsimulationen (siehe z.B. *Shukla und Wallace, 1983*) konnte vielmehr gezeigt werden, daß die Niederschlagsanomalien in erster Linie von der Konvergenz der Feuchteflüsse in der atmosphärischen Grenzschicht und weniger von den lokalen Anomalien der Verdunstung abhängen. *Barnett et al. (1991)* schlossen diesen Prozeß in ihre Erklärung der Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre während eines El Niño Ereignisses ein (*Abb. 4.6*). Danach wird in den Gebieten, wo die Temperaturen des Oberflächenwassers hoch sind, Energie vom Ozean an die Atmosphäre abgegeben, umgekehrt nimmt der Ozean dort, wo die Meeresoberflächentemperaturen niedrig sind, Energie auf. Die Folge ist eine lokale Erwärmung bzw. Abkühlung innerhalb der atmosphärischen Grenzschicht, mit der eine lokale Abnahme des Luftdrucks in dem Gebiet mit hohen Meeresoberflächentemperaturen und eine lokale Zunahme des Luftdrucks in der Region, wo die niedrigen Temperaturen des Oberflächenwas-

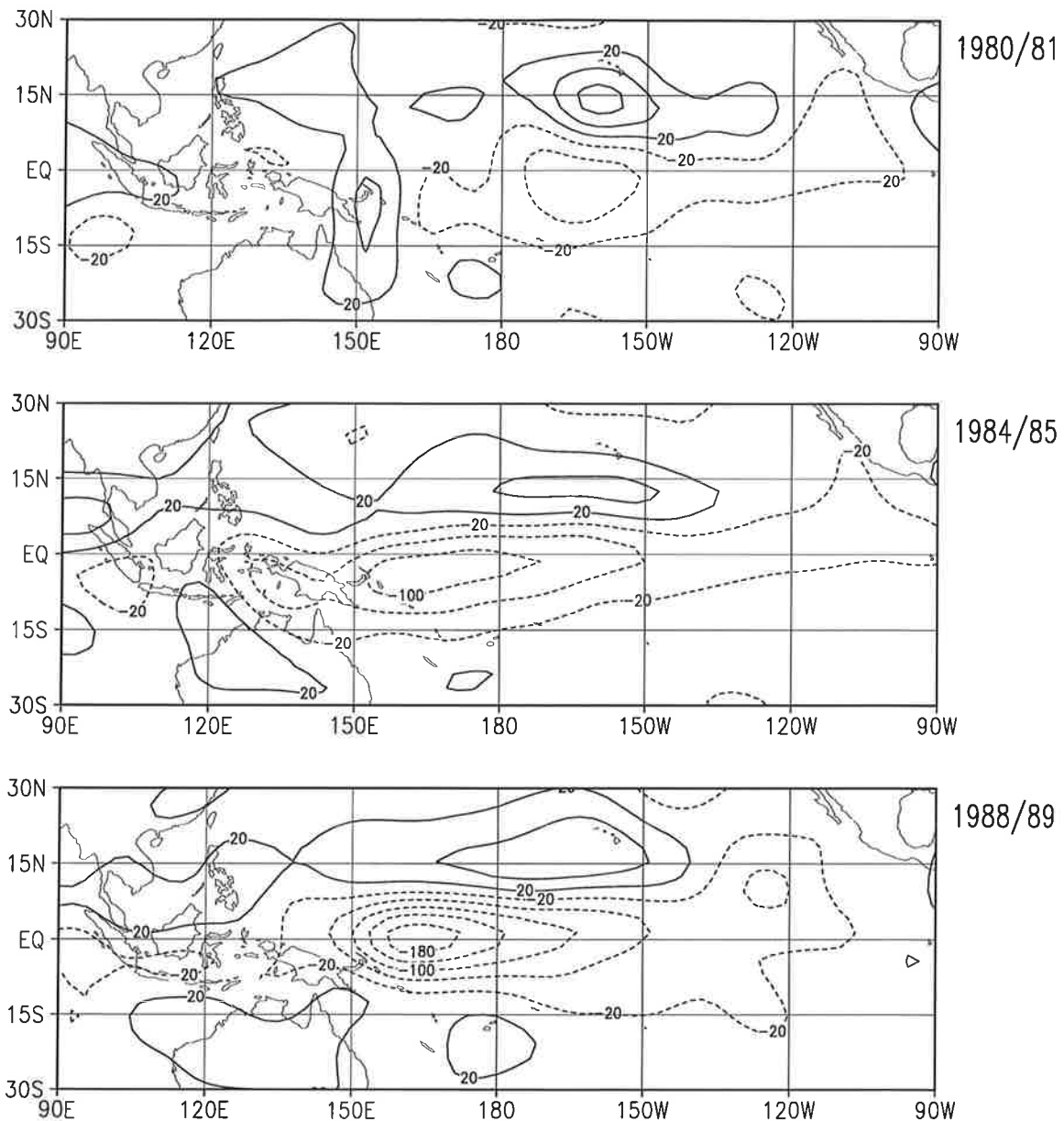


Abb. 4.7: Anomalien des Niederschlags während der Wintermonate in den Jahren 1980/81, 1984/85 und 1988/89 (La Niña Ereignisse) nach den Simulationen mit variierenden SST. Das Konturintervall beträgt 40 mm/Monat.

sers auftreten, einhergehen. Infolge dieses Druckgradienten bildet sich in der atmosphärischen Grenzschicht eine Strömung aus, die außerhalb der Region mit den höchsten Temperaturen konvergiert. Erst in dieser Konvergenzzone wird die latente Wärme im wesentlichen freigesetzt, so daß die Troposphäre überwiegend indirekt infolge der positiven SST-Anomalien erwärmt wird (Lindzen und Nigam, 1987). Aufgrund dieser Erwärmung kommt es dann zur Ausbildung einer hochreichenden sekundären Zirkulationszelle, die zu einer Stabilisierung der Strömungsverhältnisse in der atmosphärischen Grenzschicht führt.

Während der einzelnen La Niña Ereignisse zeigen die Simulationen über dem gesamten pazifischen Becken eine Abnahme der Niederschläge in den Gebieten nahe des Äquators (*Abb. 4.7*). Weiter entfernt vom Äquator, vor allem im Bereich der ITCZ über dem östlichen tropischen Pazifik, sind die Regenfälle dann stärker als gewöhnlich. Während der beiden jüngeren La Niña Ereignisse in den Jahren 1984/85 und 1988/89 ist die Abnahme der Niederschläge in den Gebieten westlich der Datumsgrenze am kräftigsten ausgeprägt, ein Indiz für die mit der Abkühlung des Oberflächenwassers in diesem Bereich einhergehende Abschwächung der Konvektion im aufsteigenden Ast der Walkerzirkulation.

Wegen der Schwierigkeit der Messung des Niederschlags über dem tropischem Pazifik sollen zum Vergleich mit der realen Atmosphäre die Verteilungen der langwelligen Abstrahlung (im Englischen: OLR) herangezogen werden. Diese Größe, die aus Satellitenmessungen abgeleitet wird, kann in den Tropen als Maß für die im wesentlichen konvektiven Niederschläge angesehen werden. In *Abb. 4.8* sind daher die Anomalien der OLR, wie sie vom Modell simuliert werden, für die drei El Niño Ereignisse sowie das kräftige La Niña Ereignis im Jahr 1988/89 dargestellt. *Abb. 4.9* zeigt die entsprechenden Verteilungen für die reale Atmosphäre. Dabei entsprechen negative Anomalien der OLR einer Zunahme der Niederschläge und positive Anomalien einer Abnahme der Regenfälle. Danach reproduziert das Zirkulationsmodell mit Ausnahme des El Niño Ereignisses im Jahr 1982/83 die Verteilung der Niederschlagsanomalien, d.h. die Lage der markanten positiven und negativen Abweichungen von den klimatologischen Mittelwerten, realistisch. Jedoch lassen sich während der beiden jüngeren El Niño Ereignisse einige Unterschiede hinsichtlich ihrer Stärke feststellen. So ist in der realen Atmosphäre die Zunahme der Niederschläge über dem tropischen Pazifik während des El Niño Ereignisses im Jahr 1986/87 stärker ausgeprägt als im Winter 1991/92. In den Simulationen ist das Verhältnis umgekehrt und entspricht damit der durch die SST-Anomalien vorgegebenen Tendenz (vgl. *Abb. 4.2*). Diese Diskrepanz könnte die Folge niederfrequenter Schwankungen sein, die die Intensität der Konvektion im gesamten Bereich des Indischen und Pazifischen Ozeans beeinflussen und zu solchen Variationen der Niederschlagsanomalien über dem zentralen tropischen Pazifik während dieser beiden El Niño Ereignisse führen können. Während des La Niña Ereignisses im Winter 1988/89 stimmen die Simulationen sehr gut mit den Beobachtungen überein, wohingegen die Zunahme der Niederschläge über dem östlichen tropischen Pazifik während des El Niño Ereignisses im Jahr 1982/83 in den Simulationen klar unterschätzt wird. Ferner liegen die stärksten positiven Anomalien um etwa 20° weiter östlich als in den Beobachtungen. Dies ist vermutlich darauf zurückzuführen, daß die Struktur der Niederschlagsanomalien im tropischen Pazifik während dieses ENSO-Ereignisses vom Zirkulationsmodell nicht der Realität entsprechend reproduziert werden (vgl. *Abb. 4.5*). Denn Beobachtungen zeigen im Unterschied zu den Simulationen während dieses Ereignisses die Verschiebung des Bereichs stärkster Konvektion in die Region zwischen 140 und 160° westlicher Länge, wohingegen die Konvektion über dem westlichen tropischen Pazifik, insbesondere

über Indonesien, deutlich abgeschwächt erscheint (siehe z.B. *Fennessy und Shukla, 1988*).

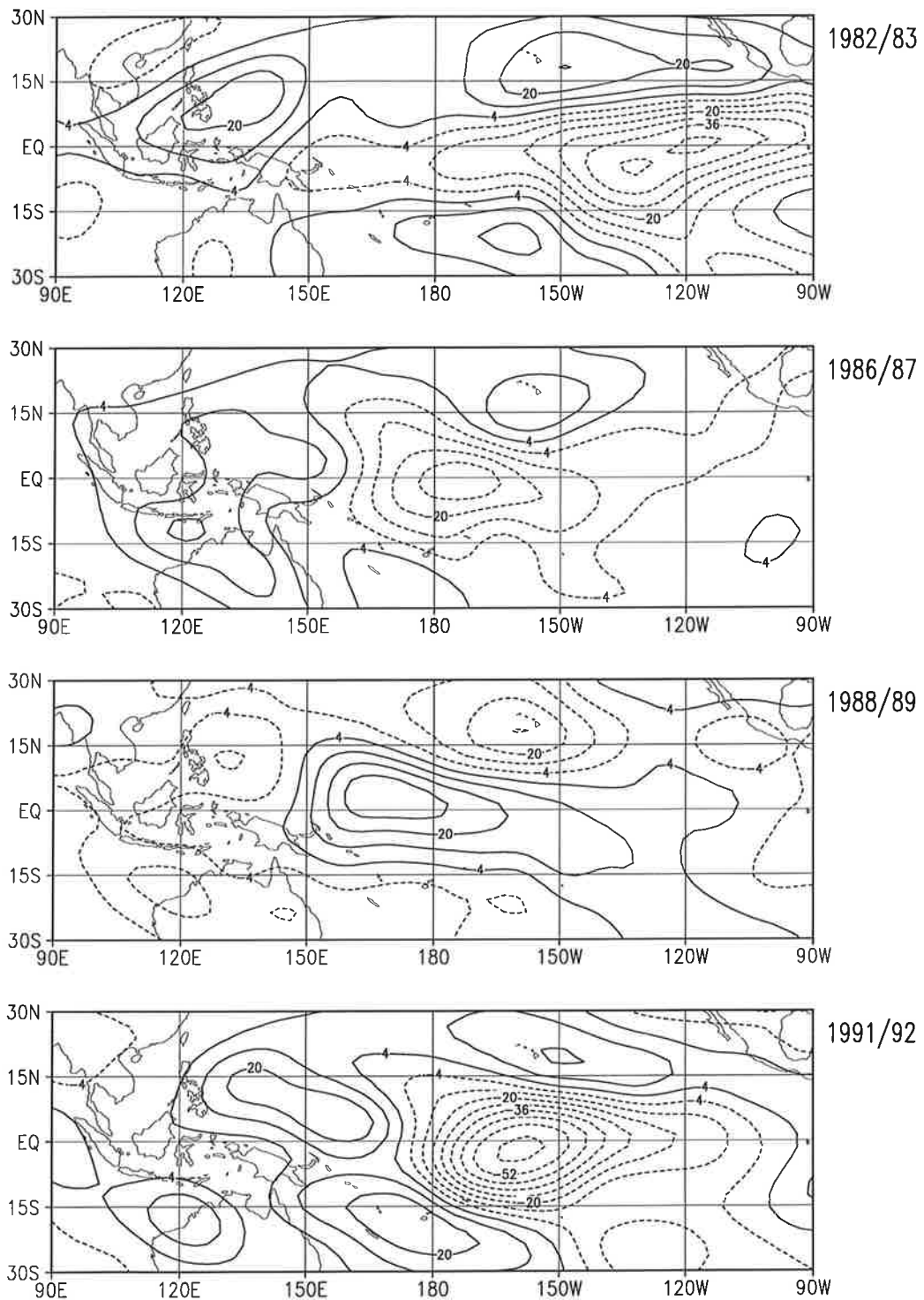


Abb. 4.8: Anomalien der langwelligen Ausstrahlung während der Wintermonate in den Jahren 1982/83, 1986/87, 1988/89 und 1991/92 (ENSO-Ereignisse) nach den Simulationen mit variierenden SST. Das Konturintervall beträgt 8 Watt/m².

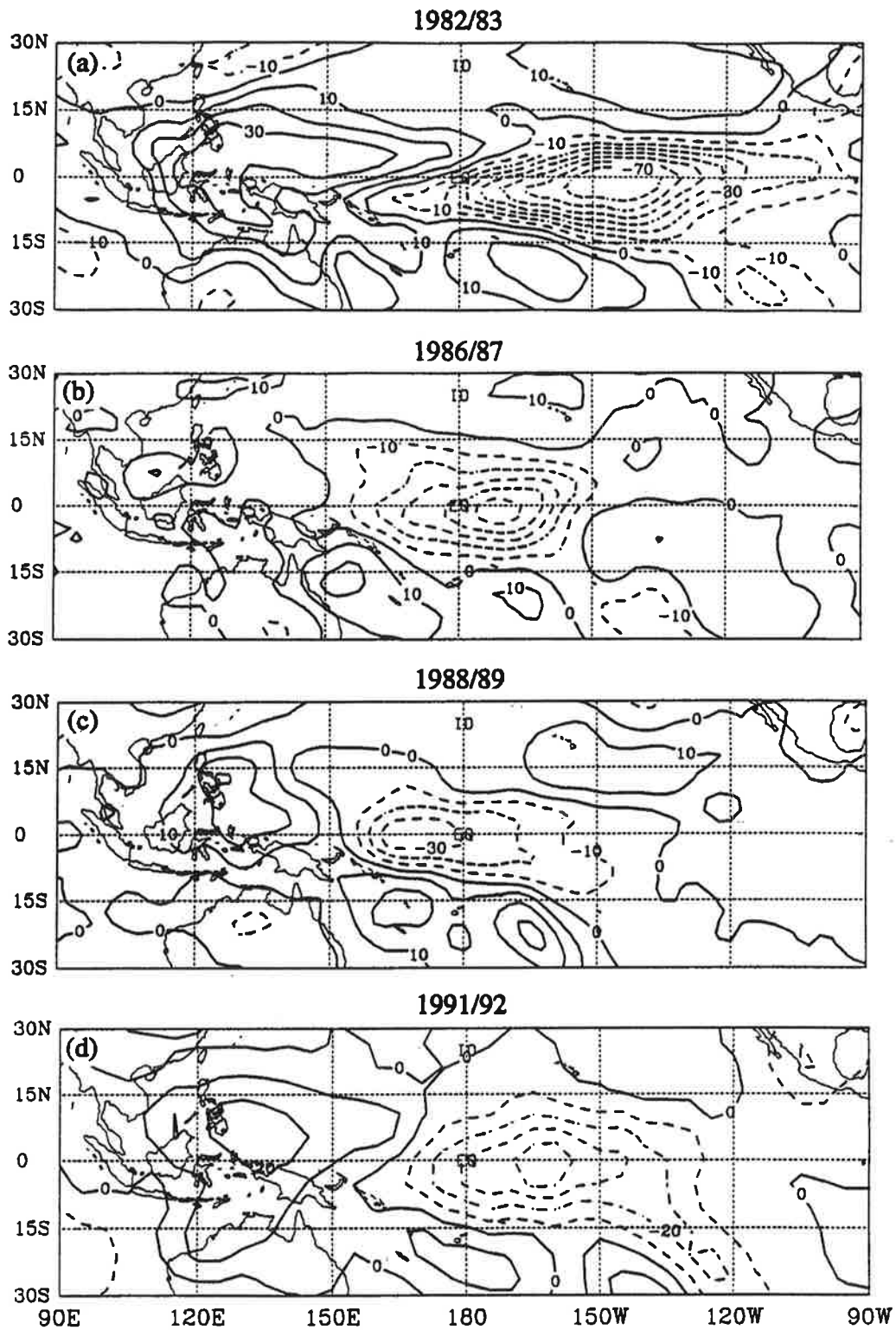


Abb. 4.9: Anomalien der langwelligen Ausstrahlung während der Wintermonate in den Jahren 1982/83, 1986/87, 1988/89 und 1991/92 (ENSO-Ereignisse) nach Beobachtungen. Das Konturintervall beträgt 10 Watt/m². Die Werte für den Winter 1988/89 (La Niña Ereignis) sind mit dem Faktor -1 multipliziert. (aus Hoerling und Ting, 1994)

5. Mittlere Strömung

In diesem Kapitel sollen die Auswirkungen der markanten Änderungen der Meeresoberflächentemperaturen, die im tropischen Pazifik in Zusammenhang mit der Southern Oscillation auftreten, auf die mittlere Strömung in den mittleren und hohen Breiten der Nordhalbkugel untersucht werden. Dazu werden räumliche Verteilungen der jahreszeitlichen Mittelwerte des Geopotentials im Niveau 500 hPa während des borealen Winters betrachtet.

Zunächst soll abgeschätzt werden, inwieweit das Zirkulationsmodell in der Lage ist, die mittlere Strömung in den Extratropen zu reproduzieren, und inwieweit sich die mittlere Strömung in den Simulationen mit variierenden und festgeschriebenen Meeresoberflächentemperaturen unterscheidet (siehe Kapitel 2.1). Dazu werden die klimatologischen Mittelwerte des Geopotentials der beiden Sets von Simulationen mit ECHAM3 und der Analysen des ECMWF miteinander verglichen (*Abb. 5.1*). Die Mittelwerte sind über den gesamten Untersuchungszeitraum berechnet worden, d.h. die Wintermonate der Jahre 1979/80 bis 1991/92. Im Falle der Simulationen sind die Werte des Geopotentials zusätzlich über die fünf (variierende SST) bzw. zwei Realisierungen (festgeschriebene SST) gemittelt worden.

Danach zeigen die Simulationen die gleichen typischen Merkmale der mittleren Geopotentialverteilung wie die Analysen. So sind sowohl die markanten Tröge über den östlichen Teilen Asiens und Nordamerikas sowie über Osteuropa als auch die Rücken über der Westküste Nordamerikas und über Westeuropa ausgeprägt. Jedoch lassen sich auch Diskrepanzen bei wichtigen Details erkennen. So ist in den Simulationen (*Abb. 5.1b*) der Rücken über dem westlichen Teil Nordamerikas nur schwach ausgeprägt, und der Trog über dem östlichen Teil des Kontinents ist nach Osten verschoben. Ferner ist der Trog über Osteuropa zu schwach ausgeprägt. Die Folge ist eine recht starke südliche Strömungskomponente über dem nordöstlichen Atlantik, wohingegen in den Analysen in dieser Region eine westliche Strömung vorherrscht (*Abb. 5.1a*). Dafür verantwortlich zeichnet in erster Linie wohl die dem Modell vorgegebene mittlere Orographie, so daß die Höhe der großen Gebirgszüge auf der Nordhalbkugel unterschätzt wird. Infolgedessen wird auch die Amplitude der durch die großen Gebirgszüge angeregten stationären Welle der zonalen Wellenzahl 3, die die Verteilung der Rücken und Tröge in der Höhenströmung während des Winters bestimmt, gegenüber der realen Atmosphäre unterschätzt. Aber auch der Parametrisierung der Effekte der von den Gebirgszügen angeregten Schwerewellen kommt in diesem Zusammenhang größere Bedeutung zu (*Roeckner et al., 1992*).

In den Simulationen mit festgeschriebenen SST (*Abb. 5.1c*) läßt sich im Vergleich zu den Simulationen mit variierenden SST über dem nördlichen Pazifik eine Zunahme und über dem

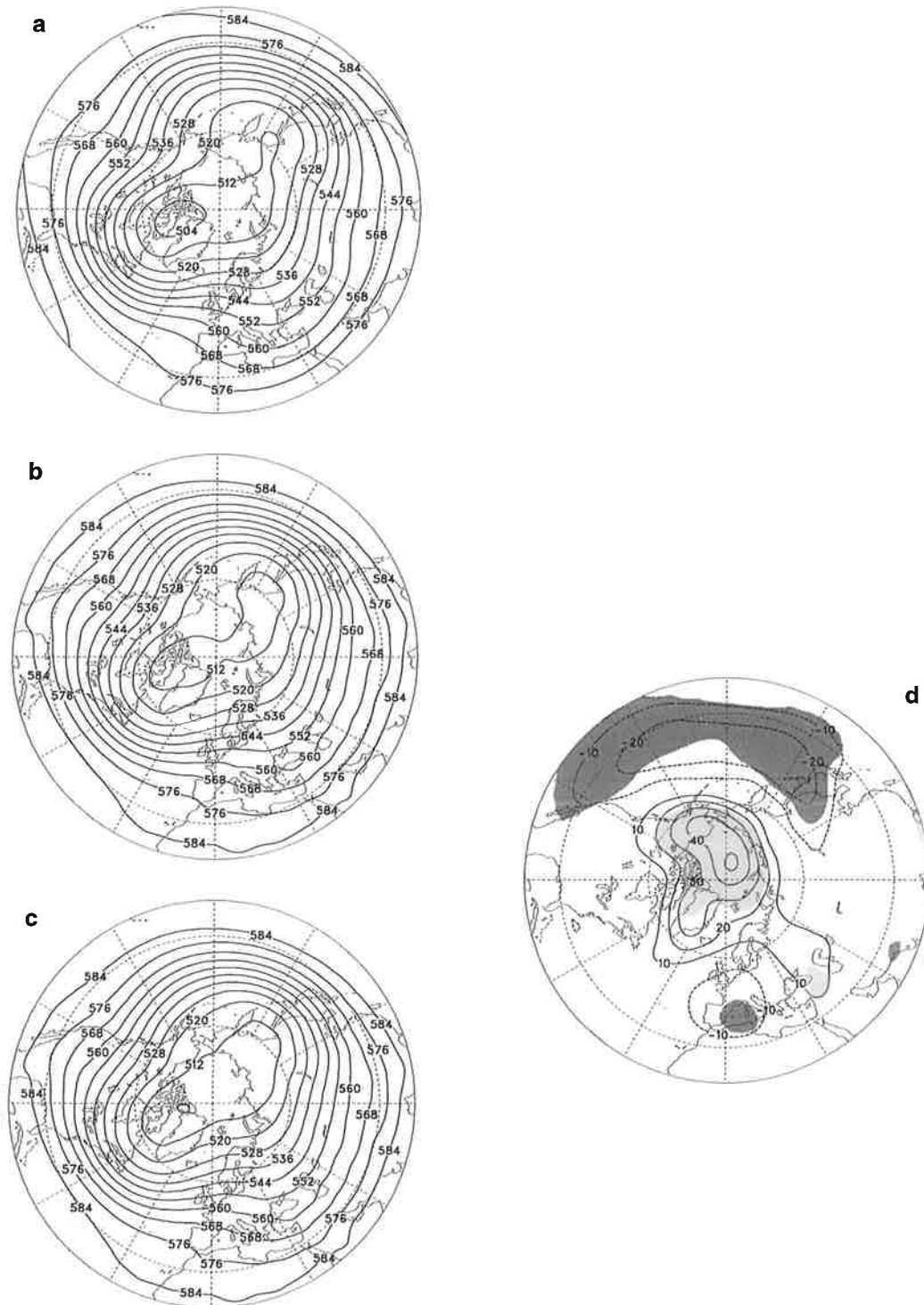


Abb. 5.1: Jahreszeitliche Mittelwerte des Geopotentials in 500 hPa während der Wintermonate nach den ECMWF-Analysen (a) und den Simulationen mit variierenden (b) und festgeschriebenen SST (c) in [gpdm]. Das Konturintervall beträgt 80 gpm. Ferner die Differenz der jahreszeitlichen Mittelwerte zwischen den Simulationen mit variierenden und festgeschriebenen SST (d). Das Konturintervall beträgt 10 gpm. Die Signifikanz der Differenzen auf dem 95%-Niveau ist durch die Schattierung gekennzeichnet. Positive signifikante Abweichungen sind hell, negative dunkel schattiert.

nordamerikanischen Kontinent eine Abnahme des Geopotentials erkennen (*Abb. 5.1d*). Somit kommt es zu einer Abschwächung des Trops über dem östlichen Pazifik, aber auch des Rückens über dem westlichen Teil Nordamerikas, so daß die Höhenströmung in diesem Bereich einen stärkeren zonalen Charakter aufweist. Die Abnahme des Geopotentials im Falle festgeschriebener SST setzt sich von Nordamerika aus über den nördlichen Atlantik hin fort. Die Folge ist eine Verstärkung des Trops über dem östlichen Teil Nordamerikas, am Boden läßt sich die Intensivierung des Islandtiefs beobachten. Weiter stromabwärts erscheinen der Rücken über Westeuropa, aber auch der Trog über Osteuropa verstärkt.

Zur Beschreibung der Auswirkungen der markanten SST-Anomalien auf die mittlere Strömung werden in *Abb. 5.2* zum einen die Komposita für die El Niño und die La Niña Ereignisse sowie deren Differenz gezeigt. Die verschiedenen ENSO-Ereignisse sind dabei nach den in Kapitel 4 angegebenen Gesichtspunkten ausgewählt worden. Zum anderen sind in der Abbildung jeweils die Differenzen dieser beiden Komposita und dem für die Kontrollfälle berechneten Kompositum enthalten. In letzteres gehen alle Winter ein, die nicht durch ein ENSO-Ereignis beeinflusst sind. Neben den Differenzen selbst ist in den betreffenden Darstellungen deren Signifikanz auf dem 97,5%-Niveau durch die Schattierung gegeben. Positive signifikante Abweichungen sind dabei hell, negative dunkel schattiert. Die Signifikanz wird nach einem zweiseitigen t-Test bestimmt (siehe z.B. *Essenwanger, 1986*). Als Nullhypothese wird angenommen, daß die Mittelwerte der verschiedenen Komposita nicht unterschieden werden können. Der t-Wert und die Anzahl der Freiheitsgrade werden nach der von *Welch (1938, 1947)* vorgeschlagenen Methode berechnet.

Infolge der Verstärkung und der Verlagerung des Strahlstroms über dem nördlichen Pazifik äquatorwärts (vgl. *Abb. 7.1a*) kommt es in dieser Region während der El Niño Ereignisse zur Abnahme des Geopotentials (*Abb. 5.2d*). Über dem östlichen Pazifik ist ein Trog in der Höhenströmung ausgeprägt, am Boden läßt sich die Intensivierung des Aleutentiefs beobachten (*Abb. 5.2a*). Weiter stromabwärts über dem westlichen Teil Kanadas bildet sich ein Rücken in der Höhenströmung aus, erkennbar an einer Erhöhung des Geopotentials in diesem Gebiet. Über dem Südosten der USA läßt sich dann wieder eine Abnahme des Geopotentials beobachten. Damit entspricht der stationäre Response in dieser Region weitgehend der positiven Phase des von *Wallace und Gutzler (1981)* beschriebenen Pazifisch-Nordamerikanischen- bzw. PNA-Musters. Dieses Ergebnis steht in Einklang mit einer Vielzahl von Beobachtungen (siehe z.B. *Horel und Wallace, 1981; van Loon und Madden, 1981; van Loon und Rogers, 1981*). Es konnte auch von verschiedenen Zirkulationsmodellen, denen SST-Anomalien oder die mit der veränderten Verteilung der Niederschläge einhergehenden Anomalien des Wärmeeintrags in die Atmosphäre vorgegeben werden, erfolgreich reproduziert werden (siehe z.B. *Lau und Nath, 1994; Ferranti et al., 1994*). Während der La Niña Ereignisse läßt sich dagegen über

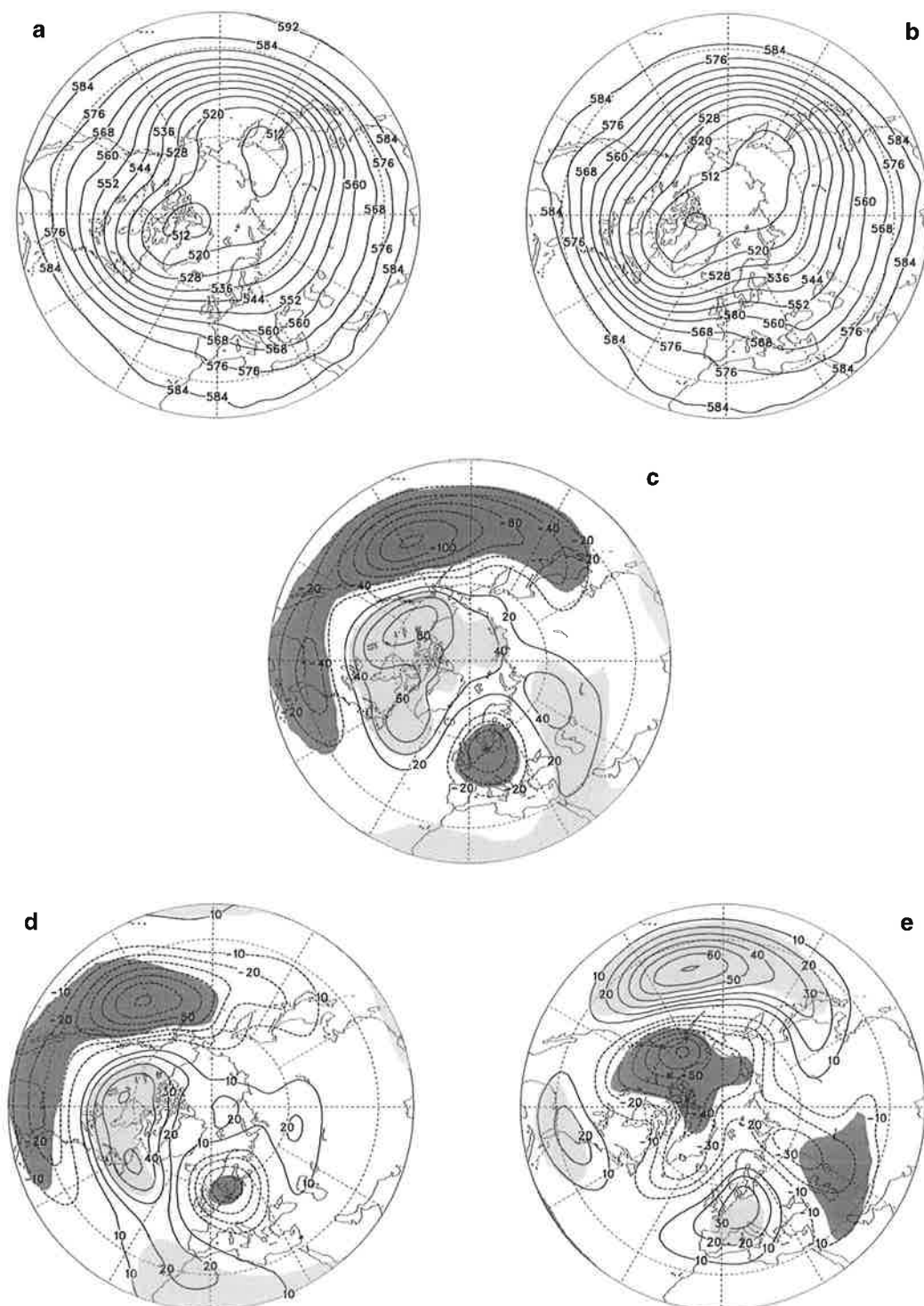


Abb. 5.2: Jahreszeitliche Mittelwerte des Geopotentials in 500 hPa während der Wintermonate nach den Simulationen mit variierenden SST für die El Niño (a) und die La Niña Ereignisse (b) in [gpm]. Das Konturintervall beträgt 80 gpm. Ferner die Differenzen der jahreszeitlichen Mittelwerte zwischen den El Niño und den La Niña Ereignissen (c) sowie zwischen den El Niño Ereignissen und den Kontrollfällen (d) und zwischen den La Niña Ereignissen und den Kontrollfällen (e). Das Konturintervall beträgt 20 (c) bzw. 10 gpm (d,e). Die Signifikanz der Differenzen auf dem 97,5%-Niveau ist durch die Schattierung gekennzeichnet. Positive signifikante Abweichungen sind hell, negative dunkel schattiert.

dem nördlichen Pazifik eine Zunahme und über dem westlichen Teil Nordamerikas eine Abnahme des Geopotentials feststellen (*Abb. 5.2e*). Somit kommt es zur Abschwächung des Trogs über dem östlichen Pazifik, aber auch des Rückens über dem westlichen Teil Nordamerikas, und die Höhenströmung nimmt in diesem Bereich einen stärkeren zonalen Charakter an (*Abb. 5.2b*). Über dem Südosten der USA sind die Werte des Geopotentials gegenüber den Kontrollfällen erhöht. Damit ähnelt der stationäre Response während der La Niña Ereignisse im pazifisch-nordamerikanischen Gebiet der negativen Phase des PNA-Musters, wiederum in Übereinstimmung mit Beobachtungen (siehe z.B. *van Loon und Madden, 1981*). Während der La Niña Ereignisse sind jedoch die stärksten Abweichungen über dem nördlichen Pazifik und dem westlichen Teil Nordamerikas im Vergleich zu den El Niño Ereignissen um etwa 20° westwärts verschoben. Die Beträge der Abweichungen gegenüber den Kontrollfällen sind während der warmen und der kalten ENSO-Ereignisse etwa gleich groß.

Während der El Niño Ereignisse setzt sich die Zunahme des Geopotentials von Nordamerika aus über den nördlichen Atlantik hin fort (*Abb. 5.2d*). Damit geht eine Erhöhung des Luftdrucks einher, insbesondere in der Region südlich von Grönland. Weiter stromabwärts läßt sich über West- und Mitteleuropa eine Abnahme des Geopotentials, über dem östlichen Teil Europas jedoch eine Zunahme beobachten. Die Folge ist die Verlagerung des Trogs über Osteuropa in westlicher Richtung (*Abb. 5.2a*). Dagegen nimmt das Geopotential während der La Niña Ereignisse über dem nördlichen Atlantik ab (*Abb. 5.2e*). In der Höhenströmung kommt es zur Verstärkung des Trogs über dem östlichen Teil Nordamerikas (*Abb. 5.2b*), am Boden läßt sich die Intensivierung des Islandtiefs beobachten. Weiter stromabwärts sind der Rücken über Westeuropa, aber auch der Trog über Osteuropa verstärkt. Sowohl während der warmen als auch während der kalten ENSO-Ereignisse sind die Abweichungen gegenüber den Kontrollfällen im atlantisch-europäischen Gebiet etwa halb so groß wie im pazifisch-nordamerikanischen Sektor. In der realen Atmosphäre läßt sich im atlantisch-europäischen Gebiet jedoch ein etwas anders strukturierter stationärer Response beobachten (siehe z.B. *van Loon und Rogers, 1981; Palmer und Anderson, 1994*). So zeigt sich eine in nord-südlicher Richtung orientierte Struktur ähnlich der Nordatlantik-Oszillation (NAO), die das Islandtief und das Azorenhoch einschließt. Dabei ist während der El Niño Ereignisse der Luftdruck über dem nördlichen Atlantik und Nordeuropa höher als während der La Niña Ereignisse, weiter südlich geringer. *Fraedrich und Müller (1992)*, in deren Untersuchung 26 El Niño und 22 La Niña Ereignisse eingehen, finden über Europa gegenläufige Anomalien des Luftdrucks je nachdem, ob sie warme oder kalte ENSO-Ereignisse zusammenfassen. Während der El Niño Ereignisse erstreckt sich ein zonales Band, in dem der Luftdruck relativ geringe Werte annimmt, von Irland bis ans Schwarze Meer. Weiter nördlich über Skandinavien und dem angrenzenden Teil Rußlands ist der Luftdruck erhöht. Während der La Niña Ereignisse nimmt der Luftdruck dagegen über West- und Mitteleuropa sowie dem Süden Skandinaviens niedrigere Werte an, nördlich davon höhere. Damit in Einklang steht die Beobachtung von *Fraedrich (1990)*,

wonach in Europa während der warmen ENSO-Ereignisse vermehrt zyklonale Großwetterlagen, während der kalten jedoch häufiger antizyklonale Großwetterlagen auftreten. Die Diskrepanz zwischen dem stationären Response, den die Simulationen mit ECHAM3 und die Beobachtungen im atlantisch-europäischen Sektor zeigen, läßt sich zum einen auf die weiter oben beschriebenen systematischen Fehler des Modells bei der Simulation der mittleren Zirkulation in diesem Bereich zurückführen. So wird durch die Verschiebung des Trogs über dem östlichen Teil Nordamerikas in östlicher Richtung das Gebiet südlich von Grönland stärker von den Anomalien der mittleren Strömung, die ihren Ausgang weiter stromaufwärts über dem nördlichen Pazifik haben, beeinflußt als in Wirklichkeit. Aber gerade das, was in dieser zyklonogenetisch aktiven Region passiert, bestimmt weitgehend das Wettergeschehen weiter stromabwärts. Zum anderen ähnelt der stationäre Response in den Simulationen, insbesondere auch im atlantisch-europäischen Sektor, in hohem Maße dem von Beobachtungen abgeleiteten führenden Eigenvektor der mittleren Geopotentialverteilung in 500 hPa (*Lau, 1981*). Offenbar neigt das Zirkulationsmodell dazu, diesen bevorzugten Mode der Atmosphäre aufzunehmen, weitere Moden, die in geringerem Maße zu den Schwankungen von Jahr zu Jahr beitragen, jedoch nicht. Während in einigen Modellsimulationen der in der realen Atmosphäre beobachtete stationäre Response im atlantisch-europäischen Gebiet erfolgreich reproduziert werden konnte (siehe z.B. *Palmer und Anderson, 1994*), erscheint in manchen jedoch ein gänzlich anderes Zirkulationsmuster (*Ferranti et al., 1994*).

Erinnert man sich der weiter oben beschriebenen Unterschiede der Verteilungen der jahreszeitlichen Mittelwerte des Geopotentials für die Simulationen mit variierenden und festgeschriebenen Meeresoberflächentemperaturen (vgl. *Abb. 5.1d*), fällt die große Ähnlichkeit mit den Unterschieden zwischen den Komposita für die El Niño und die La Niña Ereignisse (*Abb. 5.2c*) auf. So weist das Geopotential im Falle festgeschriebener SST genauso wie während der La Niña Ereignisse über dem nördlichen Pazifik sowie über dem westlichen Europa höhere Werte des Geopotentials auf, über den nördlichen Teilen des nordamerikanischen Kontinents sowie weiter stromabwärts über dem nördlichen Atlantik und Osteuropa jedoch geringere.

Die in *Abb. 5.2* gezeigten Differenzen der Komposita sind dem Signifikanztest zufolge über weiten Gebieten hochsignifikant. Die Änderung der mittleren Strömung, hier beschrieben durch die jahreszeitlichen Mittelwerte des Geopotentials in 500 hPa, während eines ENSO-Ereignisses unterscheidet sich demnach deutlich erkennbar von den Schwankungen der mittleren Strömung, die durch interne Prozesse verursacht werden. Damit ist jedoch noch nichts über die relative Stärke dieses Signals oder seine Vorhersagbarkeit gesagt. Im folgenden soll daher basierend auf den fünf individuellen Simulationen mit vorgegebenen variierenden SST (siehe Kapitel 2.1) dieses Signal genauer untersucht werden.

Dazu wird zunächst für jedes Jahr j der Mittelwert über die fünf verschiedenen Simulationen berechnet

$$\bar{A}_j = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N A_{ij} \quad (\text{Gl. 5.1})$$

mit $N=5$ für die Anzahl der Realisierungen. Die Variabilität, die mit den Änderungen der Meeresoberflächentemperaturen von Jahr zu Jahr einhergeht, ist dann

$$\sigma_E^2 = \frac{1}{M} \sum_{j=1}^M \left(\bar{A}_j - \bar{A} \right)^2 \quad (\text{Gl. 5.2})$$

mit $M=13$ für die Anzahl der Jahre, die eine Realisierung jeweils umfaßt. Damit ist das sogenannte *Signal* oder die *externe Variabilität* definiert. \bar{A} steht für den klimatologischen Mittelwert über alle Jahre und Realisierungen und folgt nach

$$\bar{A} = \frac{1}{M} \sum_{j=1}^M \bar{A}_j \quad (\text{Gl. 5.3})$$

Dieser Wert unterscheidet sich damit von dem weiter oben erwähnten Kompositum für die Kontrollfälle, da bei dem klimatologischen Mittelwert alle Winter eingehen, also auch die, die durch ein ENSO-Ereignis geprägt sind.

Die Variabilität zwischen den einzelnen Realisierungen bei gleichem vorgegebenen Forcing, in diesem Fall den gleichen Meeresoberflächentemperaturen, folgt dann für jedes Jahr j gemäß

$$\sigma_j^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left(A_{ij} - \bar{A}_j \right)^2 \quad (\text{Gl. 5.4})$$

und damit das *Rauschen* oder die *interne Variabilität* nach

$$\sigma_I^2 = \frac{1}{M} \sum_{j=1}^M \sigma_j^2 \quad (\text{Gl. 5.5})$$

In den entsprechenden Abbildungen werden jedoch die Größen σ_E und σ_I gezeigt.

Die Güte der Vorhersagbarkeit der mittleren Strömung bei vorgegebenen SST-Anomalien wird durch das Verhältnis von externer und interner Variabilität, das sogenannte *Signal-Rausch-Verhältnis* bestimmt (siehe z.B. *Madden, 1976; Kumar und Hoerling, 1995*)

$$\frac{\text{Signal}}{\text{Rauschen}} = \frac{\sigma_E^2}{\sigma_I^2} \quad (\text{Gl. 5.6})$$

Die Anzahl der Realisierungen, die in diese Abschätzung der Vorhersagbarkeit der Änderungen der atmosphärischen Zirkulation infolge ausgeprägter Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen eingehen, ist mit fünf eher klein. Der Arbeit von *Kumar und Hoerling (1995)* zufolge wird daher das Rauschen gegenüber dem Signal verhältnismäßig stark betont. Denn während die externe Variabilität kaum von der Anzahl der in die Analyse eingehenden Realisierungen abhängt, nimmt die interne Variabilität annähernd linear mit der Anzahl der Realisierungen ab.

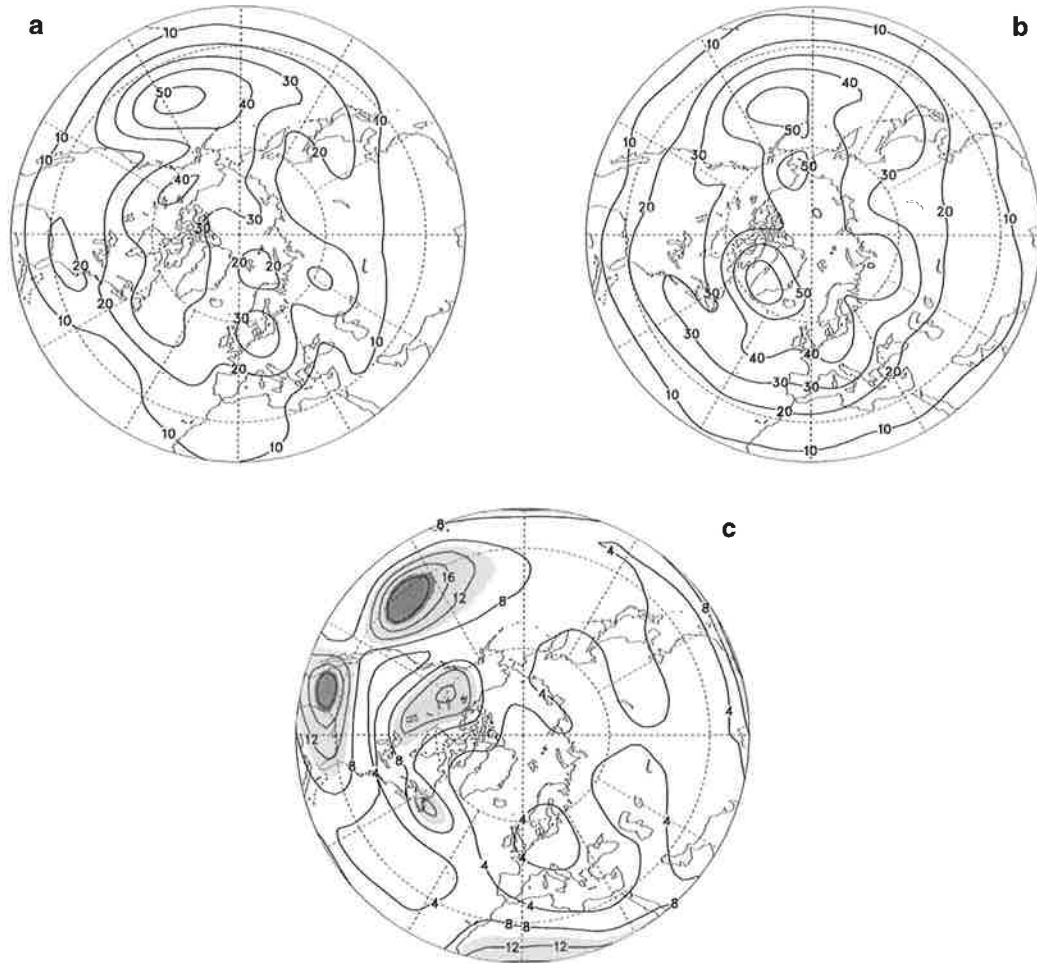


Abb. 5.3: Signal (a) und Rauschen (b) der jahreszeitlichen Mittelwerte des Geopotentials in 500 hPa während der Wintermonate nach den Simulationen mit variierenden SST. Das Konturintervall beträgt 10 gpm. Ferner das Signal-Rausch-Verhältnis (c), die Werte sind mit dem Faktor 10 multipliziert. Das Konturintervall beträgt 0,4. Werte größer als 1 sind durch die helle, größer als 1,88 (siehe Text) durch die dunkle Schattierung gekennzeichnet.

Abb. 5.3a zeigt die Verteilung des von den Simulationen abgeleiteten Signals im Geopotentialfeld in 500 hPa. In der Verteilung sind mehrere Maxima zu erkennen, deren Lage mit den Maxima der Differenz der Komposita für die El Niño und der La Niña Ereignisse überein-

stimmt (vgl. *Abb. 5.2c*). Demnach ist im pazifisch-nordamerikanischen Sektor die externe Variabilität über dem nordöstlichen Pazifik, dem westlichen Teil Kanadas sowie dem Südosten der USA besonders kräftig ausgeprägt. Ferner lassen sich erhöhte Werte über dem kanadischen Schild und südlich von Grönland beobachten. Weitere abgeschlossene Maxima liegen über Mitteleuropa und dem europäischen Teil Rußlands. Dabei sind die Werte der externen Variabilität über Europa nur etwa halb so groß wie über dem nördlichen Pazifik. Die Verteilung des Rauschens (*Abb. 5.3b*) weist ebenfalls einige markante Maxima auf, vornehmlich in den Gebieten zyklonenetischer Aktivität, d.h. südlich der Aleuten und über dem nordwestlichen Atlantik. Aber auch über West- und Mitteleuropa sowie dem nördlichen Teil Rußlands läßt sich ein erhöhtes Maß interner Variabilität feststellen.

Das Signal-Rausch-Verhältnis (*Abb. 5.3c*) übertrifft in einigen Teilen des pazifisch-nordamerikanischen Gebietes einen Wert von 1, in manchen Regionen einen Wert von 1,88. Diese Bereiche sind in der Abbildung durch die helle bzw. die dunkle Schattierung gekennzeichnet. Der Grenzwert von 1,88 folgt nach einem F-Test unter Vorgabe von 13 Freiheitsgraden für den Zähler und 65 (= 5·13) Freiheitsgraden für den Nenner (siehe z.B. *Jenkins und Watts, 1968*). Diese beiden Werte entsprechen der Anzahl der Jahre, die eine jede Simulation umfaßt, und der Anzahl der Realisationen. Als Nullhypothese wird angenommen, daß die Werte der internen und der externen Variabilität nicht unterschieden werden können bzw. daß das Signal-Rausch-Verhältnis einen Wert von 1 annimmt. Der Wert von 1,88 ist so gewählt, daß die Nullhypothese mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 5% verworfen werden kann. Offenbar lassen sich also in einigen Teilen des pazifisch-nordamerikanischen Sektors Anomalien der mittleren Strömung bzw. des mittleren Geopotentials infolge ausgeprägter Änderungen der Meeresoberflächentemperaturen mit einer gewissen Güte vorhersagen. Ein Maximum liegt über dem südöstlichen Teil des Nordpazifiks und findet seine Fortsetzung weiter östlich über Mexiko und dem südlichen Teil der USA. Auch über dem westlichen Teil Kanadas und östlich von Labrador nimmt das Signal-Rausch-Verhältnis Werte größer als 1 an. Über Mitteleuropa und dem europäischen Teil Rußlands treten zwar auch erhöhte Werte des Signal-Rausch-Verhältnisses auf, sie sind jedoch deutlich kleiner als 1. In diesen Regionen läßt sich danach zwar eine typische Änderung der mittleren Strömung während eines ENSO-Ereignisses erwarten, jedoch ist die natürliche Variabilität so stark, daß dieser Response überdeckt werden könnte und sich daher nicht vorhersagen läßt. Beobachtungen belegen dieses Ergebnis, wonach der stationäre Response während der verschiedenen ENSO-Ereignisse im pazifisch-nordamerikanischen Sektor weitaus stabiler ist als weiter stromabwärts über dem Atlantik und Europa. So stellten *van Loon und Madden (1981)* fest, daß über Nordamerika die Korrelation mit dem Luftdruck in Darwin (siehe Kapitel 1) während vieler warmer und kalter ENSO-Ereignisse stabil bleibt, wohingegen über Europa die Korrelation während mancher Ereignisse sogar ihr Vorzeichen umkehrt. Dies sollte man erwarten, da weiter entfernt vom tropischen Pazifik andere Prozesse, die ebenfalls die atmosphärische Zirkulation über Europa beeinflussen können, an

Bedeutung gewinnen. Als Beispiel dafür seien die Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen im nordwestlichen Atlantik genannt (siehe z.B. *Wallace et al., 1990*). Außerdem ist das PNA-Muster, dem der stationäre Response im pazifisch-nordamerikanischen Sektor ähnelt, ohnehin ein bevorzugter Mode der Zirkulation in den mittleren Breiten der Nordhalbkugel. Modellsimulationen zeigen, daß dieses Muster auch bei festgeschriebenen Meeresoberflächentemperaturen die Zirkulation über dem nördlichen Pazifik prägt. Allerdings läßt sich lediglich im Falle variierender SST ein Zusammenhang zwischen der mittleren Strömung über Europa mit diesem Zirkulationsmuster im pazifisch-nordamerikanischen Sektor feststellen (*Bengtsson et al., 1994*). Generell ähnelt die Verteilung des Signal-Rausch-Verhältnisses eher den Anomalien während der El Niño Ereignisse (vgl. *Abb. 5.2d*) als während der La Niña Ereignisse (vgl. *Abb. 5.2e*). Offenbar ist der stationäre Response während der warmen ENSO-Ereignisse robuster als während der kalten.

In den Verteilungen der Anomalien der Niederschläge spiegeln sich über dem tropischen Pazifik deutliche Unterschiede zwischen den einzelnen ENSO-Ereignissen wider (vgl. *Abb. 4.5* und *Abb. 4.7*). Inwieweit sich die damit einhergehenden unterschiedlichen Verteilungen des Wärmeeintrags in die Atmosphäre auch auf die mittlere Strömung in den mittleren und hohen Breiten der Nordhalbkugel niederschlagen, soll im folgenden untersucht werden. Dazu werden die Anomalien der jahreszeitlichen Mittelwerte des Geopotentials für die drei El Niño Ereignisse in den Jahren 1982/83, 1986/87 und 1991/92 sowie die drei La Niña Ereignisse in den Jahren 1980/81, 1984/85 und 1988/89 betrachtet. Die Anomalien sind bezüglich der langjährigen jahreszeitlichen Mittelwerte über den Zeitraum 1979 bis 1992 berechnet worden.

Abb. 5.4 zeigt die Anomalien während der drei verschiedenen El Niño Ereignisse für die Simulationen mit ECHAM3. Danach lassen sich für alle Ereignisse die gleichen Charakteristika wie für die Differenz des Kompositums für die El Niño Ereignisse gegenüber den Kontrollfällen feststellen (vgl. *Abb. 5.2d*), wenngleich die Stärke der Abweichung und die genaue Position der Maxima variieren. Am stärksten ist der stationäre Response im Winter 1991/92, am schwächsten im Jahr 1986/87, entsprechend der relativen Stärke der zusätzlichen Niederschläge über dem zentralen Pazifik während der betreffenden El Niño Ereignisse (vgl. *Abb. 4.5*). Im Winter 1991/92 tritt auch eine markante negative Anomalie über Japan auf, wohingegen im Jahr 1986/87 die stärksten negativen Abweichungen weiter nördlich nahe den Aleuten zu finden sind. Während dieses El Niño Ereignisses erstrecken sich die positiven Anomalien des Geopotentials von Nordamerika nicht soweit über den Nordatlantik wie während der beiden anderen Ereignisse, und über dem gesamten nördlichem Atlantik und über Westeuropa sind negative Anomalien des Geopotentials ausgeprägt.

Auch während der drei verschiedenen La Niña Ereignisse (*Abb. 5.5*) ergeben sich die gleichen

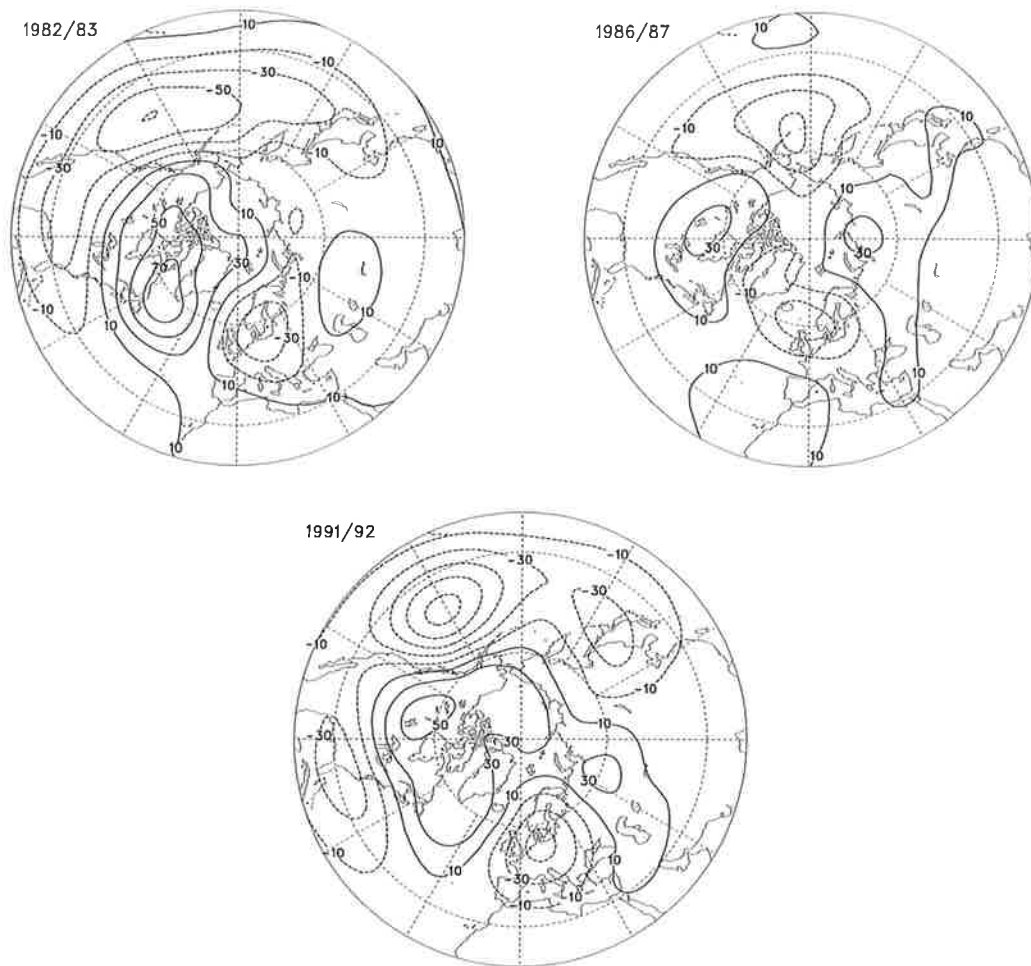


Abb. 5.4: Anomalien der jahreszeitlichen Mittelwerte des Geopotentials in 500 hPa während der Wintermonate in den Jahren 1982/83, 1986/87 und 1991/92 (El Niño Ereignisse) nach den Simulationen mit variierenden SST. Das Konturintervall beträgt 20 gpm.

Charakteristika wie bei der Differenz des Kompositums für die La Niña Ereignisse gegenüber den Kontrollfällen (vgl. *Abb. 5.2e*), allerdings auch in diesem Fall mit leichten Variationen. Am stärksten sind die Abweichungen von der mittleren Strömung über dem Pazifik und Nordamerika im Winter 1988/89 ausgeprägt, am schwächsten im Jahr 1980/81, entsprechend dem Ausmaß der Abnahme der Niederschläge über dem tropischen Pazifik während der einzelnen Ereignisse (vgl. *Abb. 4.7*). Über Europa ist der stationäre Response dagegen im Winter 1980/81 am stärksten. Während dieses La Niña Ereignisses liegt die markante positive Anomalie des Geopotentials über dem Pazifik weiter westlich, die negative Abweichung ist über den Aleuten und Kamchatka ausgeprägt. Im Winter 1988/89 dringt der Trog über Grönland dagegen nicht so weit nach Süden vor wie während der beiden anderen La Niña Ereignisse. Infolgedessen ähnelt der stationäre Response im atlantisch-europäischen Sektor während dieses Ereignisses der Struktur der Nordatlantik-Oszillation mit einer Intensivierung des Islandtiefs und des Hochdruckgebiets bei den Azoren und entspricht damit sehr gut den Beobachtungen (siehe

z.B. van Loon und Rogers, 1981).

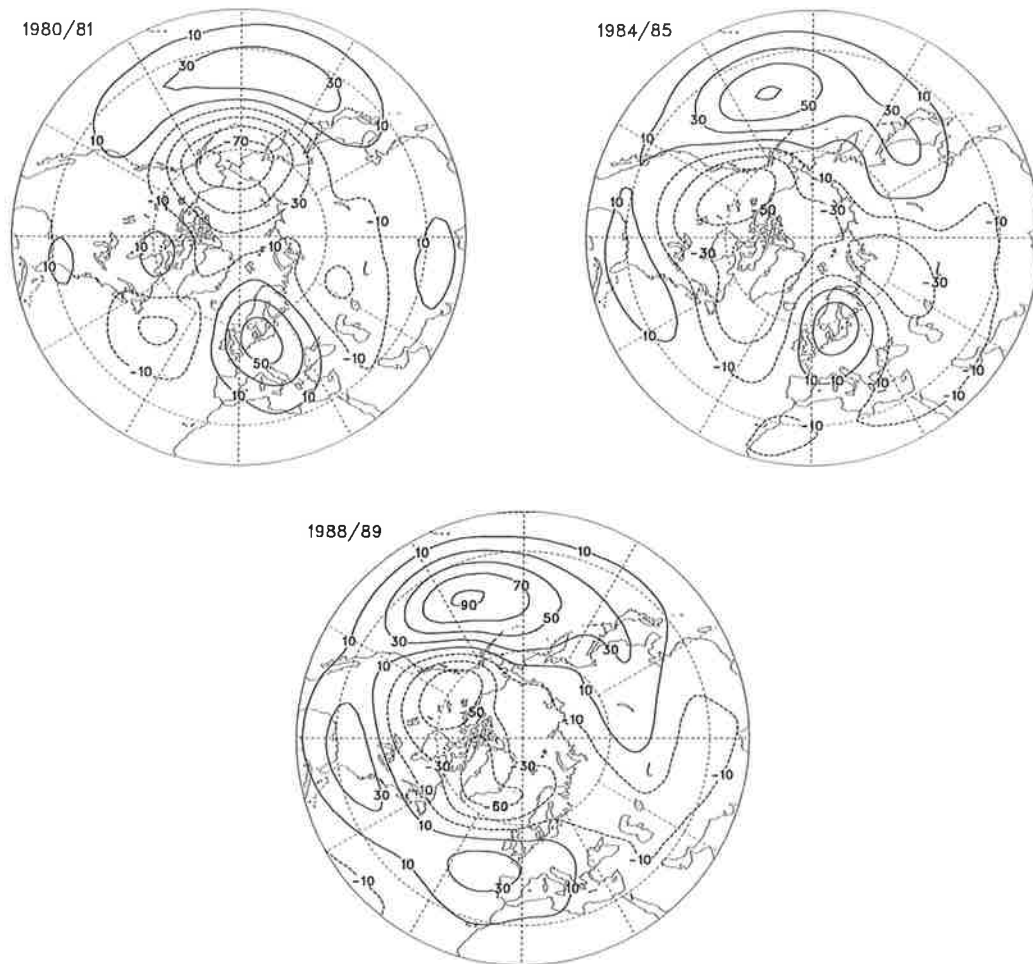


Abb. 5.5: Anomalien der jahreszeitlichen Mittelwerte des Geopotentials in 500 hPa während der Wintermonate in den Jahren 1980/81, 1984/85 und 1988/89 (La Niña Ereignisse) nach den Simulationen mit variierenden SST. Das Konturintervall beträgt 20 gpm.

Abb. 5.6 zeigt die von den Analysen des ECMWF abgeleiteten Anomalien während der drei El Niño Ereignisse. Ins Auge fallen sofort die beträchtlichen Unterschiede zwischen den einzelnen Ereignissen, insbesondere über dem Atlantik und Europa. Im pazifisch-nordamerikanischen Gebiet zeigen die Analysen in Übereinstimmung mit den Simulationen eine Anordnung der Anomalien entsprechend der positiven Phase des PNA-Musters. So liegt über dem nördlichen Pazifik westlich des nordamerikanischen Kontinents ein Trog, über Kanada ist dagegen ein Rücken in der Höhenströmung ausgebildet. Über dem Süden der USA sind dann negative Anomalien des Geopotentials zu beobachten. Am stärksten ist der Response in diesem Gebiet im Winter 1982/83 ausgeprägt, am schwächsten im Jahr 1991/92, entsprechend der relativen Stärke der zusätzlichen Niederschläge über dem tropischen Pazifik während der betreffenden Ereignisse (vgl. Abb. 4.9). Im Winter 1991/92 sind die negativen Anomalien über dem Pazifik

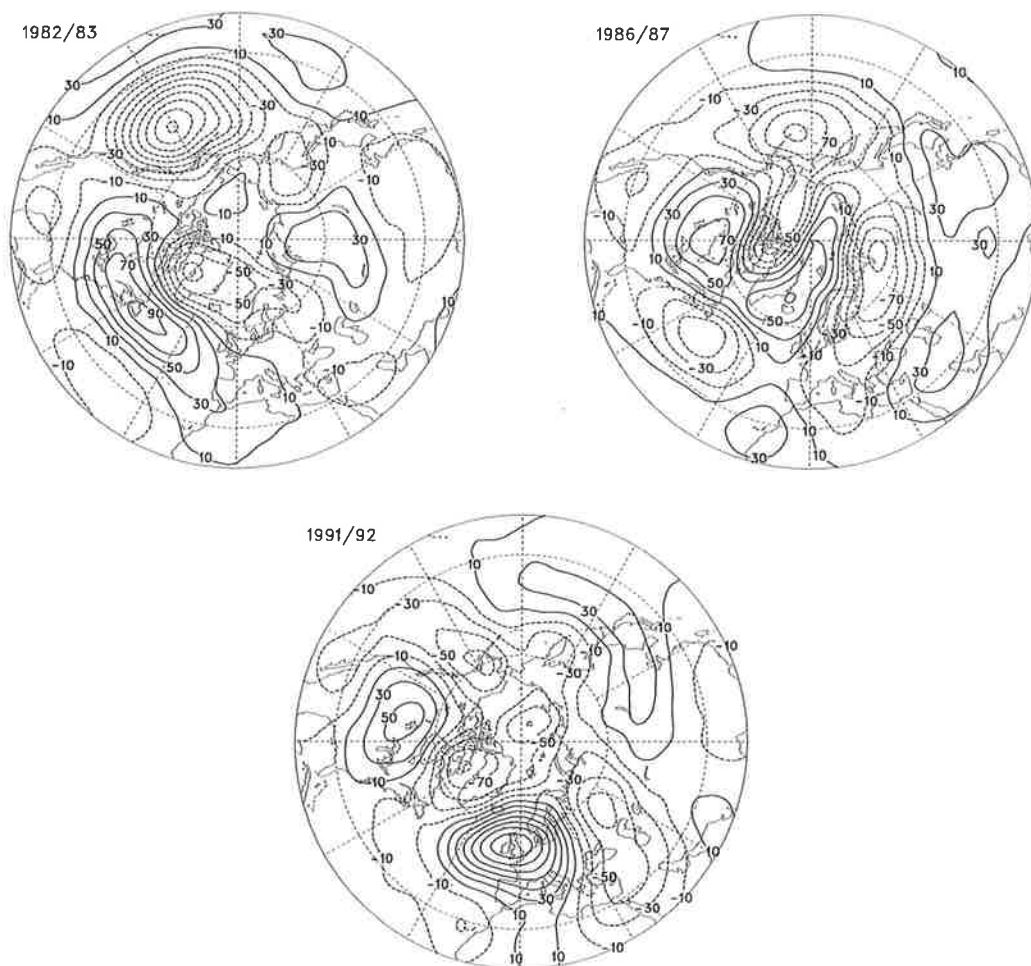


Abb. 5.6: Anomalien der jahreszeitlichen Mittelwerte des Geopotentials in 500 hPa während der Wintermonate in den Jahren 1982/83, 1986/87 und 1991/92 (El Niño Ereignisse) nach den ECMWF-Analysen. Das Konturintervall beträgt 20 gpm.

gegenüber den beiden anderen El Niño Ereignissen nach Norden verschoben und liegen nahe den Aleuten. Im atlantisch-europäischen Gebiet variiert der Response stark zwischen den einzelnen Ereignissen, und während keinem der drei El Niño Ereignisse läßt sich eine Struktur, die der NAO und damit dem zu erwartenden stationären Response in dieser Region ähnelt, erkennen. Der Grund dafür könnte zum einen ein erhöhtes Maß an natürlicher Variabilität in der realen Atmosphäre sein. Aber auch andere Quellen externer Variabilität, auf die die Atmosphäre stärker reagiert als das Zirkulationsmodell oder die in den Simulationen nicht berücksichtigt worden sind, können dafür verantwortlich sein. So können Vulkanausbrüche ebenfalls die mittlere Strömung in den mittleren Breiten nachhaltig beeinflussen und den Response auf die ausgeprägten SST-Anomalien überdecken (siehe z.B. *Kirchner, 1994*). Im Winter 1982/83, der der Eruption des El Chichón folgt, zeigt sich nach der angeführten Arbeit ein recht starker Einfluß auf die mittlere Strömung über dem nördlichen Atlantik, der zusammen mit dem Response auf das El Niño Ereignis wesentlich zu den beobachteten Strömungsanomalien über

dem Atlantik und Europa beiträgt. Ähnliches könnte auch im Jahr 1991/92 nach der Eruption des Mount Pinatubo zutreffen.

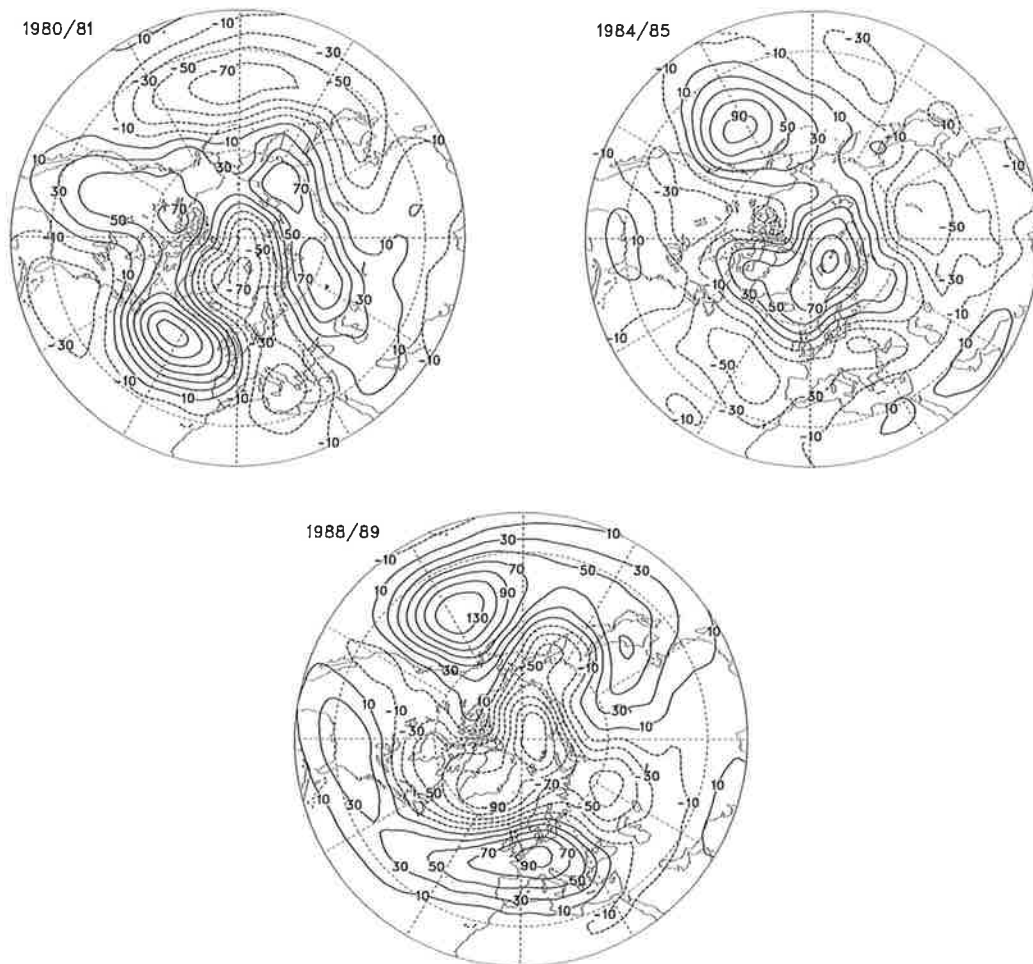


Abb. 5.7: Anomalien der jahreszeitlichen Mittelwerte des Geopotentials in 500 hPa während der Wintermonate in den Jahren 1980/81, 1984/85 und 1988/89 (La Niña Ereignisse) nach den ECMWF-Analysen. Das Konturintervall beträgt 20 gpm.

Auch während der drei verschiedenen La Niña Ereignisse (*Abb. 5.7*) zeigen sich in den Analysen beträchtliche Unterschiede zwischen den einzelnen Ereignissen. Im pazifisch-nordamerikanischen Gebiet läßt sich nur in den Wintern in den Jahren 1984/85 und 1988/89 eine Anordnung der Anomalien, die der negativen Phase des PNA-Musters entspricht, beobachten. Während des anderen La Niña Ereignisses im Jahr 1980/81 ähnelt die Verteilung in dieser Region dagegen eher der positiven Phase des PNA-Musters, wie sie während der warmen ENSO-Ereignisse typisch ist. Offenbar bestimmen in der realen Atmosphäre während dieses relativ schwach ausgeprägten La Niña Ereignisses andere Einflüsse, die das Zirkulationsmodell nicht erfaßt, die mittlere Strömung über dem nördlichen Pazifik. So könnte eine Schwankung der mittleren Strömung in dieser Region auf der Zeitskala von Dekaden zu dieser

untypischen Situation beitragen (siehe z.B. *Trenberth und Hurrell, 1994*). In der angeführten Arbeit wird nämlich während des Zeitraums zwischen 1976 und 1988, insbesondere im Winter 1980/81, eine Intensivierung des Aleutentiefs beobachtet, wie sie während der El Niño Ereignisse auftritt. Im atlantisch-europäischen Gebiet stimmt im Winter 1988/89 der Response sehr gut mit dem Response, den die Simulationen während dieses Ereignisses zeigen (vgl. *Abb. 5.5*), überein und entspricht damit dem in diesem Bereich zu erwartenden Response.

6. Intra-saisonale Variabilität

In diesem Kapitel sollen die Auswirkungen der ausgeprägten Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen, die im tropischen Pazifik in Zusammenhang mit der Southern Oscillation auftreten, auf die intra-saisonale Variabilität in den mittleren und hohen Breiten der Nordhalbkugel untersucht werden. Daneben werden die klimatologischen Mittelwerte der beiden Sets von Simulationen mit variierenden und festgeschriebenen Meeresoberflächentemperaturen (siehe Kapitel 2.1) und der Analysen des ECMWF miteinander verglichen. Zum einen kann auf diese Weise abgeschätzt werden, wie gut das Zirkulationsmodell die intra-saisonale Variabilität in den Extratropen simulieren kann. Andererseits gibt der Vergleich der beiden Sets von Simulationen Aufschluß darüber, inwieweit die klimatologischen Mittelwerte der Simulationen davon abhängen, ob dem Zirkulationsmodell eine Folge von monatlich gemittelten Meeresoberflächentemperaturen oder lediglich ein konstant gehaltener Jahresgang derselben vorgeschrieben wird.

6.1 Wellenzahl-Frequenz-Analyse

Zunächst werden die Ergebnisse der Wellenzahl-Frequenz-Analyse des Geopotentials im Niveau 500 hPa vorgestellt. Mit Hilfe dieser Methode können die verschiedenen Phänomene, die zur intra-saisonalen Variabilität beitragen, nach ihrer räumlichen Ausdehnung und ihrer Lebensdauer unterschieden werden. Die verschiedenen Spektren sind nach der in Kapitel 3.2 beschriebenen Methode berechnet worden.

6.1.1 Vergleich von Analysen und Simulationen

In *Abb. 6.1* und *Abb. 6.2* sind die von den ECMWF-Analysen und den Simulationen mit variierenden Meeresoberflächentemperaturen abgeleiteten Varianzspektren während des borealen Winters dargestellt. Dabei handelt es sich um die klimatologischen Mittelwerte über den gesamten Untersuchungszeitraum (siehe Kapitel 5). Ferner zeigen die Spektren Mittelwerte über den Bereich zwischen 40 und 70° nördlicher Breite. In dieser umfassenden Darstellung sind die Achsen doppeltlogarithmisch gewählt, auf der Abszisse sind die Perioden und auf der Ordinate die zonalen Wellenzahlen zwischen 1 und 10 aufgetragen. Die Werte der Spektraldichten sind mit der Wellenzahl und der Frequenz multipliziert worden. Dadurch läßt sich zum einen die Varianz direkt in den Spektren ablesen, zum anderen werden Peaks in einem sonst roten Spektrum hervorgehoben.

Das totale Varianzspektrum, das die Beiträge der transienten Wellenstörungen zur intra-saisonalen Variabilität beschreibt, zeigt ein gutes Maß an Variabilität für alle in der Abbildung enthaltenen Wellenzahlen und Zeitskalen, wobei drei Regime deutlich hervorstechen (*Abb. 6.1*).

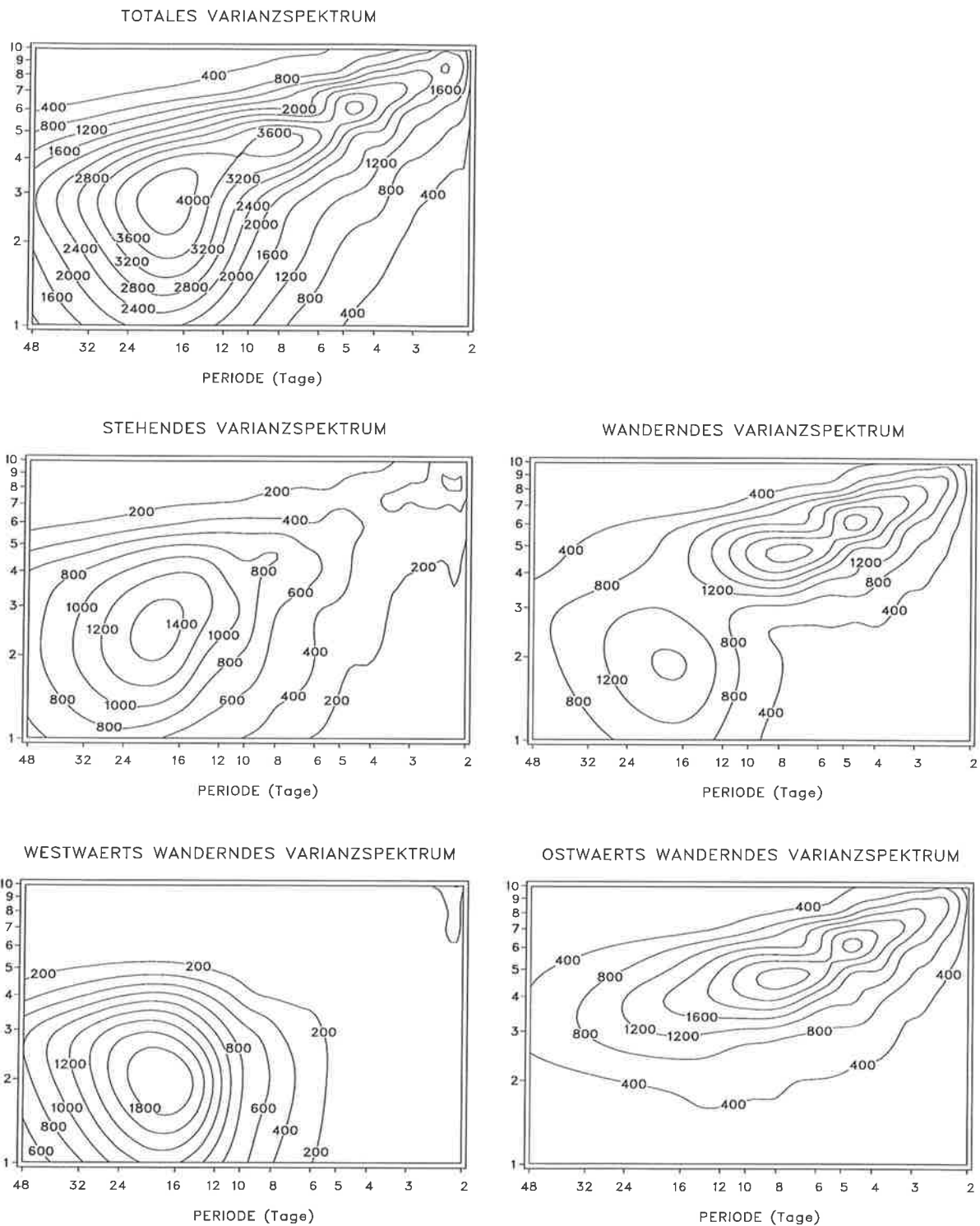


Abb. 6.1: Varianzspektren des Geopotentials in 500 hPa während der Wintermonate nach den ECMWF-Analysen im Bereich zwischen 40 und 70°N. Es werden die transienten, die stehenden und wandernden sowie die westwärts und ostwärts wandernden Wellen unterschieden. Das Konturintervall beträgt 400 m² für die transienten, wandernden und die ostwärts wandernden Wellen, 200 m² für die stehenden und die westwärts wandernden Wellen. Auf der Ordinate ist die zonale Wellenzahl aufgetragen.

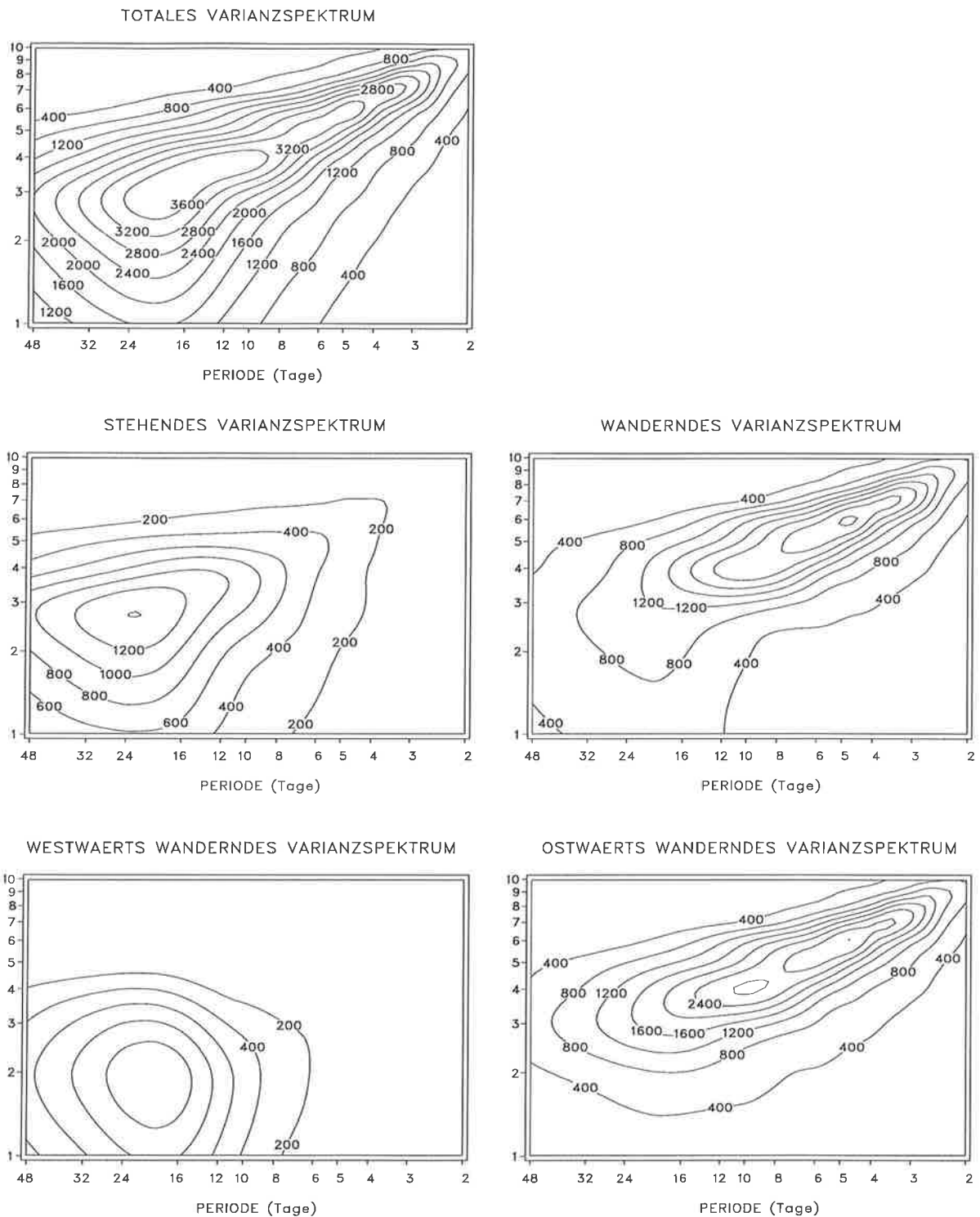


Abb. 6.2: Varianzspektren des Geopotentials in 500 hPa während der Wintermonate nach den Simulationen mit variierenden SST im Bereich zwischen 40 und 70°N. Es werden die transienten, die stehenden und wandernden sowie die westwärts und ostwärts wandernden Wellen unterschieden. Das Konturintervall beträgt 400 m² für die transienten, wandernden und die ostwärts wandernden Wellen, 200 m² für die stehenden und die westwärts wandernden Wellen. Auf der Ordinate ist die zonale Wellenzahl aufgetragen.

Auf Zeitskalen länger als 10 Tagen, im weiteren Text auch als der *niederfrequente* Teil des Spektrums bezeichnet, tragen im wesentlichen die ultra-langen planetaren Wellen mit den Wellenzahlen 1, 2 und 3 zur intra-saisonalen Variabilität bei. Das Maximum erscheint bei einer Periode von etwa 18 Tagen. Auf Zeitskalen kürzer als 6 Tagen, dem sogenannten *hochfrequenten* Teil des Spektrums, wird die Variabilität hauptsächlich von den kurzen baroklinen Wellen der Wellenzahl 6 und höher verursacht. Das Maximum ist bei einer Periode von etwa 5 Tagen zu finden. Auf den mittelfristigen Zeitskalen zwischen 6 und 10 Tagen tragen vorwiegend die langen planetaren Wellen der Wellenzahl 4 und 5 zur Variabilität bei. Während die Variabilität auf den mittleren und kurzen Zeitskalen im wesentlichen von den wandernden Wellen herrührt, tragen im niederfrequenten Teil des Spektrums die wandernden und die stehenden Wellen zu gleichen Teilen zur intra-saisonalen Variabilität bei. Die ultra-langen Wellen bewegen sich in westlicher, die kürzeren dagegen in östlicher Richtung. Damit stimmen die von den ECMWF-Analysen abgeleiteten Varianzspektren gut mit den von *Fraedrich und Böttger (1978)* und *Hansen et al. (1989)* berechneten Varianzspektren überein. In der Arbeit von *Fraedrich und Böttger (1978)* erscheint jedoch die Variabilität infolge der stehenden Wellen gegenüber den oben beschriebenen Ergebnissen deutlich verstärkt, da in deren Untersuchung das stehende Varianzspektrum anders als in der vorliegenden Arbeit definiert wurde (*Hansen et al., 1989*). Die von den Simulationen abgeleiteten Varianzspektren zeigen die gleiche allgemeine Struktur, d.h. die Aufteilung der Variabilität auf kürzere und längere räumliche und zeitliche Skalen (*Abb. 6.2*), allerdings lassen sich auch einige auffällige Unterschiede gegenüber den Analysen erkennen. So erscheinen im totalen Varianzspektrum zwar die drei charakteristischen Regime, jedoch sind sie nicht so markant ausgeprägt wie in den Analysen (vgl. *Abb. 6.1*). Dies ist nur zu einem geringen Teil ein künstlicher Effekt infolge der Mittlung über die fünf einzelnen Simulationen, denn auch in den von den einzelnen Simulation abgeleiteten Spektren erscheinen die einzelnen Peaks nicht so ausgeprägt wie in den Analysen (siehe *Abb. 4.1.9* in *May, 1994*). Auch im wandernden Varianzspektrum sind diese Wellenregime nicht so klar erkennbar. Im niederfrequenten Teil des Spektrums, wo die ultra-langen Wellen die wesentlichen Beiträge zur intra-saisonalen Variabilität liefern, übertrifft im Unterschied zu den Analysen die von den stehenden Wellen verursachte Variabilität die auf die wandernden Wellen zurückzuführende.

Um die Spektren, die für die Analysen sowie die beiden Sets von Simulationen mit variierenden und festgeschriebenen SST berechnet worden sind, direkt vergleichen zu können, werden im folgenden Abbildungen vorgestellt, in denen die Varianzspektren für die verschiedenen Datensätze einander gegenübergestellt werden. Dabei werden die oben beschriebenen Wellenregime unterschieden, die Einteilung schließt die Regime der ultra-langen (Wellenzahl 1-3), der langen (Wellenzahl 4 und 5) sowie der kurzen (Wellenzahl 6-9) planetaren Wellen ein. Daneben wird die Summe aller planetaren Wellen (Wellenzahl 1-9) betrachtet. Dabei werden wie schon in den vorher beschriebenen Abbildungen Mittelwerte über den gesamten Untersu-

chungszeitraum sowie den Bereich zwischen 40 und 70° nördlicher Breite gezeigt. In diesen Abbildungen ist die Abszisse, auf der die Perioden aufgetragen sind, logarithmisch gewählt, und die Werte der Spektraldichten sind allein mit der Frequenz multipliziert worden.

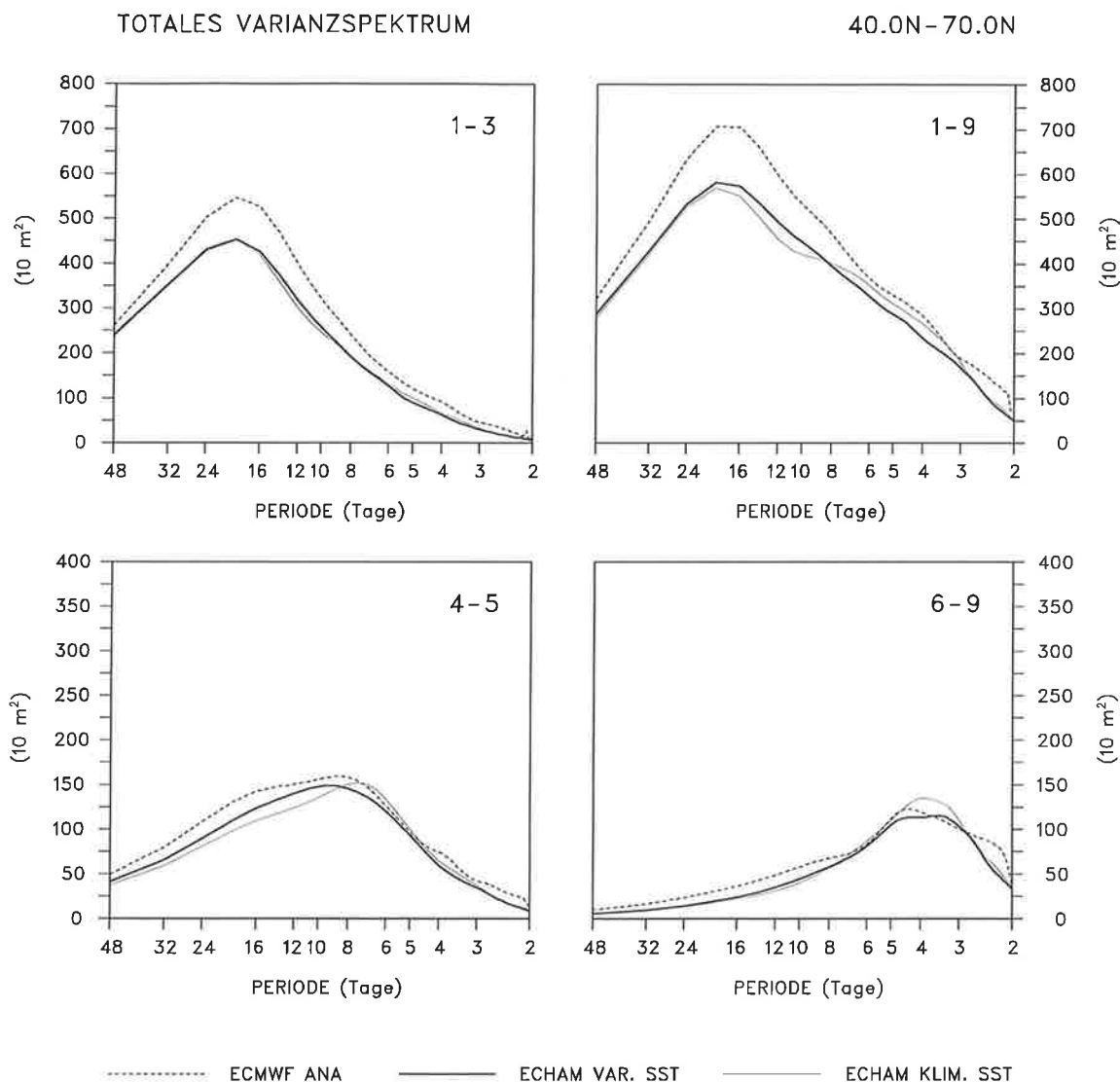


Abb. 6.3: Totale Varianzspektren des Geopotentials in 500 hPa während der Wintermonate nach den ECMWF-Analysen sowie den Simulationen mit variierenden und festgeschriebenen SST im Bereich zwischen 40 und 70°N. Es werden verschiedene planetare Wellenregime betrachtet: ultra-lange (1-3), lange (4-5), kurze (6-9) und alle planetaren Wellen (1-9).

Danach wird die intra-saisonale Variabilität vom Modell generell unterschätzt (*Abb. 6.3*), insbesondere die Anteile der ultra-langen Wellen (1-3), die auf den langen Zeitskalen die wesentlichen Beiträge zur Variabilität liefern. Die Anteile der langen (4-5) und kurzen baroklinen (6-9) Wellen werden vom Modell dagegen recht gut reproduziert. Auch in den wandernden Varianzspektren (*Abb. 6.4*) spiegelt sich die für das Modell typische Unterschätzung der niederfre-

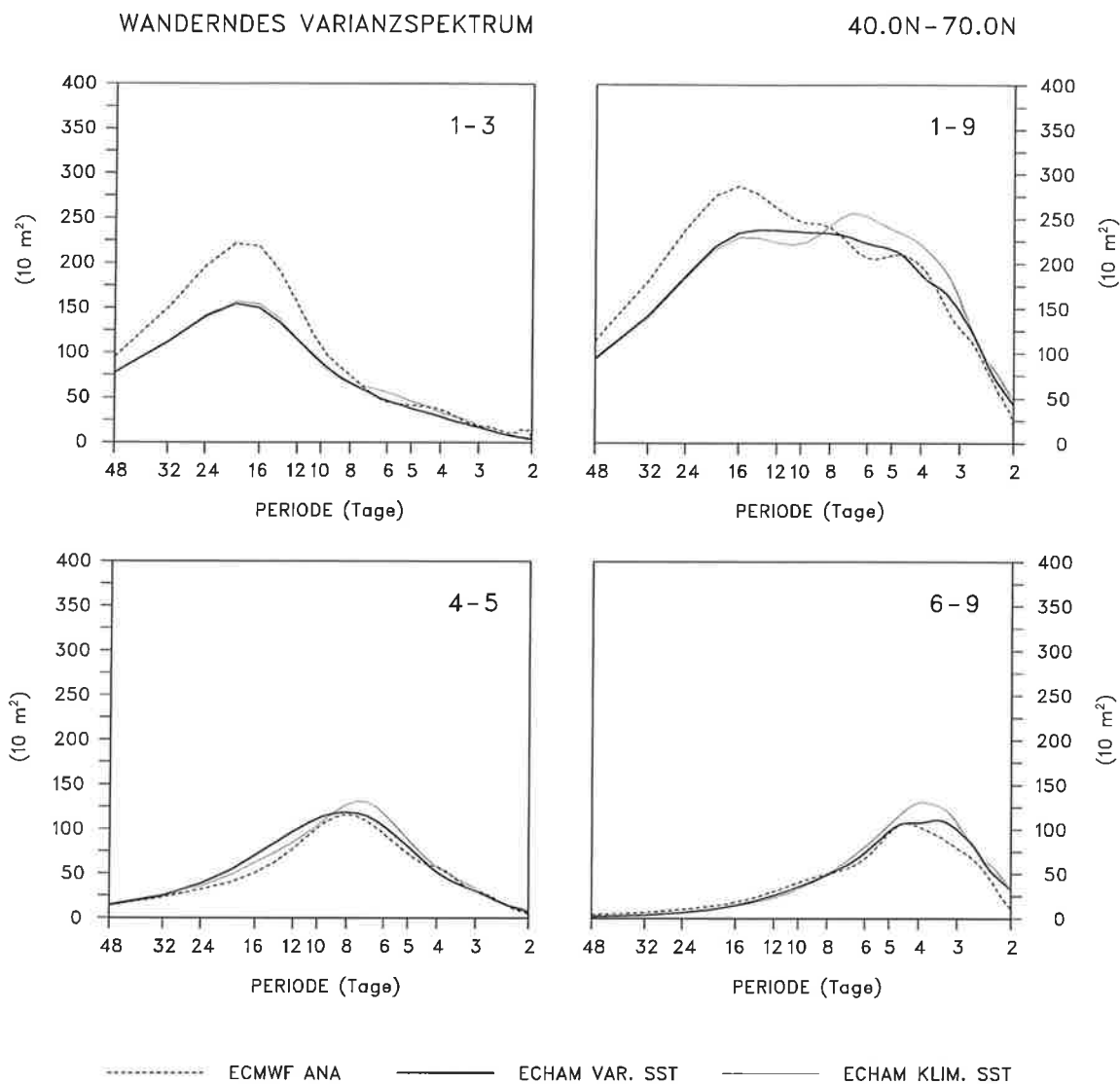


Abb. 6.4: Wandernde Varianzspektren des Geopotentials in 500 hPa während der Wintermonate nach den ECMWF-Analysen sowie den Simulationen mit variierenden und festgeschriebenen SST im Bereich zwischen 40 und 70°N. Es werden verschiedene planetare Wellenregime betrachtet: ultra-lange (1-3), lange (4-5), kurze (6-9) und alle planetaren Wellen (1-9).

quenten Variabilität infolge der verminderten Aktivität der wandernden ultra-langen Wellen (1-3) wider. Die von den kurzen baroklinen Wellen (6-9) hervorgerufene hochfrequente Variabilität ist dagegen in den Simulationen überbetont. Die Beiträge der stehenden Wellen zur intra-saisonalen Variabilität sind in den Simulationen auf allen Skalen geringer als in den Analysen (Abb. 6.5). Allein bei sehr langen Perioden nähern sich die Werte einander an. Die von den Analysen abgeleiteten Varianzspektren zeigen weiterhin ein erhöhtes Maß an Variabilität bei Perioden kürzer als 3 Tagen. Dies ist wohl ein künstlicher Effekt, der möglicherweise mit dem Assimilationsverfahren (vgl. Kapitel 2.2) direkt zusammenhängt. Ferner werden die Analysen einmal pro Tag erstellt, so daß Inkonsistenzen, die zwischen aufeinanderfolgenden Ana-

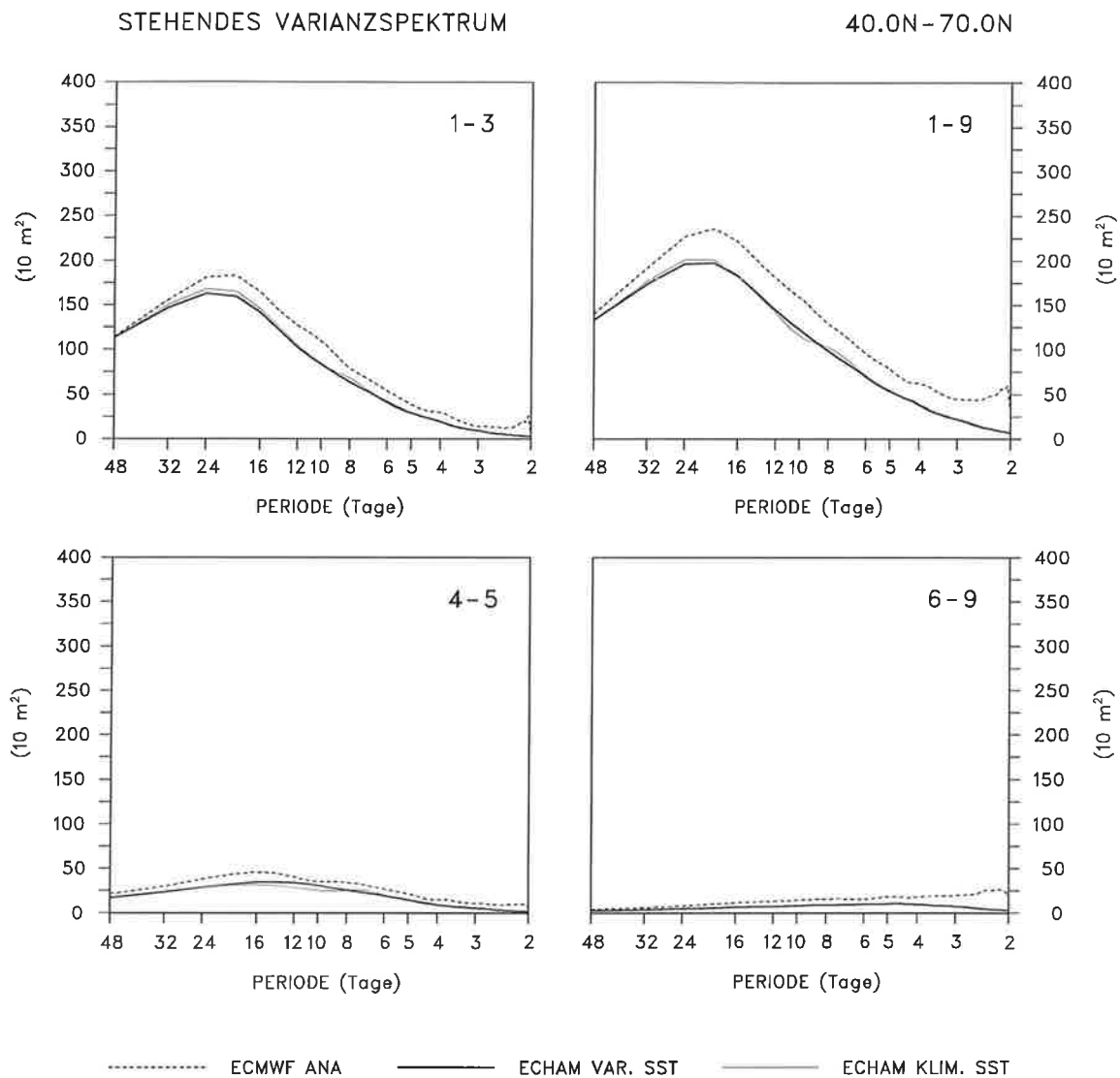


Abb. 6.5: Stehende Varianzspektren des Geopotentials in 500 hPa während der Wintermonate nach den ECMWF-Analysen sowie den Simulationen mit variierenden und festgeschriebenen SST im Bereich zwischen 40 und 70°N. Es werden verschiedene planetare Wellenregime betrachtet: ultra-lange (1-3), lange (4-5), kurze (6-9) und alle planetaren Wellen (1-9).

lysen auftreten können, künstlich ein erhöhtes Maß an Variabilität auf diesen kurzen Zeitskalen verursachen können.

Die totalen Varianzspektren, die von den beiden Sets von Simulationen mit variierenden und festgeschriebenen Meeresoberflächentemperaturen abgeleitet worden sind, zeigen eine auffälligen Verschiebung der typischen Zeitskalen, auf denen die transienten Wellenstörungen Beiträge zur intra-saisonalen Variabilität liefern (*Abb. 6.3*). So ist in den Simulationen mit festgeschriebenen SST die Variabilität auf Zeitskalen zwischen 3 und 8 Tagen, in den Simulationen mit variierenden SST dagegen auf Zeitskalen zwischen 8 und 20 Tagen verstärkt. Dieser

markante Unterschied spiegelt sich deutlich in den wandernden Varianzspektren (*Abb. 6.4*) wider, bei den Beiträgen der stehenden Wellen zur intra-saisonalen Variabilität (*Abb. 6.5*) ist er dagegen kaum ausgeprägt. Dabei geht die Verstärkung der intra-saisonalen Variabilität auf Zeitskalen zwischen 3 und 8 Tagen in den Simulationen bei festgeschriebenen SST auf die verstärkte Aktivität aller synoptischer Wellen (4-9) zurück, wohingegen im Fall variierender SST allein die langen Wellen (4-5) erhöhte Beiträge zur intra-saisonalen Variabilität auf Zeitskalen zwischen 8 und 20 Tagen liefern.

6.1.2 Einfluß der ENSO-Ereignisse

Im folgenden soll untersucht werden, wie die spektrale Verteilung der Beiträge der transienten Wellenstörungen zur intra-saisonalen Variabilität durch die markanten Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen, die im tropischen Pazifik in Zusammenhang mit der Southern Oscillation auftreten, beeinflußt wird. Dazu werden in den folgenden Abbildungen die von den Simulationen mit variierenden SST sowie von den Analysen des ECMWF abgeleiteten Varianzspektren für die El Niño und La Niña Ereignisse sowie für die Kontrollfälle gezeigt. Zu den Kontrollfällen gehören alle Winter, die nicht durch ein ENSO-Ereignis geprägt sind.

Danach ist in den Simulationen (*Abb. 6.6*) in Übereinstimmung mit den Analysen (*Abb. 6.9*) die niederfrequente intra-saisonale Variabilität sowohl während der El Niño als auch während der La Niña Ereignisse gegenüber den Kontrollfällen reduziert, was auf die geringeren Beiträge der ultra-langen Wellen (1-3) während der verschiedenen ENSO-Ereignisse zurückzuführen ist. In den Analysen ist jedoch die Aktivität der ultra-langen Wellen in stärkerem Maße abgeschwächt als in den Simulationen. Ferner ist in den Analysen während der La Niña Ereignisse die Variabilität auf Zeitskalen länger als 6 Tagen gegenüber den El Niño Ereignissen verstärkt, wohingegen in den Simulationen während der warmen ENSO-Ereignisse die Variabilität auf Zeitskalen zwischen 6 und 24 Tagen gegenüber den kalten infolge der stärkeren Beiträge der langen Wellen (4-5) erhöht ist. Im hochfrequenten Teil des Spektrums zeigen die Analysen sowohl während der El Niño als auch während der La Niña Ereignisse eine Erhöhung der Variabilität gegenüber den Kontrollfällen infolge der stärkeren Beiträge der synoptischen Wellen (4-9). Im Unterschied dazu erscheint in den Simulationen die hochfrequente Variabilität allein während der La Niña Ereignisse verstärkt, was auf die verstärkte Aktivität der kurzen baroklinen Wellen (6-9) zurückzuführen ist, und die Werte der hochfrequenten intra-saisonalen Variabilität weisen während der El Niño Ereignisse und der Kontrollfälle ähnliche Größenordnungen auf. Im allgemeinen ist jedoch die intra-saisonale Variabilität infolge der transienten Wellenstörungen (die Varianz entspricht der von der betreffenden Spektralkurve eingeschlossenen Fläche) in den mittleren nördlichen Breiten sowohl während der El Niño als auch während der La Niña Ereignisse gegenüber den Kontrollfällen reduziert. Während in den Simulationen die Werte der intra-saisonalen Variabilität während der warmen und der kalten

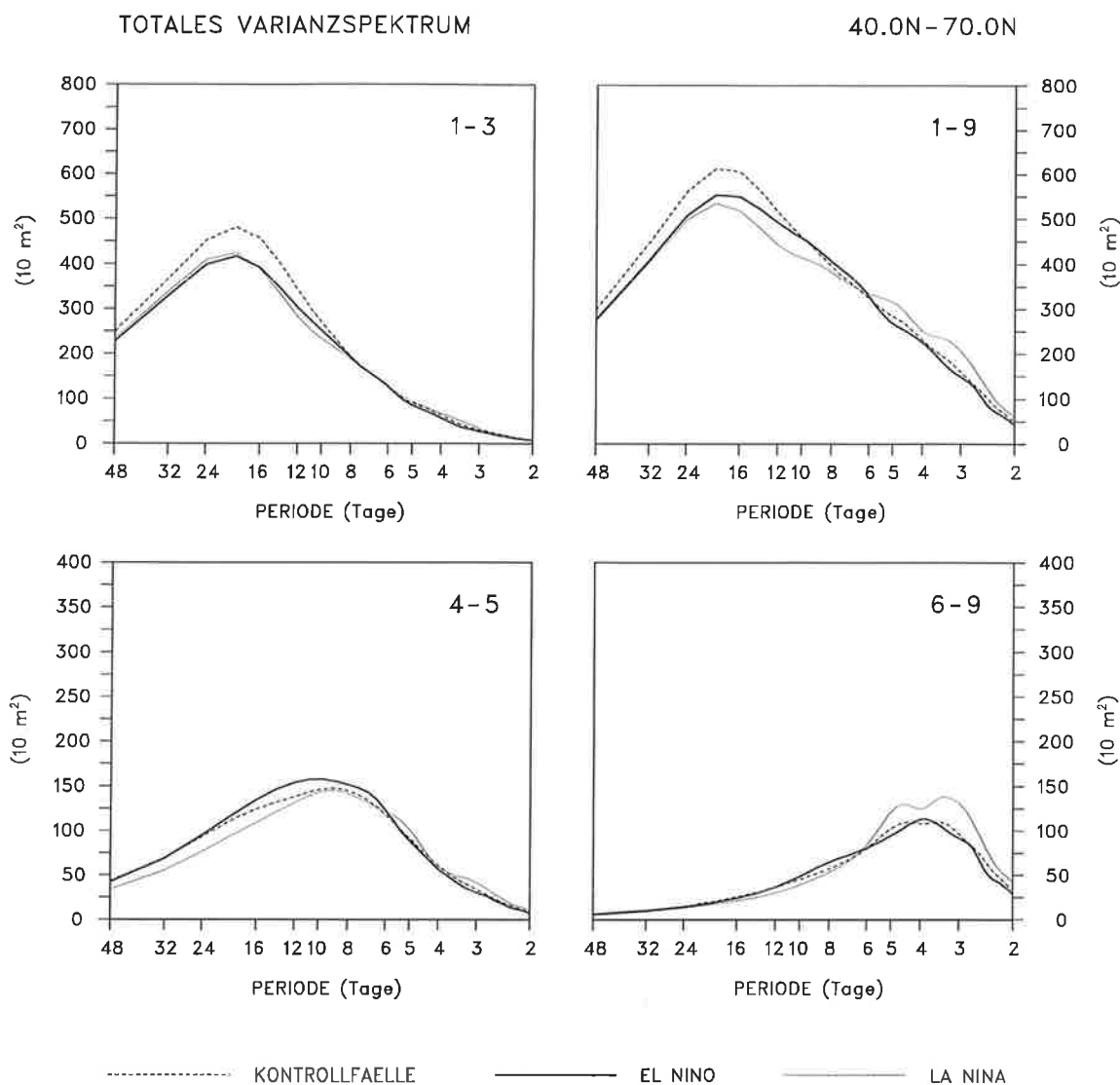


Abb. 6.6: Totale Varianzspektren des Geopotentials in 500 hPa während der Wintermonate nach den Simulationen mit variierenden SST für die El Niño und die La Niña Ereignisse sowie die Kontrollfälle im Bereich zwischen 40 und 70°N. Es werden verschiedene planetare Wellenregime betrachtet: ultra-lange (1-3), lange (4-5), kurze (6-9) und alle planetaren Wellen (1-9).

ENSO-Ereignisse etwa die gleiche Größenordnung annehmen, läßt sich in den Analysen während der La Niña Ereignisse eine Verstärkung der intra-saisonalen Variabilität gegenüber den El Niño Ereignissen beobachten. Letzteres stimmt mit den Ergebnissen von *Fraedrich und Müller (1993)* überein. Dabei geht die Erhöhung der Variabilität, die durch die transienten Wellenstörungen hervorgerufen wird, auf Kosten der stationären Wellen, die während der La Niña Ereignisse in weitaus geringerem Maße zur atmosphärischen Variabilität in den mittleren Breiten beitragen. Während der El Niño Ereignisse nehmen dagegen die Beiträge der stationären Wellen zur atmosphärischen Variabilität zu, die der transienten Wellenstörungen ab.

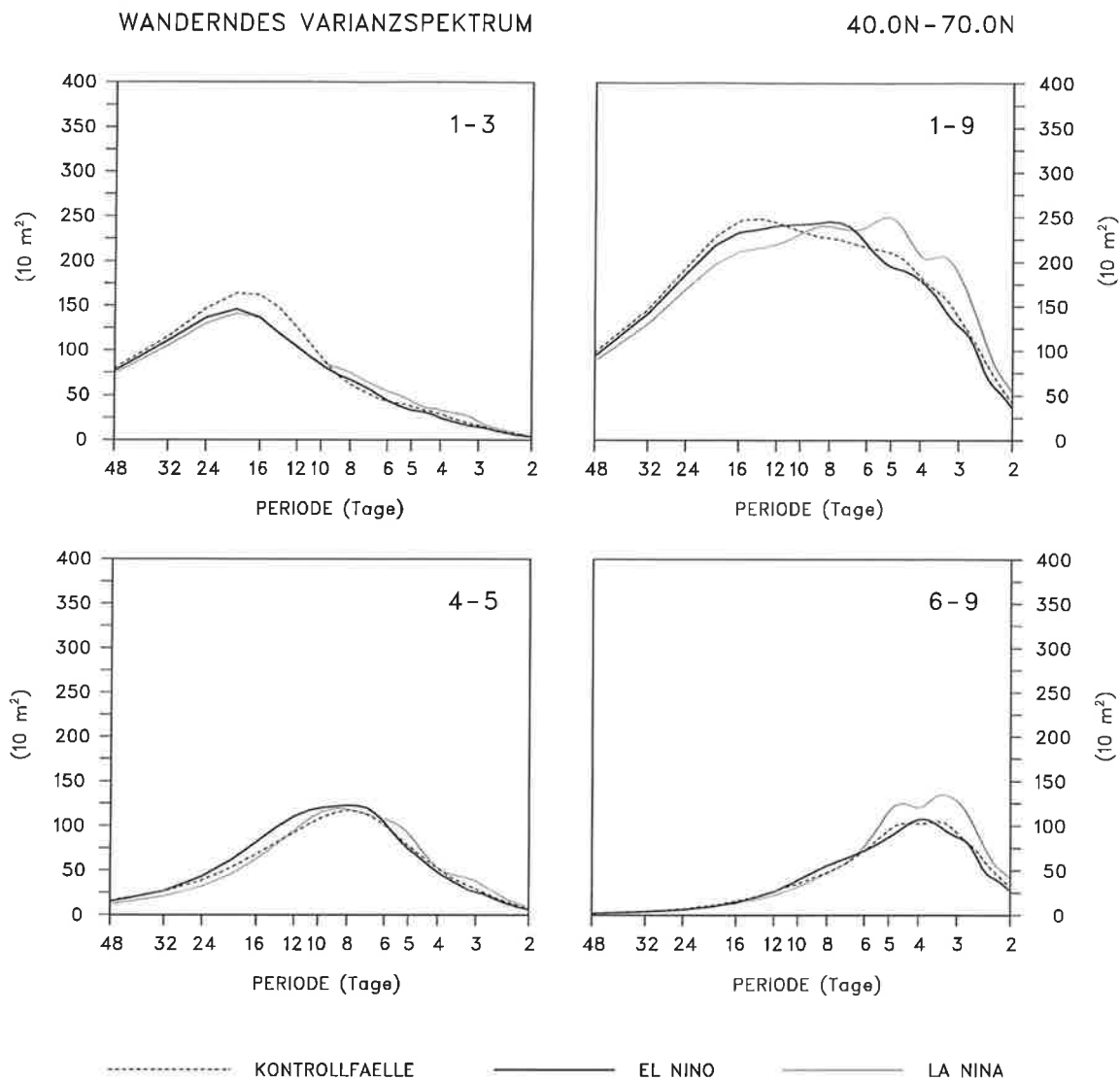


Abb. 6.7: Wandernde Varianzspektren des Geopotentials in 500 hPa während der Wintermonate nach den Simulationen mit variierenden SST für die El Niño und die La Niña Ereignisse sowie die Kontrollfälle im Bereich zwischen 40 und 70°N. Es werden verschiedene planetare Wellenregime betrachtet: ultra-lange (1-3), lange (4-5), kurze (6-9) und alle planetaren Wellen (1-9).

Die oben beschriebenen Unterschiede zeigen sich auch in den wandernden Varianzspektren (Abb. 6.7 und Abb. 6.10). So führen in den Analysen (Abb. 6.10) sowohl während der El Niño als auch während der La Niña Ereignisse die synoptischen Wellen (4-9) zur Erhöhung der Variabilität im hochfrequenten Teil des Spektrums. Dabei tragen während der El Niño Ereignisse vor allem die kurzen baroklinen Wellen (6-9) zur erhöhten Variabilität auf diesen kurzen Zeitskalen bei. Das Spektrum weist während der warmen ENSO-Ereignisse eine markante Erhöhung der Variabilität bei einer Periode von 5 Tagen auf, die die verstärkten Beiträge der zonalen Welle 7 widerspiegelt. Dies steht in Einklang mit den Arbeiten von Hansen et al. (1989) sowie Fraedrich und Müller (1993), die diese markante Verstärkung der Aktivität der

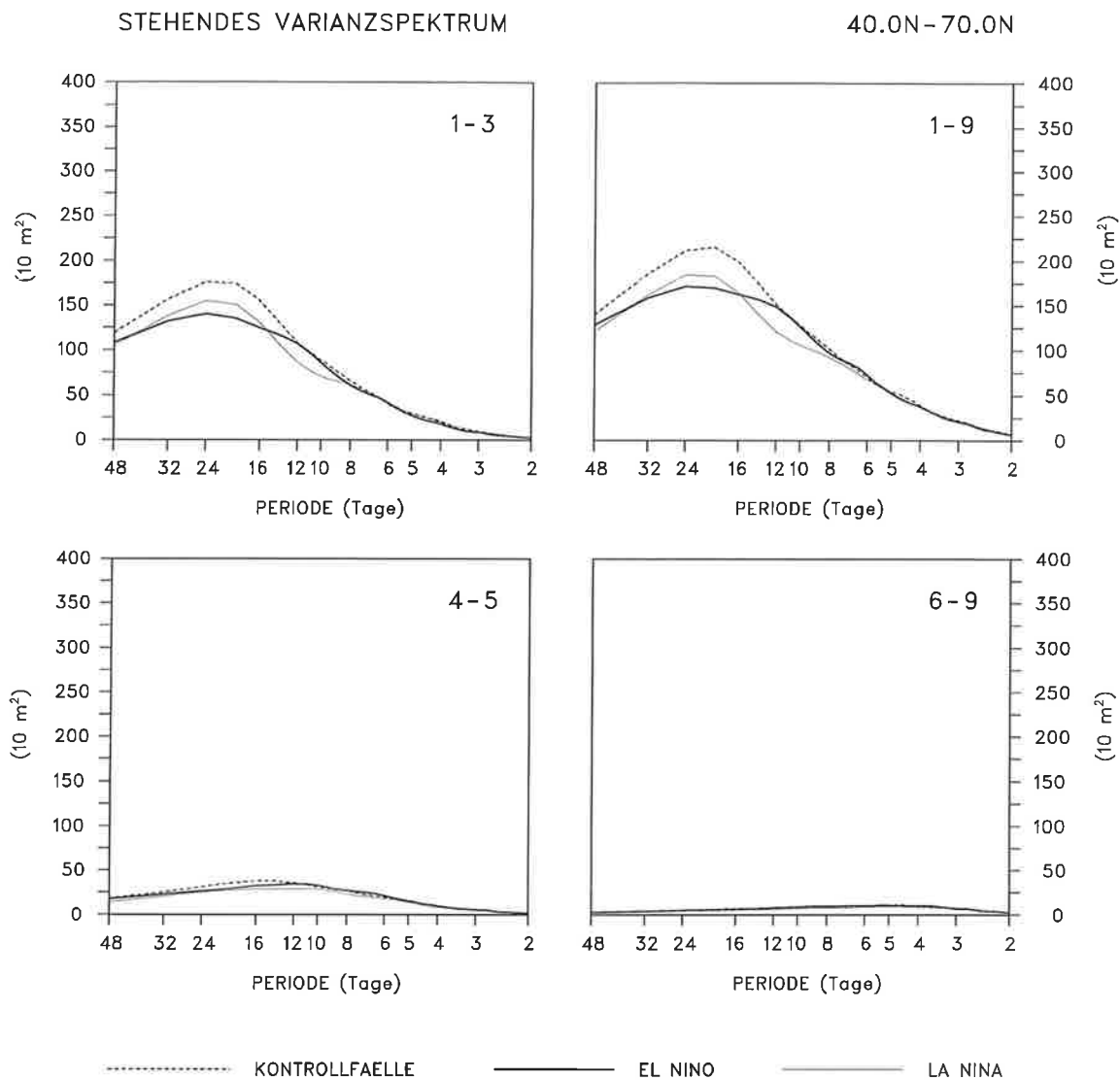


Abb. 6.8: Stehende Varianzspektren des Geopotentials in 500 hPa während der Wintermonate nach den Simulationen mit variierenden SST für die El Niño und die La Niña Ereignisse sowie die Kontrollfälle im Bereich zwischen 40 und 70°N. Es werden verschiedene planetare Wellenregime betrachtet: ultra-lange (1-3), lange (4-5), kurze (6-9) und alle planetaren Wellen (1-9).

zonalen Welle 7 während eines „mittleren“ El Niño Ereignisses beobachten konnten. Dabei bleibt zu beachten, daß bestimmte Merkmale, wie sie für ein mittleres El Niño oder La Niña Ereignis typisch sind, durchaus auch während anderer Episoden, die nicht durch entsprechende markante SST-Anomalien geprägt sind, auftreten können (*Hansen et al., 1989*). Im Gegensatz zu den Analysen sind in den Simulationen (*Abb. 6.7*) lediglich während der La Niña Ereignisse die hochfrequenten Beiträge der wandernden Wellen zur intra-saisonalen Variabilität verstärkt, vor allem infolge der verstärkten Aktivität der kurzen Wellen (6-9). Im Spektrum stechen in diesem Fall zwei markante Erhöhungen der Variabilität hervor, eine bei einer Periode von 5, die andere bei einer Periode von 3 Tagen, die die verstärkte Aktivität der zonalen Wellen 6

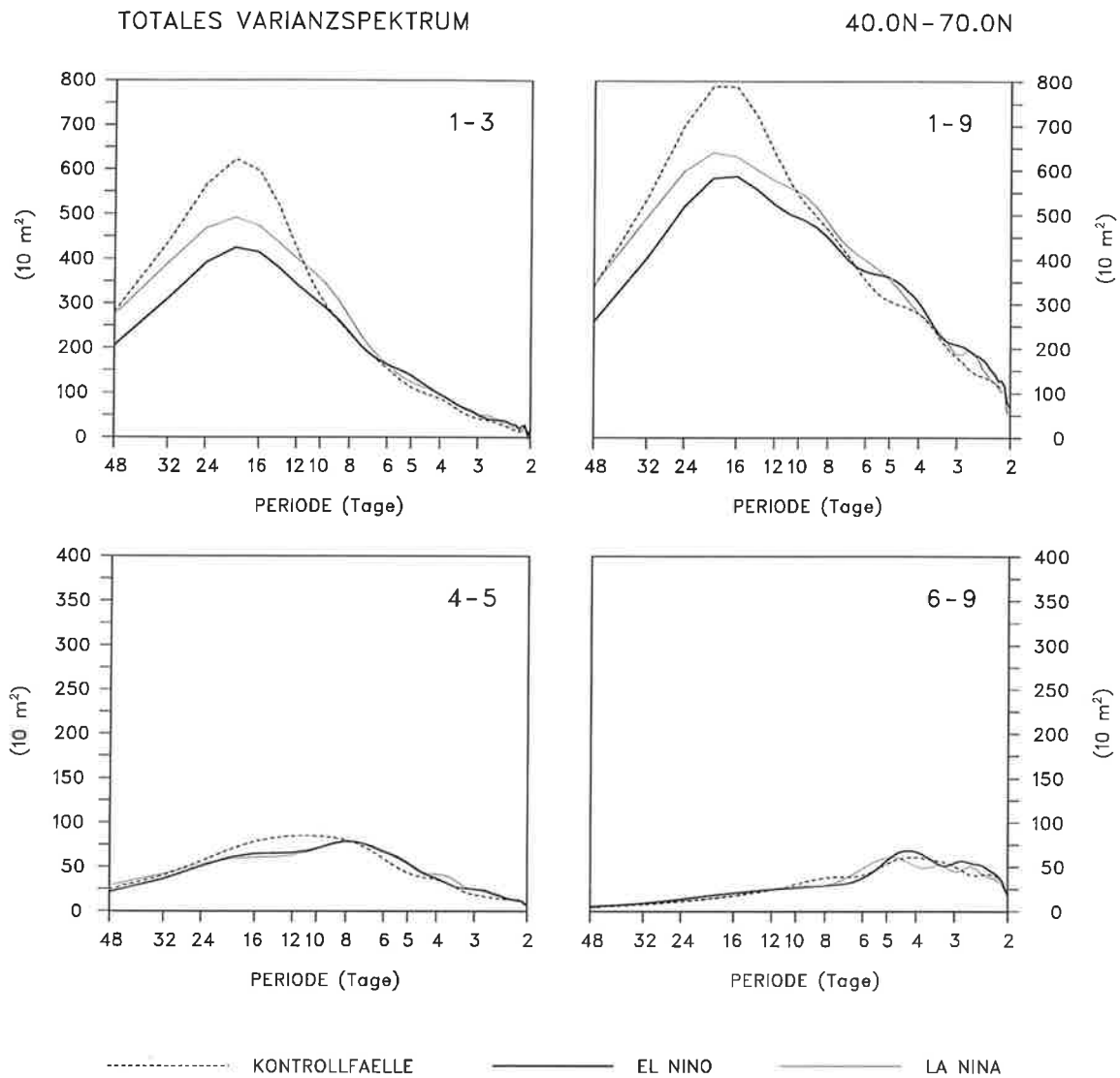


Abb. 6.9: Totale Varianzspektren des Geopotentials in 500 hPa während der Wintermonate nach den ECMWF-Analysen für die El Niño und die La Niña Ereignisse sowie die Kontrollfälle im Bereich zwischen 40 und 70°N. Es werden verschiedene planetare Wellenregime betrachtet: ultra-lange (1-3), lange (4-5), kurze (6-9) und alle planetaren Wellen (1-9).

bzw. 7 widerspiegeln. Im niederfrequenten Teil des Spektrums erscheint in den Analysen (*Abb. 6.10*) sowohl während der warmen als auch während der kalten ENSO-Ereignisse die von den ultra-langen wandernden Wellen (1-3) hervorgerufene Variabilität gegenüber den Kontrollfällen reduziert, während der El Niño Ereignisse in stärkerem Maße als während der La Niña Ereignisse. In den Simulationen (*Abb. 6.7*) ist die niederfrequente Variabilität dagegen nur während der La Niña Ereignisse reduziert, während der El Niño Ereignisse ist sie etwa gleich stark ausgeprägt wie in den Kontrollfällen. Dafür zeichnen die erhöhten Beiträge der langen Wellen (4-5) während der warmen ENSO-Ereignisse verantwortlich, wohingegen die Aktivität der ultra-langen wandernden Wellen (1-3) sowohl während der El Niño als auch während der La Niña Ereignisse gegenüber den Kontrollfällen in gleichem Maße reduziert ist. Die

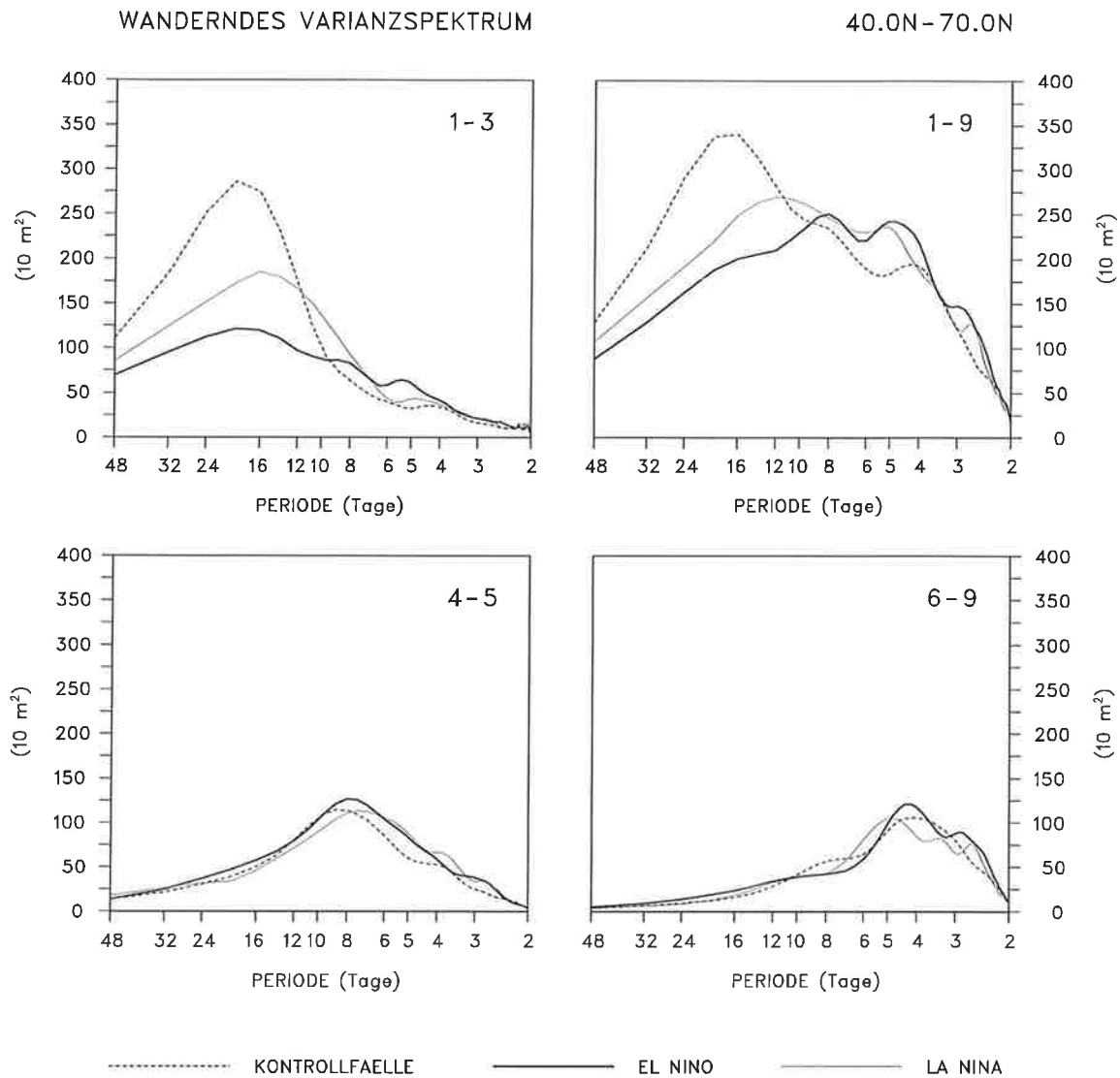


Abb. 6.10: Wandernde Varianzspektren des Geopotentials in 500 hPa während der Wintermonate nach den ECMWF-Analysen für die El Niño und die La Niña Ereignisse sowie die Kontrollfälle im Bereich zwischen 40 und 70°N. Es werden verschiedene planetare Wellenregime betrachtet: ultra-lange (1-3), lange (4-5), kurze (6-9) und alle planetaren Wellen (1-9).

Abschwächung der niederfrequenten Variabilität gegenüber den Kontrollfällen ist jedoch nicht so markant wie in den Analysen. Daher weisen die von den Analysen und den Simulationen abgeleiteten wandernden Varianzspektren während der verschiedenen ENSO-Ereignisse im niederfrequenten Teil des Spektrums ähnliche Größenordnungen auf, wohingegen während der Kontrollfälle die Variabilität auf den langen Zeitskalen in den Analysen weitaus stärker ausgeprägt ist als in den Simulationen.

Aber auch die Beiträge der stehenden Wellen zur intra-saisonalen Variabilität sind in den beiden Datensätzen sowohl während der El Niño als auch während der La Niña Ereignisse gegen-

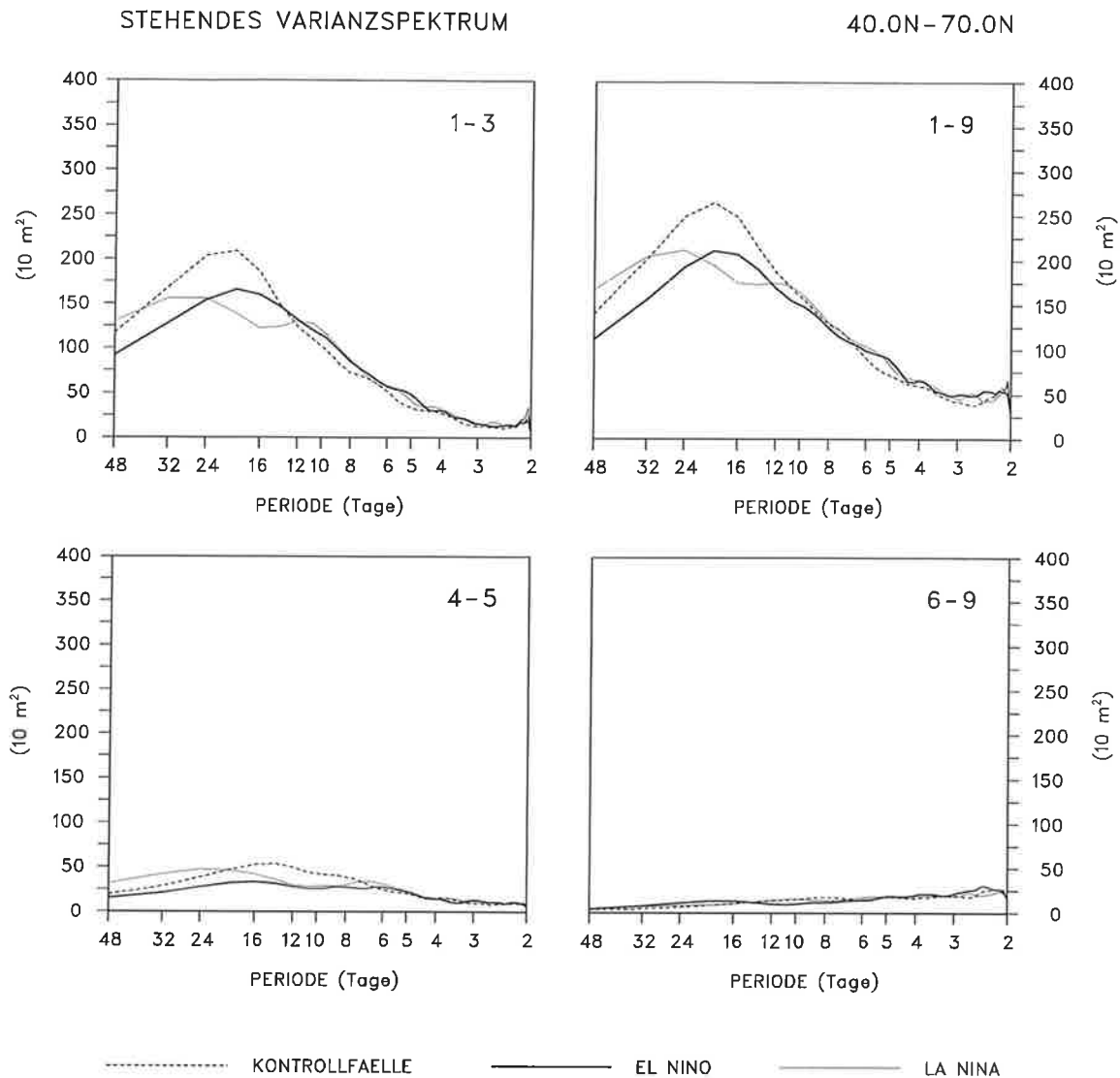


Abb. 6.11: Stehende Varianzspektren des Geopotentials in 500 hPa während der Wintermonate nach den ECMWF-Analysen für die El Niño und die La Niña Ereignisse sowie die Kontrollfälle im Bereich zwischen 40 und 70°N. Es werden verschiedene planetare Wellenregime betrachtet: ultra-lange (1-3), lange (4-5), kurze (6-9) und alle planetaren Wellen (1-9).

über den Kontrollfällen reduziert (*Abb. 6.8* und *Abb. 6.11*). Dabei läßt sich während der verschiedenen ENSO-Ereignisse eine auffällige Verschiebung der typischen Zeitskalen, auf denen die stehenden Wellen hauptsächlich zur Variabilität beitragen, erkennen. So überwiegt in den Analysen während der El Niño Ereignisse die Variabilität auf Zeitskalen zwischen 12 und 24 Tagen, auf Zeitskalen länger als 24 Tagen dagegen während der La Niña Ereignisse. In den Simulationen läßt sich auf Zeitskalen zwischen 16 und 32 Tagen eine Erhöhung der Variabilität während der kalten, auf Zeitskalen zwischen 8 und 16 Tagen während der warmen ENSO-Ereignisse feststellen. Dies stimmt mit der Beobachtung von *Hansen et al. (1989)* überein, wonach während der La Niña Ereignisse die von den stehenden Wellen hervorgerufene

intra-saisonale Variabilität auf den längeren Zeitskalen weitaus stärker ausgeprägt ist als während der El Niño Ereignisse.

Erinnert man sich der in Kapitel 6.1.1 beschriebenen Unterschiede der totalen oder der wandernden Varianzspektren, die für die Simulationen mit variierenden und festgeschriebenen SST berechnet worden sind (vgl. *Abb. 6.3* und *Abb. 6.4*), fällt die große Ähnlichkeit mit dem im vorhergehenden Abschnitt untersuchten Einfluß der SST-Anomalien auf die spektrale Verteilung der Variabilität auf (*Abb. 6.6* und *Abb. 6.7*). Danach läßt sich jeweils eine Verschiebung der Zeitskalen, auf denen die transienten bzw. die wandernden Wellen Beiträge zur intra-saisonalen Variabilität liefern, erkennen. So ist im Falle variierender SST genauso wie während der El Niño Ereignisse die Variabilität auf den längeren Zeitskalen etwa zwischen 6 und 20 Tagen verstärkt, im Falle festgeschriebener SST wie während der La Niña Ereignisse hingegen auf den kürzeren Zeitskalen.

6.2 Beiträge transienter Fluktuationen

Im vorangehenden Kapitel ist die spektrale Verteilung der Beiträge der transienten Wellenstörungen zur intra-saisonalen Variabilität in den mittleren Breiten der Nordhalbkugel untersucht worden. Danach sind in den Varianzspektren drei Wellenregime ausgeprägt (vgl. *Abb. 6.1*). So liefern z.B. die kurzen baroklinen Wellen (zonale Wellenzahl 6-9) die wesentlichen Beiträge zur intra-saisonalen Variabilität auf Zeitskalen kürzer als 6 Tagen, die ultra-langen Wellen (zonale Wellenzahl 1-3) auf Zeitskalen länger als 10 Tagen. In diesem Kapitel sollen daher die mittel- und tiefpaß-gefilterten Beiträge der transienten Wellenstörungen zur intra-saisonalen Variabilität unterscheiden werden. Der Mittelpaßfilter läßt transiente Fluktuationen auf Zeitskalen zwischen 2,5 und 6 Tagen durch, der Tiefpaßfilter solche, die länger als 10 Tage andauern (siehe Kapitel 3.3). Diese beiden Anteile werden wie schon im vorhergehenden Kapitel im folgenden auch vereinfacht als hochfrequente (zwischen 2,5 und 6 Tagen) und als niederfrequente Variabilität (länger als 10 Tage) bezeichnet. Die Beiträge der transienten Wellenstörungen zur intra-saisonalen Variabilität werden anhand der mittleren Standardabweichung des Geopotentials im Niveau 500 hPa untersucht.

6.2.1 Hochfrequente Variabilität

Zunächst soll der hochfrequente Teil der intra-saisonalen Variabilität auf Zeitskalen zwischen 2,5 und 6 Tagen betrachtet werden. Die regionalen Maxima dieser Größe definieren nach *Blackmon (1976)* die sogenannten *Stormtracks*, die mit den bevorzugten Bahnen der Zyklonen in den mittleren Breiten zusammenhängen. Und zwar liegen die Zentren der Zyklonen etwas nördlich der stärksten Anomalien des Geopotentials (*Wallace et al., 1988*).

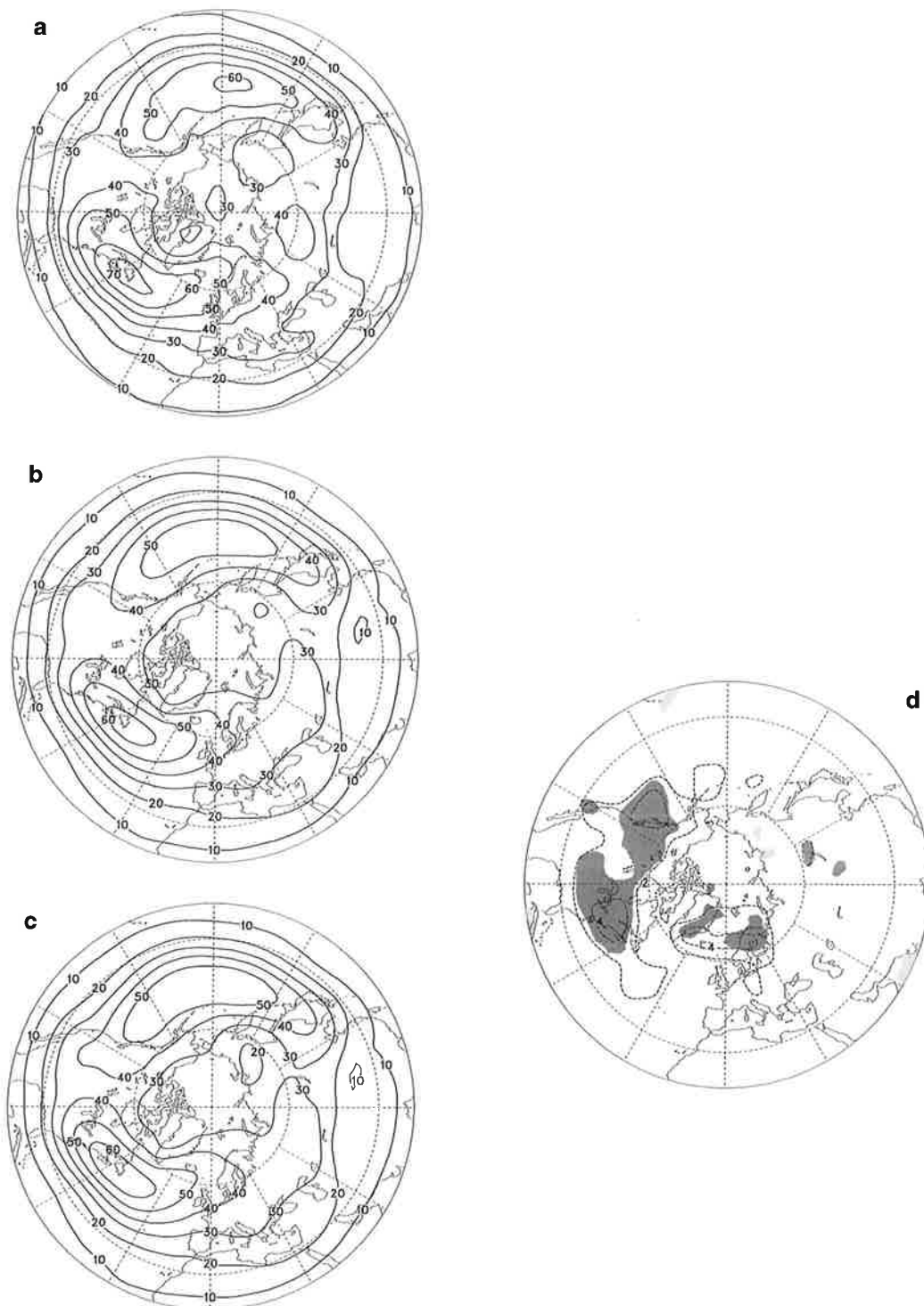


Abb. 6.12: Mittelpaß-gefilterte mittlere Standardabweichung des Geopotentials in 500 hPa während der Wintermonate nach den ECMWF-Analysen (a) und den Simulationen mit variierenden (b) und festgeschriebenen SST (c). Das Konturintervall beträgt 10 m. Ferner die Differenz der mittleren Standardabweichung zwischen den Simulationen mit variierenden und festgeschriebenen SST (d). Das Konturintervall beträgt 2 m. Die Signifikanz der Differenzen auf dem 95%-Niveau ist durch die Schattierung gekennzeichnet. Positive signifikante Abweichungen sind hell, negative dunkel schattiert.

Abb. 6.12 zeigt die klimatologischen Mittelwerte der mittelpaß-gefilterten mittleren Standardabweichung für die Analysen des ECMWF sowie die beiden Sets von Simulationen mit variierenden und festgeschriebenen Meeresoberflächentemperaturen. Ferner ist in der Abbildung die Differenz der beiden Sets von Simulationen enthalten. Danach zeigen die Analysen (*Abb. 6.12a*) zwei charakteristische Maxima, eines über dem nördlichen Pazifik und eines über Labrador, das sich weiter stromabwärts über den nördlichen Atlantik erstreckt. Sie entsprechen dem pazifischen bzw. dem atlantischen Stormtrack, wobei der atlantische Stormtrack deutlich kräftiger ausgeprägt ist als der pazifische. An den östlichen Ausläufern über dem Golf von Alaska bzw. bei Island knicken die Stormtracks nach Nordosten ab, da die Zyklonen bevorzugt eine nördliche Zugbahn einschlagen, wenn sie sich den Kontinenten nähern. Ferner zeigen sich relativ hohe Werte der hochfrequenten Variabilität über dem Mittelmeergebiet, da sich dort infolge der geographischen Lage auf der Südseite der Alpen bevorzugt Lee-Zyklonen entwickeln.

In den Simulationen mit variierenden SST (*Abb. 6.12b*) sind sowohl der pazifische als auch der atlantische Stormtrack ausgeprägt, jedoch ist ihre Intensität deutlich geringer als in den Analysen. So wird die mittlere Standardabweichung über dem nördlichen Pazifik auf der Südseite des Stormtracks, über dem nördlichen Atlantik jedoch generell unterschätzt. In den Simulationen behalten die Tiefdruckgebiete im Unterschied zu den Beobachtungen eher ihre zonale Zugrichtung bei, wenn sie sich den Kontinenten nähern. Ferner ist der Bereich erhöhter Variabilität über dem Mittelmeerraum nicht so deutlich ausgeprägt wie in den Analysen. In den Simulationen mit festgeschriebenen SST (*Abb. 6.12c*) erstrecken sich beide Stormtracks weiter stromabwärts über die Westküste Nordamerikas bzw. über Skandinavien hinaus. Dabei erscheint die hochfrequente Variabilität in weiten Teilen der mittleren Breiten, insbesondere auf der Nordseite der Stormtracks gegenüber den Simulationen mit variierenden SST erhöht (*Abb. 6.12d*). Diese Tendenz ließ sich ja bereits in den Varianzspektren ablesen (vgl. *Abb. 6.3*).

Im folgenden soll untersucht werden, welchen Einfluß die markanten Änderungen der Meeresoberflächentemperaturen, die im tropischen Pazifik in Zusammenhang mit der Southern Oscillation auftreten, auf die Verteilung der hochfrequenten intra-saisonalen Variabilität bzw. die Charakteristika der Stormtracks haben. Dazu werden in *Abb. 6.13* zum einen Komposita für die El Niño und die La Niña Ereignisse sowie deren Differenz, zum anderen die Differenzen dieser beiden Komposita mit dem für die Kontrollfälle berechneten Kompositum gezeigt. Neben den Differenzen selbst ist in den betreffenden Darstellungen deren Signifikanz auf dem 97,5%-Niveau durch die Schattierung gegeben (siehe Kapitel 5). Ferner werden in *Abb. 6.14* Zonalschnitte der mittelpaß-gefilterten mittleren Standardabweichung durch den pazifischen (135-165°W) und den atlantischen Stormtrack (45-75°W) gezeigt.

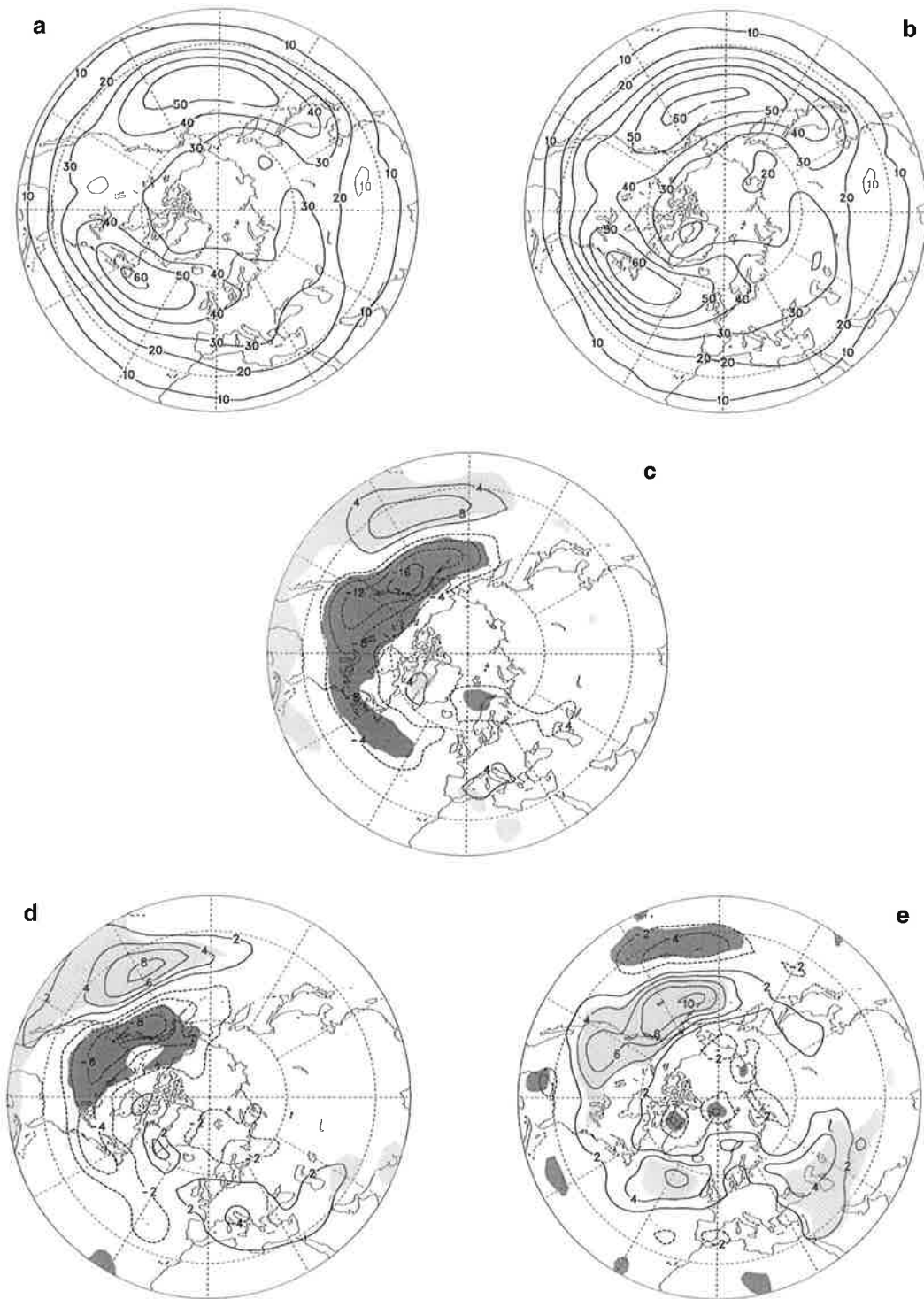


Abb. 6.13: Mittelpaß-gefilterte mittlere Standardabweichung des Geopotentials in 500 hPa während der Wintermonate nach den Simulationen mit variierenden SST für die El Niño (a) und die La Niña Ereignisse (b). Das Konturintervall beträgt 10 m. Ferner die Differenzen der mittleren Standardabweichung zwischen den El Niño und den La Niña Ereignissen (c) sowie zwischen den El Niño Ereignissen und den Kontrollfällen (d) und zwischen den La Niña Ereignissen und den Kontrollfällen (e). Das Konturintervall beträgt 4 (c) bzw. 2 m (d,e). Die Signifikanz der Differenzen auf dem 97,5%-Niveau ist durch die Schattierung gekennzeichnet. Positive signifikante Abweichungen sind hell, negative dunkel schattiert.

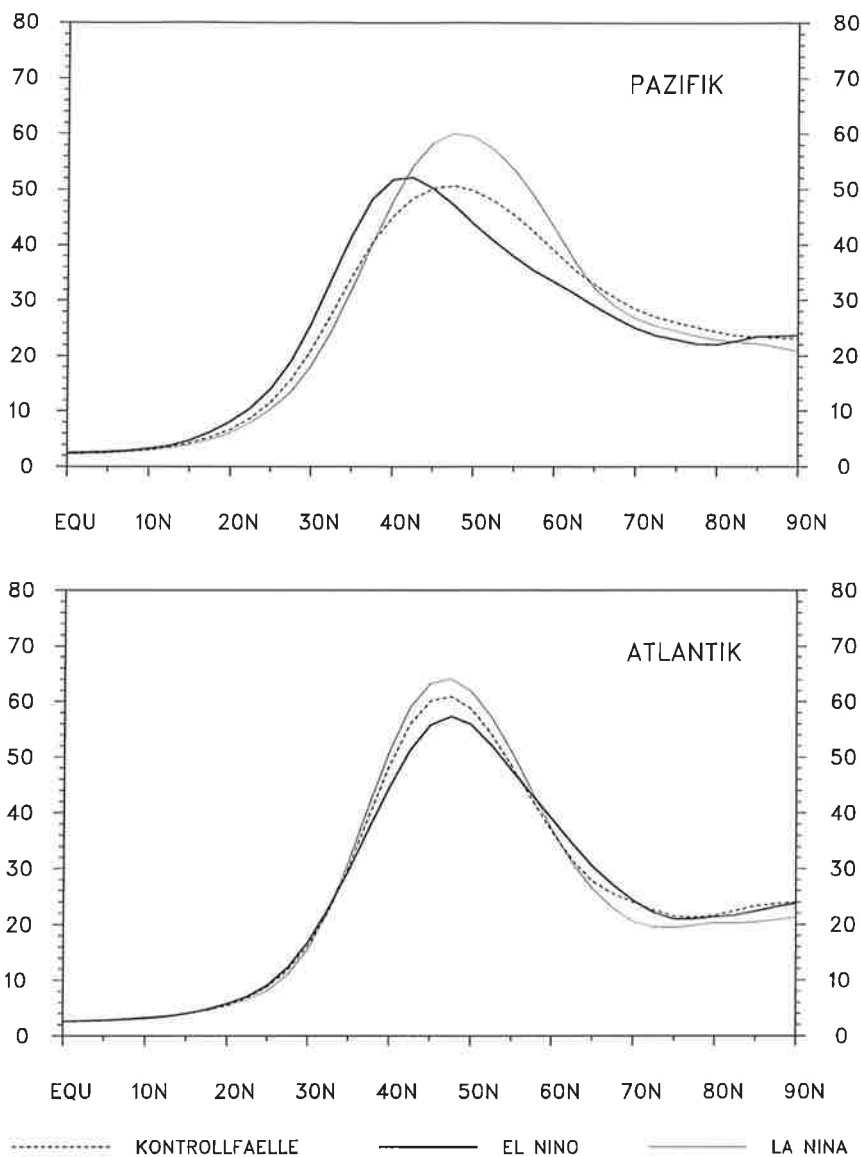


Abb. 6.14: Querschnitte der mittelpaß-gefilterten mittleren Standardabweichung des Geopotentials in 500 hPa während der Wintermonate nach den Simulationen mit variierenden SST für die El Niño und die La Niña Ereignisse und die Kontrollfälle in [m]. Die Querschnitte liegen über dem östlichen Pazifik (135-165°W) und dem westlichen Atlantik (45-75°W).

Danach ist die hochfrequente intra-saisonale Variabilität während der El Niño Ereignisse über dem südlichen Teil des Nordpazifiks gegenüber den Kontrollfällen deutlich verstärkt (*Abb. 6.13d*). Weiter nördlich, insbesondere über dem Golf von Alaska, ist die Aktivität der Zyklo-nen abgeschwächt. Diese Dipolstruktur geht auf die Verlagerung des pazifischen Stormtracks äquatorwärts während der El Niño Ereignisse zurück (*Abb. 6.14*), insbesondere östlich der Datumsgrenze. Damit folgt der pazifische Stormtrack dem Trog, der während der El Niño Ereignisse über dem östlichen Pazifik ausgeprägt ist und zu einer Verstärkung des meridionalen Druckgradienten über dem südöstlichen Teil des Nordpazifiks führt (vgl. *Abb. 5.2a*). Während der La Niña Ereignisse ist die hochfrequente Variabilität über dem nördlichen Teil des

Pazifiks und dem Westen Nordamerikas gegenüber den Kontrollfällen beträchtlich erhöht, vor allem bei den Aleuten und südlich von Alaska (*Abb. 6.13e*). Weiter südlich ist die Aktivität der Zyklonen abgeschwächt. Diese Anomalien verdeutlichen die Intensivierung des pazifischen Stormtracks während der La Nina Ereignisse (*Abb. 6.14*). Ferner ist das Zentrum des Stormtracks, d.h. der Bereich, in dem die maximalen Werte der mittelpaß-gefilterten mittleren Standardabweichung auftreten, schärfer definiert (*Abb. 6.13b*). Dies ist genau die Region, wo während er kalten ENSO-Ereignisse infolge der veränderten mittleren Strömung der meridionale Druckgradient am stärksten ausgeprägt ist (vgl. *Abb. 5.2b*). Gleichzeitig gelangen mit der verstärkten zonalen Strömung über dem nördlichen Pazifik (vgl. *Abb. 7.1b*) vermehrt Zyklonen in die westlichen Regionen Nordamerikas. Diese Ergebnisse stehen in Einklang mit den Arbeiten von *Ponater et al. (1994)* und *Lau (1988)*, wobei die Untersuchung von Ponater et al. auf Modellsimulationen und die von Lau auf Analysen basiert. Übereinstimmend stellen beide Autoren in der positiven Phase des PNA-Musters, der der stationäre Response während der El Niño Ereignisse ähnelt (vgl. *Abb. 5.2d*), das vermehrte Auftreten von Zyklonen über dem östlichen Pazifik im Bereich zwischen 40 und 60° nördlicher Breite fest. In der negativen Phase des PNA-Musters, der der Response während der La Niña Ereignisse gleicht (vgl. *Abb. 5.2e*), beobachtet Lau eine Verschiebung des pazifischen Stormtracks in nördlicher Richtung, gleichzeitig treten über Alaska vermehrt Zyklonen auf.

Im Zentrum des atlantischen Stormtracks über Labrador ist die hochfrequente Variabilität während der La Niña Ereignisse stärker ausgeprägt als in den Kontrollfällen (*Abb. 6.13e*), während der El Niño Ereignisse jedoch schwächer (*Abb. 6.13d*). Das Zentrum des atlantischen Stormtracks verlagert sich während der verschiedenen ENSO-Ereignisse im Unterschied zum pazifischen Stormtrack kaum in meridionaler Richtung (*Abb. 6.14*). Damit folgt die Intensität des Stormtracks der Verstärkung und der Abschwächung des meridionalen Druckgradienten über dem östlichen Teil Nordamerikas während der La Niña bzw. während der El Niño Ereignisse infolge der Veränderungen der mittleren Strömung in dieser Region (vgl. *Abb. 5.2a,b*). Weiter stromabwärts läßt sich während der kalten ENSO-Ereignisse eine Verstärkung der hochfrequenten Variabilität über dem nördlichen Teil Europas beobachten, während der warmen ist die Aktivität der Zyklonen über Südeuropa verstärkt (*Abb. 6.13c*). Offenbar schlagen die Zyklonen im Auslaufbereich des atlantischen Stormtracks über Europa während der La Niña Ereignisse eine nördliche Zugbahn über Island und Skandinavien ein, wohingegen sie während der El Niño Ereignisse nach Süden bis in das Mittelmeergebiet ziehen. Dieses Ergebnis stimmt mit Beobachtungen des Auftretens von Zyklonen in Europa überein (*Fraedrich und Müller, 1992*). Danach folgen die Tiefdruckgebiete ausgehend von der Region südlich von Grönland während der La Niña Ereignisse eher einer nördlichen Zugbahn über Island und Skandinavien, während der El Niño Ereignisse schlagen sie dagegen vornehmlich eine südliche Route über Schottland, Mitteleuropa und das Baltikum ein.

Erinnert man sich der weiter oben beschriebenen Unterschiede der Verteilungen des hochfrequenten Teils der intra-saisonalen Variabilität für die Simulationen mit variierenden und festgeschriebenen Meeresoberflächentemperaturen (vgl. *Abb. 6.12d*), fällt die große Ähnlichkeit mit den Unterschieden zwischen den Komposita für die El Niño und die La Niña Ereignisse (*Abb. 6.13c*) auf. So ist im Falle festgeschriebener SST genauso wie während der La Niña Ereignisse die Aktivität der Zyklonen im allgemeinen in den nördlich gelegenen Regionen verstärkt, im Falle variierender SST wie während der El Niño Ereignisse dagegen weiter südlich.

Die in *Abb. 6.13* gezeigten Differenzen der Komposita weisen vor allem im pazifisch-nordamerikanischen Gebiet hohe Signifikanz auf. Im folgenden soll nun die relative Stärke bzw. die Vorhersagbarkeit der Veränderungen der Stormtracks als Folge der vorgegebenen SST-Anomalien untersucht werden. Dabei gelangt die gleiche Methode, die bereits bei der Untersuchung der jahreszeitlichen Mittelwerte des Geopotentials herangezogen worden ist (siehe Kapitel 5), zur Anwendung.

Abb. 6.15a zeigt die Verteilung des von den Simulationen abgeleiteten Signals für die mittelpaß-gefilterte mittlere Standardabweichung des Geopotentials in 500 hPa. In der Verteilung sind mehrere Maxima ausgeprägt, deren Lage mit den Maxima der Differenz der Komposita für die El Niño und die La Niña Ereignisse übereinstimmt (vgl. *Abb. 6.13c*). Demnach ist die externe Variabilität im Gebiet bei den Aleuten und südlich von Alaska am stärksten ausgeprägt. Dieses Maximum erstreckt sich weiter stromabwärts über den westlichen Teil Nordamerikas. Aber auch weiter südlich, etwa zwischen 30 und 40° nördlicher Breite, ist die externe Variabilität über dem östlichen Pazifik verstärkt. In Verbindung mit dem atlantischen Stormtrack läßt sich ein schwächeres Signal über Labrador und weiter stromabwärts über dem Atlantik beobachten. Ferner treten erhöhte Werte der externen Variabilität über Westeuropa, aber auch im Mittelmeerraum sowie weiter östlich nahe dem Kaspischen Meer auf. Die Verteilung des Rauschens (*Abb. 6.15b*) weist zwei markante Maxima auf, nämlich in den Gebieten ausgeprägter zyklonenetischer Aktivität nahe der Aleuten bzw. südlich von Island. Aber auch über dem westlichen Teil Europas und dem östlichen Teil Rußlands läßt sich ein erhöhtes Maß an interner Variabilität feststellen.

Das Signal-Rausch-Verhältnis (*Abb. 6.15c*) übertrifft in weiten Teilen des pazifisch-nordamerikanischen Sektors den Wert 1, jedoch allein über der dem Golf von Alaska den Wert 1,88. Offenbar lassen sich in diesen Regionen die Änderungen der Stormtracks infolge markanter Änderungen der Meeresoberflächentemperaturen mit einer gewissen Güte vorhersagen, die Irrtumswahrscheinlichkeit liegt allerdings meist über 5%. Ein Maximum ist über dem Golf von Alaska ausgeprägt und erstreckt sich weiter stromabwärts über den westlichen Teil Nordamerikas. Ein weiteres Maximum liegt weiter südlich etwa zwischen 30 und 40°N östlich der

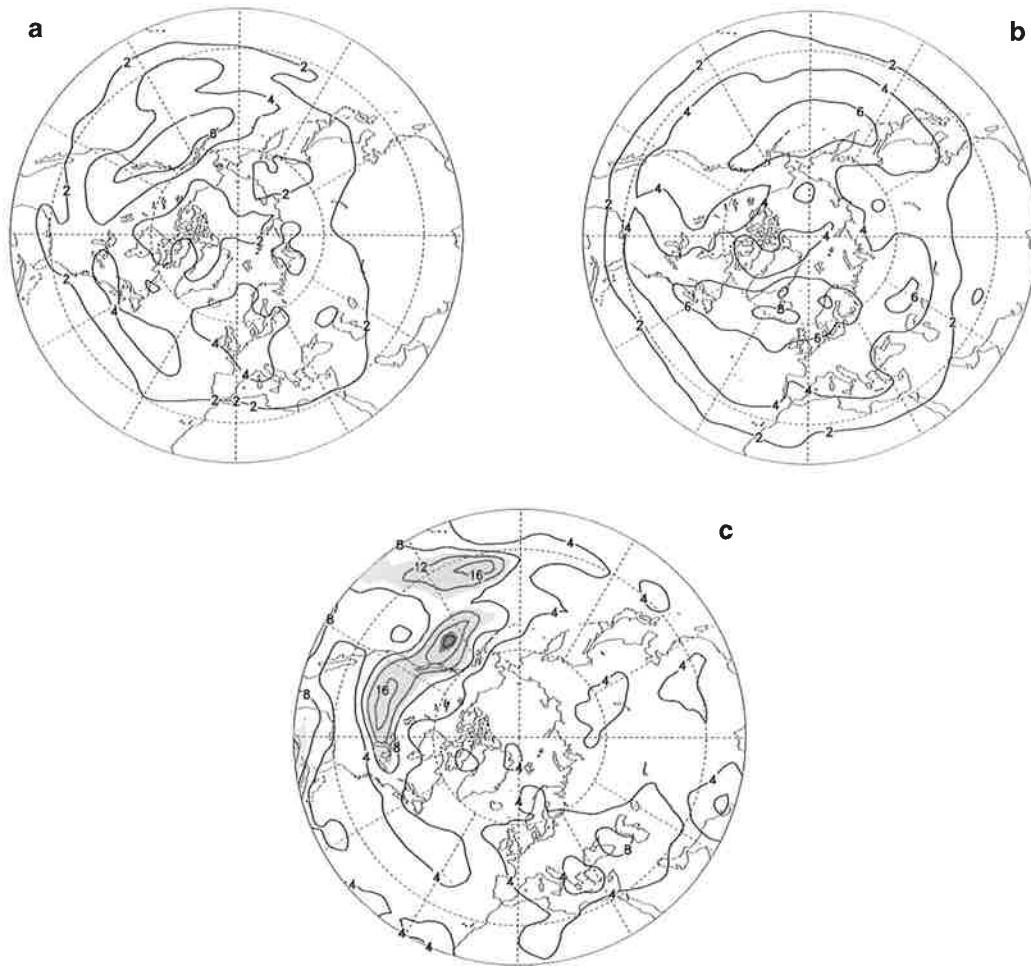


Abb. 6.15: Signal (a) und Rauschen (b) der mittelpaß-gefilterten mittleren Standardabweichung des Geopotentials in 500 hPa während der Wintermonate nach den Simulationen mit variierenden SST. Das Konturintervall beträgt 2 m. Ferner das Signal-Rausch-Verhältnis (c). Die Werte sind mit dem Faktor 10 multipliziert, das Konturintervall beträgt 0,4. Werte größer als 1 sind durch die helle, größer als 1,88 (siehe Text) durch die dunkle Schattierung gekennzeichnet.

Datumsgrenze. Erhöhte Werte des Signal-Rausch-Verhältnisses, die jedoch längst nicht an einen Wert von 1 heranreichen, sind auch über dem westlichen Atlantik und weiten Teilen Europas zu beobachten. Dort läßt sich demnach zwar während eines ENSO-Ereignisses eine typische Änderung der Stormtracks erwarten, jedoch ist die natürliche Variabilität in diesen Regionen so stark, daß dieser Response überdeckt werden könnte.

Da die Änderungen der mittleren Strömung infolge der markanten SST-Anomalien im tropischen Pazifik zwischen den einzelnen ENSO-Ereignissen variieren (vgl. *Abb. 5.4* und *Abb. 5.5*), die Lage der Stormtracks jedoch wesentlich von der mittleren Strömung abhängt, sollen im folgenden die Anomalien der mittelpaß-gefilterten mittleren Standardabweichung für die einzelnen El Niño und La Niña Ereignisse betrachtet werden. Die Anomalien sind bezüglich

der langjährigen Mittelwerte über den Zeitraum 1979 bis 1992 berechnet worden.

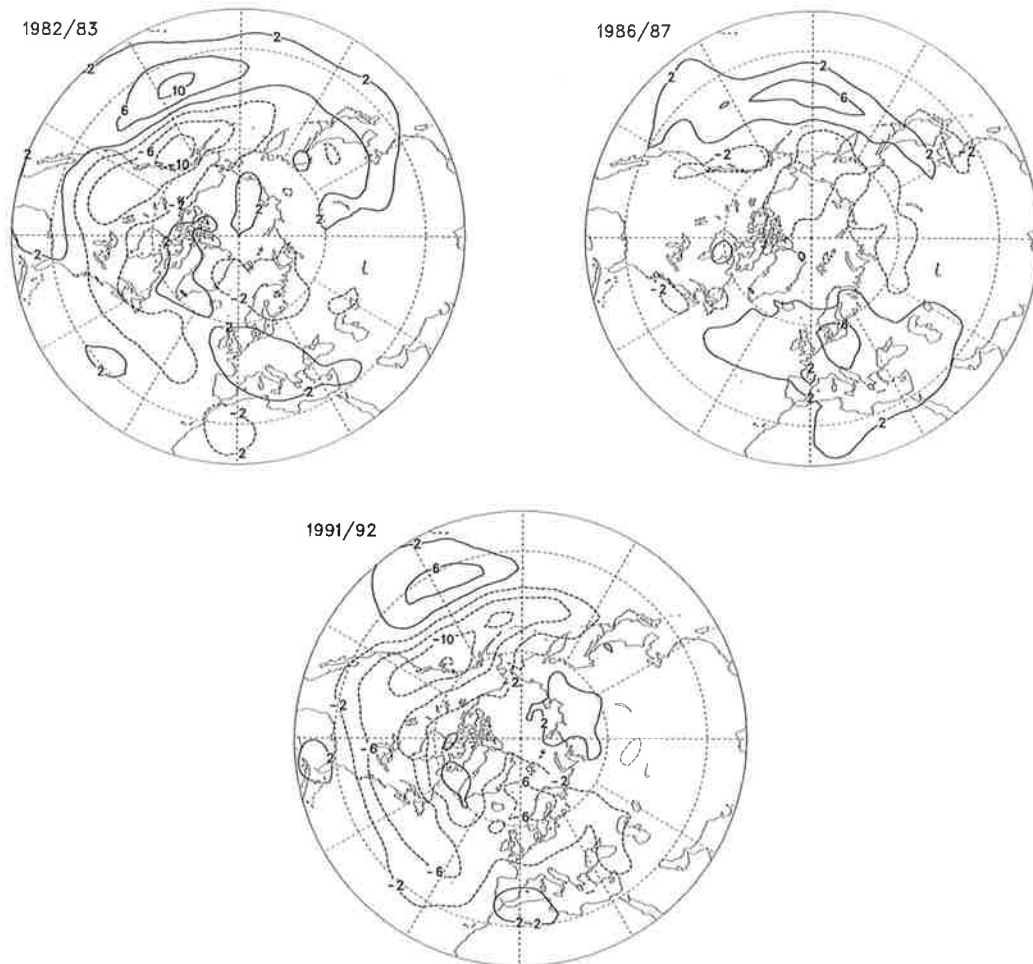


Abb. 6.16: Anomalien der mittelpaß-gefilterten mittleren Standardabweichung des Geopotentials in 500 hPa während der Wintermonate in den Jahren 1982/83, 1986/87 und 1991/92 (El Niño Ereignisse) nach den Simulationen mit variierenden SST. Das Konturintervall beträgt 4 m.

Abb. 6.16 zeigt die Anomalien während der drei verschiedenen El Niño Ereignisse für die Simulationen mit variierenden SST. Danach lassen sich während der beiden kräftigen Ereignisse in den Jahren 1982/83 und 1991/92 die gleichen typischen Merkmale wie für die Differenz des Kompositums für die El Niño Ereignisse gegenüber den Kontrollfällen feststellen (vgl. Abb. 6.13d). Im Winter 1986/87 ist der pazifische Stormtrack dagegen nicht äquatorwärts verschoben, sondern erscheint lediglich in der Nähe der Datumsgrenze verstärkt. Ferner ist während dieses El Niño Ereignisses die hochfrequente Variabilität im gesamten atlantisch-europäischen Gebiet verstärkt. Diese untypische Verteilung der hochfrequenten Variabilität steht in direktem Zusammenhang mit den Abweichungen der mittleren Strömung während dieses El Niño Ereignisses (vgl. Abb. 5.4). So reicht der Trog über dem östlichen Pazifik nicht

soweit nach Süden wie während der beiden anderen El Niño Ereignisse, und der Trog über Europa ist westwärts verschoben.

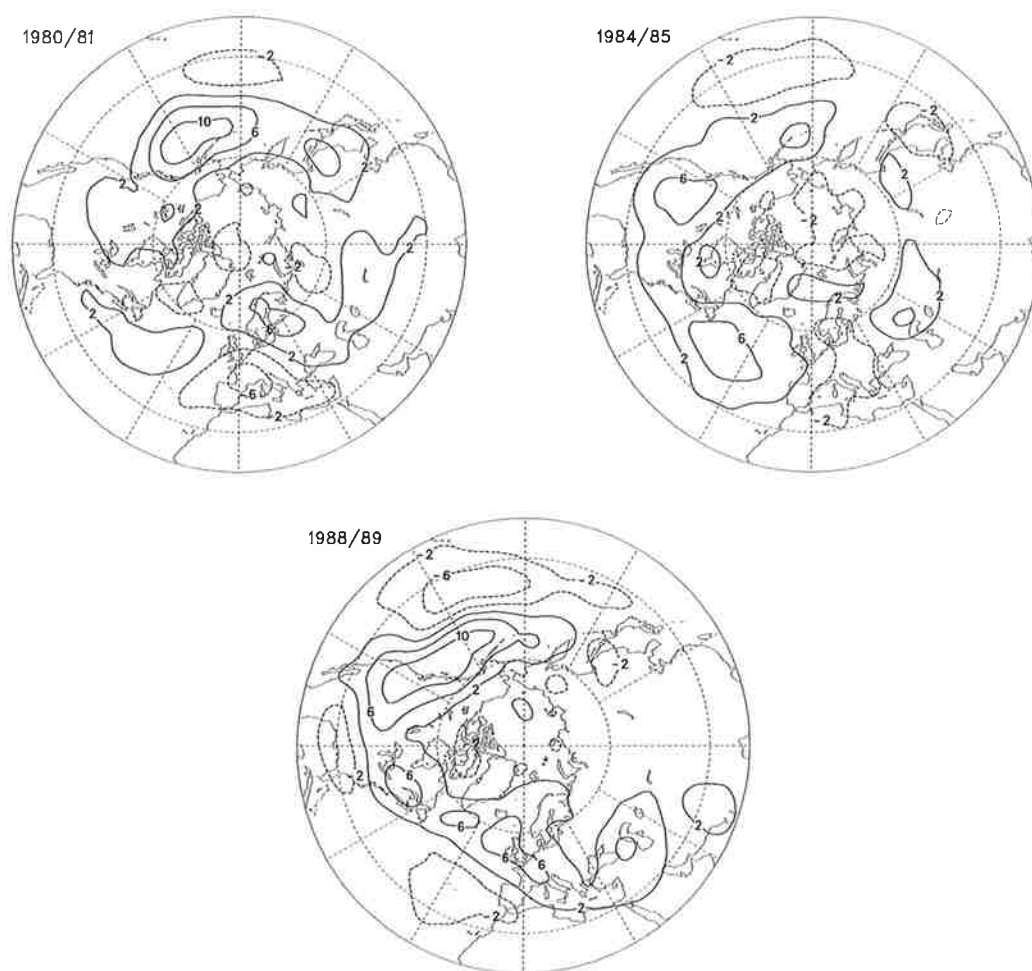


Abb. 6.17: Anomalien der mittelpaß-gefilterten mittleren Standardabweichung des Geopotentials in 500 hPa während der Wintermonate in den Jahren 1980/81, 1984/85 und 1988/89 (La Niña Ereignisse) nach den Simulationen mit variierenden SST. Das Konturintervall beträgt 4 m.

Während der verschiedenen La Niña Ereignisse (Abb. 6.17) ergeben sich im pazifisch-nord-amerikanischen Gebiet die gleichen Charakteristika wie für die Differenz des Kompositums für die La Niña Ereignisse gegenüber den Kontrollfällen (vgl. Abb. 6.13e). Im Winter 1980/81 (Abb. 6.17a) dehnt sich der pazifische Stormtrack jedoch nicht so weit über den westlichen Teil Nordamerikas aus wie während der beiden anderen La Niña Ereignisse, in Einklang damit, daß während dieses La Niña Ereignisses die markanten Anomalien der mittleren Strömung weiter westlich liegen (vgl. Abb. 5.5). Im Winter 1988/89 ist die Aktivität der Zyklone über den zentralen Regionen Europas gegenüber dem mittleren Response (vgl. Abb. 6.13e) deutlich verstärkt. Dies läßt sich auf die Abweichungen der mittleren Strömung im atlantisch-europäi-

schen Gebiet während dieses La Niña Ereignisses zurückführen (vgl. *Abb. 5.5*). So führt die Abnahme des Geopotentials über Nordeuropa und dessen Zunahme weiter südlich zur Verstärkung des meridionalen Druckgradienten und damit zur Intensivierung des Stormtracks über Mitteleuropa.

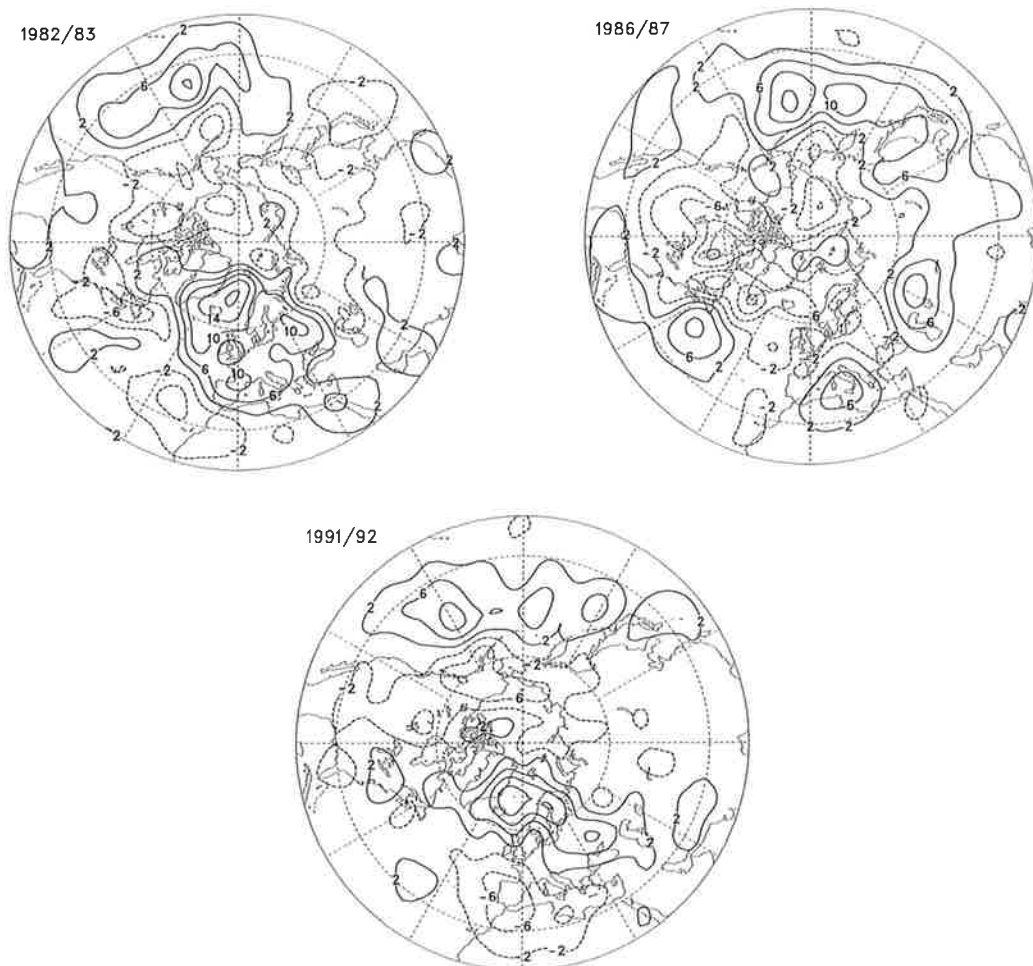


Abb. 6.18: Anomalien der mittelpaß-gefilterten mittleren Standardabweichung des Geopotentials in 500 hPa während der Wintermonate in den Jahren 1982/83, 1986/87 und 1991/92 (El Niño Ereignisse) nach den ECMWF-Analysen. Das Konturintervall beträgt 4 m.

Wie bei den Änderungen der mittleren Strömung variieren die von den Analysen des ECMWF für die verschiedenen El Niño (*Abb. 6.18*) und La Niña Ereignisse (*Abb. 6.19*) berechneten Anomalien der hochfrequenten Variabilität erheblich zwischen den einzelnen Ereignissen. Dabei ist der pazifische Stormtrack in Übereinstimmung mit den Simulationen während aller El Niño Ereignisse verstärkt (vgl. *Abb. 6.16*), allerdings ist er lediglich im Winter 1982/83 äquatorwärts verschoben. Allein während des kräftigen La Niña Ereignisses im Jahr 1988/89 zeigt sich in den Analysen die typische Verstärkung des pazifischen Stormtracks sowie dessen Ausdehnung bis über den westlichen Teil Nordamerikas. Ferner ist während dieses Ereignisses

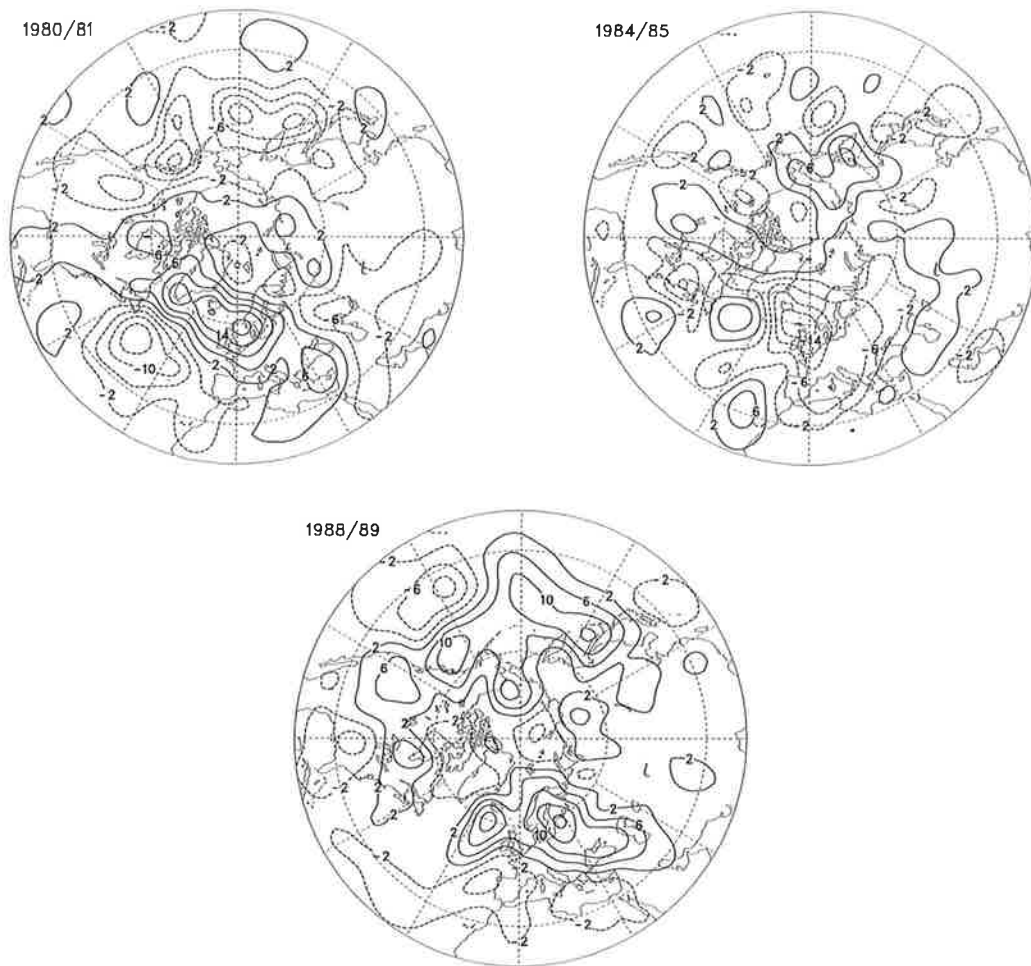


Abb. 6.19: Anomalien der mittelpaß-gefilterten mittleren Standardabweichung des Geopotentials in 500 hPa während der Wintermonate in den Jahren 1980/81, 1984/85 und 1988/89 (La Niña Ereignisse) nach den ECMWF-Analysen. Das Konturintervall beträgt 4 m.

übereinstimmend mit den Simulationen (vgl. *Abb. 6.17*) der atlantische Stormtrack verstärkt, und die Zyklonen folgen bevorzugt einer nördlichen Zugbahn über Island und Skandinavien. Während dieses La Niña Ereignisses stimmen die Simulationen und die Analysen im atlantisch-europäischen Sektor ja auch hinsichtlich der Anomalien der mittleren Strömung sehr gut überein (vgl. *Abb. 5.5* und *Abb. 5.7*). Das verstärkte Auftreten von Zyklonen über Südeuropa und Nordafrika in Verbindung mit einer Abschwächung der hochfrequenten Variabilität über dem Norden Europas, wie es während der El Niño Ereignisse typischerweise auftritt, läßt sich in den Analysen allein im Winter 1986/87 (*Abb. 6.18*) beobachten.

6.2.2 Niederfrequente Variabilität

Nach dem hochfrequenten soll im folgenden der niederfrequente Teil der intra-saisonalen Variabilität auf Zeitskalen länger als 10 Tagen untersucht werden. Auf diesen langen Skalen

liefern großskalige Phänomene wie blockierende Hochdruckgebiete, Cutoff Lows oder Übergänge zwischen Wetterregimen die wesentlichen Beiträge zur intra-saisonalen Variabilität (siehe z.B. *Blackmon et al., 1986*).

In *Abb. 6.20* sind die klimatologischen Mittelwerte der tiefpaß-gefilterten mittleren Standardabweichung für die Analysen des ECMWF sowie die beiden Sets von Simulationen mit variierenden und festgeschriebenen Meeresoberflächentemperaturen dargestellt. Ferner ist in der Abbildung die Differenz der beiden Sets von Simulationen enthalten. Danach weisen die Analysen (*Abb. 6.20a*) zwei charakteristische Maxima auf, die stromabwärts der beiden Maxima hochfrequenter Variabilität bzw. der beiden Hauptstormtracks liegen (vgl. *Abb. 6.12a*). Eines liegt über dem nördlichen Pazifik nahe der Aleuten, das andere über dem nördlichen Atlantik und erstreckt sich weiter stromabwärts bis nach Skandinavien. Erhöhte Werte niederfrequenter Variabilität treten im westlichen Mittelmeergebiet auf, eine Folge der in diesem Gebiet bevorzugt auftretenden Cutoff Lows.

In den Simulationen mit variierenden SST (*Abb. 6.20b*) sind diese beiden Maxima ebenfalls ausgeprägt, jedoch wird die niederfrequente Variabilität vom Modell über weiten Teilen der Nordhalbkugel unterschätzt. Diese Diskrepanz ließ sich ja bereits in den Varianzspektren ablesen (vgl. *Abb. 6.3*). Besonders markant ist die Unterschätzung der niederfrequenten Variabilität über dem nördlichen Atlantik, wo ebenfalls eine deutliche Reduktion der Intensität der Stormtracks gegenüber den Analysen zu beobachten ist (vgl. *Abb. 6.12b*). Über dem Pazifik ist die Unterschätzung der niederfrequenten Variabilität vor allem in den südlich gelegenen Regionen ausgeprägt. Dies steht in Einklang damit, daß die Intensität des pazifischen Stormtracks nur auf dessen Südseite, die des atlantischen Stormtracks jedoch generell in den Simulationen unterschätzt wird. Daneben zeigen sich in den Simulationen im Unterschied zu den Analysen keine erhöhten Werte niederfrequenter Variabilität im westlichen Mittelmeerraum, da in den Simulationen weniger häufig Cutoff Lows in dieser Region auftreten als in den Analysen. Der auffälligste Unterschied zwischen den Simulationen mit variierenden und festgeschriebenen SST ist die Erhöhung der niederfrequenten Variabilität über Skandinavien und dem nordwestlichen Teil Rußlands im Falle festgeschriebener SST (*Abb. 6.20c*), was sich auf die Ausdehnung des atlantischen Stormtracks stromabwärts über Skandinavien zurückführen läßt (vgl. *Abb. 6.12c*). In der westlichen Hemisphäre ist die niederfrequente Variabilität dagegen im Falle variierender SST generell erhöht.

Im folgenden soll untersucht werden, wie die Verteilung der niederfrequenten intra-saisonalen Variabilität von den markanten Änderungen der Meeresoberflächentemperaturen im tropischen Pazifik beeinflußt wird. Dazu werden in *Abb. 6.21* zum einen Komposita für die El Niño und die La Niña Ereignisse sowie deren Differenz gezeigt. Zum anderen sind in der Abbildung die

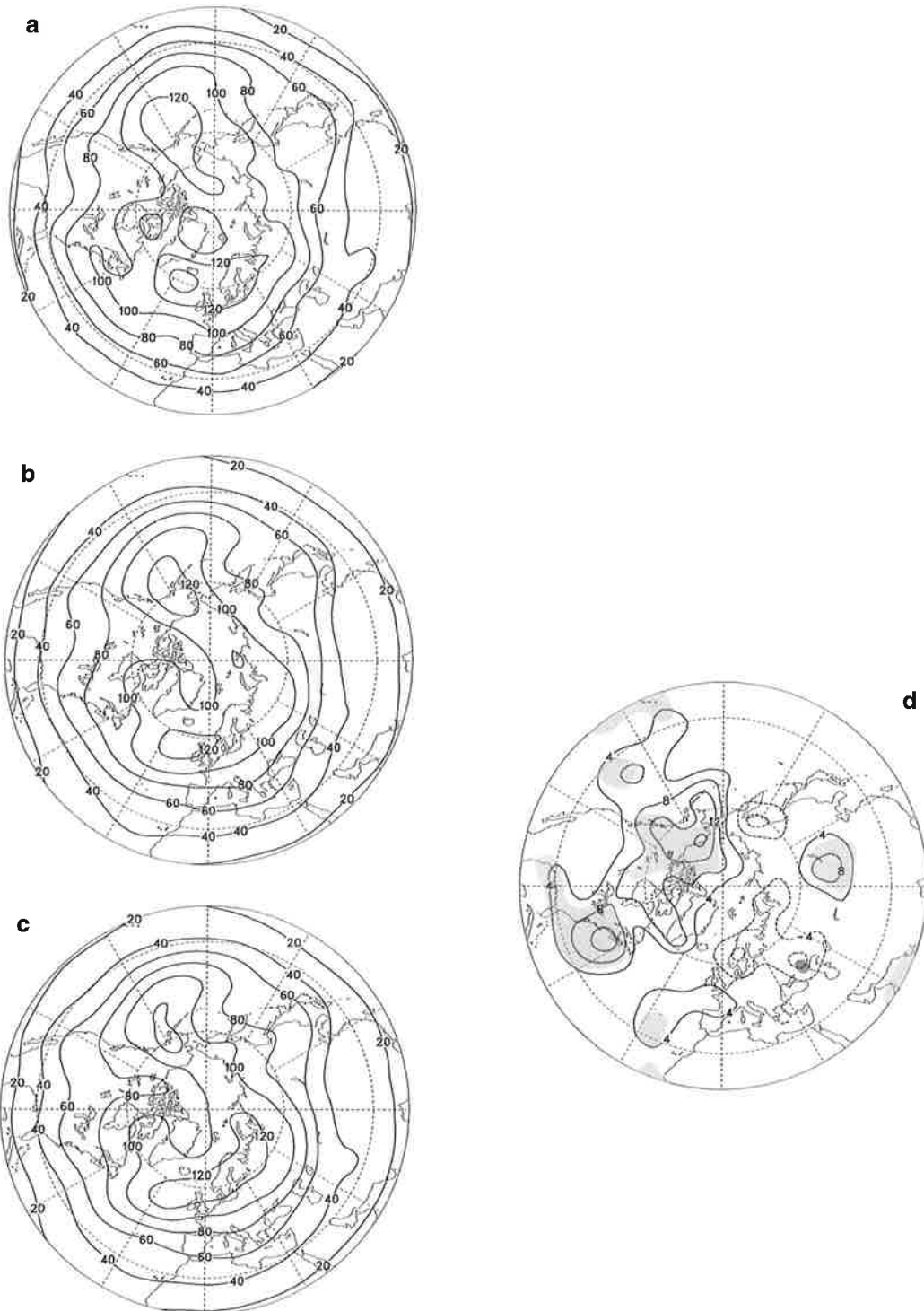


Abb. 6.20: Tiefpaß-gefilterte mittlere Standardabweichung des Geopotentials in 500 hPa während der Wintermonate nach den ECMWF-Analysen (a) und den Simulationen mit variierenden (b) und festgeschriebenen SST (c). Das Konturintervall beträgt 20 m. Ferner die Differenz der mittleren Standardabweichung zwischen den Simulationen mit variierenden und festgeschriebenen SST (d). Das Konturintervall beträgt 4 m. Die Signifikanz der Differenzen auf dem 95%-Niveau ist durch die Schattierung gekennzeichnet. Positive signifikante Abweichungen sind hell, negative dunkel schattiert.

Differenzen dieser beiden Komposita mit dem für die Kontrollfälle berechneten Kompositum enthalten. Neben den Differenzen selbst ist in den betreffenden Darstellungen deren Signifikanz auf dem 95%-Niveau durch die Schattierung gekennzeichnet.

Danach ist sowohl während der warmen (*Abb. 6.21d*) als auch während der kalten ENSO-Ereignisse (*Abb. 6.21e*) die niederfrequente Variabilität in weiten Teilen der Nordhalbkugel gegenüber den Kontrollfällen reduziert. Während der El Niño Ereignisse (*Abb. 6.21d*) ist die Variabilität auf den langen Zeitskalen über dem gesamten nördlichen Pazifik und dem westlichen Teil Nordamerikas abgeschwächt, insbesondere im Gebiet nahe der Aleuten und über dem Südwesten der USA. Über dem südöstlichen Teil des Nordpazifiks ist die niederfrequente Variabilität dagegen leicht erhöht. Weiter stromabwärts ist die Variabilität auf den langen Zeitskalen über Nord- und Osteuropa abgeschwächt, über Südeuropa und Nordafrika dagegen deutlich verstärkt. Offenbar kommt es während der El Niño Ereignisse infolge der Verlagerung des Ausläufers des atlantischen Stormtracks in den Mittelmeerraum (vgl. *Abb. 6.13d*) zu einer Verstärkung der niederfrequenten Variabilität in dieser Region. Entsprechend ist die Erhöhung der Variabilität auf den langen Zeitskalen über dem südöstlichen Teil des Nordpazifiks während der El Niño Ereignisse eine Folge des vermehrten Auftretens von Zyklonen in dieser Region. Während der La Niña Ereignisse (*Abb. 6.21e*) ist die Abschwächung der niederfrequenten Variabilität südlich der Aleuten und über dem zentralen Teil Kanadas am stärksten ausgeprägt. Über Europa lassen sich in diesem Fall keine signifikanten Änderungen erkennen. Generell ist die niederfrequente Variabilität während der warmen ENSO-Ereignisse in weiten Gebieten der mittleren Breiten stärker ausgeprägt als während der kalten (*Abb. 6.21c*). So ist während der El Niño Ereignisse die niederfrequente Variabilität über dem Golf von Alaska und weiter südlich erhöht, über Alaska und dem Südwesten der USA jedoch geringer als während der La Niña Ereignisse. Weiter stromabwärts über dem östlichen Teil Nordamerikas und nahe der Südspitze Grönlands erscheint die niederfrequente Variabilität wiederum während der El Niño Ereignisse verstärkt, ebenso über dem südwestlichen Teil Europas und im Mittelmeerraum. Über Nord- und Osteuropa ist die Variabilität auf diesen langen Zeitskalen dagegen während der La Niña Ereignisse verstärkt. Diese Unterschiede spiegeln sich auch in den Komposita der tiefpaß-gefilterten mittleren Standardabweichung für die El Niño (*Abb. 6.21a*) und die La Niña Ereignisse (*Abb. 6.21b*) wider. Sie stehen in Einklang mit den Varianzspektren, wonach die niederfrequente Variabilität während der verschiedenen ENSO-Ereignisse gegenüber den Kontrollfällen reduziert ist, jedoch die Variabilität auf den langen Zeitskalen während der El Niño Ereignisse stärker ausgeprägt ist als während der La Niña Ereignisse (vgl. *Abb. 6.6*).

Bei den im vorhergehenden Abschnitt beschriebenen Differenzen der Komposita läßt sich nur lokal Signifikanz feststellen, ein Indiz dafür, daß die niederfrequenten Beiträge zur intra-saiso-

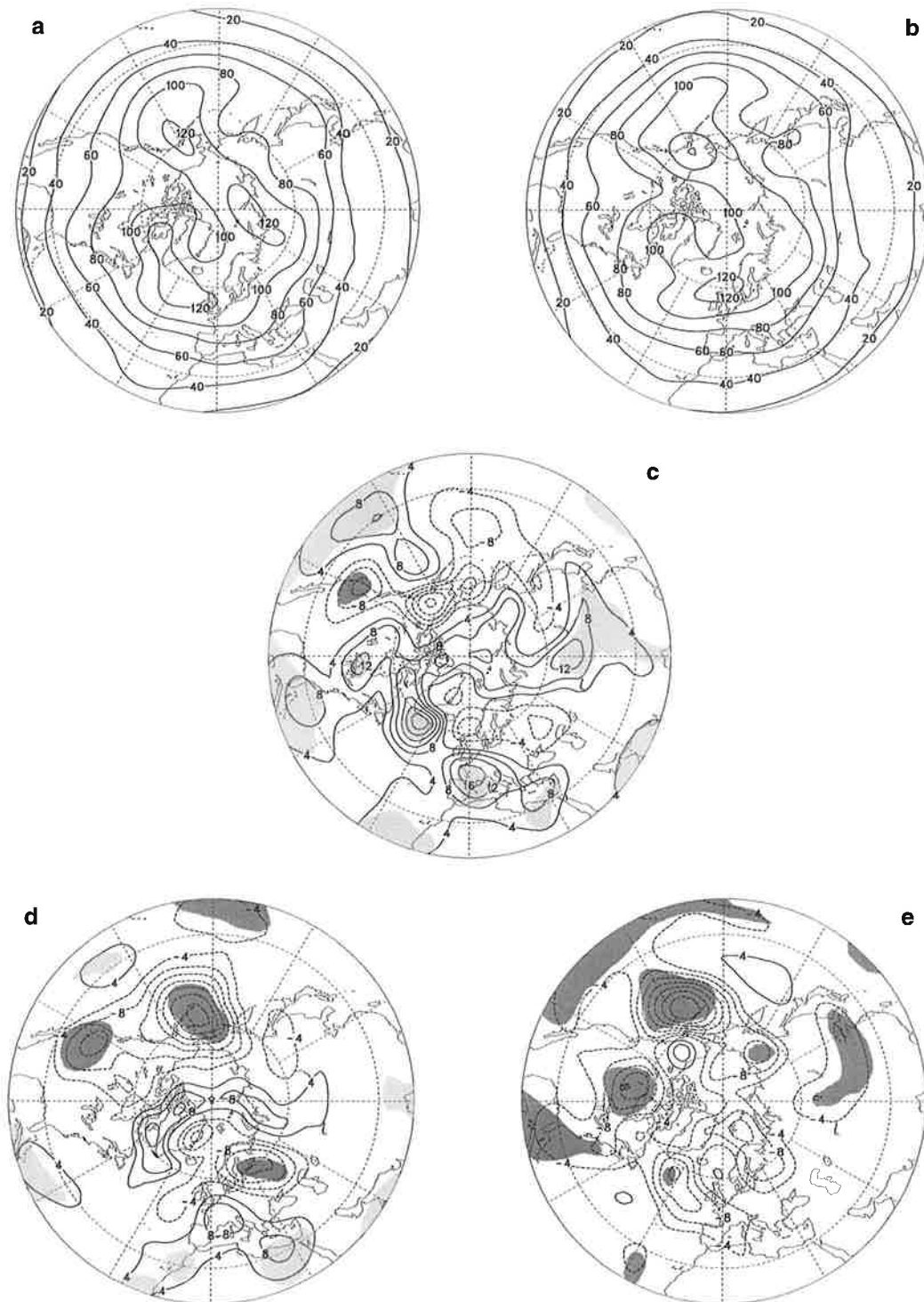


Abb. 6.21: Tiefpaß-gefilterte mittlere Standardabweichung des Geopotentials in 500 hPa während der Wintermonate nach den Simulationen mit variierenden SST für die El Niño (a) und die La Niña Ereignisse (b). Das Konturintervall beträgt 20 m. Ferner die Differenzen der mittleren Standardabweichung zwischen den El Niño und den La Niña Ereignissen (c) sowie zwischen den El Niño Ereignissen und den Kontrollfällen (d) und zwischen den La Nina Ereignissen und den Kontrollfällen (e). Das Konturintervall beträgt 4 m. Die Signifikanz der Differenzen auf dem 95%-Niveau ist durch die Schattierung gekennzeichnet. Positive signifikante Abweichungen sind hell, negative dunkel schattiert.

nalen Variabilität einer hohen natürlichen Variabilität unterliegen. Dies liegt zum einen daran, daß die Variabilität auf solch langen Skalen durch einige wenige während der entsprechenden Jahreszeit ausgebildete blockierende Hochdruckgebiete oder Cutoff Lows wesentlich geprägt wird. Zum anderen spielen bei der Ausbildung und Aufrechterhaltung dieser großräumigen Anomalien der mittleren Strömung nichtlineare Wechselwirkungen, insbesondere mit den kurzlebigen baroklinen Wellenstörungen eine wichtige Rolle (siehe z.B. *Mullen, 1987*). Aber gerade wegen dieser Wechselwirkungen sollte durchaus auch bei der niederfrequenten Variabilität ein gewisses Maß an externer Variabilität zu erwarten sein. Liegen doch die Gebiete starker niederfrequenter Variabilität stromabwärts der Stormtracks, deren Charakteristika nachhaltig durch die verschiedenen ENSO-Ereignisse beeinflusst werden (vgl. *Abb. 6.15a*). Dabei sollte man sich jedoch der Tatsache bewußt sein, daß die Anzahl der in diese Untersuchung eingehenden individuellen Simulationen mit fünf verhältnismäßig gering ist. Im Falle eines Phänomens, bei dem ein hohes Maß an natürlicher Variabilität zu erwarten ist, wird bei der hier angewendeten Methode das Rauschen im Vergleich zum Signal vermutlich überschätzt.

Die Verteilungen der tiefpaß-gefilterten Standardabweichung des Geopotentials in 500 hPa weisen in verschiedenen Region der mittleren Breiten ein erhöhtes Maß an externer Variabilität auf (*Abb. 6.22a*). So ist das Signal über dem nördlichen Pazifik nahe der Aleuten besonders kräftig ausgeprägt, weitere Maxima sind stromabwärts über dem zentralen Teil Kanadas sowie südlich von Grönland und Nordeuropa zu finden. Auch im Südwesten Europas sowie dem östlichen Mittelmeerraum läßt sich ein erhöhtes Maß an externer Variabilität feststellen. Andererseits ist in den erwähnten Regionen auch die natürliche Variabilität verhältnismäßig kräftig (*Abb. 6.22b*). Vor allem über Alaska, aber auch über dem nördlichen Atlantik sowie über dem nordwestlichen Teil Rußlands ist das Rauschen sehr stark. Infolgedessen nimmt das Signal-Rausch-Verhältnis auch über der gesamten Nordhalbkugel einen Wert deutlich kleiner als 1 an (*Abb. 6.22c*). Erhöhte Werte lassen sich jedoch über dem zentralen Teil Kanadas sowie dem westlichen Pazifik feststellen.

Auf eine Beschreibung der Anomalien der tiefpaß-gefilterten mittleren Standardabweichung für die einzelnen ENSO-Ereignisse, wie sie vom Zirkulationsmodell simuliert werden, soll in diesem Fall verzichtet werden. Trotz der generellen Übereinstimmung mit der Differenz gegenüber den Kontrollfällen (vgl. *Abb. 6.21d* und *Abb. 6.21e*) lassen sich Unterschiede zwischen den einzelnen Ereignissen erkennen, die sich im wesentlichen auf das hohe Maß an natürlicher Variabilität zurückführen lassen. Für die Analysen des ECMWF wird die Situation zusätzlich dadurch kompliziert, daß selbst der stationäre Response zwischen den einzelnen ENSO-Ereignissen erheblich variiert (siehe *Abb. 5.6* und *Abb. 5.7*).

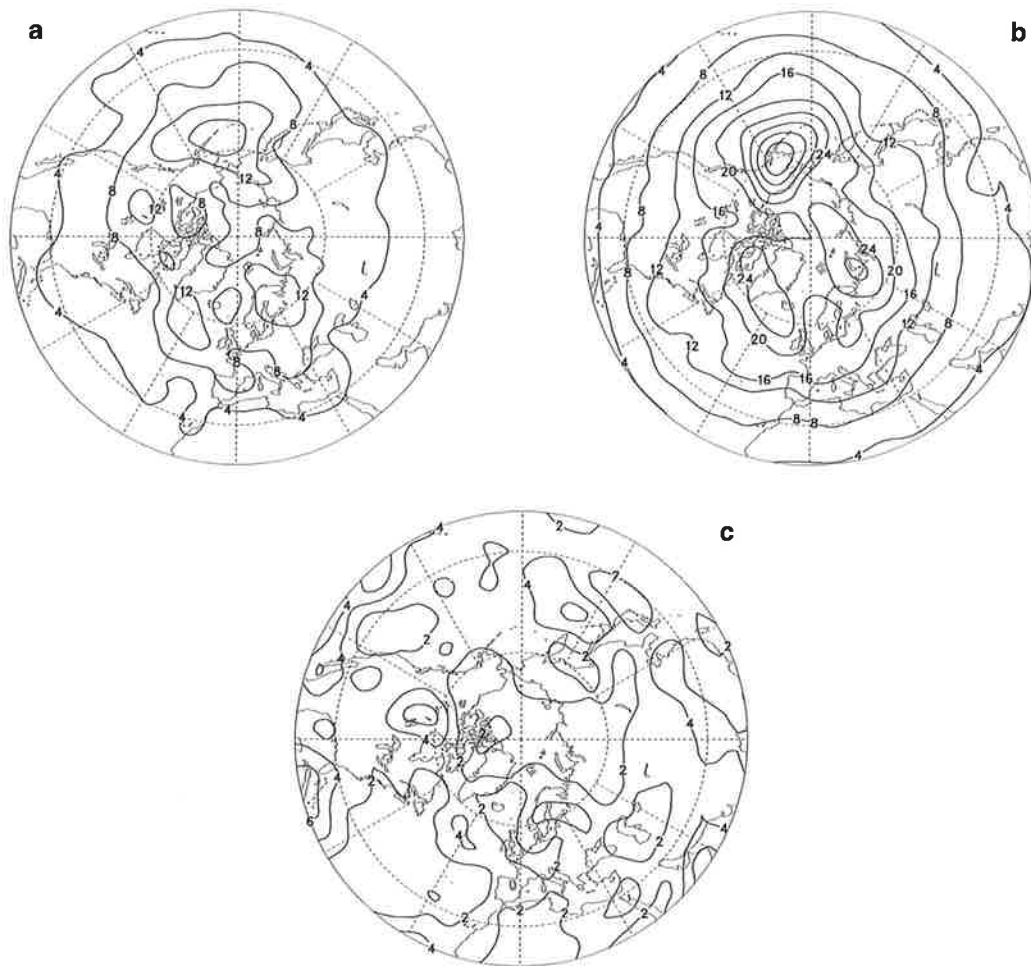


Abb. 6.22: Signal (a) und Rauschen (b) der tiefpaß-gefilterten mittleren Standardabweichung des Geopotentials in 500 hPa während der Wintermonate nach den Simulationen mit variierenden SST. Das Konturintervall beträgt 4 m. Ferner das Signal-Rausch-Verhältnis (c). Die Werte sind mit dem Faktor 10 multipliziert, das Konturintervall beträgt 0,2.

6.3 Persistente Anomalien

Der wesentliche Teil der niederfrequenten intra-saisonalen Variabilität in den mittleren Breiten geht auf die in unregelmäßigen Abständen auftretenden großräumigen Abweichungen von der mittleren Strömung, die mehrere Wochen lang andauern können, zurück. Dazu zählen blockierende Hochdruckgebiete und Cutoff Lows, die durch positive bzw. negative persistente Anomalien im Geopotentialfeld charakterisiert sind (siehe z.B. *Blackmon et al., 1986*). Daher sollen in diesem Kapitel die Charakteristika des Auftretens solcher persistenter Anomalien untersucht werden.

6.3.1 Vergleich von Analysen und Simulationen

Die persistenten Anomalien sind in der in Kapitel 3.3 beschriebenen Weise definiert. Die dabei

für die einzelnen Datensätze angenommenen Schwellenwerte folgen nach einer Abschätzung der intra-saisonalen Variabilität auf Zeitskalen länger als 5 Tagen. Und zwar handelt es sich um die Mittelwerte der auf die transienten Wellenstörungen zurückgehenden mittleren Standardabweichung des Geopotentials in 500 hPa auf diesen Zeitskalen im Bereich der mittleren nördlichen Breiten. In *Tabelle 6.1* sind diese Werte für die ECMWF-Analysen sowie die einzelnen Simulationen mit ECHAM3 mit variierenden (SST...) und festgeschriebenen Meeresoberflächentemperaturen (CLI...) für die Wintermonate Dezember bis Februar enthalten. Der Schwellenwert für die Analysen sowie die mittleren Schwellenwerte für die beiden Sets von Simulationen sind durch die Schattierung hervorgehoben.

Danach weisen die Analysen in den mittleren Breiten ein deutlich höheres Maß an intra-saisonalen Variabilität auf Zeitskalen länger als 5 Tagen auf als die Simulationen. Im Falle variierender SST ist der Mittelwert um etwa 8 m, im Falle festgeschriebener SST um etwa 10 m geringer als in den Analysen. Somit ist in dem betrachteten Bereich in den Simulationen mit variierenden SST die Variabilität etwa 2,5 m stärker als bei festgeschriebenen SST. Diese Unterschiede ließen sich ja bereits in den Varianzspektren ablesen (vgl. *Abb. 6.3*).

Tabelle 6.1: Schwellenwerte persistenter Anomalien

Kennung des Datensatzes	Schwellenwert (m)
ECMWF ANA	100,61
ECHAM CLI1	88,91
ECHAM CLI2	91,77
ECHAM CLI	90,34
ECHAM SST1	94,26
ECHAM SST2	91,69
ECHAM SST3	92,56
ECHAM SST4	94,52
ECHAM SST5	91,54
ECHAM SST	92,91

In *Abb. 6.23* wird die relative Häufigkeit, mit der sowohl positive als auch negative persistente Anomalien im Geopotentialfeld in 500 hPa vorkommen, für die ECMWF-Analysen sowie die beiden Sets von Simulationen mit ECHAM3 gezeigt. Ferner sind in der Abbildung die Differenzen zwischen den Analysen und den Simulationen mit variierenden SST sowie zwischen den beiden Sets von Simulationen enthalten. Die dargestellten Werte geben den prozentualen Anteil der Zeiträume, während derer eine langanhaltende Abweichung im Geopotential an einem bestimmten Ort zu beobachten ist, am gesamten Untersuchungszeitraum wieder.

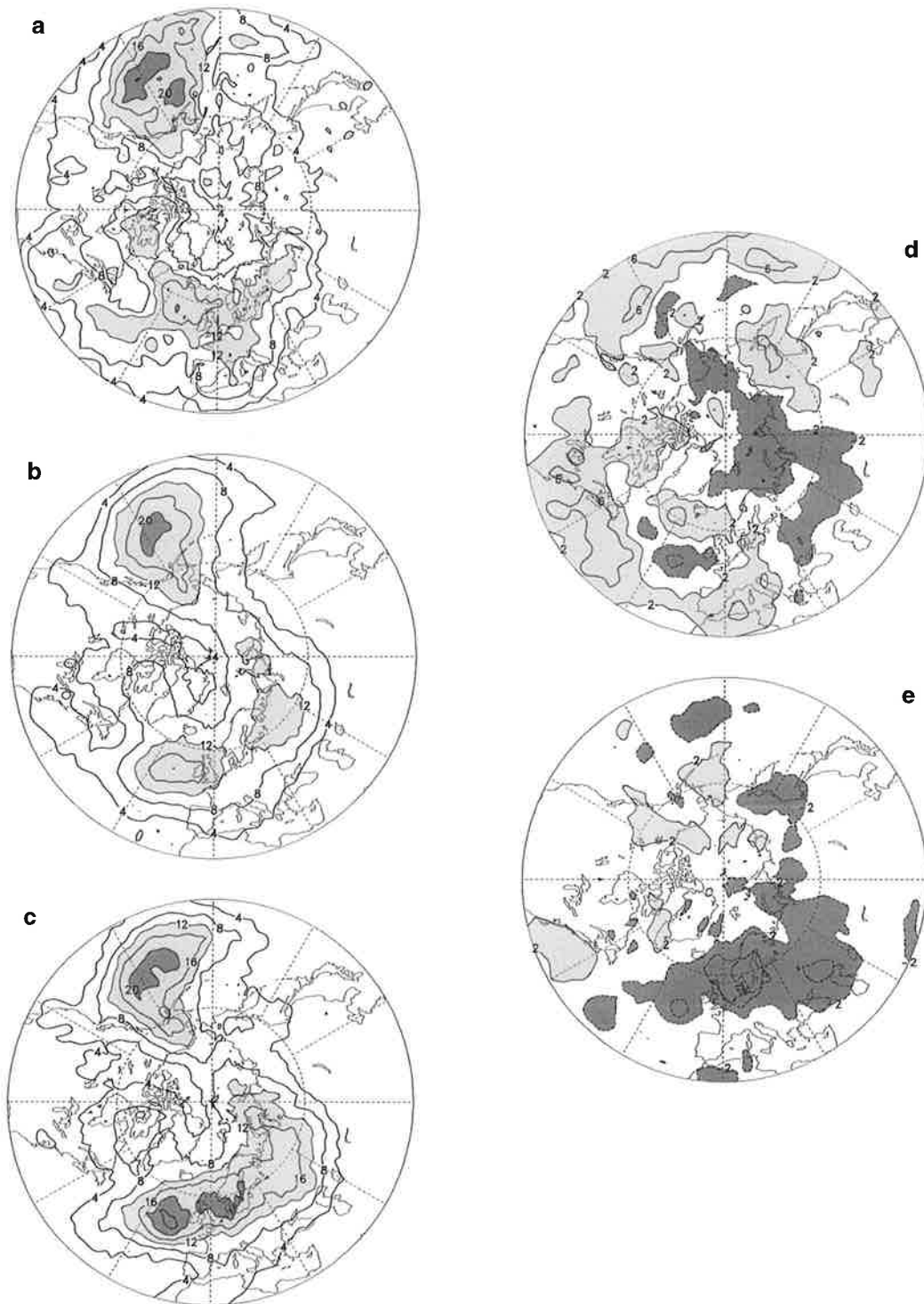


Abb. 6.23: Relative Häufigkeit persistenter Anomalien des Geopotentials in 500 hPa während der Wintermonate nach den ECMWF-Analysen (a) und den Simulationen mit variierenden (b) und festgeschriebenen SST (c). Das Konturintervall beträgt 4%. Werte größer als 12% sind durch die helle, Werte größer als 20% durch die dunkle Schattierung gekennzeichnet. Ferner die Differenz der relativen Häufigkeit zwischen den ECMWF-Analysen und den Simulationen mit variierenden SST (d) sowie zwischen den Simulationen mit variierenden und festgeschriebenen SST (e). Das Konturintervall beträgt 4%. Differenzen größer als 2% sind durch die Schattierung gekennzeichnet. Positive Abweichungen sind hell, negative dunkel schattiert.

Danach sind sowohl in den Analysen als auch in den beiden Sets von Simulation vier Zentren ausgezeichnet, wo persistente Anomalien bevorzugt vorkommen. Eines liegt über dem östlichen Pazifik, ein anderes über dem östlichen Atlantik. Ferner treten über der Baffin Bai sowie dem nordwestlichen Teil Rußlands bzw. der Karasee vermehrt persistente Anomalien auf. Dabei erscheinen die beiden Maxima im atlantisch-europäischen Gebiet zusammenhängend, vor allem in den Simulationen mit festgeschriebenen SST (*Abb. 6.23c*). In den Analysen ist dieses Maximum über den Südwesten Europas ausgeweitet (*Abb. 6.23a*). Während sowohl in den Analysen als auch in den Simulationen mit variierenden SST persistente Anomalien öfter über dem östlichen Pazifik als über dem östlichen Atlantik zu finden sind, kommen in den Simulationen mit festgeschriebenen SST in diesen beiden Regionen etwa gleich häufig langanhaltende Abweichungen vor. Trotz der generellen Übereinstimmung lassen sich einige typische Unterschiede sowohl zwischen den Analysen und den Simulationen mit variierenden SST als auch zwischen den beiden Sets von Simulationen erkennen. So treten in den Analysen über weiten Teilen der Nordhalbkugel weitaus häufiger persistente Anomalien auf als in den Simulationen, besonders in den Regionen südlich der beiden Hauptstormtracks, ebenso im westlichen Mittelmeergebiet (*Abb. 6.23d*). Allein westlich der Britischen Inseln sowie über dem nordwestlichen Teil Rußlands und über dem Nordmeer sind in den Simulationen häufiger langanhaltende Abweichungen im Geopotential zu beobachten. Die Diskrepanz im Gebiet westlich der Britischen Inseln läßt sich darauf zurückführen, daß in den Simulationen das Maximum über dem östlichen Atlantik gegenüber den Analysen nach Süden verschoben ist. Die Verteilungen der persistenten Anomalien in den beiden Sets von Simulationen mit variierenden und festgeschriebenen SST unterscheiden sich hauptsächlich im atlantisch-europäischen Sektor, wo im Falle festgeschriebener SST weitaus häufiger langanhaltende Anomalien auftreten (*Abb. 6.23e*). Dieser Unterschied läßt sich ebenfalls im westlichen Mittelmeergebiet beobachten. Stromaufwärts über Labrador sowie dem nördlichen Teil Kanadas treten dagegen bei variablen SST häufiger persistente Anomalien auf. Damit folgen die Verteilungen der relativen Häufigkeit persistenter Anomalien im wesentlichen den Verteilungen der tiefpaß-gefilterten mittleren Standardabweichung des Geopotentials (vgl. *Abb. 6.20*). Während über dem nördlichen Atlantik und Europa die Regionen, in denen langanhaltende Anomalien vermehrt auftreten und die niederfrequente Variabilität am stärksten ausgeprägt ist, zusammenfallen, sind über dem nördlichen Pazifik persistente Anomalien am häufigsten südlich der Regionen mit den höchsten Werten der niederfrequenten Variabilität zu beobachten.

Die Verteilungen der relativen Häufigkeit positiver persistenter Anomalien (*Abb. 6.24*), die mit blockierenden Hochdruckgebieten einhergehen, ähneln in hohem Maße den im vorhergehenden Abschnitt gezeigten Verteilungen, wo positive und negative persistente Anomalien zusammengefaßt worden sind. Dabei lassen sich jedoch sowohl in den Analysen als auch in den beiden Sets von Simulationen etwa gleich häufig positive persistente Anomalien über dem nördlichen Pazifik und westlich der Britischen Inseln beobachten. Bei den negativen per-

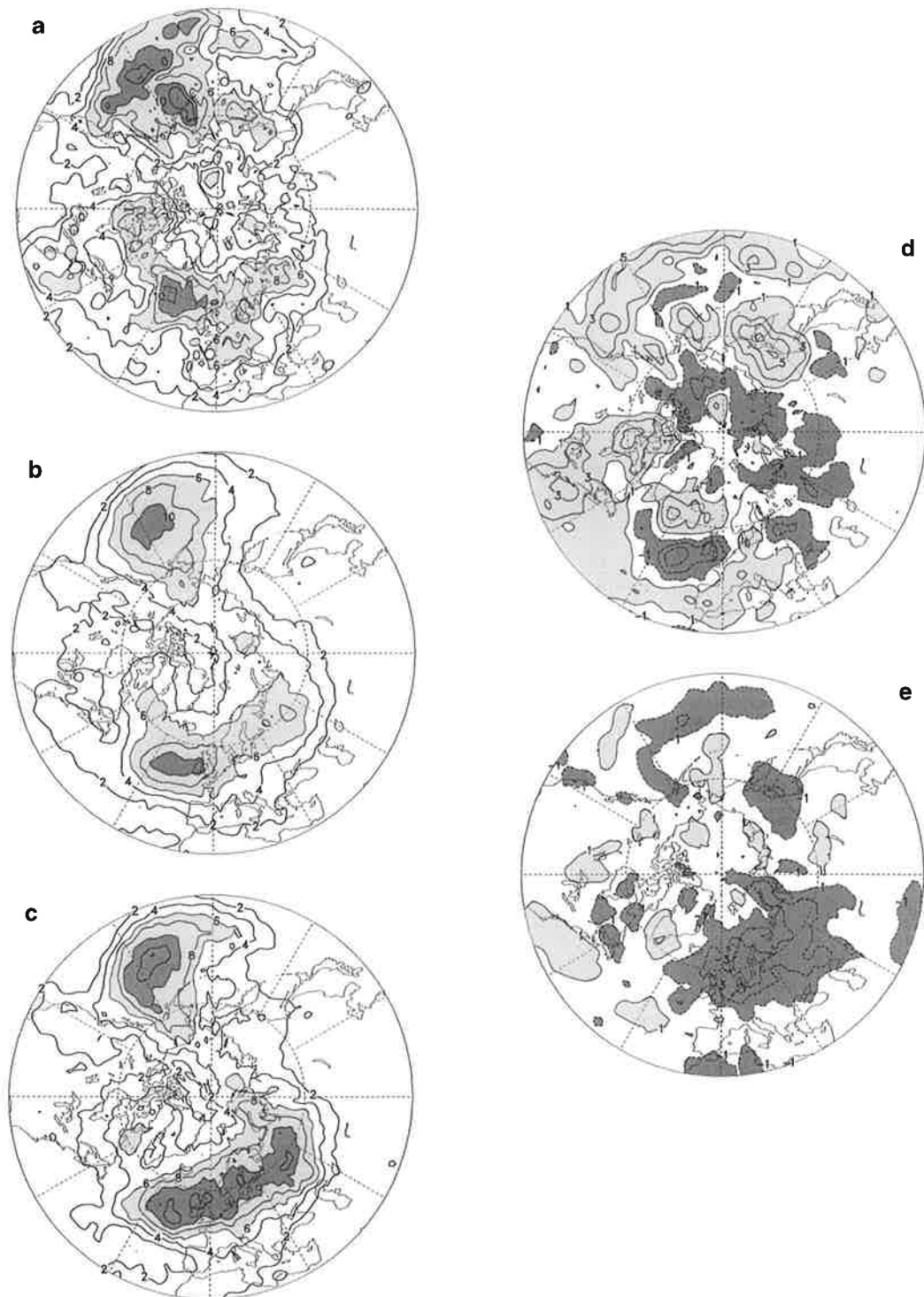


Abb. 6.24: Relative Häufigkeit positiver persistenter Anomalien des Geopotentials in 500 hPa während der Wintermonate nach den ECMWF-Analysen (a) und den Simulationen mit variierenden (b) und festgeschriebenen SST (c). Das Konturintervall beträgt 2%. Werte größer als 6% sind durch die helle, Werte größer als 10% durch die dunkle Schattierung gekennzeichnet. Ferner die Differenz der relativen Häufigkeit zwischen den ECMWF-Analysen und den Simulationen mit variierenden SST (d) sowie zwischen den Simulationen mit variierenden und festgeschriebenen SST (e). Das Konturintervall beträgt 2%. Differenzen größer als 1% sind durch die Schattierung gekennzeichnet. Positive Abweichungen sind hell, negative dunkel schattiert.

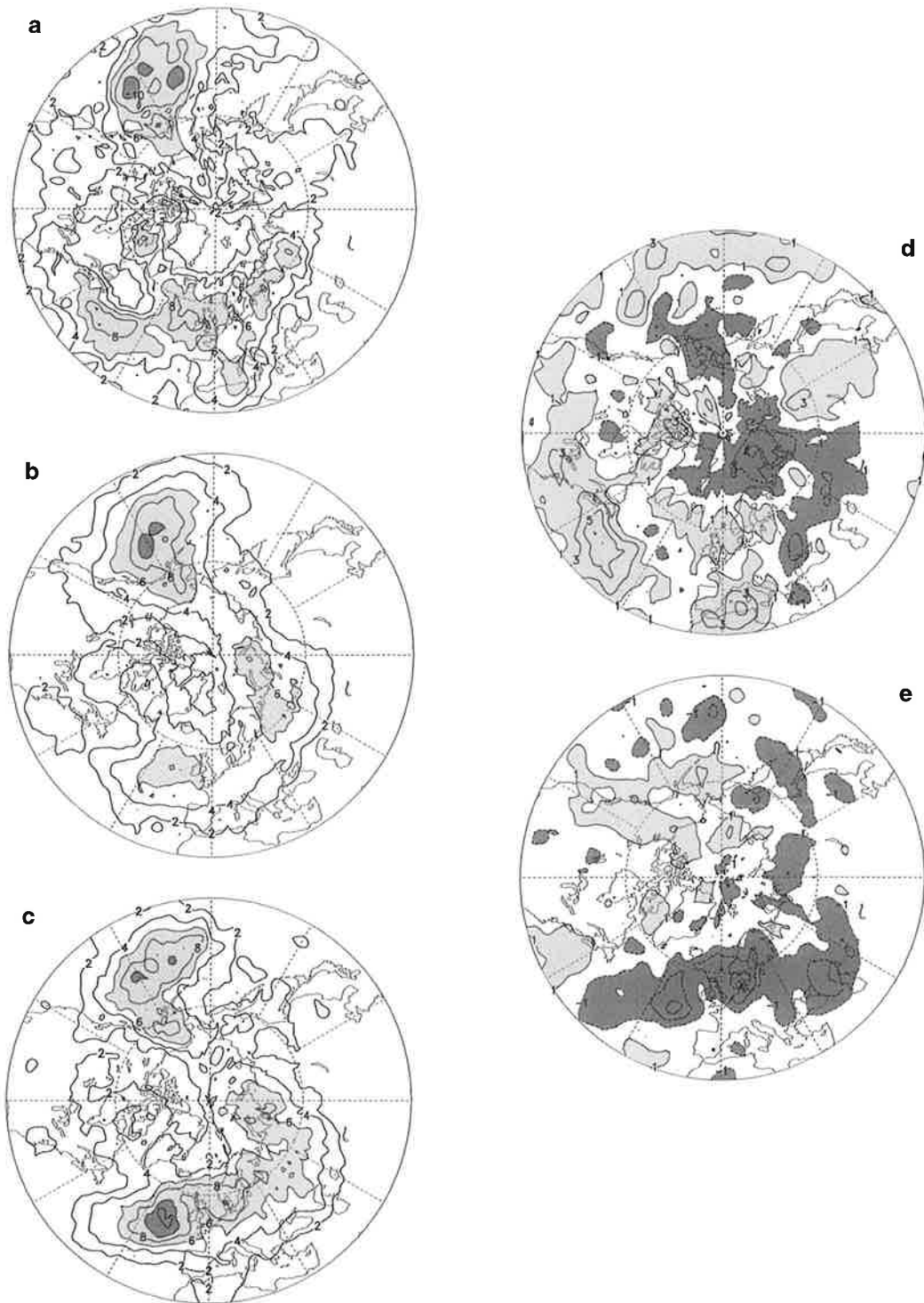


Abb. 6.25: Relative Häufigkeit negativer persistenter Anomalien des Geopotentials in 500 hPa während der Wintermonate nach den ECMWF-Analysen (a) und den Simulationen mit variierenden (b) und festgeschriebenen SST (c). Das Konturintervall beträgt 2%. Werte größer als 6% sind durch die helle, Werte größer als 10% durch die dunkle Schattierung gekennzeichnet. Ferner die Differenz der relativen Häufigkeit zwischen den ECMWF-Analysen und den Simulationen mit variierenden SST (d) sowie zwischen den Simulationen mit variierenden und festgeschriebenen SST (e). Das Konturintervall beträgt 2%. Differenzen größer als 1% sind durch die Schattierung gekennzeichnet. Positive Abweichungen sind hell, negative dunkel schattiert.

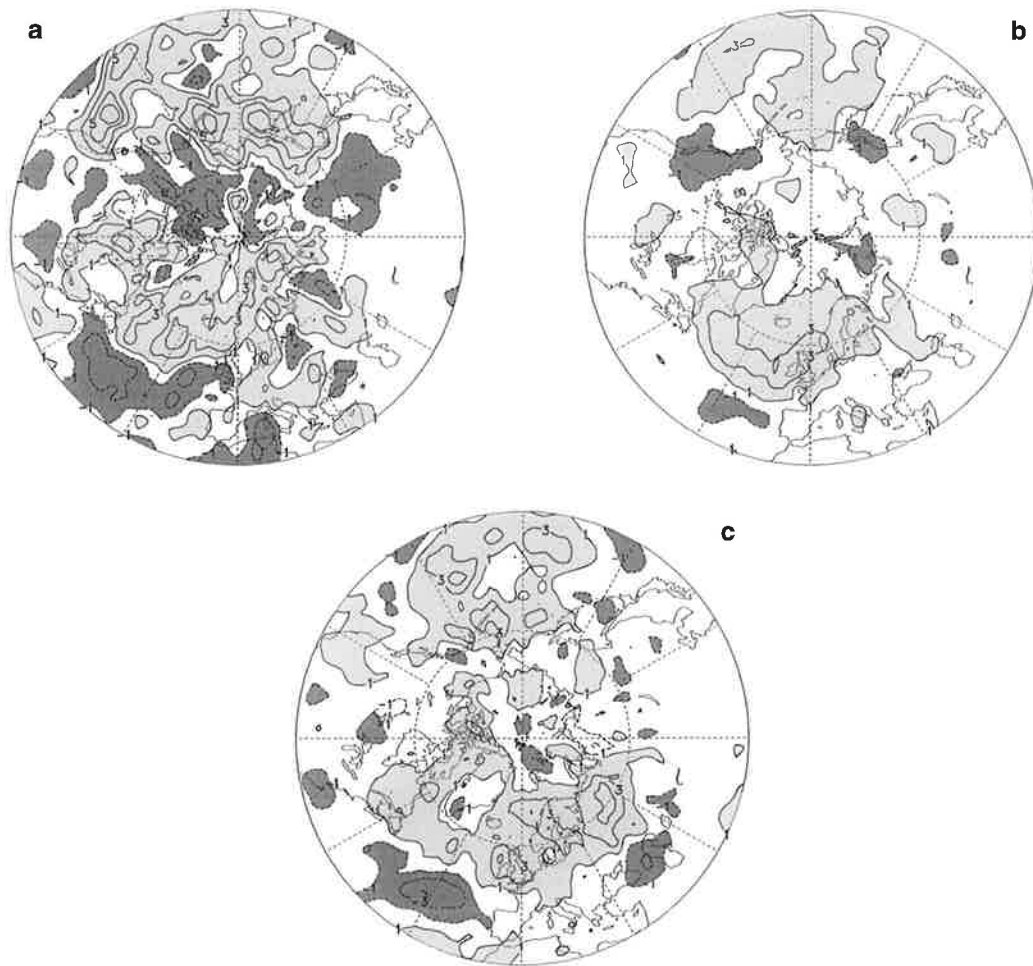


Abb. 6.26: Differenz zwischen der relativen Häufigkeit positiver und der relativen Häufigkeit negativer persistenter Anomalien des Geopotentials in 500 hPa während der Wintermonate nach den ECMWF-Analysen (a) und den Simulationen mit variierenden (b) und festgeschriebenen SST (c). Das Konturintervall beträgt 2%. Differenzen größer als 1% sind durch die Schattierung gekennzeichnet. Positive Abweichungen sind hell, negative dunkel schattiert.

sistenten Anomalien (Abb. 6.25) ergibt sich dann zwangsläufig ein anderes Bild. So zeigen sich sowohl in den Analysen als auch in den Simulationen mit variierenden SST seltener langanhaltende negative Abweichungen über dem östlichen Atlantik als über dem nördlichen Pazifik. Im Falle festgeschriebener SST treten dagegen westlich der Britischen Inseln weitaus häufiger negative persistente Anomalien als über dem nördlichen Pazifik auf (Abb. 6.25c). In diesem Fall dehnt sich das Maximum über dem östlichen Atlantik weiter stromabwärts über Nordeuropa aus, wohingegen bei variierenden SST wie in den Analysen die beiden Maxima westlich der Britischen Inseln und über Nordrußland klar voneinander getrennt erscheinen. Der auffällige Unterschied zwischen den Analysen und den Simulationen im westlichen Mittelmeergebiet (Abb. 6.25d) ist für die negativen persistenten Anomalien stärker ausgeprägt als für die positiven, ein Indiz dafür, daß das Zirkulationsmodell nicht in der Lage ist, die in dieser

Region vornehmlich auftretenden Cutoff Lows in Übereinstimmung mit der Realität zu simulieren. Dies hängt vermutlich damit zusammen, daß in den Simulationen infolge der dem Modell vorgegebenen mittleren Orographie die im atlantisch-europäischen Sektor auftretenden Rücken und Tröge in der Höhenströmung zu schwach ausgeprägt sind (siehe Kapitel 5) und somit die Abschnürung der Tiefdruckgebiete behindert wird. Im allgemeinen treten sowohl in den Analysen als auch in den beiden Sets von Simulationen über weiten Teilen der Nordhalbkugel häufiger positive als negative persistente Anomalien auf (*Abb. 6.26*). Über dem Nordwesten Kanadas und dem östlichen Teil Sibiriens, aber auch über dem Atlantik südlich von etwa 45° nördlicher Breite lassen sich jedoch häufiger negative als positive persistente Anomalien beobachten. Allerdings zeigen lediglich die Analysen das vermehrte Auftreten von Cutoff Lows im westlichen Mittelmeergebiet.

6.3.2 Einfluß der ENSO-Ereignisse

Im folgenden soll untersucht werden, welchen Einfluß die markanten Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen, die im tropischen Pazifik im Zusammenhang mit der Southern Oscillation auftreten, auf das Auftreten großskaliger persistenter Anomalien im Geopotentialfeld bzw. blockierender Hochdruckgebiete und Cutoff Lows haben. Dazu werden in den folgenden Abbildungen zum einen Komposita für die El Niño und die La Niña Ereignisse sowie deren Differenz gezeigt. Ferner sind in den Abbildungen die Differenzen dieser beiden Komposita mit dem für die Kontrollfälle berechneten Kompositum enthalten.

In den Simulationen sind sowohl während der warmen (*Abb. 6.27a*) als auch während der kalten ENSO-Ereignisse (*Abb. 6.27b*) die vier Zentren, wo persistente Anomalien bevorzugt auftreten, ausgeprägt. Wenngleich sich auch Unterschiede bezüglich der genauen Lage, Ausdehnung und Stärke erkennen lassen. So weist die Verteilung im pazifisch-nordamerikanischen Gebiet während der La Niña Ereignisse (*Abb. 6.27b*) eine charakteristische Struktur auf, wonach langanhaltende Abweichungen verhältnismäßig häufig über dem westlichen Pazifik, vor allem im Bereich südlich von 45°N auftreten. Daneben lassen sich auch über dem Südwesten der USA und Alaska vermehrt persistente Anomalien beobachten. Während der El Niño Ereignisse (*Abb. 6.27a*) treten die persistenten Anomalien dagegen vornehmlich über dem östlichen Teil des Nordpazifiks auf. Daher lassen sich während der kalten ENSO-Ereignisse über dem gesamten Pazifik sowie dem westlichen Teil Nordamerikas häufiger langanhaltende Abweichungen im Geopotential beobachten als während der warmen (*Abb. 6.27c*). Eine Ausnahme stellt die Region des Golfs von Alaska dar, wo während der El Niño Ereignisse häufiger persistente Anomalien auftreten. Das westlich der Britischen Inseln gelegene Maximum erstreckt sich während der El Niño Ereignisse weiter stromaufwärts nach Nordwesten, so daß in diesem Fall südöstlich Grönlands verhältnismäßig häufig persistente Anomalien auftreten. Gleichzeitig dehnt sich das Maximum stromabwärts über den Südwesten Europas aus, wohin-

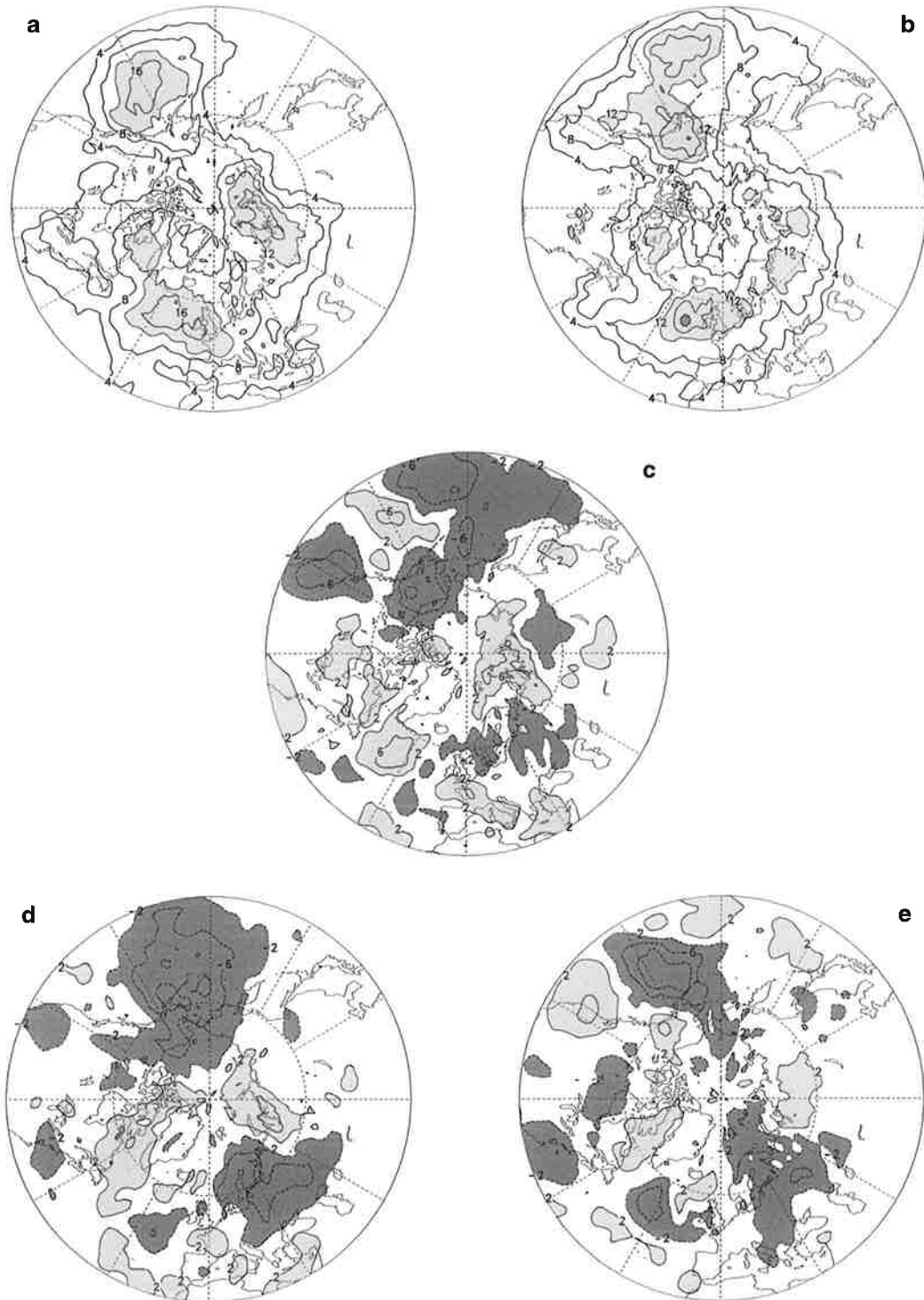


Abb. 6.27: Relative Häufigkeit persistenter Anomalien des Geopotentials in 500 hPa während der Wintermonate nach den Simulationen mit variierenden SST für die El Niño (a) und die La Niña Ereignisse (b). Das Konturintervall beträgt 4%. Werte größer als 12% sind durch die helle, Werte größer als 20% durch die dunkle Schattierung gekennzeichnet. Ferner die Differenz der relativen Häufigkeit zwischen den El Niño und den La Niña Ereignissen (c) sowie zwischen den El Niño Ereignissen und den Kontrollfällen (d) und zwischen den La Niña Ereignissen und den Kontrollfällen (e). Das Konturintervall beträgt 4%. Differenzen größer als 2% sind durch die Schattierung gekennzeichnet. Positive Abweichungen sind hell, negative dunkel schattiert.

gegen es während der La Niña Ereignisse nach Nordwesten bis nach Skandinavien reicht. Dementsprechend lassen sich über dem südlichen Teil Europas, vor allem über dem östlichen Mittelmeergebiet, während der warmen ENSO-Ereignisse häufiger persistente Anomalien beobachten, weiter nördlich dagegen während der kalten. Außerdem treten während der El Niño Ereignisse über der Karasee vermehrt persistente Anomalien auf. Generell kommen jedoch sowohl während der El Niño (*Abb. 6.27d*) als auch während der La Niña Ereignisse (*Abb. 6.27e*) über weiten Teilen der Nordhalbkugel seltener persistente Anomalien vor als in den Kontrollfällen. Ausnahmen bilden lediglich die in der vorhergehenden Beschreibung hervorgehobenen Regionen. Damit folgen die Verteilungen der relativen Häufigkeit des Auftretens persistenter Anomalien im wesentlichen den Verteilungen der tiefpaß-gefilterten mittleren Standardabweichung während der verschiedenen ENSO-Ereignisse und der Kontrollfälle (vgl. *Abb. 6.21*).

Die Verteilungen der relativen Häufigkeit positiver persistenter Anomalien (*Abb. 6.28*), die mit blockierenden Wetterlagen einhergehen, weisen die gleichen typischen Merkmale auf wie die im vorhergehenden Abschnitt vorgestellten Verteilungen, in die positive und negative persistente Anomalien eingehen. Dabei sind die Unterschiede zwischen den Verteilungen für die warmen und kalten ENSO-Ereignisse, aber auch die Abweichungen gegenüber den Kontrollfällen im allgemeinen stärker ausgeprägt als im oben beschriebenen allgemeineren Fall. Dies gilt vor allem für den atlantisch-europäischen Sektor. Bei den negativen persistenten Anomalien (*Abb. 6.29*) ergibt sich in dieser Region ein anderes Bild. So treten während der El Niño Ereignisse im Vergleich zu den La Niña Ereignissen und den Kontrollfällen seltener langanhaltende negative Abweichungen über dem westlichen Teil Europas auf, jedoch häufiger weiter stromabwärts über Osteuropa.

In einigen wenigen Arbeiten, die alle auf Simulationen mit einem Zirkulationsmodell basieren, ist bislang der Einfluß markanter Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen im tropischen Pazifik auf das Auftreten großräumiger Anomalien im Strömungsfeld in den mittleren Breiten untersucht worden. Bei der Interpretation der dort vorgestellten Ergebnisse sollte man allerdings beachten, daß die Untersuchungszeiträume lediglich acht (*Mullen, 1989*) bzw. fünf (*Ferranti et al., 1994*) Winter umfassen, was zu schwerwiegenden Samplingproblemen führt. In Übereinstimmung mit der vorliegenden Untersuchung beobachtet *Mullen (1989)* das vermehrte Auftreten blockierender Hochdruckgebiete entlang der Westküste Nordamerikas infolge positiver SST-Anomalien im tropischen Pazifik, wohingegen bei den Aleuten seltener positive persistente Anomalien auftreten. Im Gegensatz dazu zeigt sich in der Arbeit von *Ferranti et al. (1994)* nur einen schwachen Einfluß der ausgeprägten SST-Anomalien im tropischen Pazifik auf das Auftreten blockierender Wetterlagen über dem nördlichen Pazifik. Andererseits finden *Ferranti et al.* in Einklang mit den oben beschriebenen Ergebnissen wäh-

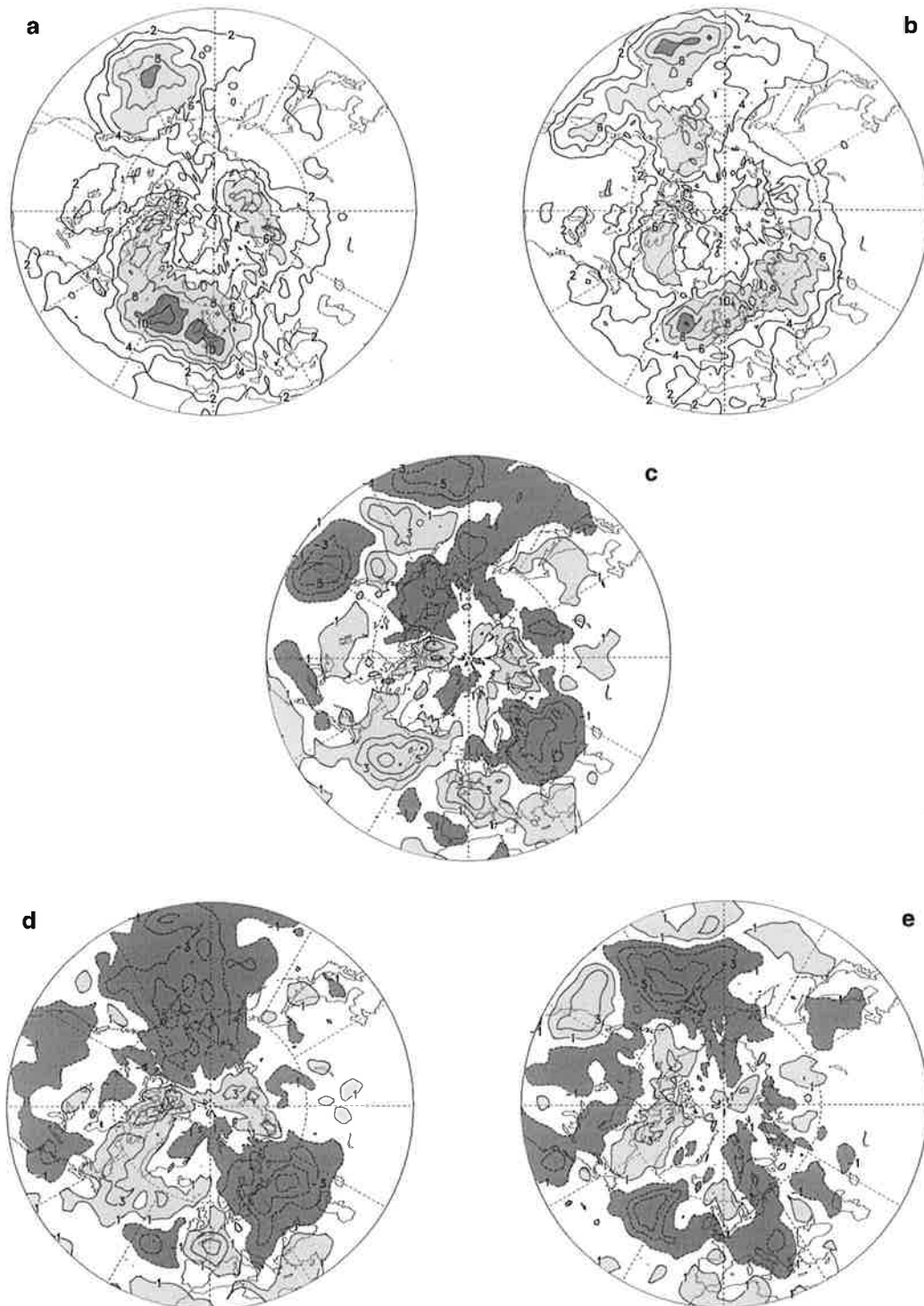


Abb. 6.28: Relative Häufigkeit positiver persistenter Anomalien des Geopotentials in 500 hPa während der Wintermonate nach den Simulationen mit variierenden SST für die El Niño (a) und die La Niña Ereignisse (b). Das Konturintervall beträgt 2%. Werte größer als 6% sind durch die helle, Werte größer als 10% durch die dunkle Schattierung gekennzeichnet. Ferner die Differenz der relativen Häufigkeit zwischen den El Niño und den La Niña Ereignissen (c) sowie zwischen den El Niño Ereignissen und den Kontrollfällen (d) und zwischen den La Nina Ereignissen und den Kontrollfällen (e). Das Konturintervall beträgt 2%. Differenzen größer als 1% sind durch die Schattierung gekennzeichnet. Positive Abweichungen sind hell, negative dunkel schattiert.

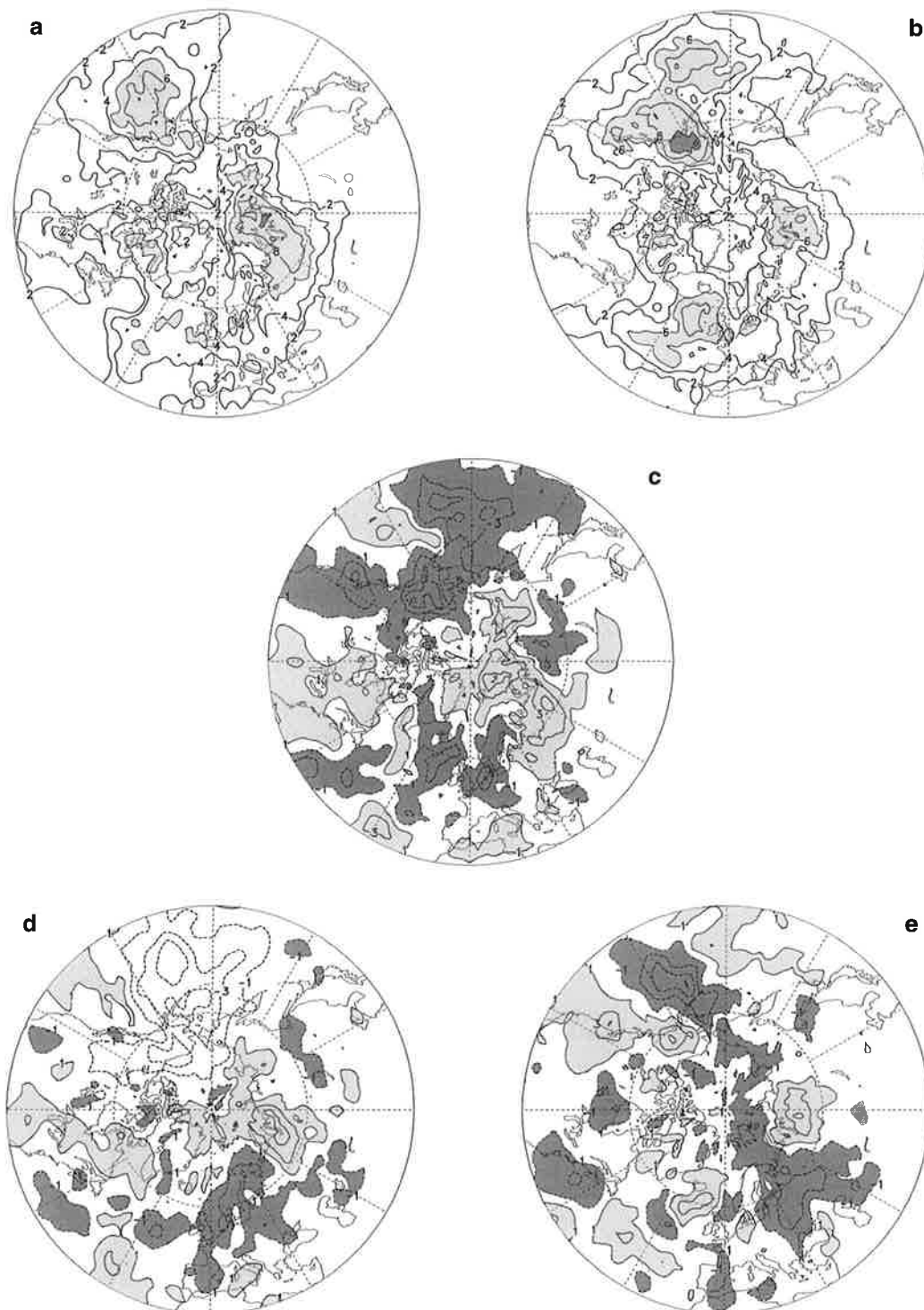


Abb. 6.29: Relative Häufigkeit negativer persistenter Anomalien des Geopotentials in 500 hPa während der Wintermonate nach den Simulationen mit variierenden SST für die El Niño (a) und die La Niña Ereignisse (b). Das Konturintervall beträgt 2%. Werte größer als 6% sind durch die helle, Werte größer als 10% durch die dunkle Schattierung gekennzeichnet. Ferner die Differenz der relativen Häufigkeit zwischen den El Niño und den La Niña Ereignissen (c) sowie zwischen den El Niño Ereignissen und den Kontrollfällen (d) und zwischen den La Nina Ereignissen und den Kontrollfällen (e). Das Konturintervall beträgt 2%. Differenzen größer als 1% sind durch die Schattierung gekennzeichnet. Positive Abweichungen sind hell, negative dunkel schattiert.

rend der El Niño Ereignisse im Gebiet westlich des Greenwich-Meridians häufiger blockierende Hochdruckgebiete, während der La Niña Ereignisse dagegen häufiger über Osteuropa. Dazu passen ebenfalls die Resultate von *Ponater et al. (1994)*, wonach im Zusammenhang mit einem relativ schwach ausgeprägten Islandtief, wie es typischerweise während der El Niño Ereignisse zu beobachten ist, vermehrt positive persistente Anomalien über dem Nordatlantik auftreten. Ist dieses Tief dagegen besonders intensiv, lassen sich in diesem Gebiet häufiger langanhaltende negative Abweichungen im Geopotentialfeld beobachten.

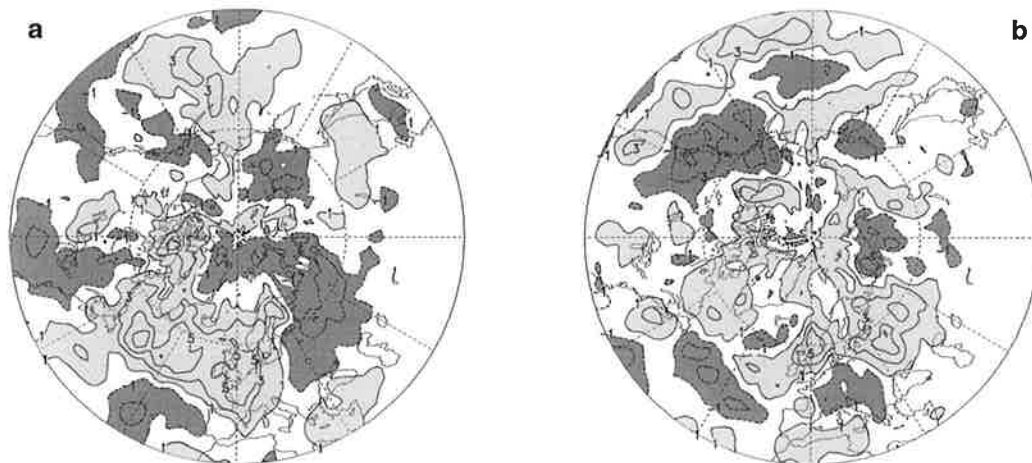


Abb. 6.30: Differenz zwischen der relativen Häufigkeit positiver und der relativen Häufigkeit negativer persistenter Anomalien des Geopotentials in 500 hPa während der Wintermonate nach den Simulationen mit variierenden SST für die El Niño (a) und die La Niña Ereignisse (b). Das Konturintervall beträgt 2%. Differenzen größer als 1% sind durch die Schattierung gekennzeichnet. Positive Abweichungen sind hell, negative dunkel schattiert.

Die im Vorhergehenden beschriebenen Charakteristika spiegeln sich auch in *Abb. 6.30* wider, wo die Differenz der relativen Häufigkeit positiver und negativer persistenter Anomalien für die verschiedenen ENSO-Ereignisse dargestellt ist. So lassen sich während der El Niño Ereignisse (*Abb. 6.30a*) auch über dem südöstlichen Teil des Nordpazifiks verhältnismäßig häufig negative persistente Anomalien beobachten (vgl. *Abb. 6.26b*), ebenso weiter stromabwärts über dem östlichen Teil Kanadas. Über dem nördlichen Atlantik und dem westlichen Teil Europas treten während der warmen ENSO-Ereignisse vermehrt positive persistente Anomalien auf, wohingegen weiter stromabwärts über Osteuropa und der Karasee die langanhaltenden negativen Abweichungen überwiegen. Während der La Niña Ereignisse (*Abb. 6.30b*) lassen sich über Alaska und dem westlichen Teil Kanadas vermehrt negative persistente Anomalien beobachten. Darin spiegeln sich auch Unterschiede der jahreszeitlichen Mittelwerte des Geopotentials wider (siehe Kapitel 5). So geht das häufigere Auftreten negativer persistenter Anomalien über Alaska und dem Westen Kanadas während der La Niña Ereignisse mit einer Abnahme des Geopotentials einher (vgl. *Abb. 5.2e*). Während der El Niño Ereignisse treten

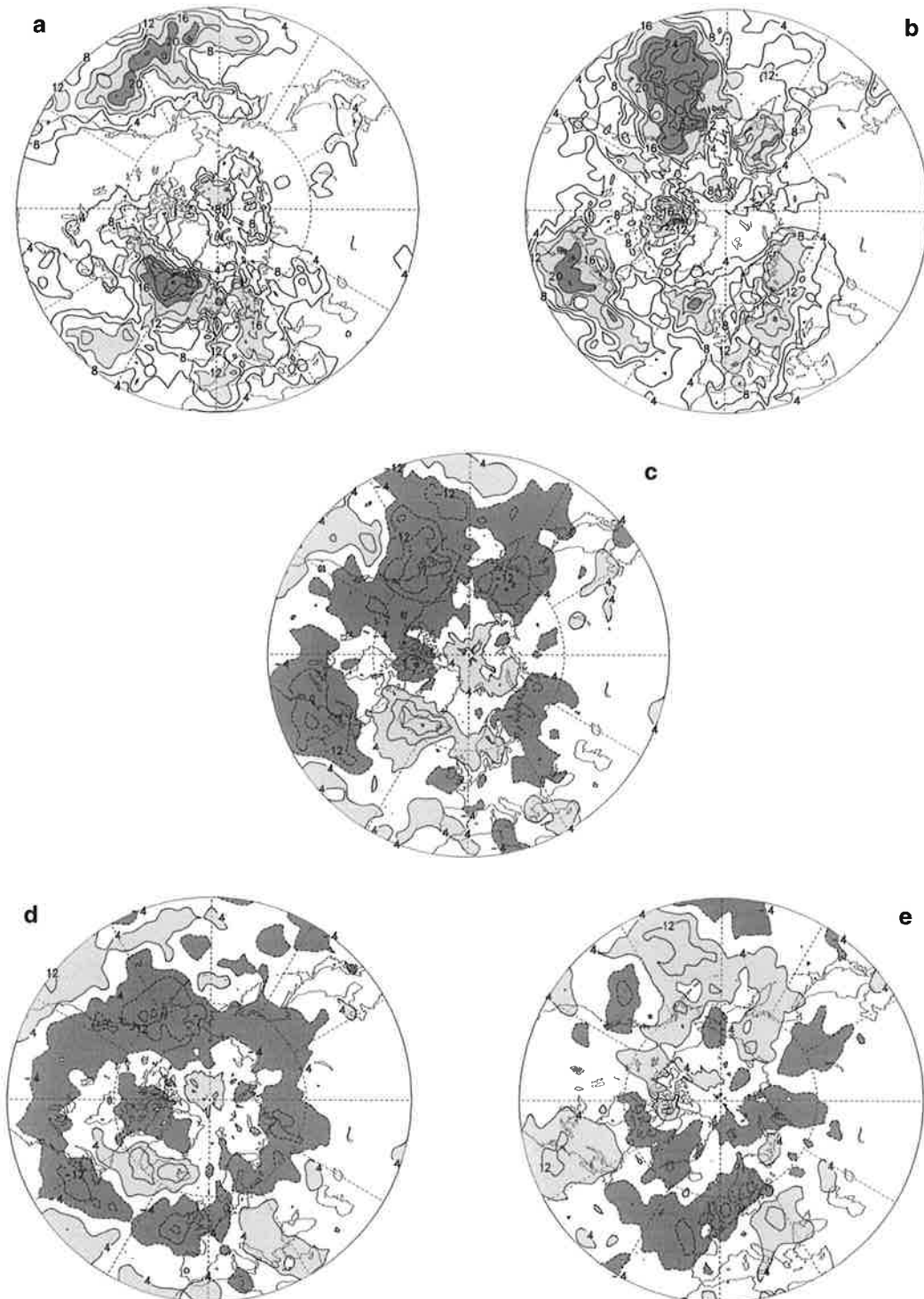


Abb. 6.31: Relative Häufigkeit persistenter Anomalien des Geopotentials in 500 hPa während der Wintermonate nach den ECMWF-Analysen für die El Niño (a) und die La Niña Ereignisse (b). Das Konturintervall beträgt 4%. Werte größer als 12% sind durch die helle, Werte größer als 20% durch die dunkle Schattierung gekennzeichnet. Ferner die Differenz der relativen Häufigkeit zwischen den El Niño und den La Niña Ereignissen (c) sowie zwischen den El Niño Ereignissen und den Kontrollfällen (d) und zwischen den La Niña Ereignissen und den Kontrollfällen (e). Das Konturintervall beträgt 4%. Differenzen größer als 2% sind durch die Schattierung gekennzeichnet. Positive Abweichungen sind hell, negative dunkel schattiert.

vor der Westküste Nordamerikas in Zusammenhang mit einer Abnahme des Geopotentials über dem nördlichen Pazifik (vgl. *Abb. 5.2d*) häufiger negative persistente Anomalien auf. Dieser Effekt ist ebenfalls über Europa erkennbar, wo stromabwärts des über dem zentralen Teil Europas ausgeprägten Trops über Osteuropa und der Karasee vermehrt langlebige negative Abweichungen vorkommen.

Für die ECMWF-Analysen ist eine Untersuchung des Einflusses der markanten SST-Anomalien im tropischen Pazifik auf das Auftreten großskaliger persistenter Anomalien in der Art, wie sie für die Simulationen mit ECHAM3 erfolgt ist, nicht möglich. So fallen zum einen lediglich drei El Niño und drei La Niña Ereignisse in den Untersuchungszeitraum. Zum anderen variiert der atmosphärische Response zwischen den einzelnen warmen und kalten ENSO-Ereignissen beträchtlich (siehe Kapitel 5), so daß sich letztendlich kaum aussagekräftige Ergebnisse erwarten lassen. Daher sollen im folgenden nur kurz die Gemeinsamkeiten mit den Simulationen hervorgehoben werden. Danach zeigen sich in den Analysen in Übereinstimmung mit den Simulationen in weiten Teilen des pazifisch-nordamerikanischen Sektors während der La Niña Ereignisse häufiger persistente Anomalien als während der El Niño Ereignisse (*Abb. 6.31c*). Eine Ausnahme bildet die Region über dem Golf von Alaska, wo die persistenten Anomalien während der warmen ENSO-Ereignisse überwiegen. Ebenso treten während der El Niño Ereignisse im Gebiet südlich von Grönland vermehrt persistente Anomalien auf.

7. Atmosphärische Transporte infolge transienter Fluktuationen

In den beiden vorhergehenden Kapiteln ist unter anderem der Einfluß der ausgeprägten Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen, die in Zusammenhang mit der Southern Oscillation im tropischen Pazifik auftreten, auf die mittlere Strömung sowie die intra-saisonale Variabilität in den mittleren und hohen Breiten der Nordhalbkugel anhand des Geopotentialfeldes im Niveau 500 hPa untersucht worden. Danach zeigt sich, daß sowohl die mittlere Strömung als auch die Verteilung der intra-saisonalen Variabilität in diesem Bereich nachhaltig von den verschiedenen ENSO-Ereignissen beeinflusst werden. Insbesondere bei den Beiträgen der kurzen baroklinen Wellenstörungen auf Zeitskalen zwischen 2,5 und 6 Tagen zur intra-saisonalen Variabilität ist ein systematischer Response auf die markanten SST-Anomalien im tropischen Pazifik zu beobachten.

In diesem Kapitel soll nun untersucht werden, wie die von diesen kurzlebigen transienten Wellenstörungen bewerkstelligten Transporte in der Atmosphäre von den ENSO-Ereignissen beeinflusst werden. Dabei werden die kinetische Energie und der Impulsfluß im Niveau 300 hPa sowie der Flüsse sensibler Wärme in 850 hPa und 300 hPa betrachtet. Weiterhin wird mit Hilfe des Eliassen-Palm Flusses analysiert, inwieweit die transienten Fluktuationen zur Aufrechterhaltung der typischen Zirkulationsmuster während der El Niño und La Niña Ereignisse beitragen oder ihnen entgegenwirken.

Im Unterschied zu den vorhergehenden Kapiteln steht dabei die Untersuchung der Auswirkungen der markanten Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen im tropischen Pazifik auf die atmosphärische Zirkulation im Vordergrund. Dazu werden die Komposita der verschiedenen Größen für die El Niño und La Niña Ereignisse sowie die Kontrollfälle betrachtet. Da der atmosphärische Response in den Analysen des ECMWF während des Untersuchungszeitraumes von September 1979 bis Dezember 1992 zwischen den einzelnen ENSO-Ereignissen erheblich variiert, werden ausschließlich auf den Simulationen mit ECHAM3 basierende Ergebnisse vorgestellt. Des weiteren wird von einem Vergleich der von den Simulationen und den Analysen abgeleiteten klimatologischen Mittelwerte abgesehen, da sich in den von den verschiedenen Datensätzen abgeleiteten Verteilungen der in diesem Kapitel vorgestellten Größen im allgemeinen die gleichen Gemeinsamkeiten und Unterschiede widerspiegeln, die sich im Geopotentialfeld in 500 hPa zeigen. Dies gilt sowohl für die mittlere Strömung (siehe Kapitel 5) als auch was die Beiträge der transienten Fluktuationen zur intra-saisonalen Variabilität betrifft (siehe Kapitel 6). An dieser Stelle sei jedoch auf die Arbeit von *May (1994)* verwiesen, wo die klimatologischen Mittelwerte der betreffenden Größen für die Analysen sowie die beiden Sets von Simulationen mit variierenden und festgeschriebenen SST miteinander verglichen werden.

7.1 Strahlströme

Zunächst soll untersucht werden, welchen Einfluß die markanten Änderungen der Meeresoberflächentemperaturen im tropischen Pazifik auf die Lage und Stärke der Strahlströme (im Englischen: Jet) in den mittleren Breiten der Nordhalbkugel haben. Dazu werden räumliche Verteilungen der jahreszeitlichen Mittelwerte der zonalen Windkomponente im Niveau 300 hPa gezeigt. Etwa in dieser Höhe sind sowohl der subtropische als auch der polare Strahlstrom zu finden. In *Abb. 7.1* sind daher zum einen die Komposita für die El Niño und die La Niña Ereignisse sowie deren Differenz dargestellt, zum anderen enthält die Abbildung die Differenzen dieser beiden Komposita mit dem für die Kontrollfälle berechneten Kompositum. Ferner werden in *Abb. 7.2* Zonalschnitte der zonalen Windkomponente über dem östlichen Pazifik (135-165°W) und dem westlichen Atlantik (45-75°W) gezeigt.

Während der El Niño Ereignisse ist der Strahlstrom über dem nördlichen Pazifik sowohl gegenüber den Kontrollfällen (*Abb. 7.1d*) als auch gegenüber den La Niña Ereignissen (*Abb. 7.1c*) verstärkt. Gleichzeitig ist er äquatorwärts verlagert (*Abb. 7.2*). Daneben dehnt sich das östlich von Japan gelegene Zentrum des Jets während der warmen ENSO-Ereignisse weiter stromabwärts über den östlichen Pazifik aus (*Abb. 7.1a*). Während der kalten ENSO-Ereignisse ist die Achse des Strahlstroms über dem nördlichen Pazifik polwärts verschoben (*Abb. 7.2*), und der Jet nimmt gegenüber den Kontrollfällen an Stärke zu (*Abb. 7.1e*). Damit folgt der Strahlstrom den typischen Änderungen der mittleren Strömung während der verschiedenen ENSO-Ereignisse in dieser Region, die sich in den Verteilungen der jahreszeitlichen Mittelwerte des Geopotentials widerspiegeln (vgl. *Abb. 5.2*). Während der El Niño Ereignisse ist der meridionale Druckgradient weiter südlich, insbesondere über dem östlichen Pazifik, am stärksten ausgeprägt, während der La Niña Ereignisse dagegen weiter nördlich.

Der weiter stromabwärts über dem Atlantik gelegene Strahlstrom, dessen Zentrum über der östlichen Teil Nordamerikas zu finden ist, ist während der El Niño Ereignisse am schwächsten und während der La Niña Ereignisse am stärksten ausgeprägt (*Abb. 7.2*). Dabei ist die Achse des Jets während der warmen ENSO-Ereignisse gegenüber den Kontrollfällen in südlicher und während der La Niña Ereignisse etwas in nördlicher Richtung verschoben. Damit folgt der Strahlstrom der Abschwächung und Verstärkung des meridionalen Druckgradienten, die während der warmen bzw. während der kalten ENSO-Ereignisse in dieser Region auftritt (vgl. *Abb. 5.2a,b*). Diese Tendenz läßt sich in abgeschwächter Form ebenfalls über Europa erkennen, wo südlich von etwa 55°N während der El Niño Ereignisse verstärkte zonale Winde auftreten, nördlich davon hingegen während der La Niña Ereignisse (*Abb. 7.1c*).

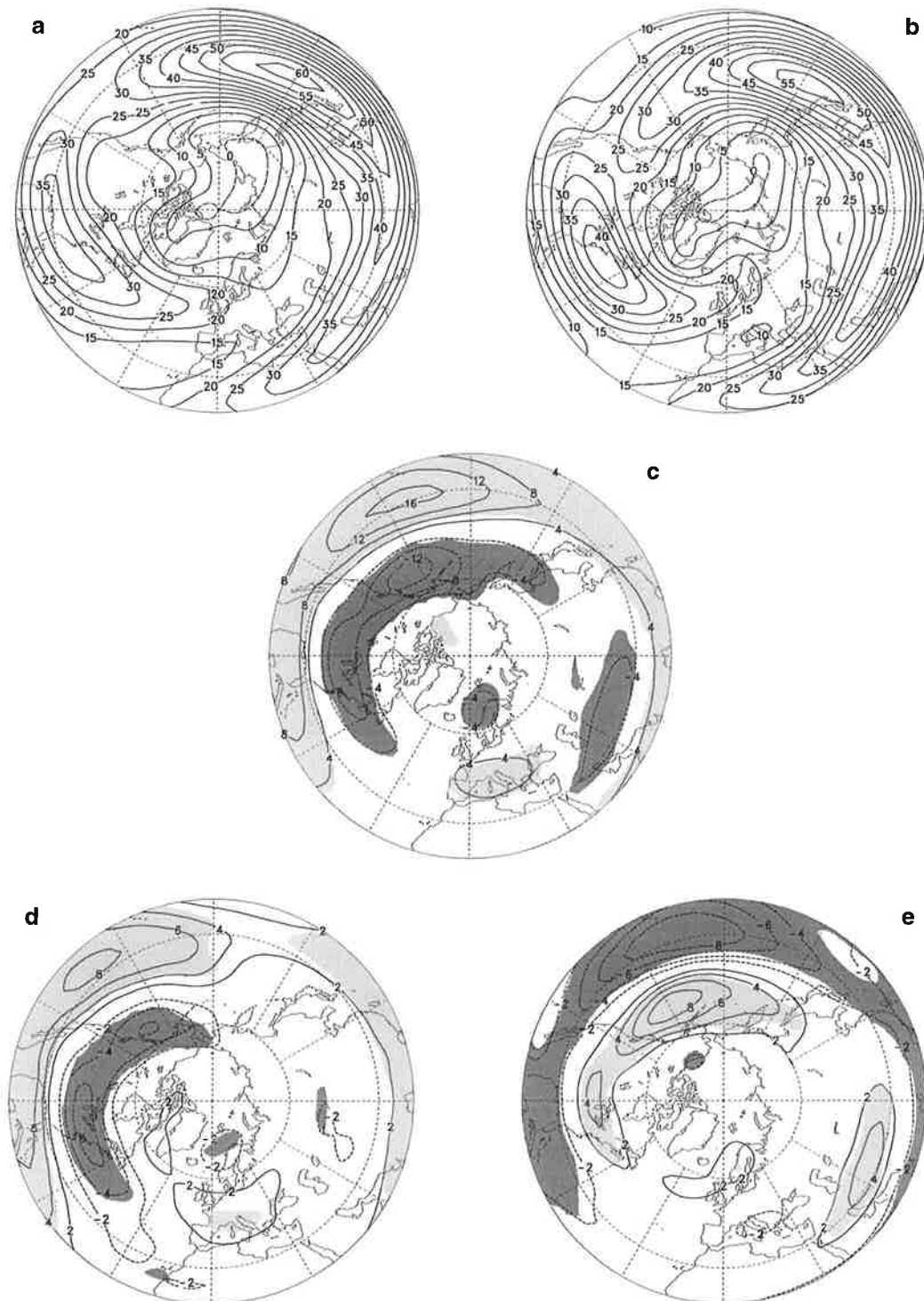


Abb. 7.1: Jahreszeitliche Mittelwerte der zonalen Windkomponente in 300 hPa während der Wintermonate nach den Simulationen mit variierenden SST für die El Niño (a) und die La Niña Ereignisse (b). Das Konturintervall beträgt 5 m/s. Ferner die Differenzen der jahreszeitlichen Mittelwerte zwischen den El Niño und den La Niña Ereignissen (c) sowie zwischen den El Niño Ereignissen und den Kontrollfällen (d) und zwischen den La Niña Ereignissen und den Kontrollfällen (e). Das Konturintervall beträgt 4 (c) bzw. 2 m/s (d,e). Die Signifikanz der Differenzen auf dem 97,5%-Niveau ist durch die Schattierung gekennzeichnet. Positive signifikante Abweichungen sind hell, negative dunkel schattiert.

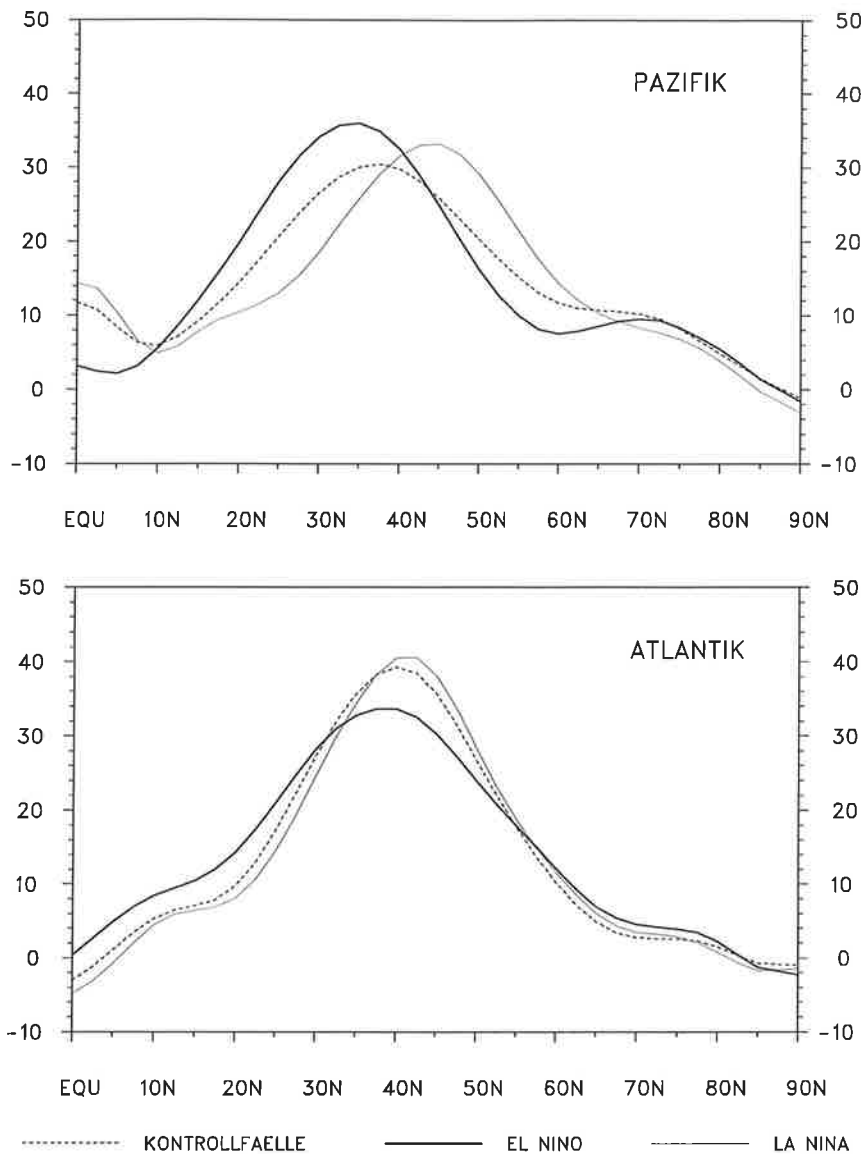


Abb. 7.2: Querschnitte der zonalen Windkomponente in 300 hPa während der Wintermonate nach den Simulationen mit variierenden SST für die El Niño und die La Niña Ereignisse und die Kontrollfälle in [m/s]. Die Querschnitte liegen über dem östlichen Pazifik (135-165°W) und dem westlichen Atlantik (45-75°W).

7.2 Barotrope Prozesse

7.2.1 Kinetische Energie

Zunächst sollen die Beiträge der kurzlebigen transienten Wellenstörungen zur kinetischen Energie untersucht werden. Dazu werden Verteilungen der auf die mittelpaß-gefilterten transienten Fluktuationen zurückzuführenden kinetischen Energie im Niveau 300 hPa betrachtet. Die Verteilungen (*Abb. 7.3*) weisen zwei charakteristische Maxima auf, eines über dem östlichen Teil des Nordpazifiks und eines über dem nördlichen Atlantik. Diese liegen damit strom-

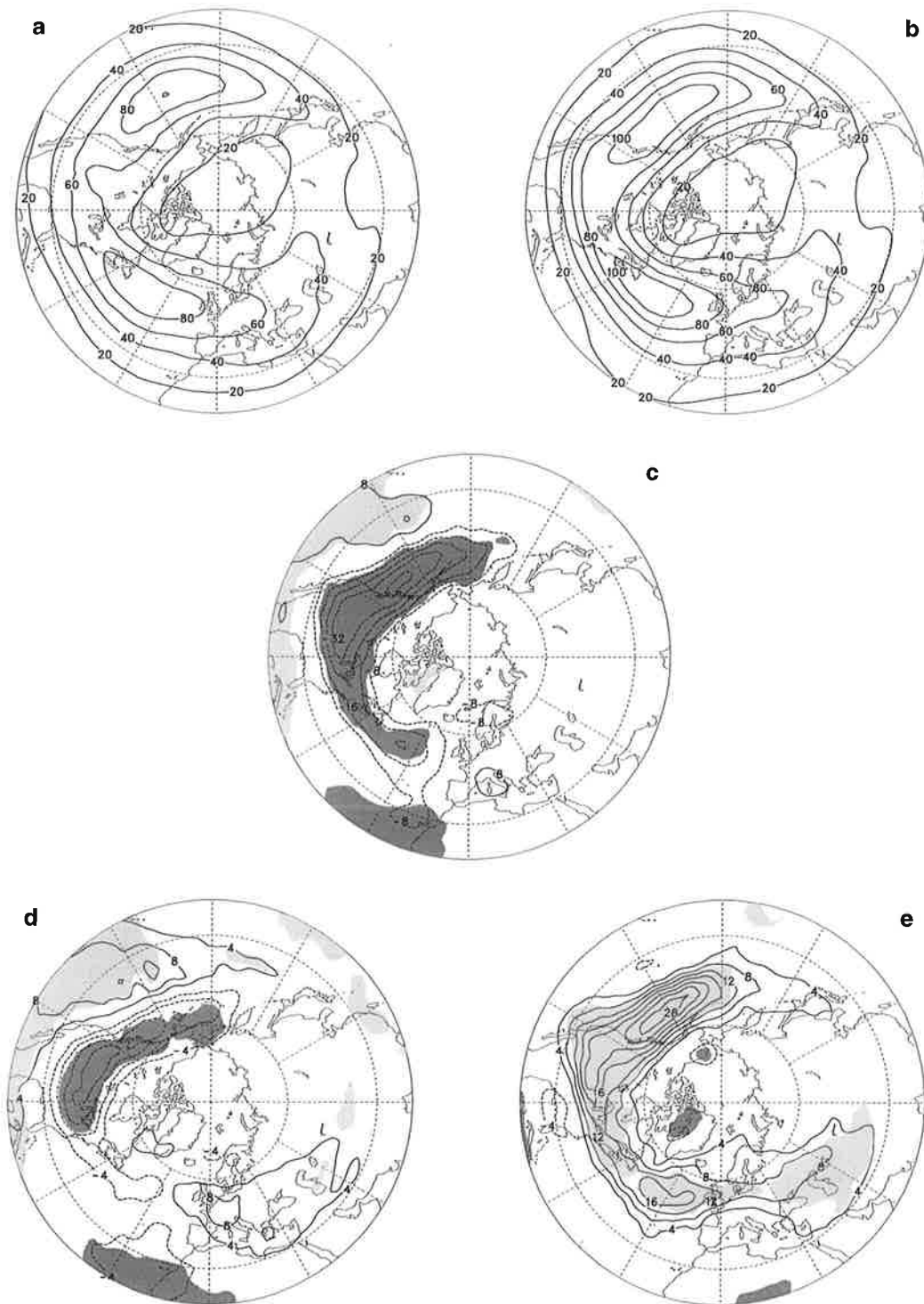


Abb. 7.3: Mittelpaß-gefilterte kinetische Energie in 300 hPa während der Wintermonate nach den Simulationen mit variierenden SST für die El Niño (a) und die La Niña Ereignisse (b). Das Konturintervall beträgt $20 \text{ m}^2/\text{s}^2$. Ferner die Differenzen der kinetischen Energie zwischen den El Niño und den La Niña Ereignissen (c) sowie zwischen den El Niño Ereignissen und den Kontrollfällen (d) und zwischen den La Niña Ereignissen und den Kontrollfällen (e). Das Konturintervall beträgt 8 (c) bzw. $4 \text{ m}^2/\text{s}^2$ (d,e). Die Signifikanz der Differenzen auf dem 97,5%-Niveau ist durch die Schattierung gekennzeichnet. Positive signifikante Abweichungen sind hell, negative dunkel schattiert.

abwärts, und zwar etwas nördlich, der Regionen, wo die lokalen Maxima der Strahlströme auftreten (vgl. *Abb. 7.1*). In den Verteilungen der kinetischen Energie läßt sich daher wie bei den Strahlströmen der Einfluß der markanten Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen im tropischen Pazifik ablesen. So ist während der El Niño Ereignisse die kinetische Energie über dem südöstlichen Teil des Nordpazifiks sowohl gegenüber den Kontrollfällen (*Abb. 7.3d*) als auch gegenüber der La Niña Ereignissen (*Abb. 7.3c*) erhöht, weiter nördlich dagegen abgeschwächt. Diese Dipolstruktur geht auf die äquatorwärts gerichtete Verlagerung des Maximums der kinetischen Energie während der El Niño Ereignisse zurück (*Abb. 7.3a*). Weiter stromabwärts über dem nördlichen Teil des nordamerikanischen Kontinents ist die Abschwächung der kinetischen Energie während der warmen ENSO-Ereignisse besonders kräftig. Während der kalten ENSO-Ereignisse (*Abb. 7.3e*) ist die kinetische Energie über weiten Teilen der Nordhalbkugel im Bereich nördlich von etwa 40°N verstärkt, vor allem im Bereich der beiden Maxima (*Abb. 7.3b*). Die größten Differenzen gegenüber dem Kontrollfällen sind daher vor der nordamerikanischen Westküste südlich der Aleuten und Alaskas, ferner über dem Atlantik westlich der Britischen Inseln zu finden. Im Auslaufbereich des atlantischen Stormtracks über Zentral- und Osteuropa unterscheiden sich die Verteilungen während der verschiedenen ENSO-Ereignisse insofern, daß die kinetische Energie während der La Niña Ereignisse (*Abb. 7.3e*) im Norden, während der El Niño Ereignisse (*Abb. 7.3d*) jedoch weiter südlich gegenüber den Kontrollfällen leicht verstärkt ist.

7.2.2 Meridionaler Impulstransport

In diesem Kapitel sollen die von den kurzlebigen transienten Wellenstörungen bewerkstelligten meridionalen Transporte westlichen Impulses im Niveau 300 hPa betrachtet werden. Positive Werte stehen dabei für Transporte in nördlicher, negative für solche in südlicher Richtung. Die Verteilungen (*Abb. 7.4*) zeigen die stärksten polwärts gerichteten Flüsse westlichen Impulses über dem nordamerikanischen Kontinent in der Eintrittsregion des Strahlstroms über dem östlichen Teil Nordamerikas. Im Bereich der beiden Hauptstormtracks über dem östlichen Pazifik und dem Atlantik ist jeweils eine markante Dipolstruktur ausgeprägt. In den Gebieten südlich ihrer Achsen wird westlicher Impuls nordwärts und nördlich davon südwärts transportiert. Dabei sind die nordwärts gerichteten Flüsse westlichen Impulses während der La Niña Ereignisse, während derer der Strahlstrom über dem östlichen Teil Nordamerikas verhältnismäßig stark ist, über Nordamerika besonders kräftig ausgeprägt (*Abb. 7.4b*). Dagegen treten während der El Niño Ereignisse in dieser Region in Verbindung mit einem deutlich abgeschwächten Strahlstrom besonders schwach ausgeprägte Impulsflüsse auf (*Abb. 7.4a*). Aber auch weiter stromaufwärts über dem nordöstlichen Pazifik ist der nordwärts gerichtete Impulstransport während der La Niña Ereignisse deutlich verstärkt (*Abb. 7.4e*). Während der El Niño Ereignisse sind die Impulsflüsse in dieser Region abgeschwächt, über dem südöstlichen Teil des Nordpazifiks hingegen verstärkt (*Abb. 7.4d*). Damit folgen die Impulsflüsse über dem öst-

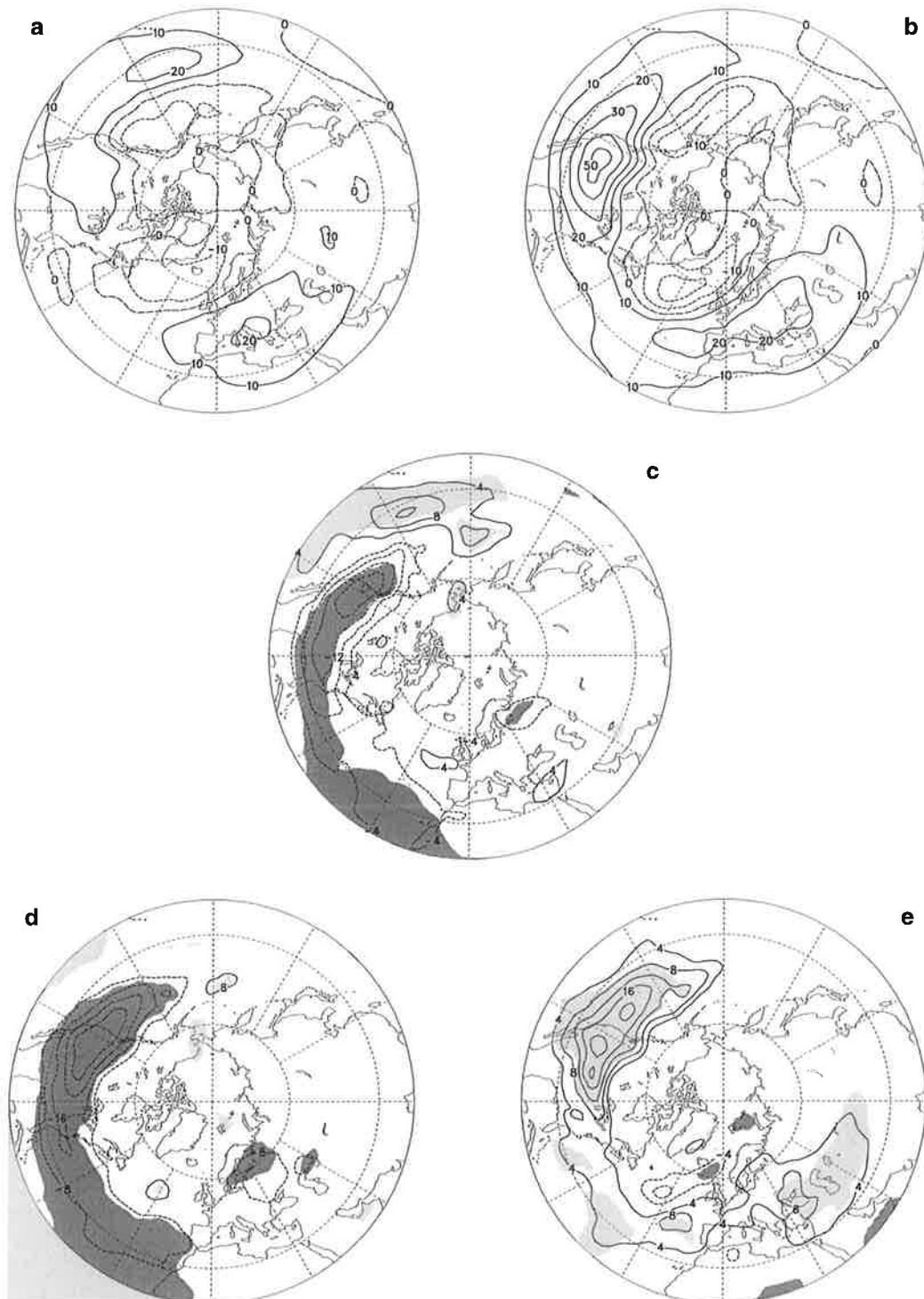


Abb. 7.4: Mittelpaß-gefilterter meridionaler Transport westlichen Impulses in 300 hPa während der Wintermonate nach den Simulationen mit variierenden SST für die El Niño (a) und die La Niña Ereignisse (b). Das Konturintervall beträgt $10 \text{ m}^2/\text{s}^2$. Ferner die Differenzen der Impulstransporte zwischen den El Niño und den La Niña Ereignissen (c) sowie zwischen den El Niño Ereignissen und den Kontrollfällen (d) und zwischen den La Niña Ereignissen und den Kontrollfällen (e). Das Konturintervall beträgt 8 (c) bzw. $4 \text{ m}^2/\text{s}^2$ (d,e). Die Signifikanz der Differenzen auf dem 97,5%-Niveau ist durch die Schattierung gekennzeichnet. Positive signifikante Abweichungen sind hell, negative dunkel schattiert.

lichen Pazifik der Verlagerung und der Änderung der Stärke des pazifischen Stormtracks während der verschiedenen ENSO-Ereignisse (vgl. *Abb. 6.13*). Über dem östlichen Atlantik läßt sich während der La Niña Ereignisse eine Intensivierung der meridionalen Impulsflüsse beobachten (*Abb. 7.4e*). So sind während der kalten ENSO-Ereignisse die südwärts gerichteten Transporte westlichen Impulses südlich von Island, die nordwärts gerichteten weiter südlich bei den Azoren verhältnismäßig kräftig ausgeprägt.

7.2.3 Horizontaler Eliassen-Palm Fluß

Im folgenden soll der Frage nachgegangen werden, inwieweit die transienten Fluktuationen bei der Aufrechterhaltung der während der El Niño und der La Niña Ereignisse zu beobachtenden typischen Zirkulationsmuster eine Rolle spielen. Dazu wird der lokale Eliassen-Palm Fluß im Niveau 300 hPa betrachtet, genauer dessen horizontale Komponente (*siehe Kapitel 3.5*).

In *Abb. 7.5* ist daher die horizontale Komponente des lokalen Eliassen-Palm Flusses infolge der transienten Wellenstörungen auf Zeitskalen zwischen 2,5 und 6 Tagen für die El Niño und die La Niña Ereignisse dargestellt. Die jahreszeitlichen Mittelwerte der zonalen Windkomponente für die verschiedenen ENSO-Ereignisse sind ebenfalls in den Abbildungen enthalten. In beiden Fällen zeigen die Verteilungen ein Band nach Osten gerichteter E-Vektoren. Ausgehend von der Region des pazifischen Stormtracks über dem nördlichen Pazifik erstreckt es sich stromabwärts, schließt den atlantischen Stormtrack ein und reicht dann weiter stromabwärts bis nach Europa. Die Orientierung der Vektoren in östlicher Richtung zeigt an, daß mit den kurzlebigen transienten Wellenstörungen stärkere Fluktuationen der meridionalen als der zonalen Windkomponente einhergehen. In den Gebieten nördlich der Achsen der beiden Hauptstormtracks über dem östlichen Pazifik und dem zentralen Atlantik weisen die E-Vektoren in nördlicher Richtung, südlich davon in südlicher, ein Indiz für die nach Süden bzw. nach Norden gerichteten Transporte westlichen Impulses. Dabei sind die E-Vektoren während der La Niña Ereignisse (*Abb. 7.5b*) im allgemeinen infolge der verstärkten Aktivität der synoptischen Wellen wesentlich stärker ausgeprägt als während der El Niño Ereignisse (*Abb. 7.5a*).

Die Divergenz der horizontalen Komponente des lokalen Eliassen-Palm Flusses gibt an, wie die transienten Wellenstörungen auf die mittlere Strömung einwirken. Indem aufgrund barotroper Prozesse Impuls von den Wellenstörungen auf den mittleren zonalen Grundstrom oder vom Grundstrom auf die Wellenstörungen übertragen wird, kommt es zu einer Verstärkung bzw. Abschwächung des mittleren zonalen Grundstroms. Danach verstärken die kurzlebigen transienten Wellenstörungen die Strahlströme über dem nördlichen Pazifik sowie über dem nördlichen Atlantik und führen zu einer Abschwächung der zonalen Windkomponente in den Regionen südlich und nördlich der beiden Strahlströme (*Abb. 7.6a*). Besonders große Werte

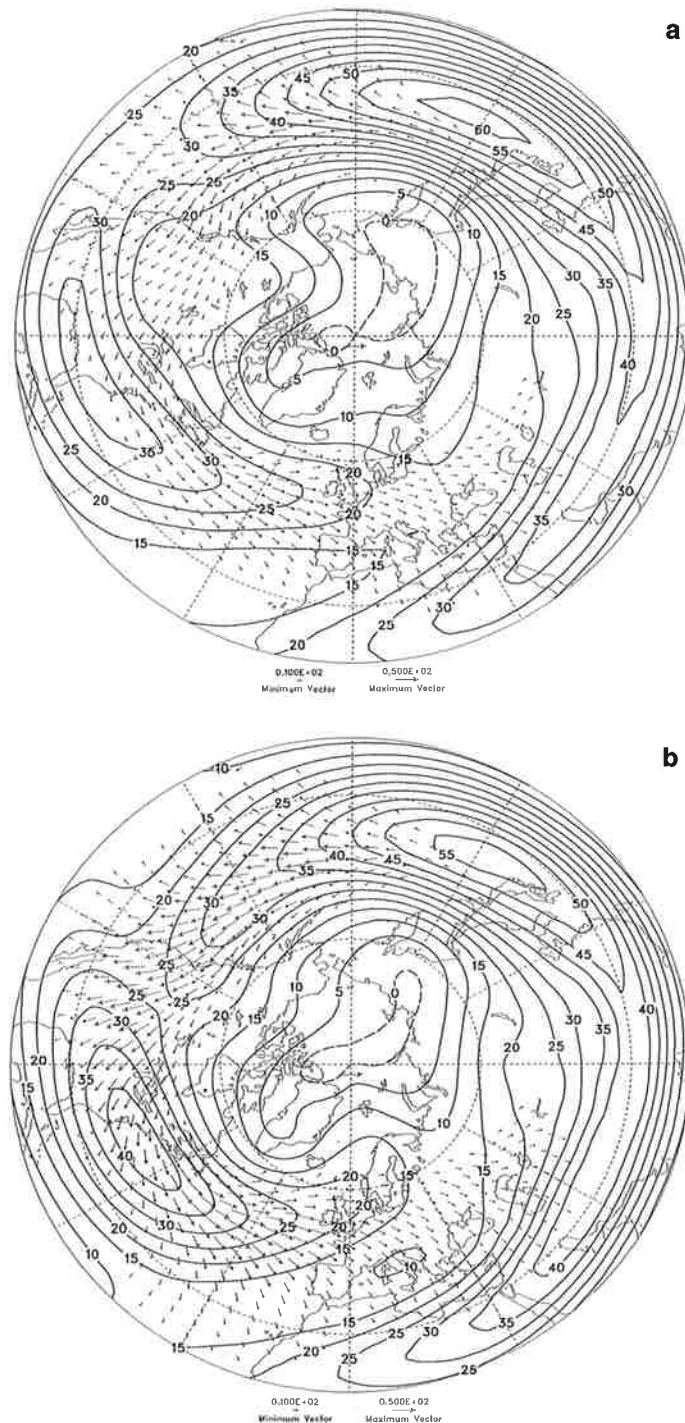


Abb. 7.5: Horizontalkomponente des mittelpaß-gefilterten Eliassen-Palm Flusses (Vektoren) in $[m^2/s^2]$ sowie die jahreszeitlichen Mittelwerte der zonalen Windkomponente (Konturlinien) in 300 hPa während der Wintermonate nach den Simulationen mit variierenden SST für die El Niño (a) und die La Niña Ereignisse (b). Das Konturintervall beträgt 5 m/s.

der Divergenz des EP-Flusses bzw. eine besonders starke Anregung der westlichen Winde sind stromabwärts der lokalen Maxima der Strahlströme im Bereich des pazifischen und des atlantischen Stormtracks zu beobachten. Demnach führen die kurzlebigen Wellenstörungen zu einer

Ausdehnung der kräftigen westlichen Strömung in die stromabwärts gelegenen Bereiche über dem östlichen Pazifik und dem zentralen Atlantik. Daneben verstärken sie den über dem östlichen Teil Nordamerikas gelegenen Strahlstrom in seiner Eintrittsregion über dem zentralen Teil des nordamerikanischen Kontinents. Damit weisen die Simulationen hinsichtlich der Verteilungen der horizontalen EP-Flüsse sowie ihrer Divergenz die gleichen Merkmale auf, wie sie auf Beobachtungen basierende Arbeiten zeigen (siehe z.B. *Hoskins et al., 1983*).

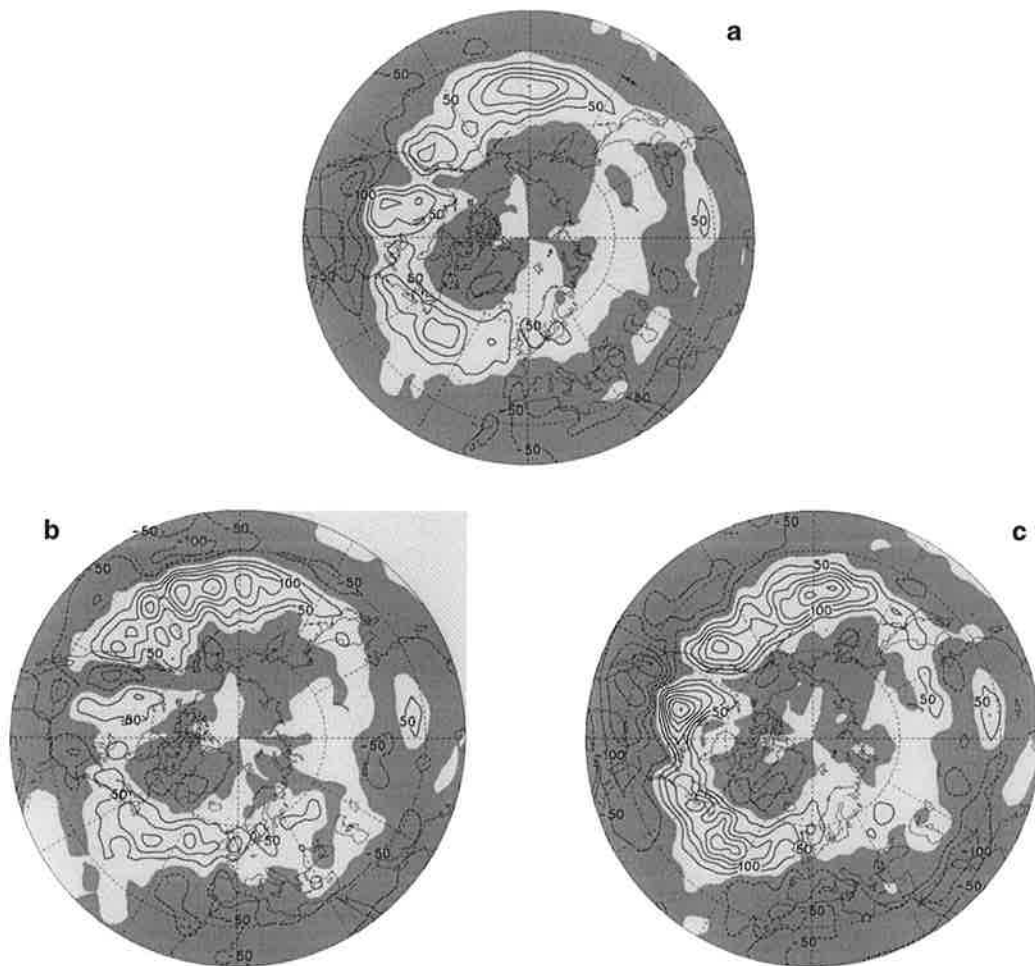


Abb. 7.6: Divergenz der Horizontalkomponente des mittelpaß-gemittelten Eliassen-Palm Flusses in 300 hPa während der Wintermonate nach den Simulationen mit variierenden SST für die Kontrollfälle (a) sowie die El Niño (b) und die La Niña Ereignisse (c) in [(cm/s)/Tag]. Das Konturintervall beträgt 0,5 (m/s)/Tag. Positive Werte (Verstärkung der westlichen Windkomponente) sind hell, negative (Abschwächung der westlichen Windkomponente) dunkel schattiert.

In einigen Regionen läßt sich der Einfluß der verschiedenen ENSO-Ereignisse auf die Verteilung der Divergenz des EP-Flusses erkennen. So verstärken die synoptischen Wellen während der La Niña Ereignisse die westlichen Winde über dem nordöstlichen Pazifik (*Abb. 7.6c*). Insbesondere vor der Westküste Nordamerikas ist die Anregung der zonalen Winde kräftig ausge-

prägt. Während der El Niño Ereignisse führen die transienten Wellenstörungen dagegen in den weiter südlich gelegenen Gebieten zu einer Verstärkung der mittleren zonalen Strömung (Abb. 7.6b), vor allem östlich der Datumslinie im Bereich zwischen 30 und 40° nördlicher Breite. Dabei ist die Divergenz des EP-Flusses während der kalten ENSO-Ereignisse über dem östlichen Teil des Nordpazifiks infolge der verstärkten Aktivität der transienten Wellenstörungen (vgl. Abb. 6.13) im allgemeinen stärker ausgeprägt als während der warmen. Offenbar unterstützen die transienten Fluktuationen auf den kurzen Zeitskalen die Verlagerung des Strahlstroms über dem östlichen Pazifik während der verschiedenen ENSO-Ereignisse. So ist der Jet während der La Niña Ereignisse über dem nordöstlichen Pazifik verstärkt, während der El Niño Ereignisse in den weiter südlich gelegenen Regionen (vgl. Abb. 7.1). Ferner tragen die transienten Wellenstörungen während der kalten ENSO-Ereignisse wesentlich zu der markanten Verstärkung der westlichen Winde vor der Westküste Kanadas bei.

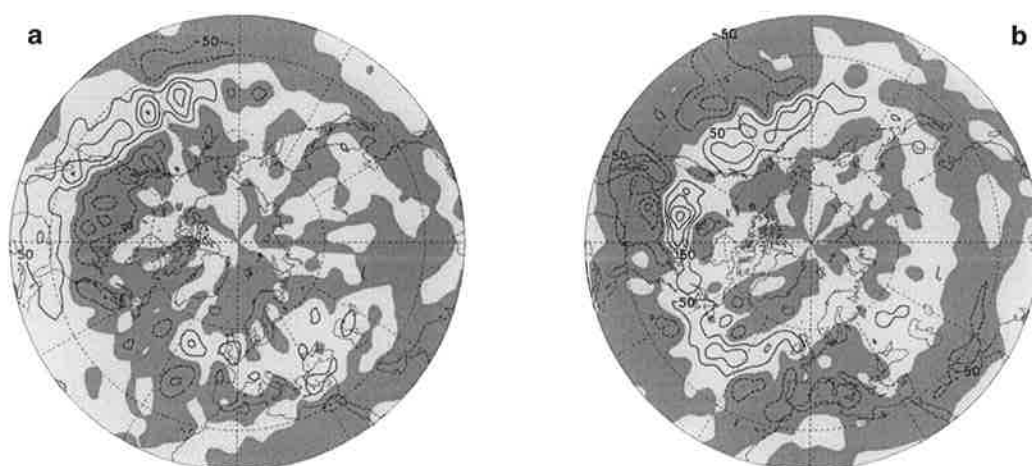


Abb. 7.7: Divergenz der Horizontalkomponente des mittelpaß-gefilterten Eliassen-Palm Flusses in 300 hPa während der Wintermonate nach den Simulationen mit variierenden SST für die Differenzen zwischen den El Niño Ereignissen und den Kontrollfällen (a) und zwischen den La Niña Ereignissen und den Kontrollfällen (b) in [(cm/s)/Tag]. Das Konturintervall beträgt 0,5 (m/s)/Tag. Positive Werte (Verstärkung der westlichen Windkomponente) sind hell, negative (Abschwächung der westlichen Windkomponente) dunkel schattiert.

Über dem zentralen Teil Nordamerikas, der Eintrittsregion des über dem östlichen Teil Nordamerikas gelegenen Strahlstroms, ist die Anregung der westlichen Winde während der La Niña Ereignisse besonders stark, während der El Niño Ereignisse dagegen schwach ausgeprägt. Dies führt zur Verstärkung des Jets während der kalten und seiner Abschwächung während der warmen ENSO-Ereignisse. Auch weiter stromabwärts über dem nördlichen Atlantik ist die Divergenz des EP-Flusses während der La Niña Ereignisse verhältnismäßig kräftig ausgeprägt. In diesem Fall verstärken die Wellenstörungen auf synoptischen Zeitskalen ebenfalls die westlichen Winde über dem nordöstlichen Atlantik und Nordeuropa, wohingegen sie während der

El Niño Ereignisse zur Verstärkung der mittleren zonalen Strömung in den weiter südlich gelegenen Regionen beitragen. Dies stimmt mit den Ergebnissen einer Arbeit von *Fraedrich et al. (1993)* überein, wonach die kurzlebigen transienten Wellenstörungen infolge der Wechselwirkung mit der mittleren zonalen Strömung bei der Aufrechterhaltung der typischen Zirkulationsmuster, die mit extremen Abweichungen des Klimas in Europa einhergehen, eine wesentliche Rolle spielen. Diese Anomalien sind durch die Ausbildung einer Hoch- und einer Tiefdruckzelle über Europa gekennzeichnet, die zur Ausprägung eines Rückens bzw. zur Verstärkung des zonalen Charakters der Strömung über Europa führen. Der Auslöser der anfänglichen Anomalie des Luftdrucks über Zentraleuropa könnte indes ein stationärer Wellenzug sein, der seinen Ursprung in der zyklonogenetisch aktiven Region über dem nordwestlichen Atlantik hat.

Der in den beiden vorhergehenden Abschnitten beschriebene Einfluß der verschiedenen ENSO-Ereignisse auf die Verteilung der Divergenz des EP-Flusses bzw. die Wechselwirkung der transienten Wellenstörungen mit der mittleren zonalen Strömung spiegelt sich auch in *Abb. 7.7* wider. Dort ist die Divergenz der horizontalen EP-Flüsse dargestellt, die von den Differenzen der Komposita für die verschiedenen ENSO-Ereignisse mit dem für die Kontrollfälle berechneten Kompositum abgeleitet worden ist. Die Verteilungen stimmen im wesentlichen mit den Differenzen der mittleren zonalen Windkomponente für die verschiedenen Fälle überein (vgl. *Abb. 7.1d,e*). Dies verdeutlicht, daß die anomalen Impulsflüsse, die von den synoptischen Wellen bewerkstelligt werden, einen wichtigen Beitrag zur Aufrechterhaltung der typischen Zirkulationsmuster während der El Niño und der La Niña Ereignisse leisten.

7.3 Temperaturen

Die typischen Änderungen der mittleren Strömung, die mit den markanten Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen im tropischen Pazifik einhergehen, wirken sich auch auf die Temperaturen in der unteren Troposphäre aus. In *Abb. 7.8* werden daher zum einen die Komposita der jahreszeitlichen Mittelwerte der Temperaturen im Niveau 850 hPa für die El Niño und die La Niña Ereignisse sowie deren Differenzen gezeigt. Daneben sind in der Abbildung die Differenzen dieser Komposita mit dem für die Kontrollfälle berechneten Kompositum enthalten.

Danach kommt es während der El Niño Ereignisse über weiten Teilen des Pazifiks zu einer Abnahme der Temperaturen, wohingegen weiter stromabwärts über dem nördlichen Teil Nordamerikas die mittleren Temperaturen zunehmen, vor allem über dem Westen Kanadas (*Abb. 7.8d*). Diese Anomalien der Temperaturen sind die direkte Folge des während der warmen ENSO-Ereignisse zu beobachtenden typischen Zirkulationsmusters (vgl. *Abb. 5.2a*). So gelan-

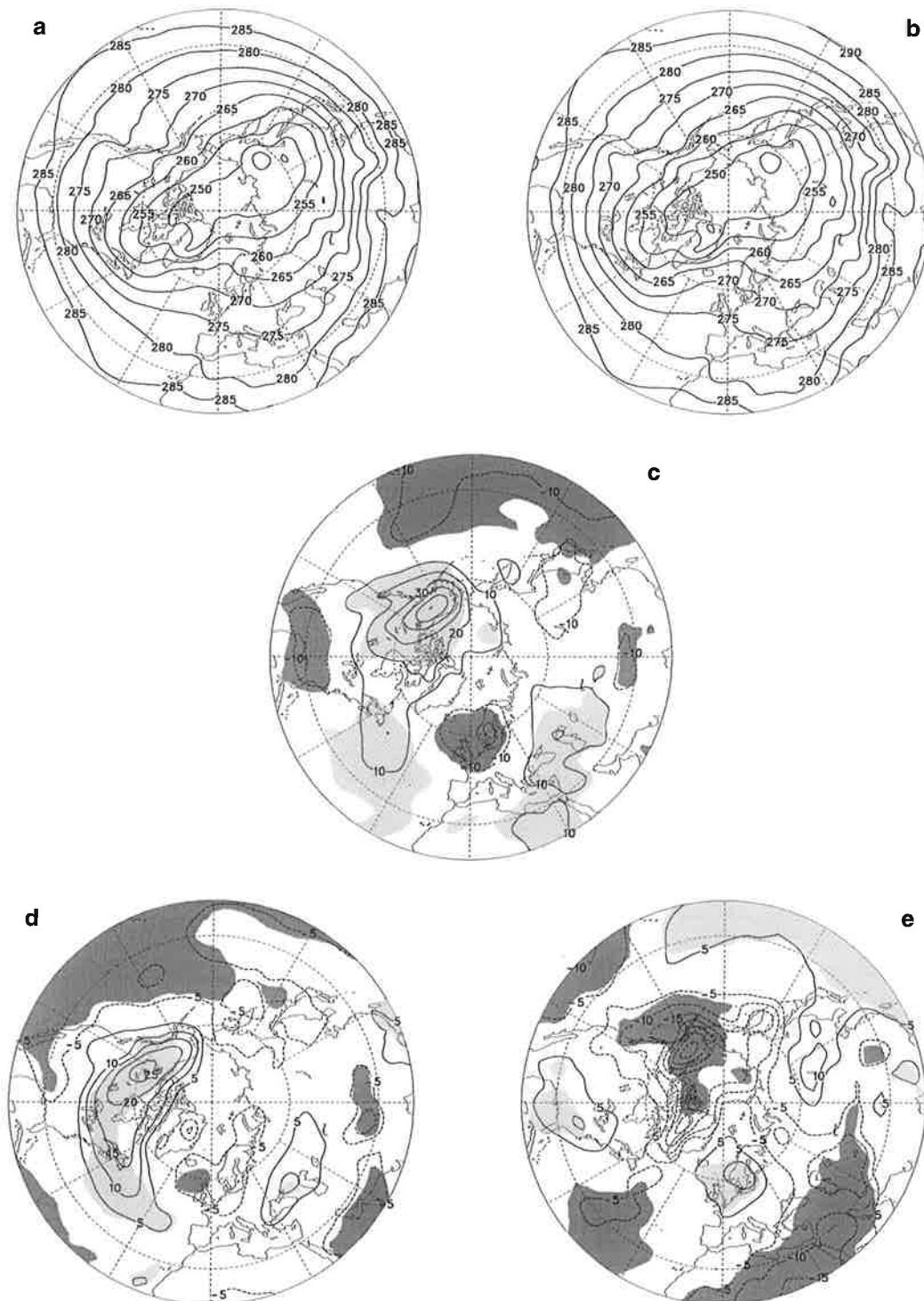


Abb. 7.8: Jahreszeitliche Mittelwerte der Temperatur in 850 hPa während der Wintermonate nach den Simulationen mit variierenden SST für die El Niño (a) und die La Niña Ereignisse (b) in [K]. Das Konturintervall beträgt 5 K. Ferner die Differenzen der jahreszeitlichen Mittelwerte zwischen den El Niño und den La Niña Ereignissen (c) sowie zwischen den El Niño Ereignissen und den Kontrollfällen (d) und zwischen den La Nina Ereignissen und den Kontrollfällen (e) in [$1/10$ °C]. Das Konturintervall beträgt 1 (c) bzw. 0,5 °C (d,e). Die Signifikanz der Differenzen auf dem 97,5%-Niveau ist durch die Schattierung gekennzeichnet. Positive signifikante Abweichungen sind hell, negative dunkel schattiert.

gen auf der westlichen Seite des verstärkten Tiefdruckgebietes bei den Aleuten Luftmassen polaren Ursprungs verhältnismäßig weit nach Süden. Auf der östlichen Seite werden dagegen verstärkt milde maritime Luftmassen über den westlichen Teil Nordamerikas herangeführt. Weiterhin ist infolge dieses typischen Zirkulationsmusters der Ausfluß kalter polarer Luftmassen über Labrador in die Region über dem nordwestlichen Atlantik abgeschwächt, die Folge ist eine Erwärmung in diesem Bereich. Über dem östlichen Atlantik sowie über West- und Nord-europa nehmen die Temperaturen während der El Niño Ereignisse ab, da infolge der Abschwächung des Islandtiefs die Advektion maritimer Luftmassen reduziert ist.

Während der La Niña Ereignisse kommt es über dem östlichen Pazifik und dem westlichen Teil Nordamerikas zur Abnahme der mittleren Temperaturen, insbesondere über Alaska und dem Westen Kanadas (*Abb. 7.8e*). Dies läßt sich darauf zurückführen, daß während der kalten ENSO-Ereignisse über dem östlichen Pazifik die mittlere Strömung infolge der Abschwächung des Aleutentiefs einen verstärkten zonalen Charakter aufweist (vgl. *Abb. 5.2b*), wohingegen sowohl während der El Niño Ereignisse als auch während der Kontrollfälle in dieser Region eine kräftige südwestliche Strömungskomponente auftritt. Als Folge der verstärkten zonalen Strömung gelangen über dem östlichen Pazifik und dem westlichen Teil Nordamerikas verstärkt polare Luftmassen nach Süden, während die Advektion milder maritimer Luftmassen reduziert ist. Andererseits nehmen die mittleren Temperaturen über weiten Teilen der USA zu, wodurch der meridionale Temperaturgradient über dem nordamerikanischen Kontinent verstärkt wird (*Abb. 7.8b*). Infolge der Intensivierung des Islandtiefs gelangen während der La Niña Ereignisse verstärkt milde maritime Luftmassen in den Bereich des östlichen Atlantiks und nach Europa und führen dort zu einer Erwärmung.

Damit stimmt der in den Simulationen wiedergegebene Einfluß der markanten Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen im tropischen Pazifik auf die Temperaturen in der unteren Troposphäre mit den Ergebnissen der auf Beobachtung basierenden Arbeit von *van Loon und Rogers (1981)* überein. Danach läßt sich während der El Niño Ereignisse in den Tropen sowie den hohen Breiten generell eine Zunahme der mittleren Temperaturen gegenüber den La Niña Ereignissen beobachten, in den mittleren Breiten jedoch deren Abnahme. Diese Abweichungen stehen in direktem Zusammenhang mit den Unterschieden der von den stationären Wellen bewerkstelligten Flüsse sensibler Wärme. So ist während der El Niño Ereignisse die Erwärmung in denjenigen Regionen am stärksten, wo die Konvergenz der stationären Wärmeflüsse besonders kräftig ist. Die oben beschriebenen Ergebnisse werden ebenfalls durch die Arbeit von *Fraedrich und Müller (1992)* bestätigt, deren Beobachtungen während der El Niño Ereignisse eine Abkühlung über den nördlichen und nordwestlichen Teilen Europas zeigen, jedoch eine Erwärmung während der La Niña Ereignisse.

7.4 Barokline Prozesse

7.4.1 Meridionaler Wärmetransport

In diesem Kapitel sollen die auf die kurzlebigen transienten Wellenstörungen zurückgehenden Transporte sensibler Wärme in der unteren Troposphäre untersucht werden. Da die von diesen kurzskaligen Wellen bewerkstelligten Wärmeflüsse im wesentlichen polwärts gerichtet sind, werden in *Abb. 7.9* allein die meridionalen Transporte sensibler Wärme im Niveau 850 hPa gezeigt. Positive Werte stehen dabei für Transporte in nördlicher, negative für solche in südlicher Richtung. Die Verteilungen zeigen die stärksten polwärts gerichteten Transporte sensibler Wärme im Bereich der beiden Hauptstormtracks über dem nördlichen Pazifik und dem nordwestlichen Atlantik. Daneben treten auch über dem östlichen Teil der USA relativ starke nordwärts gerichtete Wärmeflüsse auf, wohingegen sie über dem westlichen Teil nur schwach ausgeprägt und nach Süden gerichtet sind. Offenbar sind die mit den wandernden Tiefdruckgebieten einhergehenden Wärmeflüsse senkrecht zur Zugrichtung der Zyklonen, d.h. entlang des Temperaturgradienten gerichtet und führen damit zur Abschwächung des Temperaturgradienten. Die Flüsse sind in der Entwicklungsphase der Zyklonen besonders kräftig ausgeprägt.

In den Verteilungen der meridionalen Wärmeflüsse spiegelt sich ebenfalls der Einfluß der markanten Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen im tropischen Pazifik auf die Aktivität der synoptischen Wellen wider (vgl. *Abb. 6.13*). So sind die meridionalen Transporte sensibler Wärme während der La Niña Ereignisse über dem nördlichen Pazifik sowohl gegenüber den Kontrollfällen (*Abb. 7.9e*) als auch gegenüber den El Niño Ereignissen (*Abb. 7.9c*) verstärkt. Weiter südlich sind die polwärts gerichteten Wärmeflüsse dagegen während der El Niño Ereignisse stärker ausgeprägt. Auch weiter stromabwärts über dem östlichen Teil Nordamerikas und dem nordwestlichen Atlantik sind die meridionalen Wärmeflüsse während der kalten ENSO-Ereignisse verstärkt, während der warmen jedoch abgeschwächt. Dabei transportieren die wandernden Zyklonen während der La Niña Ereignisse auch über dem zentralen Teil Nordamerikas verstärkt sensible Wärme nordwärts (*Abb. 7.9b*). Über dem östlichen Atlantik und Europa, wo der atlantische Stormtrack ausläuft, läßt sich nur ein schwacher Einfluß der verschiedenen ENSO-Ereignisse feststellen. So führen während der La Niña Ereignisse die weiter nördlich verlaufenden Zyklonen zu einer Intensivierung der meridionalen Wärmeflüsse über dem nordöstlichen Atlantik und Nordeuropa, wohingegen während der El Niño Ereignisse, während der die Zyklonen vornehmlich eine südliche Zugbahn einschlagen, die meridionalen Wärmeflüsse weiter südlich verstärkt sind (*Abb. 7.9c*).

Die auf die kurzlebigen transienten Wellenstörungen zurückgehenden horizontalen Transporte sensibler Wärme führen zu einer Erwärmung in den hohen und einer Abkühlung in den niederen Breiten und damit zur Abschwächung des meridionalen Temperaturgradienten (*Abb. 7.10*).

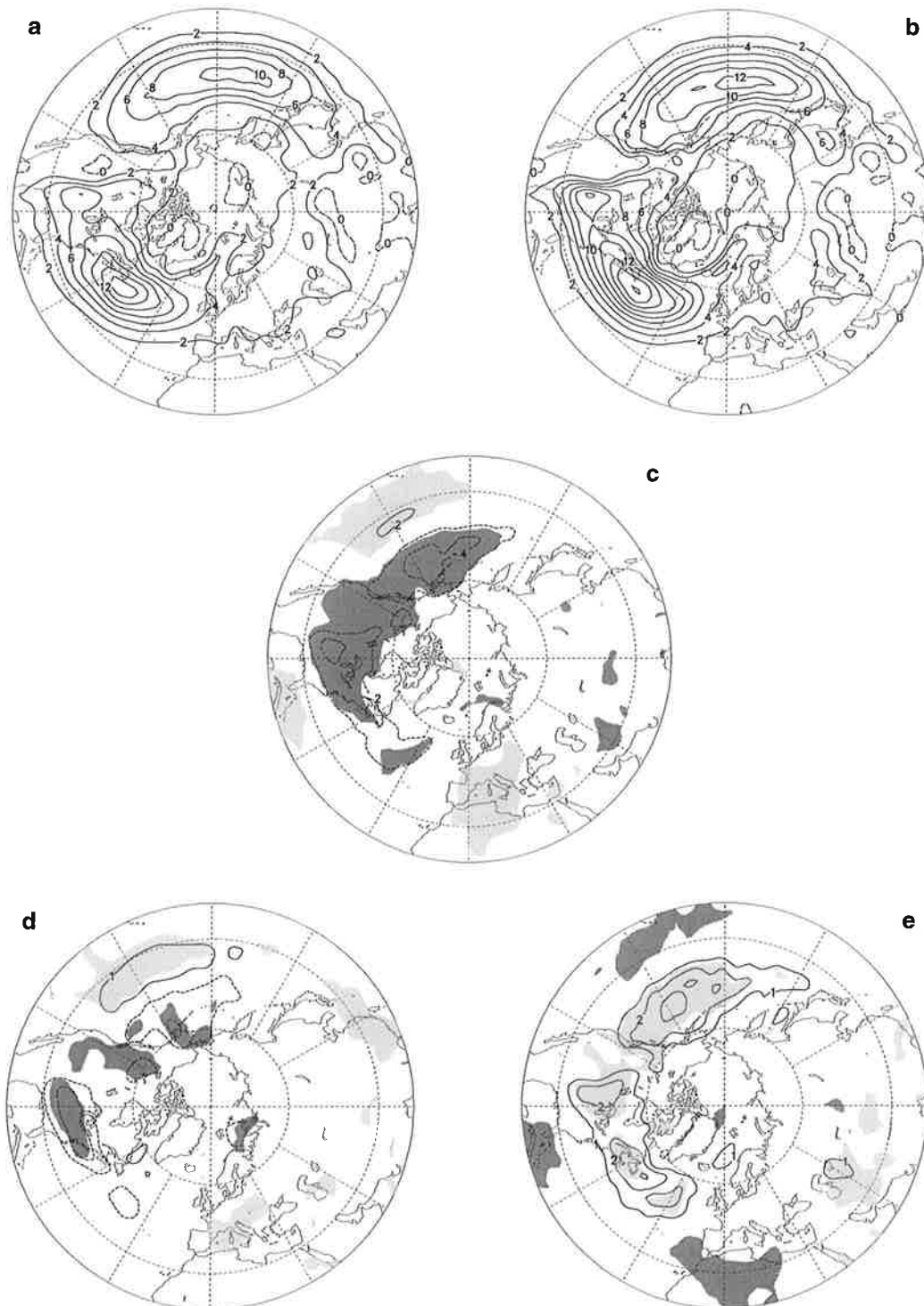


Abb. 7.9: Mittelpaß-gefilterter meridionaler Transport sensibler Wärme in 850 hPa während der Wintermonate nach den Simulationen mit variierenden SST für die El Niño (a) und die La Niña Ereignisse (b). Das Konturintervall beträgt 2 K·m/s. Ferner die Differenzen der Wärmetransporte zwischen den El Niño und den La Niña Ereignissen (c) sowie zwischen den El Niño Ereignissen und den Kontrollfällen (d) und zwischen den La Niña Ereignissen und den Kontrollfällen (e). Das Konturintervall beträgt 2 (c) bzw. 1 K·m/s (d,e). Die Signifikanz der Differenzen auf dem 97,5%-Niveau ist durch die Schattierung gekennzeichnet. Positive signifikante Abweichungen sind hell, negative dunkel schattiert.

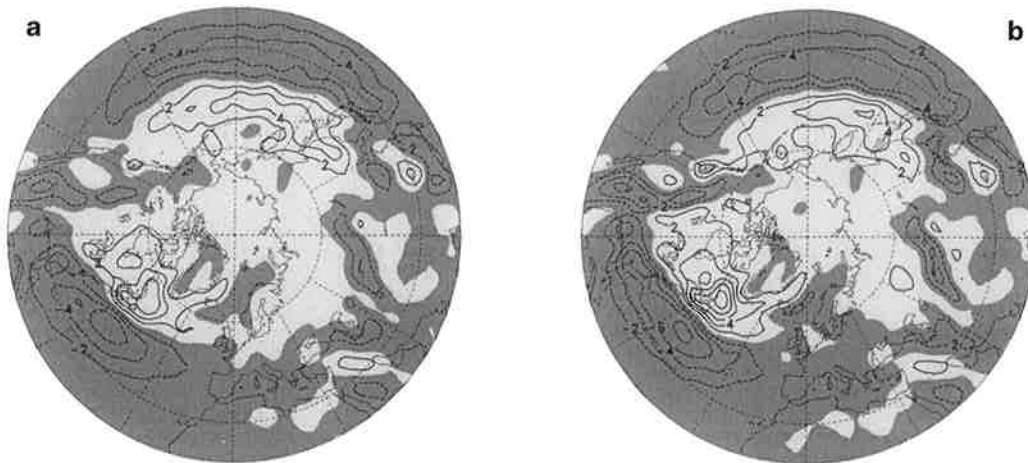


Abb. 7.10: Konvergenz des mittelpaß-gefilterten horizontalen Transports sensibler Wärme in 850 hPa während der Wintermonate nach den Simulationen mit variierenden SST für die El Niño (a) und die La Niña Ereignisse (b) in $[1/10 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{Tag}]$. Das Konturintervall beträgt $0,2 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{Tag}$. Positive Werte (Erwärmung) sind hell, negative (Abkühlung) dunkel schattiert.

Die Erwärmung bzw. Abkühlung sind im Bereich der beiden Hauptstormtracks am stärksten ausgeprägt. Dabei erscheint während der La Niña Ereignisse die Dipolstruktur mit einer Abkühlung auf der südlichen und einer Erwärmung auf der nördlichen Seite der Stormtrackachsen über dem östlichen Pazifik, vor allem aber im Zentrum des atlantischen Stormtracks über Labrador, infolge der intensiveren meridionalen Wärmeflüsse verstärkt (Abb. 7.10b). Während der El Niño Ereignisse ist dagegen über dem südöstlichen Teil des Nordpazifiks die Konvergenz der Wärmeflüsse etwas verstärkt (Abb. 7.10a). Zur Verdeutlichung der Unterschiede für die verschiedenen ENSO-Ereignisse ist in Abb. 7.11 die Konvergenz des auf die transienten Wellenstörungen zurückzuführenden Transports sensibler Wärme dargestellt, der von den Differenzen der Komposita für die El Niño und die La Niña Ereignisse mit dem für die Kontrollfälle berechneten Kompositum abgeleitet worden ist. Danach kommt es während der El Niño Ereignisse als Folge der unterschiedlichen Verteilungen der horizontalen Wärmeflüsse zu einer geringeren lokalen Abkühlung in den Regionen südlich der beiden Hauptstormtracks sowie einer geringeren Erwärmung in den weiter nördlich gelegenen Regionen (Abb. 7.11a). Während der La Niña Ereignisse läßt sich dagegen die Verstärkung der Erwärmung in den hohen Breiten sowie der Abkühlung in den niederen Breiten beobachten (Abb. 7.11b). Damit führen die von den kurzlebigen transienten Wellenstörungen bewerkstelligten Wärmeflüsse zu einer um so stärkeren Abschwächung des meridionalen Temperaturgradienten, je mehr dieser infolge der von den stationären Wellen bewerkstelligten Wärmetransporten verstärkt wird (vgl. Abb. 7.8d,e).

Neben der sensiblen Wärme transportieren die kurzen baroklinen Wellen innerhalb der unteren Troposphäre auch verstärkt Feuchte bzw. latente Wärme. Dabei sind die horizontalen Trans-

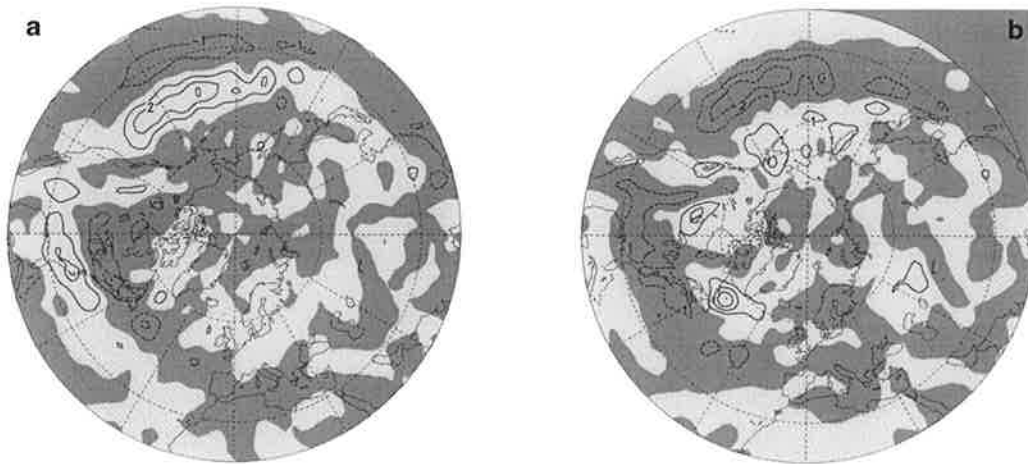


Abb. 7.11: Konvergenz des mittelpaß-gefilterten horizontalen Transports sensibler Wärme in 850 hPa während der Wintermonate nach den Simulationen mit variierenden SST für die Differenzen zwischen den El Niño Ereignissen und den Kontrollfällen (a) und zwischen den La Niña Ereignissen und den Kontrollfällen (b) in $[1/10 \text{ °C/Tag}]$. Das Konturintervall beträgt $0,1 \text{ °C/Tag}$. Positive Werte (Erwärmung) sind hell, negative (Abkühlung) dunkel schattiert.

porte latenter Wärme etwa gleich stark ausgeprägt wie die Flüsse sensibler Wärme. Weiterhin weisen die Verteilungen dieser beiden Größen die gleichen Charakteristika auf, insbesondere ist der Einfluß der verschiedenen ENSO-Ereignisse ähnlich. Daher soll an dieser Stelle auf die ausführliche Beschreibung der horizontalen Transporte latenter Wärme verzichtet werden.

7.4.2 Vertikaler Eliassen-Palm Fluß

Mit Hilfe der vertikalen Komponente des lokalen Eliassen-Palm Flusses kann beschrieben werden, wie die transienten Wellenstörungen aufgrund barokliner Prozesse auf die mittlere Strömung einwirken (siehe Kapitel 3.5). Diese soll in diesem Kapitel in Ergänzung zur horizontalen Komponente des lokalen EP-Flusses, mit deren Hilfe die Wechselwirkung der transienten Fluktuationen und der mittleren Strömung infolge barotroper Prozesse beschrieben worden ist (siehe Kapitel 7.2.3), betrachtet werden.

Da jedoch im Rahmen der vorliegenden Arbeit die vollständige Berechnung der Divergenz dieser Größe, d.h. des Integrals der vertikalen Änderung der mit der statischen Stabilität gewichteten meridionalen Flüsse sensibler Wärme in den verschiedenen Niveaus unterhalb von 300 hPa, nicht möglich war, soll an dieser Stelle eine Näherung dieser Größe eingeführt werden. Danach wird die Divergenz der in Kapitel 3.5 definierte Größe (Gl. 3.7) folgendermaßen angenähert

$$\int \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} \left(\rho_0 f \frac{\overline{v' \Phi'_z}}{S} \right) \cos \phi \, dz \approx H f (\overline{v' T'}_{300 \text{ hPa}} - \overline{v' T'}_{850 \text{ hPa}}) \cos \phi \quad (\text{Gl. 7.1})$$

Der Normierungsfaktor H wurde so gewählt, daß die auf diese Weise angenäherten Werte etwa den klimatologischen Mittelwerten in den mittleren Breiten der Nordhalbkugel entsprechen. Diese Abschätzung stellt sicher vor allem dadurch, daß die statische Stabilität unberücksichtigt bleibt, eine recht grobe Näherung dar. Da jedoch die vertikale Komponente des mit den transienten Fluktuationen einhergehenden EP-Flusses im Bereich der mittleren nördlichen Breiten in der freien Troposphäre im allgemeinen mit wachsender Höhe stetig abnimmt (*Edmon et al., 1980*), liefert diese Abschätzung für den betrachteten Bereich zwischen 850 und 300 hPa dennoch ein repräsentatives Ergebnis.

Zunächst sollen jedoch die Verteilungen der auf die kurzlebigen transienten Wellenstörungen zurückgehenden meridionalen Wärmefflüsse im Niveau 300 hPa betrachtet werden (*Abb. 7.12*). Wie in der unteren Troposphäre (vgl. *Abb. 7.9*) treten die stärksten Flüsse sensibler Wärme auf diesen kurzen Zeitskalen im Bereich der beiden Hauptstormtracks über dem nördlichen Pazifik und dem nordwestlichen Atlantik auf. Sie sind nach Norden gerichtet und tragen damit zur Abschwächung des meridionalen Temperaturgradienten bei. Wie in der unteren Troposphäre läßt sich auch in dieser Höhe in den Verteilungen der Einfluß der verschiedenen ENSO-Ereignisse erkennen. So sind die polwärts gerichteten Transporte sensibler Wärme während der La Niña Ereignisse in den mittleren Breiten der westlichen Hemisphäre sowohl gegenüber den Kontrollfällen (*Abb. 7.12e*) als auch gegenüber den El Niño Ereignissen (*Abb. 7.12c*) verstärkt. Vor allem bei den Aleuten und südlich von Grönland ist die Verstärkung der Wärmefflüsse während der kalten ENSO-Ereignisse ausgeprägt. Während der El Niño Ereignisse erscheinen die polwärts gerichteten Wärmefflüsse lediglich über dem südöstlichen Pazifik im Bereich zwischen 30 und 40° nördlicher Breite verstärkt (*Abb. 7.12d*). Über dem östlichen Atlantik und Europa sind kaum Differenzen zwischen den verschiedenen Komposita zu erkennen. Im Gegensatz zu der unteren Troposphäre (vgl. *Abb. 7.9*) weisen die Verteilungen in 300 hPa ebenfalls über dem westlichen Teil Nordamerikas markante Unterschiede auf. Der Grund dafür liegt darin, daß in der oberen Troposphäre während der La Nina Ereignisse (*Abb. 7.12b*) wie während der Kontrollfälle in diesem Gebiet relativ kräftige nordwärts gerichtete Flüsse sensibler Wärme auftreten. Während der El Niño Ereignisse (*Abb. 7.12a*) sind dagegen die meridionalen Wärmetransporte in dieser Region, wie generell in der unteren Troposphäre (vgl. *Abb. 7.9a,b*), nach Süden gerichtet.

Die Divergenz der vertikalen Komponente des lokalen Eliassen-Palm Flusses gibt an, wie die transienten Wellenstörungen aufgrund barokliner Prozesse auf die mittlere Strömung einwirken. So führt eine Abnahme der Intensität der meridionalen Wärmefflüsse mit der Höhe zu einer Abschwächung des mittleren zonalen Grundstroms in den mittleren Breiten (siehe z.B.

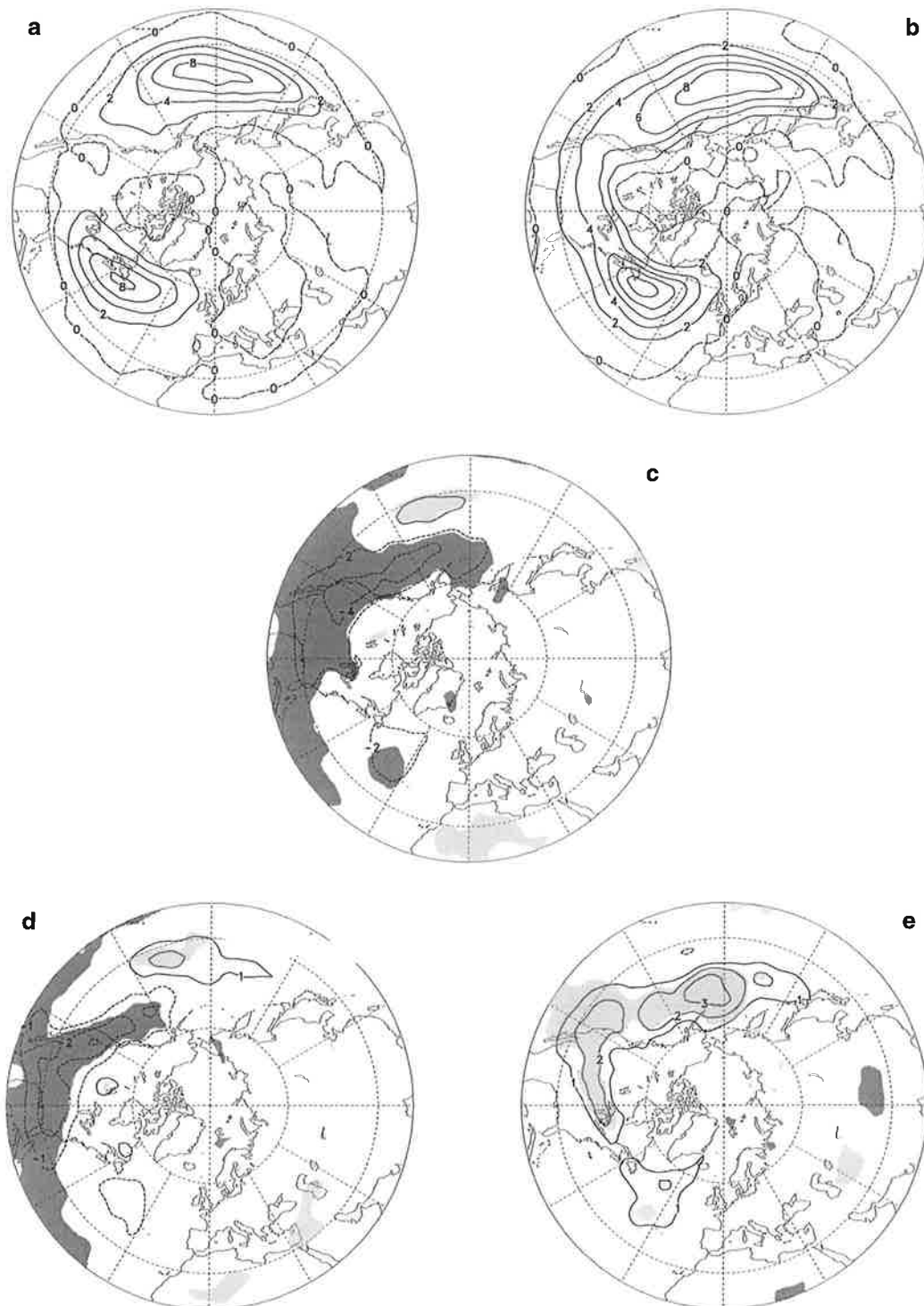


Abb. 7.12: Mittelpaß-gefilterter meridionaler Transport sensibler Wärme in 300 hPa während der Wintermonate nach den Simulationen mit variierenden SST für die El Niño (a) und die La Niña Ereignisse (b). Das Konturintervall beträgt 2 K·m/s. Ferner die Differenzen der Wärmetransporte zwischen den El Niño und den La Niña Ereignissen (c) sowie zwischen den El Niño Ereignissen und den Kontrollfällen (d) und zwischen den La Niña Ereignissen und den Kontrollfällen (e). Das Konturintervall beträgt 2 (c) bzw. 1 K·m/s (d,e). Die Signifikanz der Differenzen auf dem 97,5%-Niveau ist durch die Schattierung gekennzeichnet. Positive signifikante Abweichungen sind hell, negative dunkel schattiert.

Holopainen, 1983). Dagegen geht mit deren Zunahme mit der Höhe eine Verstärkung der Strahlströme einher. Beobachtungen zeigen, daß die Intensität der von den transienten Wellenstörungen bewerkstelligten meridionalen Transporte sensibler Wärme im Bereich der mittleren Breiten in der freien Troposphäre mit der Höhe abnimmt, die Folge ist eine Abschwächung der Strahlströme (Edmon, 1980). Im Gegensatz dazu führen die auf die transienten Wellen zurückgehenden Impulsflüsse im allgemeinen zu einer Verstärkung der Strahlströme, vor allem im Bereich der beiden Hauptstormtracks (siehe Kapitel 7.2.3).

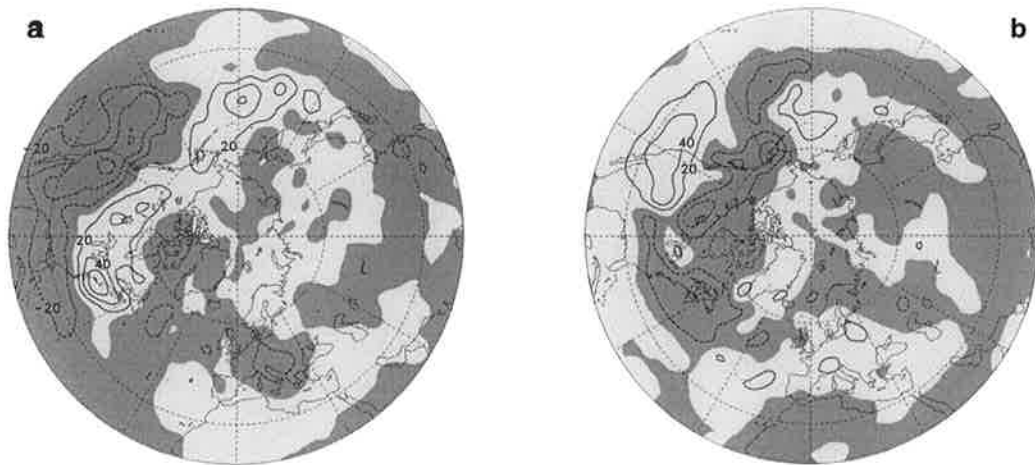


Abb. 7.13: Divergenz der Vertikalkomponente des mittelpaß-gefilterten Eliassen-Palm Flusses (Abschätzung nach Gl. 7.1) während der Wintermonate nach den Simulationen mit variierenden SST für die Differenzen zwischen den El Niño Ereignissen und den Kontrollfällen (a) und zwischen den La Niña Ereignissen und den Kontrollfällen (b) in [(cm/s)/Tag]. Das Konturintervall beträgt 0,2 (m/s)/Tag. Positive Werte (Verstärkung der westlichen Windkomponente) sind hell, negative (Abschwächung der westlichen Windkomponente) dunkel schattiert.

Im folgenden soll der Frage nachgegangen werden, ob die meridionalen Wärmeflüsse bei der Aufrechterhaltung der während der verschiedenen ENSO-Ereignisse ausgeprägten typischen Zirkulationsmuster eine Rolle spielen. Dazu wird in *Abb. 7.13* die in der oben beschriebenen Weise angenäherte Divergenz der vertikalen Komponente des lokalen EP-Flusses gezeigt, die von den Differenzen der Komposita für die verschiedenen ENSO-Ereignisse mit dem für die Kontrollfälle berechneten Kompositum abgeleitet worden sind. Danach führen während der El Niño Ereignisse die mit den kurzlebigen transienten Wellenstörungen einhergehenden Wärmeflüsse zu einer Verstärkung der westlichen Winde über dem nördlichen Pazifik, aber auch weiter stromabwärts über Kanada und vor allem im Zentrum des über dem östlichen Teil Nordamerikas gelegenen Strahlstroms (*Abb. 7.13a*). Südlich davon kommt es jedoch im gesamten pazifisch-nordamerikanischen Sektor zu einer Abschwächung der mittleren zonalen Strömung. Während der La Niña Ereignisse führen die meridionalen Wärmeflüsse zu einer

Abschwächung der westlichen Winde über dem nördlichen Teil Nordamerikas und zu deren Verstärkung über dem südöstlichen Teil des Pazifiks sowie im Westen der USA (*Abb. 7.13b*). Über Zentraleuropa läßt sich während der El Niño Ereignisse die Abschwächung der westlichen Winde erkennen, während der La Niña Ereignisse deren Verstärkung. Danach bewirken die anomalen Wärme Flüsse, die von den synoptischen Wellen bewerkstelligt werden, die Abschwächung der während der El Niño und der La Niña Ereignisse ausgeprägten typischen Zirkulationsmuster bzw. der damit einhergehenden Anomalien der mittleren zonalen Grundströmung (vgl. *Abb. 7.1d,e*). Im Gegensatz dazu tragen die anomalen Impulsflüsse wesentlich zur Aufrechterhaltung dieser Anomalien der mittleren Strömung bei (vgl. *Abb. 7.7*).

8. Zusammenfassung und Diskussion

In dieser Arbeit wurde der Einfluß ausgeprägter Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen, die im tropischen Pazifik in Zusammenhang mit der Southern Oscillation auftreten, auf die atmosphärische Zirkulation in den mittleren und hohen Breiten der Nordhalbkugel während der Wintermonate untersucht. Neben den Auswirkungen auf die mittlere Strömung (stationärer Response) wurde insbesondere auch der Einfluß auf die intra-saisonale Variabilität, die auf die Aktivität der transienten Wellenstörungen zurückgeht (nicht-stationärer Response), betrachtet. Dazu wurden sowohl die Analysen des ECMWF als auch Datensätze, die von verschiedenen Simulationen mit dem atmosphärischen Zirkulationsmodell ECHAM3 stammen, herangezogen. Wichtiger Bestandteil der Untersuchung war die Frage, inwieweit das Zirkulationsmodell in der Lage ist, die atmosphärische Zirkulation in den Extratropen, insbesondere die Variabilität in der Atmosphäre, realistisch zu reproduzieren. Es wurden zwei verschiedene Sets von Simulationen untersucht. Eines umfaßt fünf verschiedene Simulationen, bei denen dem Modell das gleiche Forcing, nämlich eine Folge von monatlich gemittelten Meeresoberflächentemperaturen vorgegeben wurde, jedoch das Modell mit jeweils verschiedenen atmosphärischen Anfangsbedingungen gestartet wurde. In zwei weiteren Simulationen wurde dem Zirkulationsmodell lediglich ein konstant gehaltener Jahrgang der Meeresoberflächentemperaturen vorgegeben, der von den langjährigen Monatsmitteln abgeleitet wurde. Auch in diesen beiden Simulationen wurde das Modell mit jeweils unterschiedlichen atmosphärischen Anfangsbedingungen gestartet. Dadurch konnte der Anteil der atmosphärischen Variabilität, die mit den Variationen der Meeresoberflächentemperaturen einhergeht, gegen die natürliche Variabilität abgeschätzt werden. Letztere geht allein auf interne Prozesse innerhalb der Atmosphäre zurück.

Der Vergleich der Simulationen mit den Analysen des ECMWF zeigt, daß das Zirkulationsmodell ECHAM3 die wesentlichen Aspekte der atmosphärischen Zirkulation in den mittleren und hohen Breiten der Nordhalbkugel während der Wintermonate der Realität entsprechend reproduziert. Dies schließt sowohl die mittlere Strömung als auch die Aktivität der transienten Wellenstörungen auf intra-saisonalen Zeitskalen ein. Insbesondere wird der Zusammenhang zwischen der mittleren Zirkulation und den Beiträgen der hochfrequenten (2,5-6 Tage) und der niederfrequenten (10-90 Tage) transienten Wellenstörungen zur intra-saisonalen Variabilität vom Modell richtig wiedergegeben. Ein schwerwiegendes Manko des Modells ist jedoch die generelle Unterschätzung der niederfrequenten Variabilität. Dies läßt sich allerdings nur zu einem bestimmten Teil direkt auf die beschränkte horizontale Auflösung des Modells zurückführen. So konnte in einer Simulation mit ECHAM3, bei der eine sehr hohe horizontale Auflösung (T106) gewählt wurde, nur eine leichte Erhöhung der niederfrequenten Variabilität in den mittleren nördlichen Breiten beobachtet werden. Während für die Simulationen mit der niedrigeren Auflösung (T42) eine Abschätzung der niederfrequenten Variabilität in diesem Bereich

zu einem Mittelwert von etwa 90 m führt (siehe Kapitel 6.3.1), beträgt dieser Mittelwert in der Simulation mit der hohen Auflösung etwa 93 m. Er liegt damit immer noch deutlich unter dem Wert von etwa 100 m in den Analysen. Eine weitere Ursache liegt möglicherweise darin, daß im Modell die nichtlinearen Wechselwirkungen zwischen den hochfrequenten und den niederfrequenten transienten Wellenstörungen nicht realistisch simuliert werden. So kommt es in der realen Atmosphäre zu einer Verstärkung der niederfrequenten Wellenstörungen auf Kosten der baroklinen Wellen (siehe z.B. *Metz und Lu, 1990*). Dabei spielen sicherlich auch die Parametrisierungen bestimmter physikalischer Prozesse, wie z.B. der Diffusion, eine wichtige Rolle. Es zeigen sich einige charakteristische Unterschiede zwischen den beiden Sets von Simulationen mit variierenden und festgeschriebenen SST, sowohl für die mittlere Zirkulation als auch hinsichtlich der Aktivität der transienten Wellenstörungen. Vergleicht man daher den Kontrolllauf eines Zirkulationsmodells, bei dem im allgemeinen ein konstant gehaltener Jahresgang der Meeresoberflächentemperaturen vorgegeben wird, für einen bestimmten Zeitraum mit von Beobachtungen abgeleiteten Analysen, muß man je nach der Frequenz und der Intensität der ENSO-Ereignisse während dieses Zeitraums Unterschiede zwischen den Simulationen und den Analysen erwarten.

Die Simulationen mit ECHAM3 zeigen einen deutlichen Einfluß der markanten Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen, die in Zusammenhang mit der Southern Oscillation im tropischen Pazifik auftreten, auf die atmosphärische Zirkulation in den mittleren Breiten der Nordhalbkugel. Dieser stimmt in wesentlichen Aspekten mit den von den Analysen abgeleiteten Ergebnissen überein. So kommt es infolge dieser ausgeprägten SST-Anomalien zu einer Veränderung der mittleren Geopotentialverteilung in den mittleren und hohen nördlichen Breiten. Diese typischen Zirkulationsmuster und die mit ihnen einhergehenden Veränderungen der meridionalen Druckgradienten und der mittleren zonalen Grundströmung führen zu Veränderungen der Aktivität der hochfrequenten transienten Wellenstörungen bzw. der Charakteristika der Stormtracks. Aufgrund der nichtlinearen Wechselwirkung der transienten Wellenstörungen auf verschiedenen Zeitskalen wird dadurch auch die Aktivität der niederfrequenten transienten Wellenstörungen bzw. das Auftreten großskaliger Anomalien der mittleren Strömung wie blockierende Hochdruckgebiete und Cutoff Lows beeinflusst. Während jedoch die Unterschiede der mittleren Strömung und der Beiträge der hochfrequenten transienten Wellenstörungen zur intra-saisonalen Variabilität während der verschiedenen ENSO-Ereignisse in weiten Teilen des pazifisch-nordamerikanischen Sektors, aber auch über dem Atlantik und Europa hochsignifikant sind, läßt sich für die Beiträge der niederfrequenten Wellenstörungen nur in einigen bestimmten Gebieten hohe Signifikanz beobachten. Diese Regionen liegen sowohl im pazifisch-nordamerikanischen Sektor als auch über dem Atlantik und Europa. In eben diesen Regionen zeigen sich auch die typischen Unterschiede hinsichtlich des Auftretens persistenter Anomalien im Geopotentialfeld während der verschiedenen ENSO-Ereignisse, so daß diese Unterschiede vermutlich real und kein Artefakt des statistischen Auswerteverfahrens sind.

Dabei lassen sich die Änderungen der mittleren Strömung sowie der Beiträge der hochfrequenten transienten Wellenstörungen zur intra-saisonalen Variabilität infolge der ausgeprägten Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen im pazifisch-nordamerikanischen Sektor mit einer gewissen Güte vorhersagen. Über dem Atlantik und Europa sind die Unterschiede, die etwa halb so stark ausgeprägt sind wie über dem Pazifik, jedoch infolge der relativ starken natürlichen Variabilität in den mittleren Breiten nicht vorhersagbar.

In den Simulationen mit ECHAM3 zeigen sich während der einzelnen El Niño Ereignisse (Winter 1982/83, 1986/87 und 1991/92) sowie während der einzelnen La Niña Ereignisse (Winter 1980/81, 1984/85 und 1988/89) die gleichen charakteristischen Änderungen der atmosphärischen Zirkulation in den mittleren nördlichen Breiten. Dies gilt sowohl für die typischen Änderungen der mittleren Strömung als auch was die Aktivität der baroklinen Wellenstörungen betrifft. Dagegen weisen die Analysen des ECMWF während des untersuchten Zeitraums beträchtliche Unterschiede zwischen den einzelnen ENSO-Ereignissen auf. Zwar sind in den Analysen während aller drei El Niño Ereignisse und während der beiden jüngeren La Niña Ereignisse im pazifisch-nordamerikanischen Sektor die gleichen typischen Änderungen der atmosphärischen Zirkulation ausgeprägt, doch über dem Atlantik und Europa lassen sich lediglich während des El Niño Ereignisses im Jahr 1986/87 und während des kräftigen La Niña Ereignisses im Jahr 1988/89 die mit den verschiedenen ENSO-Ereignissen typischerweise einhergehenden Änderungen der Strömung beobachten. Die möglichen Gründe dafür sind vielfältig, doch tragen während der beiden El Niño Ereignisse in den Jahren 1982/83 und 1991/92 möglicherweise die Ausbrüche des El Chichón bzw. des Mount Pinatubo wesentlich zu den untypischen Zirkulationsmustern im atlantisch-europäischen Sektor bei.

Die Simulationen weisen während der El Niño Ereignisse im pazifisch-nordamerikanischen Sektor einen stationären Response auf, der der positiven Phase des Pazifisch-Nordamerikanischen- bzw. PNA-Musters gleicht. Danach erscheint in der mittleren Geopotentialverteilung in 500 hPa der Trog über dem östlichen Pazifik verstärkt, und über dem westlichen Teil Nordamerikas ist ein Rücken ausgebildet. Am Boden läßt sich die Intensivierung des Aleutentiefs beobachten. Während der La Niña Ereignisse ähnelt der stationäre Response in dieser Region dagegen der negativen Phase des PNA-Musters. Die Folge ist eine Abschwächung des Trogs über dem östlichen Pazifik, aber auch des Rückens über dem westlichen Teil Nordamerikas. Die Höhenströmung nimmt daher in dieser Region einen stärkeren zonalen Charakter an. Gleichzeitig kommt es zur Verstärkung des Trogs über dem östlichen Teil Nordamerikas, und am Boden ist die Intensivierung des Islandtiefs zu beobachten. Weiter stromabwärts erscheinen der Rücken über Westeuropa, aber auch der Trog über Osteuropa verstärkt, und über dem nordöstlichen Atlantik ist eine südwestliche Höhenströmung ausgeprägt. Im Unterschied dazu ist während der El Niño Ereignisse das Islandtief abgeschwächt, und der osteuropäische Trog

ist westwärts verschoben. Während die Simulationen damit im pazifisch-nordamerikanischen Sektor in guter Übereinstimmung mit den Beobachtungen stehen, läßt sich in der realen Atmosphäre über dem Atlantik und Europa im allgemeinen ein etwas anders strukturierter Response beobachten, als ihn die Simulationen aufweisen. Und zwar zeigen Beobachtungen eine in nord-südlicher Richtung orientierte Struktur ähnlich der Nordatlantik-Oszillation, die das Islandtief und das Azorenhoch einschließt. Dabei ist während der El Niño Ereignisse der Luftdruck über dem nördlichen Atlantik und Nordeuropa höher als während der La Niña Ereignisse, weiter südlich geringer. Als Grund für diese Diskrepanz kann zum einen ein systematischer Fehler des Modells bei der Simulation der mittleren Strömung in diesem Bereich angesehen werden. Und zwar erscheint in den Simulationen der Trog über dem östlichen Teil Nordamerikas ostwärts verschoben, und der Trog über Osteuropa ist zu schwach ausgeprägt. Die Folge ist eine recht starke südliche Strömungskomponente über dem nordöstlichen Atlantik. Andererseits entspricht der stationäre Response in den Simulationen im wesentlichen dem von Beobachtungen abgeleiteten führenden Eigenvektor der mittleren Geopotentialverteilung in 500 hPa. Offenbar neigt das Zirkulationsmodell dazu, diesen bevorzugten Mode der Atmosphäre aufzunehmen, weitere Moden, die in geringerem Maße zu den Schwankungen von Jahr zu Jahr beitragen, jedoch nicht.

Mit den typischen Zirkulationsmustern, die während der verschiedenen ENSO-Ereignisse in der mittleren Geopotentialverteilung in 500 hPa ausgeprägt sind, gehen Veränderungen der mittleren Verteilungen der zonalen Windkomponente in 300 hPa bzw. der Charakteristika der Strahlströme einher. So zeigt sich in den Simulationen während der El Niño Ereignisse eine Verstärkung des Strahlstroms über dem nördlichen Pazifik. Gleichzeitig ist seine Achse äquatorwärts verschoben. Insbesondere erstreckt sich das Zentrum des Jets weiter stromabwärts über den östlichen Pazifik. Während der La Niña Ereignisse liegt der Strahlstrom dagegen weiter nördlich, und der Jet erscheint lediglich gegenüber den Kontrollfällen verstärkt. Der weiter stromabwärts über dem östlichen Teil Nordamerikas und dem nordwestlichen Atlantik gelegene Strahlstrom ist dagegen während der La Niña Ereignisse am stärksten und während der El Niño Ereignisse am schwächsten ausgeprägt. Seine Achse ist während der kalten ENSO-Ereignisse nordwärts, während der warmen etwas südwärts verschoben. Diese Tendenz läßt sich in abgeschwächter Form ebenfalls über Europa beobachten.

Nach den Ergebnissen einer Wellenzahl-Frequenz-Analyse des Geopotentials in 500 hPa wird die spektrale Verteilung der Beiträge der transienten Wellenstörungen zur intra-saisonalen Variabilität nachhaltig von den markanten Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen im tropischen Pazifik beeinflusst. In den Simulationen ist in Übereinstimmung mit den Analysen sowohl während El Niño Ereignisse als auch während der La Niña Ereignisse die niederfrequente Variabilität infolge der abgeschwächten Aktivität der ultra-langen transienten Wellen

reduziert. Dabei erscheint in den Analysen die Variabilität im niederfrequenten Teil des Spektrums während der La Niña Ereignisse gegenüber den El Niño Ereignissen verstärkt, die Simulationen weisen die entgegengesetzte Tendenz auf. Andererseits ist in den Analysen sowohl während der warmen als auch während der kalten ENSO-Ereignisse die hochfrequente Variabilität infolge der verstärkten Aktivität der synoptischen Wellen erhöht, in den Simulationen läßt sich dieser Effekt lediglich während der La Niña Ereignisse beobachten. Im allgemeinen ist jedoch sowohl während der warmen als auch während der kalten ENSO-Ereignisse die intra-saisonale Variabilität in den mittleren Breiten der Nordhalbkugel reduziert. Während in den Simulationen die Werte der intra-saisonalen Variabilität während der verschiedenen ENSO-Ereignisse etwa die gleiche Größenordnung annehmen, zeigt sich in den Analysen während der La Niña Ereignisse eine Verstärkung der intra-saisonalen Variabilität gegenüber den El Niño Ereignissen. Die Unterschiede der durch die transienten Wellenstörungen hervorgerufenen Variabilität stehen möglicherweise mit Unterschieden der Aktivität der stationären Wellen in Zusammenhang. Und zwar tragen die stationären Wellen in stärkerem (geringerem) Maße zur atmosphärischen Variabilität bei, wenn die Aktivität der transienten Wellenstörungen abgeschwächt (verstärkt) ist (*Fraedrich und Müller, 1993*).

Die im vorhergehenden Abschnitt beschriebenen Unterschiede spiegeln sich ebenfalls in den räumlichen Verteilungen der Beiträge der transienten Wellenstörungen zur intra-saisonalen Variabilität, unterschieden nach den hochfrequenten und den niederfrequenten Anteilen, wider. So weisen die Stormtracks, die durch die lokalen Maxima der mittleren Standardabweichung des Geopotentials in 500 hPa infolge der hochfrequenten transienten Fluktuationen definiert sind, einen starken Einfluß der markanten Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen im tropischen Pazifik auf. Während der El Niño Ereignisse zeigen die Simulationen eine Verstärkung des pazifischen Stormtracks gegenüber den Kontrollfällen, gleichzeitig ist er äquatorwärts verschoben. Insbesondere dehnt sich der Stormtrack über den südöstlichen Teil des Nordpazifiks aus. Während der La Niña Ereignisse liegt der pazifische Stormtrack weiter nördlich, und er ist deutlich verstärkt, vor allem bei den Aleuten und südlich von Alaska. Ferner erstreckt er sich weiter stromabwärts bis in den westlichen Teil Nordamerikas. Der atlantische Stormtrack ist ebenfalls während der kalten ENSO-Ereignisse besonders kräftig, wohingegen während der El Niño Ereignisse die Aktivität der Zyklonen in dieser Region nur schwach ausgeprägt ist. Über dem nördlichen Teil Europas läßt sich während der kalten ENSO-Ereignisse eine Verstärkung der hochfrequenten Variabilität beobachten, während der warmen ist die Aktivität der Zyklonen über dem Süden Europas verstärkt. Offenbar schlagen die Zyklonen im Auslaufbereich des atlantischen Stormtracks über Europa während der La Niña Ereignisse eine nördliche Zugbahn über Island und Skandinavien ein, wohingegen sie während der El Niño Ereignisse nach Süden bis in das Mittelmeergebiet ziehen.

Die mittlere Standardabweichung des Geopotentials in 500 hPa infolge der niederfrequenten transienten Fluktuationen, die im wesentlichen durch großskalige persistente Anomalien der mittleren Strömung hervorgerufen wird, ist sowohl während der El Niño Ereignisse als auch während der La Niña Ereignisse in weiten Teilen der Nordhalbkugel gegenüber den Kontrollfällen reduziert. Während der warmen ENSO-Ereignisse ist diese Tendenz über dem gesamten nördlichen Pazifik und dem westlichen Teil Nordamerikas ausgeprägt, insbesondere bei den Aleuten und über dem Südwesten der USA. Andererseits ist die niederfrequente Variabilität über dem südöstlichen Teil des Nordpazifiks erhöht. Weiter stromabwärts ist sie über Nord- und Osteuropa abgeschwächt, über dem südlichen Teil Europas und im Mittelmeerraum verstärkt. Während der La Niña Ereignisse ist die Abschwächung der niederfrequenten Variabilität südlich der Aleuten und über dem zentralen Teil Kanadas am stärksten ausgeprägt. Allerdings ist sie während der warmen ENSO-Ereignisse in weiten Teilen der mittleren nördlichen Breiten gegenüber den kalten ENSO-Ereignissen verstärkt. So ist sie während der El Niño Ereignisse über dem Golf von Alaska und weiter südlich erhöht, über Alaska und dem Südwesten der USA jedoch geringer als während der La Niña Ereignisse. Weiter stromaufwärts über dem östlichen Teil Nordamerikas und südlich von Grönland ist die niederfrequente Variabilität ebenfalls während der El Niño Ereignisse gegenüber den La Niña Ereignissen verstärkt, wie auch über dem südwestlichen Teil Europas und im Mittelmeerraum.

Diese Unterschiede stehen in Einklang mit den Auswirkungen der markanten Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen im tropischen Pazifik auf das Auftreten großskaliger persistenter Anomalien im Geopotential in 500 hPa. Bei der Interpretation dieser Ergebnisse ist jedoch eine gewisse Vorsicht geboten. So konnte zwar dadurch, daß Daten von fünf verschiedenen Simulationen in die Untersuchung einbezogen wurden, der Samplingfehler im Vergleich zu früheren Arbeiten erheblich reduziert werden. Doch es bleibt auch so weiterhin schwierig, die physikalische Signifikanz der Änderung des Auftretens der persistenten Anomalien allein auf der Basis eines relativ einfachen statistischen Tests, wie er für die Beiträge der niederfrequenten transienten Wellenstörungen zur intra-saisonalen Variabilität gemacht wurde, zu beurteilen. Hinzu kommt, daß bei der Ausbildung der persistenten Anomalien sowohl die mittlere Strömung und damit die Aktivität der stationären Wellen als auch nichtlineare Effekte aufgrund der Wechselwirkung mit den synoptischen Wellenstörungen eine Rolle spielen. Die Aussagekraft der vorliegenden Ergebnisse wird jedoch dadurch verstärkt, daß die Unterschiede hinsichtlich des Auftretens persistenter Anomalien während der verschiedenen ENSO-Ereignisse in Einklang mit den typischen Veränderungen der Stormtracks und der mittleren Strömung stehen. So folgen die Regionen, in denen persistente Anomalien vermehrt auftreten, der Verlagerung der beiden Hauptstormtracks während der El Niño und der La Niña Ereignisse. Denn persistente Anomalien bilden sich vornehmlich in den Auslaufbereichen der Stormtracks aus, wo aufgrund nichtlinearer Wechselwirkungen Energie von den hochfrequenten auf die niederfrequenten Wellenstörungen übergeht. Warum sowohl während der El

Niño Ereignisse als auch während der La Niña Ereignisse im allgemeinen seltener persistente Anomalien auftreten als während der Kontrollfälle, kann lediglich vermutet werden. Möglicherweise spielen in diesem Zusammenhang die Wechselwirkungen der transienten Wellenstörungen mit den von den großen Gebirgen angeregten stationären Wellen eine zentrale Rolle.

Im einzelnen zeigen die Verteilungen während der warmen und kalten ENSO-Ereignisse die folgenden Unterschiede. Während der La Niña Ereignisse treten häufiger persistente Anomalien über dem westlichen Pazifik auf, ferner über dem Südwesten der USA und Alaska. Während der El Niño Ereignisse lassen sich dagegen vermehrt persistente Anomalien über dem östlichen Pazifik beobachten. Auch über dem nordwestlichen Atlantik treten während der El Niño Ereignisse häufiger persistente Anomalien auf, ebenso dem Südwesten Europas und im Mittelmeerraum. Während der La Niña Ereignisse kommen dagegen über Nord- und Osteuropa häufiger persistente Anomalien vor. Diese typischen Unterschiede sind sowohl bei den positiven als auch bei den negativen persistenten Anomalien, die mit blockierenden Hochdruckgebieten bzw. Cutoff Lows einhergehen, zu beobachten. Allerdings sind sie für die positiven persistenten Anomalien etwas stärker ausgeprägt als für die negativen. Dies gilt vor allem für den atlantisch-europäischen Sektor, wo sich bei den negativen und den positiven persistenten Anomalien unterschiedliche Einflüsse der verschiedenen ENSO-Ereignisse zeigen. Und zwar treten während der El Niño Ereignisse relativ selten negative persistente Anomalien über Westeuropa auf, jedoch häufiger weiter stromabwärts über Osteuropa. Aber auch die Unterschiede der jahreszeitlichen Mittelwerte des Geopotentials während der verschiedenen ENSO-Ereignisse spiegeln sich im Verhältnis der positiven und der negativen persistenten Anomalien wider. So lassen sich während der El Niño Ereignisse über dem südöstlichen Teil des Nordpazifiks verhältnismäßig häufig negative persistente Anomalien beobachten, ebenso weiter stromabwärts über dem Osten Kanadas. Über dem nördlichen Atlantik und Westeuropa treten während der warmen ENSO-Ereignisse vermehrt positive persistente Anomalien auf, wohingegen weiter stromabwärts über Osteuropa und der Karasee die langanhaltenden negativen Abweichungen überwiegen.

Infolge der Veränderungen der Aktivität der transienten Wellenstörungen, insbesondere der synoptischen Wellen, weisen die von diesen Wellenstörungen bewerkstelligten atmosphärischen Transporte ebenfalls einen deutlichen Einfluß der ausgeprägten Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen im tropischen Pazifik auf. Die unterschiedlichen Verteilungen des auf die synoptischen Wellen zurückgehenden meridionalen Transports westlichen Impulses spiegeln sich in der horizontalen Komponente des lokalen Eliassen-Palm Flusses in 300 hPa wider. Mit Hilfe der Divergenz dieser Größe wird die Wechselwirkung der transienten Wellenstörungen und der mittleren Strömung beschrieben. Indem aufgrund barotroper Prozesse Impuls von den transienten Wellenstörungen auf den mittleren Grundstrom oder vom Grundstrom auf die

Wellen übertragen wird, kommt es zu einer Verstärkung bzw. Abschwächung des mittleren Grundstroms. Die von den Simulationen abgeleiteten Ergebnisse zeigen, daß die synoptischen Wellen aufgrund barotroper Prozesse einen wichtigen Beitrag zur Aufrechterhaltung der mit den verschiedenen ENSO-Ereignisse einhergehenden typischen Zirkulationsmuster leisten. So führen sie während der La Niña Ereignisse zur Verstärkung der westlichen Winde über dem nordöstlichen Pazifik, insbesondere vor der Westküste Nordamerikas. Während der El Niño Ereignisse bewirken sie hingegen eine Verstärkung der mittleren zonalen Strömung in den weiter südlich gelegenen Regionen. Über dem zentralen Teil Nordamerikas, der Eintrittsregion des über dem östlichen Teil Nordamerikas gelegenen Strahlstroms, kommt es während der La Niña Ereignisse ebenfalls zu einer kräftigen Anregung der westlichen Winde. Auch weiter stromabwärts über dem nordöstlichen Atlantik und Nordeuropa führen die kurzlebigen Wellenstörungen während der La Niña Ereignisse zu einer Verstärkung der westlichen Winde. Dagegen tragen sie während der El Niño Ereignisse zu einer Verstärkung der mittleren zonalen Strömung in den weiter südlich gelegenen Regionen bei.

Ebenso werden die von den synoptischen Wellen bewerkstelligten meridionalen Wärmetransporte nachhaltig von den verschiedenen ENSO-Ereignissen beeinflusst. Dies schlägt sich in der Vertikalkomponente des lokalen Eliassen-Palm Flusses nieder, in der die meridionalen Flüsse sensibler Wärme zusammengefaßt sind. Die Änderung dieser Größe beschreibt, inwieweit die transienten Wellenstörungen aufgrund barokliner Prozesse mit der mittleren Strömung wechselwirken. Die von den Simulationen abgeleiteten Ereignisse zeigen, daß die mit den typischen Zirkulationsmustern während der verschiedenen ENSO-Ereignisse einhergehenden Wärme-flüsse den Anomalien der mittleren Strömung entgegenwirken. So führen sie während der El Niño Ereignisse zu einer Verstärkung der westlichen Winde über dem nördlichen Pazifik, ebenso weiter stromabwärts im Bereich des über dem östlichen Teil Nordamerikas gelegenen Strahlstroms. Während der La Niña Ereignisse tragen die meridionalen Wärme-flüsse dagegen zur Abschwächung der westlichen Winde über dem nördlichen Teil des nordamerikanischen Kontinents und zu deren Verstärkung über dem südöstlichen Teil des Nordpazifiks bei. Über Zentraleuropa läßt sich während der El Niño Ereignisse die Abschwächung der westlichen Winde erkennen, während der La Niña Ereignisse deren Verstärkung.

Die Auswirkungen der markanten Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen im tropischen Pazifik auf die mittlere Strömung über dem nördlichen Pazifik und Nordamerika lassen sich auf einen instabilen barotropen Mode der Strömung in den mittleren nördlichen Breiten zurückführen. Dieser Mode, der von der meridionalen Änderung des zonalen Grundstroms abhängt, kann von Wellenstörungen, die ihren Ursprung in den Tropen haben, angeregt werden (*Simmons et al., 1983*). Zur Überprüfung dieser Theorie wäre z.B. eine Stabilitäsanalyse der unterschiedlich ausgeprägten mittleren Strömungsverhältnisse während der El Niño

und der La Niña Ereignisse sowie während der Kontrollfälle hilfreich. Ein Manko dieser Erklärung ist jedoch, daß die Wechselwirkungen der mittleren Strömung und der transienten Wellenstörungen auf synoptischen Zeitskalen, die durch barokline Instabilitäten angeregt werden, unberücksichtigt bleiben. Andererseits könnten diese typischen Zirkulationsmuster auch auf nichtlineare Wechselwirkungen zwischen den stationären und den transienten Wellenstörungen zurückzuführen sein. Denn infolge der Verlagerung des Strahlstroms in meridionaler Richtung und seiner Ausdehnung über den südöstlichen Teil des Nordpazifiks während der El Niño Ereignisse bzw. über den nordöstlichen Pazifik während der La Niña Ereignisse kommt es zu typischen Veränderungen der Aktivität der stationären sowie der transienten Wellen im pazifisch-nordamerikanischen Sektor. Ein bestimmender Faktor ist in diesem Zusammenhang sicherlich die unterschiedliche Anströmung der Rocky Mountains, da die stationären Wellen durch dieses Gebirgshindernis nachhaltig beeinflußt werden.

Dagegen ist bislang lediglich in Ansätzen theoretisch erklärt, wie es zu dem stationären Response über dem Atlantik und Europa kommt. Nach einer Arbeit von *Fraedrich et al. (1993)* ist ein stationärer Wellenzug, der seinen Ursprung in der zyklogenetisch aktiven Region über dem nordwestlichen Atlantik hat und sich über den Atlantik bis nach Europa erstreckt, der Auslöser für Anomalien der mittleren Strömung in dieser Region, denen die typischen Zirkulationsmuster während der verschiedenen ENSO-Ereignisse entsprechen. Infolge der Wechselwirkung mit den hochfrequenten transienten Wellenstörungen verstärkt sich die mit dem stationären Wellenzug verbundene anfängliche Änderung des Luftdrucks über Europa zu einer ausgeprägten Anomalie der mittleren Strömung in dieser Region. In der angeführten Untersuchung bleibt jedoch die Frage offen, ob die Position und die Aktivität der Quelle dieses stationären Wellenzugs durch Prozesse beeinflußt werden, die in Zusammenhang mit der Southern Oscillation stehen. Das bedeutet, daß die zyklogenetisch aktive Region über dem nordwestlichen Atlantik durch Vorgänge, die ihren Ursprung weiter stromaufwärts über dem nördlichen Pazifik haben, beeinflußt wird. Dabei sind möglicherweise die Intensivierung und Abschwächung des Aleutentiefs während der El Niño Ereignisse bzw. während der La Niña Ereignisse ausschlaggebend. So werden während der El Niño Ereignisse infolge der Intensivierung des Aleutentiefs verstärkt polare Luftmassen in den Bereich über den nördlichen Pazifik geführt. Gleichzeitig gelangen an der Vorderseite des Tiefdruckgebiets verstärkt milde maritime Luftmassen in den westlichen Teil der USA und nach Kanada. Als Folge dieser typischen Strömungskonfiguration gelangen seltener polare Luftmassen in die Region über dem nordwestlichen Atlantik, wo sie jedoch bei der Entwicklung der Zyklonen benötigt werden. Dies führt zur Abschwächung des Islandtiefs. Während der La Niña Ereignisse gelangen hingegen infolge der Abschwächung des Aleutentiefs verstärkt kalte polare Luftmassen in den zyklogenetisch aktiven Bereich über dem nordwestlichen Atlantik geführt. Dadurch wird die Entwicklung von Zyklonen in dieser Region gefördert, die Folge ist eine Intensivierung des Islandtiefs.

9. Schlußbemerkungen und Ausblick

Der Einfluß ausgeprägter Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen, die im tropischen Pazifik in Zusammenhang mit der Southern Oscillation auftreten, auf die atmosphärische Zirkulation wird vom atmosphärischen Zirkulationsmodell ECHAM3 den Beobachtungen entsprechend wiedergegeben. Dies gilt sowohl für die Veränderungen im Bereich des tropischen Pazifiks, nämlich die Verlagerung und die Änderung der Intensität der Walkerzirkulation, als auch für die Auswirkungen in den mittleren und hohen Breiten der Nordhalbkugel. Insbesondere wird die zentrale Rolle, die die baroklinen Wellenstörungen in diesem Zusammenhang im Bereich der Extratropen spielen, erfolgreich simuliert. So wird deren Aktivität zwar durch die Veränderungen der mittleren Strömung während der verschiedenen ENSO-Ereignisse beeinflusst, andererseits leisten sie einen wesentlichen Beitrag zur Aufrechterhaltung dieser typischen Zirkulationsmuster. Ferner beeinflussen sie die Aktivität der niederfrequenten transienten Wellenstörungen.

Es bleibt jedoch zu beachten, daß man in den Simulationen im Bereich der Extratropen einen klareren Response auf die Änderungen der Meeresoberflächentemperaturen im tropischen Pazifik erwarten kann, als ihn die Beobachtungen während des betrachteten Zeitraums zeigen. So bleiben in den Simulationen andere Quellen externer Variabilität als die Variationen der Meeresoberflächentemperaturen, wie z.B. Vulkanausbrüche, unberücksichtigt (siehe z.B. *Kirchner, 1994*). Andererseits reagiert das Modell auf ausgeprägte SST-Anomalien in anderen Regionen, wie z.B. den mittleren Breiten, möglicherweise anders als die reale Atmosphäre. Denn in den betreffenden Regionen hängt die zeitliche Entwicklung der Meeresoberflächentemperaturen wesentlich von der mittleren Strömung ab (siehe z.B. *Wallace et al., 1990*), jedoch wird diese Rückkopplung in den hier verwendeten Simulationen nur unvollständig erfaßt. Ferner überlagern in der realen Atmosphäre Schwankungen der mittleren Strömung auf Zeitskalen von Dekaden die mit den verschiedenen ENSO-Ereignissen einhergehenden Veränderungen (siehe z.B. *Trenberth und Hurrell, 1994*). So finden die beiden Autoren im Zeitraum zwischen 1976 und 1988 eine markante Intensivierung des Aleutentiefs, wie sie während der letzten 70 Jahre lediglich in Verbindung mit dem ausgeprägten El Niño Ereignis im Zeitraum zwischen 1939 und 1942 zu beobachten war. Die Autoren weisen zwar auf einen Zusammenhang mit der erhöhten Frequenz ausgeprägter El Niño Ereignisse und der verhältnismäßig geringen Anzahl kräftiger La Niña Ereignisse in dieser Zeitspanne hin, doch läßt sich auch in den Jahren, die nicht durch ein El Niño Ereignis geprägt sind, die Intensivierung des Aleutentiefs beobachten. Schließlich weisen die Simulationen in den mittleren Breiten ein geringeres Maß an natürlicher Variabilität auf als die reale Atmosphäre, wodurch in diesen Regionen der atmosphärische Response auf die ausgeprägten Variationen der Meeresoberflächentemperaturen im tropischen Pazifik beeinträchtigt werden kann. Als einer der Gründe dafür kann die generelle Unterschätzung der niederfrequenten Variabilität durch das Zirkulationsmodell ange-

sehen werden.

Gerade weil die Simulationen in den Extratropen einen solch klaren Response auf die Änderungen der Meeresoberflächentemperaturen im tropischen Pazifik zeigen, leisten die im Rahmen der hier vorgestellten Untersuchung gewonnenen Ergebnisse einen wesentlichen Beitrag zum Verständnis der Auswirkungen der verschiedenen ENSO-Ereignisse auf die atmosphärische Zirkulation in den mittleren nördlichen Breiten. Insbesondere hinsichtlich des Einflusses auf die intra-saisonale Variabilität ergeben sich einige neue Aspekte. So wird die zentrale Rolle, die die baroklinen Wellenstörungen in diesem Zusammenhang spielen, untermauert. Daneben zeigen die Simulationen einen Einfluß der markanten SST-Anomalien im tropischen Pazifik auf das Auftreten großskaliger persistenter Anomalien der mittleren Strömung, die in Einklang mit den charakteristischen Änderungen der Aktivität der baroklinen Wellenstörungen stehen. Schließlich können Vermutungen über einen möglichen Einfluß der verschiedenen ENSO-Ereignisse auf Klimaschwankungen in Europa bestätigt werden (siehe z.B. *Fraedrich, 1994*). Vermutlich wirken sich dabei die Veränderungen der stationären Wellen im pazifisch-amerikanischen Sektor, mit denen eine Intensivierung bzw. eine Abschwächung des Aleutentiefs einhergeht, auf die mittlere Strömung und damit letztendlich auf die Aktivität der baroklinen Wellenstörungen über dem nordwestlichen Teil des Atlantiks aus. Offen bleibt indes die Frage, welche Prozesse zu einer markanten Reduzierung der Aktivität der niederfrequenten transienten Wellenstörungen führen, wie sie sowohl während der El Niño als auch während der La Niña Ereignisse übereinstimmend in den Simulationen und den Beobachtungen zu erkennen ist. Diese Reduktion geht vermutlich mit einer Verstärkung bzw. einer Verlagerung der Aktivität der stationären Wellen während der verschiedenen ENSO-Ereignisse einher.

Bei den hier verwendeten Simulationen wurden dem Zirkulationsmodell die variierenden Meeresoberflächentemperaturen in annähernd globalem Maßstab vorgeschrieben. Doch wurden die einzelnen Winter entsprechend der Ausprägung der SST-Anomalien im tropischen Pazifik nach El Niño und La Niña Ereignissen sowie den Kontrollfällen unterschieden und zusammengefaßt. Dadurch konnte die Abschätzung des Einflusses dieser markanten SST-Anomalien im tropischen Pazifik auf die atmosphärische Zirkulation möglichst allgemein gehalten werden. Die möglichen Auswirkungen der SST-Anomalien im nördlichen Pazifik und im nordwestlichen Atlantik wurden damit der natürlichen Variabilität zugeschlagen. Dabei wurde angenommen, daß die Variationen der Meeresoberflächentemperaturen im tropischen Pazifik weitaus stärkere Auswirkungen auf die atmosphärische Zirkulation in den Extratropen haben als diejenigen in den mittleren Breiten. Nach den Ergebnissen einer Arbeit von *Lau und Nath (1994)* ist diese Vorgehensweise gerechtfertigt, zumal wenn wie in der vorliegenden Arbeit verschiedene ENSO-Ereignisse und darüber hinaus verschiedene Simulationen zusam-

mengefaßt werden. In diesen Simulationen wurden dem Modell die gleichen Meeresoberflächentemperaturen, jedoch verschiedene atmosphärische Anfangsbedingungen vorgegeben. Letztendlich geben allein parallel ausgeführte Simulationen, bei denen dem Zirkulationsmodell die variierenden Meeresoberflächentemperaturen nicht nur global, sondern lediglich für die Tropen bzw. die Extratropen vorgeschrieben werden, Aufschluß über die relative Bedeutung der SST-Anomalien in den verschiedenen Breitengürteln.

Dem atmosphärischen Zirkulationsmodell ECHAM3 eröffnet sich damit ein breit gefächertes Feld erfolgversprechender Anwendungen. So kann es zur Vorhersage bzw. zur Abschätzung der Vorhersagbarkeit der mittleren Verteilungen verschiedener meteorologischer Größen, wie z.B. Temperaturen oder Niederschlägen, in verschiedenen Regionen der Erde bei vorgegebenen externen Anregungen benutzt werden (siehe z.B. *Palmer und Anderson, 1994*). Die hier vorgestellten Ergebnisse belegen bereits ein recht hohes Vorhersagepotential in weiten Teilen des nordamerikanisch-pazifischen Sektors im Falle ausgeprägter Variationen der Meeresoberflächentemperaturen im tropischen Pazifik. Im atlantisch-europäischen Gebiet ist das Vorhersagepotential in diesem Fall jedoch deutlich geringer. Doch läßt der deutliche Response, den die baroklinen Wellenstörungen zeigen, ein gewisses Maß an Vorhersagbarkeit der Charakteristika der mittleren Strömung in Nordamerika und Europa erwarten, falls lediglich die aktuellen Meeresoberflächentemperaturen im nördlichen Pazifik bzw. im nordwestlichen Atlantik, ansonsten jedoch klimatologische Werte, vorgegeben werden. Daneben ist das Modell sicherlich auch als atmosphärische Komponente eines hybriden Systems zur Vorhersage von ENSO-Ereignissen geeignet (siehe z.B. *Bengtsson et al., 1993*). Ob mit Hilfe von ECHAM3 auch die zukünftige Entwicklung des Klimas realistisch prognostiziert werden kann, wird letztendlich von der erfolgreichen Kopplung mit einem numerischen Ozeanmodell abhängen, das in der Lage ist, solche Phänomene, wie z.B. das der El Niño/Southern Oscillation oder auf der Zeitskala von Dekaden, bei denen sowohl Prozesse in der Atmosphäre als auch Prozesse im Ozean eine Rolle spielen, zu reproduzieren. Zeigen doch die Ergebnisse der vorliegenden Untersuchung, welche nachhaltige Auswirkungen die verschiedenen ENSO-Ereignisse auf das Klima in verschiedenen Teilen der Erde haben.

Danksagung

Zunächst sei Herrn Dr. L. Bengtsson für die Anregung zu dieser Arbeit sowie sein aufmerksames Interesse an ihrer Entwicklung und zahlreiche fruchtbare Diskussionen gedankt. Mein Dank gilt ebenfalls Herrn Prof. Dr. K. Fraedrich für die Begutachtung dieser Arbeit.

Ebenso möchte ich Herrn Dr. R. Madden und Herrn Dr. W. Washington danken, die mich durch ihr freundliche und aufgeschlossene Art darin bestärkt haben, diese Arbeit zu beginnen. Ferner sei Herrn Dr. M. Ponater für viele nützliche Kommentare gedankt, die zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben, sowie Herrn Dr. E. Roeckner, dessen sachkundige Arbeit bei der Entwicklung des verwendeten Zirkulationsmodells die Arbeit überhaupt erst möglich gemacht hat.

Mein Dank richtet sich weiterhin an alle Kollegen am Max-Planck-Institut für Meteorologie, die mich in mancher Hinsicht hilfsbereit unterstützt haben, namentlich Herrn Dipl.-Phys. M. Giorgetta, Herrn N. Noreiks und Herrn Dr. M. Stedel. Frau Dipl.-Phys. M. Esch und Herrn Dipl.-Ing. U. Schulzweida sei für die Ausführung der Simulationen sowie Herrn Dr. K. Arpe für seine Hilfe bei der Aufbereitung der Daten gedankt. Die Analysen des European Centre for Medium Range Weather Forecasts wurden mit der Genehmigung des Deutschen Wetterdienstes benutzt.

Literatur

- Barnett, T. P., Latif, M., Kirk, E., Roeckner, E., 1991:** On ENSO physics. *J. Climate*, **4**, 487-515.
- Bengtsson, L., Arpe, K., Roeckner, E., Schulzweida, U., 1994:** Climate predictability experiments with a general circulation model. *MPI-Report*, No. **145**, 45 pp.
- Bengtsson, L., Kanamitsu, M., Källberg, P., Uppala, S., 1982:** FGGE 4-dimensional data assimilation at ECMWF. *Bull. Amer. Met. Soc.*, **63**, 29-43.
- Bengtsson, L., Schlese, U., Roeckner, E., Latif, M., Barnett, T. P., Graham, N. E., 1993:** A two-tired approach to long range climate forecasting. *Science*, **261**, 1026-1029.
- Bengtsson, L., Shukla, J., 1988:** Integration of space and in situ observations to study global climate change. *Bull. Amer. Met. Soc.*, **69**, 1130-1143.
- Berlage, H. P., 1966:** The Southern Oscillation and world weather. *K. Ned. Meteorol. Inst., Meded. Verh.*, **88**, 152 pp.
- Bjerknes, J., 1969:** Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 163-172.
- Blackmon, M. L., 1976:** A climatological spectral study of the 500 mb geopotential height in the Northern Hemisphere. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 1607-1623.
- Blackmon, M. L., 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., Mullen, S. L., Bates, G. T., 1986:** The climatology of blocking in a perpetual January simulation of a spectral general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 1379-1405.
- Brinkop, S., 1992:** Parametrisierung von Grenzschichtwolken für Zirkulationsmodelle. *Berichte aus dem Zentrum für Meeres- und Klimaforschung, Reihe A: Meteorologie*, Nr. **2**, 77 pp.
- Cane, M. A., 1992:** Tropical Pacific ENSO models: ENSO as a mode of the coupled system. In *Climate System Modeling*, K. E. Trenberth (Herausgeber), Cambridge University Press, 583-614.
- DKRZ, 1992:** The ECHAM3 atmospheric general circulation model. *Techn. Report*, No. **6**, 184 pp.
- Dole, R. M., Gordon, N. D., 1983:** Persistent anomalies in the extratropical Northern Hemisphere wintertime circulation: Geographical distribution and regional persistence characteristics. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1567-1586.
- Dümenil, L., Todini, E., 1992:** A rainfall-runoff scheme for use in the Hamburg climate model. In *Advances in Theoretical Hydrology*, J. P. O'Kane (Herausgeber), Elsevier Science Publishers, 129-157.

- Dugas, B., Derome, J., 1992:** On the climatology of persistent circulation anomalies in the atmosphere and a general circulation model. *Atmosphere-Ocean*, **30**, 339-361.
- Edmon, H. J. Jr., Hoskins, B. J., McIntyre, M. E., 1980:** Eliassen-Palm cross sections for the troposphere. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 2600-2616.
- Eliassen, A., Palm, E., 1961:** On the transfer of energy in stationary mountain waves. *Geofys. Publ.*, **22**, No. 3, 1-23.
- Essenwanger, O. M., 1986:** Elements of statistical analysis. *World Survey of Climatology, General Climatology Vol. 1B*, H. E. Landsberg (Herausgeber), Elsevier Science Publishers, 424 pp.
- Fennessy, M. J., Shukla, J., 1988:** Numerical simulation of the atmospheric response to the time-varying El Niño SST anomalies during May 1982 through October 1983. *J. Climate.*, **1**, 195-211.
- Ferranti, L., Molteni, F., Palmer, T. N., 1994:** Impact of localized tropical and extratropical SST anomalies in ensembles of seasonal GCM integrations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **120**, 1613-1645.
- Fraedrich, K., 1990:** European Grosswetter during the warm and cold extremes of El Niño/Southern Oscillation. *Int. J. Climatol.*, **10**, 21-32.
- Fraedrich, K., 1994:** An ENSO impact over Europe? A review. *Tellus*, **46A**, 541-552.
- Fraedrich, K., Bantzer, C., Burkhardt, U., 1993:** Winter climate anomalies in Europe and their associated circulation in 500 hPa. *Climate Dyn.*, **8**, 161-175.
- Fraedrich, K., Böttger, H., 1978:** A wavenumber-frequency analysis of the 500 mb geopotential at 50°N. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 745-750.
- Fraedrich, K., Müller, K., 1992:** Climate anomalies in Europe associated with ENSO extremes. *Int. J. Climatol.*, **12**, 25-31
- Fraedrich, K., Müller, K., 1993:** Climatology of wavenumber-frequency spectra at 500 mb height along 50°N during the El Niño/Southern Oscillation extremes. *Meteorol. Zeitschrift*, **2**, 80-84
- Gates, W. L., 1992:** The atmospheric intercomparison project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **73**, 1962-1970.
- Geisler, J., Blackmon, M. L., Bates, G. T., 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.
- Glantz, M. H., Katz, R. W., Nicholls, N. (Herausgeber), 1991:** Teleconnections linking worldwide climate anomalies. Cambridge University Press, 535 pp.
- Graham, N. E., Barnett, T. P., 1987:** Sea surface temperature, surface wind divergence, and convection over tropical oceans. *Science*, **238**, 657-659.
- Hansen, A. R., Sutera, A., Venne D. E., 1989:** An examination of midlatitude power spectra: evidence for standing variance and the signature of El Niño. *Tellus*, **41A**, 371-384.

- Hayashi, Y., 1971:** A generalized method of resolving disturbances into progressive and retrogressive waves by space Fourier and time spectral analysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **49**, 125-128.
- Hense, A., Kerschgens, M., Raschke, E., 1982:** An economical method for computing radiative transfer in circulation models. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **108**, 231-252.
- Hildebrandsson, H. H., 1897:** Quelques recherches sur les centres d'action de l'atmosphère. *Kon. Svenska Vetens.-Akad. Handl.*, **29**, 33 pp.
- Hoerling, M. P., Blackmon, M. L., Ting, M.-F., 1992:** Simulating the atmospheric response in the 1985-87 El Niño cycle. *J. Climate*, **5**, 669-682.
- Hoerling, M. P., Ting, M.-F., 1994:** Organization of extratropical transients during El Niño. *J. Climate*, **7**, 745-766.
- Holopainen, E. O., 1983:** Transient eddies in midlatitudes: observations and interpretation. In *Large-Scale Dynamical Processes in the Atmosphere*, B. J. Hoskins und R. P. Pearce (Herausgeber), Academic Press, 201-223.
- Horel, J. D., Wallace, J. M., 1981:** Planetary scale phenomena associated with the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 813-829.
- Hoskins, B. J., James, I. N., 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., Karoly, D. J., 1981:** The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1179-1196.
- Ichiye, T., Petersen, J., 1963:** The anomalous rainfall of 1957-58 winter in the equatorial central Pacific arid area. *J. Meteor. Soc. Japan*, **41**, 172-182.
- Jenkins, G. M., Watts, D. G., 1968:** Spectral Analysis and its applications., Holden-Day, 525 pp.
- Kang, I. N., Lau, N.-C., 1986:** Principal modes of atmospheric variability in model atmospheres with and without sea surface temperature forcing in the tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 2719-2735.
- Kirchner, I., 1994:** Der Einfluß vulkanischen Aerosols und simultaner Temperaturanomalien der tropischen Meeresoberfläche (El Niño) auf das Klimasystem. *Max-Planck-Institut für Meteorologie, Examensarbeit Nr. 21*, 138 pp.
- Kok, C. J., Opsteegh, J. D., 1985:** On the possible causes of anomalies in seasonal mean circulation patterns during the 1982-83 El Niño event. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 677-692.
- Kousky, V. E., Bell, G. D., Halpert, M. S. (Herausgeber), 1994:** *Climate Diagnostics Bulletin*, NO. 94/10, 77 pp.
- Kumar, A., Hoerling, M. P., 1995:** Prospects and limitations of atmospheric GCM climate predictions. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **76**, 335-345.

- Lau, N.-C., 1981:** A diagnostic study of recurrent meteorological anomalies appearing in a 15-year simulation with a GFDL general circulation model. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 2287-2311.
- Lau, N.-C., 1985:** Modeling the seasonal dependence of the atmospheric response to observed El Niños in 1962-76. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1970-1996.
- Lau, N.-C., 1988:** Variability of the observed mid-latitude storm tracks in relation to low-frequency changes of the circulation pattern. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 2718-2743.
- Lau, N.-C., Nath, M. J., 1994:** A modeling study of the relative roles of tropical and extratropical SST anomalies in the variability of the global atmosphere-ocean system. *J. Climate*, **7**, 1184-1207.
- Lejenäs, H., Madden, R. A., 1982:** The annual variation of large scale 500 mb and sea level pressure fields. *Report from the Department of Meteorology, University of Stockholm and the International Meteorological Institute in Stockholm*, **DM-35**, 36 pp.
- Lejenäs, H., Økland, H., 1983:** Characteristics of Northern Hemisphere blocking as determined from long time series of observational data. *Tellus*, **35A**, 350-362.
- Liebmann, B., Hartmann, D. L., 1982:** Interannual variations of outgoing IR associated with tropical circulation changes during 1974-78. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 1153-1162.
- Lindzen, R., Nigam, S., 1987:** On the role of sea surface temperature gradients and forcing, low level winds, and convergence in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 2418-2436.
- Lockyer, N., Lockyer, W. J. S., 1904:** The behaviour of short-period pressure variation over the earth's surface. *Proc. Roy. Soc. London*, **73**, 457-470.
- Loon, H. v., Madden, R. A., 1981:** The Southern Oscillation. Part I: Global associations with pressure and temperatures in northern winter. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 1150-1162.
- Loon, H. v., Rogers, J. C., 1981:** The Southern Oscillation. Part II: Associations with changes in the middle troposphere in the northern winter. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 1163-1168.
- Louis, J. F., 1979:** A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Boundary Layer Meteorology*, **17**, 187-202.
- Madden, R. A., 1976:** Estimates of the natural variability of time-averaged sea-level pressure. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 942-952.
- May, W., 1994:** On the intra-seasonal variability within the extratropics in the ECHAM3 general circulation model. *MPI-Report*, **No. 147**, 207 pp.
- Metz, W., Lu, M.-M., 1990:** Storm track eddies in the atmosphere and in an ECMWF T21 climate model. *Contrib. Atmos. Phys.*, **63**, 25-40.
- Miller, M. J., Palmer, T. N., Swinbank, R., 1989:** Parameterization and influence of sub-grid scale orography in general circulation and numerical weather prediction models. *Met. Atmos. Phys.*, **40**, 84-109.
- Mullen, S. L., 1987:** Transient eddy forcing of blocking flows. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 3-22.

- Mullen, S. L., 1989:** Model experiments on the impact of Pacific sea surface temperature anomalies on blocking frequency. *J. Climate*, **2**, 997-1013.
- Palmer, T. N., Anderson, D. L. T., 1994:** The prospects of seasonal forecasting - A review paper. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **120**, 755-793.
- Philander, S. G., 1985:** El Niño and La Niña. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 2652-2662.
- Philander, S. G., 1990:** El Niño, La Niña and the Southern Oscillation. Academic Press, 289 pp.
- Plumb, R. A., 1985:** On the three-dimensional propagation of stationary waves. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 217-229.
- Plumb, R. A., 1986:** Three-dimensional propagation of transient quasi-geostrophic eddies and its relationship with the eddy forcing of the time-mean flow. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 1657-1670.
- Ponater, M., König, W., Sausen, R., Sielmann, F., 1994:** Circulation regime fluctuations and their effect on intraseasonal variability in the ECHAM climate model. *Tellus*, **46A**, 265-285.
- Pratt, R. W., 1976:** The interpretation of space-time spectral quantities. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 1060-1066.
- Priestley, M. B., 1981:** Spectral analysis and time series. Academic Press, 890 pp.
- Rasmusson, E. M., Carpenter, T. H., 1983:** The relationship between eastern equatorial Pacific sea surface temperature and rainfall over India and Sri Lanka. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 517-528.
- Rex, D. F., 1950a:** Blocking action in the middle troposphere and its effect upon regional climate, I. An aerological study of blocking action. *Tellus*, **3**, 196-211.
- Rex, D. F., 1950b:** Blocking action in the middle troposphere and its effect upon regional climate, II. The climatology of blocking. *Tellus*, **3**, 275-301.
- Reynolds, R. W., 1988:** A real time global sea surface temperature analysis. *J. Climate*, **1**, 75-86.
- Rockel, B., Raschke, E., Weyres, B., 1991:** A parameterization of broad band radiative transfer properties of water, ice and mixed clouds. *Contrib. Atmos. Phys.*, **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., Windelband, M., 1992:** Simulation of the present-day climate with the ECHAM model: Impact of model physics and resolution. *MPI-Report*, No. **93**, 172 pp.
- Roeckner, E., Rieland, M., Keup, E., 1991:** Modelling of cloud and radiation in the ECHAM model. *ECMWF/WCRP Workshop on "clouds, radiative transfer and the hydrological cycle"*, 12-15. Nov. 1990, ECMWF, Reading, UK, 199-222.

- Ropelewski, C. E., Halpert, M. S., 1987:** Global and regional scale precipitation and temperature patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1606-1626.
- Shaw, D. B., Lönnberg, P., Hollingsworth, A., Undén, P., 1987:** Data assimilation: The 1984/85 revisions of the ECMWF mass and wind analysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **113**, 533-566.
- Shukla, J., Wallace, J. M., 1983:** Numerical simulation of the atmospheric response to equatorial Pacific sea surface temperature anomalies. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1613-1630.
- Simmons, A., Wallace, J. M., Branstator, G. W., 1983:** Barotropic wave propagation and instability, and atmospheric teleconnection patterns. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1363-1392.
- Tibaldi, S., Molteni, F., 1990:** On the predictability of blocking. *Tellus*, **42A**, 343-365.
- Tiedtke, M., 1989:** A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1779-1800.
- Ting, M.-F., Hoerling M. P., 1993:** The dynamics of stationary wave anomalies during the 1986/87 El Niño. *Climate Dyn.*, **9**, 147-164.
- 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. *NCAR Technical Note, NCAR/TN-373+STR*, 191 pp.
- Trenberth, K. E., Hurrell, J. W., 1994:** Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. *Climate Dyn.*, **9**, 303-319.
- Trenberth, K. E., Olson J. G., 1988:** ECMWF global analyses 1979-86: Circulation statistics and data evaluation. *NCAR Technical Note, NCAR/TN-300+STR*, 94 pp.
- Trenberth, K. E., Shea, D. J., 1987:** On the evolution of the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 326-332.
- Walker, G. T., Bliss, E. W., 1932:** World weather, V. *Mem. Roy. Meteorol. Soc.*, **4**, 53-84.
- Walker, G. T., Bliss, E. W., 1937:** World weather, VI. *Mem. Roy. Meteorol. Soc.*, **4**, 119-139.
- Wallace, J. M., 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., Blackmon, M. L., 1988:** Relationship between cyclone tracks, anticyclone tracks and baroclinic wave guides. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 439-462.
- Wallace, J. M., Smith, C., Jiang Q.-R., 1990:** Spatial patterns of atmosphere/ocean interaction in the northern winter. *J. Climate*, **3**, 990-998.
- Welch, B. L., 1938:** The significance of the difference between two means when the population variances are unequal. *Biometrika*, **29**, 350-362.

Welch, B. L., 1947: The generalization of “Student’s problem” when several populations are involved. *Biometrika*, **34**, 28-35.

Wergen, W., 1988: The diabatic ECMWF normal mode initialisation scheme. *Contrib. Atmos. Phys.*, **61**, 274-302.