# Dekadische Variabilität der gekoppelten troposphärischen und stratosphärischen Zirkulation

**Diplomarbeit im Fach Meteorologie**

**Vorgelegt von**
**Frauke Feser**
**August 1998**

**Betreut durch**
**Prof. Dr. Klaus Fraedrich**
**Dr. Hans - F. Graf**

Meteorologisches Institut der Universität Hamburg
Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg

# Zusammenfassung

In vielen Meßdaten und paläoklimatischen Aufzeichnungen wird säkulare Klimavariabilität beobachtet. Diese extrem langen Schwingungen sind in den verschiedensten Variablen des Klimasystems zu finden. Vor allem der Ozean zeigt niederfrequente Variationen. Aber auch atmosphärische Variablen wie Temperatur, Windgeschwindigkeit und der Druck im Meeresniveau werden durch Änderungen im darunterliegenden Ozean zu solch langen Oszillationen angeregt.

Die niederfrequente Variabilität wird mit Hilfe eines Atmosphären - Ozean - Modells untersucht. Dabei zeigt sich ein gekoppelter Stratosphären und Troposphärenmode, der mit einer Periode von etwa 100 Jahren schwingt. Das Aufzeigen der an dieser Oszillation beteiligten Variablen und der Ursachen für die Schwingung ist Aufgabe dieser Arbeit. Besonders der stratosphärische Wirbel oszilliert mit multidekadischer Periode, ebenso wie das Alëutentief. Die bodennahe Temperatur zeigt Schwankungen, die von der Größenordnung her den beobachteten Temperaturtrends der letzten Dekaden entsprechen. Der NAO - Index als ein Maß für die Stärke der troposphärische Zirkulation im Bereich des Nordatlantiks zeigt ebenfalls multidekadische Schwankungen. Als physikalischer Mechanismus, der zum abgeschwächten stratosphärischen Wirbel führt, wird eine durch geänderte Meeresoberflächentemperatur bedingte anomale tropische Zirkulation und in Verbindung damit eine nach Osten verschobene Meridionalzirkulation vermutet. Dadurch kann das Alëutentief verstärkt und darüber der Transport planetarer Wellen in die Stratosphäre intensiviert werden. Der Auslöser für die Temperaturänderung an der Meereoberfläche ist möglicherweise eine anomale thermohaline Zirkulation. Die Ursachen der Schwingung können nicht eindeutig geklärt werden. Allerdings deutet ein Wechsel der Periodenlänge der Variabilität hin zu kürzeren Zeitskalen auf chaotische Prozesse hin, die von modellinternen physikalischen Vorgängen beeinflußt werden.

# Inhaltsverzeichnis

**1 Einleitung** **1**

**2 Motivation für diese Arbeit** **6**

2.1 Beobachtete Wintertrends der geopotentiellen Höhe . . . . . 6

2.2 Musterkorrelation der geopotentiellen Höhe . . . . . 8

**3 Die Zirkulation** **10**

3.1 Strahlströme . . . . . 12

3.2 Auswirkungen der Strahlströme . . . . . 13

**4 Der Zonalwind in Beobachtung und Modell** **15**

**5 Composites der Zirkulation und Temperatur der Nordhemisphäre** **24**

5.1 Die geopotentielle Höhe . . . . . 24

5.2 Die bodennahe Temperatur . . . . . 29

**6 Vergleich mit Paläoklimadaten** **33**

**7 Ursachen der Variabilität** **38**

7.1 Die Meeresoberflächentemperatur . . . . . 38

7.2 Das Geschwindigkeitspotential . . . . . 41

7.3 Alëutentief und PNJ . . . . . 42

7.4 Der Eliassen - Palm - Fluß . . . . . 43

7.5 Chaos in der Zeitreihe ? . . . . . 45

**8 Diskussion und Ausblick** **51**

**Literatur** **53**

**A Modellbeschreibung und Experiment** **59**

**B Statistikmethoden** **61**

B.1 Empirische Orthogonalfunktionen . . . . . 61

B.2 Composites . . . . . 63

B.3 Spektralanalyse . . . . . 63
B.4 Filterung . . . . . 64
B.4.1 Lineare Filter . . . . . 65
B.4.2 Digitale Filter . . . . . 65
B.5 T-Test . . . . . 65

**Danksagung** **67**

# Abbildungsverzeichnis


1 Monte Carlo Simulationen . . . . . 4
2 Trends der geopotentiellen Höhe . . . . . 6
3 Musterkorrelation der geopotentiellen Höhe . . . . . 8
4 Zonalwind in den Beobachtungen . . . . . 15
5 Modellierter Zonalwind des ECHAM3/LSG - Modells . . . . . 16
6 Mittlere Standardabweichung des zonal gemittelten Zonalwindes . . . . . 17
7 Mittlere Anomaliemuster der ersten beiden EOF's des Zonalwindes . . . . . 18
8 Zeitreihe der ersten Hauptkomponenten des Zonalwindes . . . . . 19
9 Energiedichtespektrum der ersten Hauptkomponenten des Zonalwindes . . . . 20
10 Zeitreihe der zweiten Hauptkomponenten des Zonalwindes . . . . . 21
11 Energiedichtespektrum der zweiten Hauptkomponenten des Zonalwindes . . . 22
12 Composites der SST für die 2. PC des Zonalwindes . . . . . 22
13 Geopotentielle Höhe in 50 hPa . . . . . 25
14 Geopotentielle Höhe in 500 hPa . . . . . 26
15 Geopotentielle Höhe im Bereich des Alëutentiefs . . . . . 28
16 Composites der geopotentiellen Höhe beim Alëutentief . . . . . 28
17 Composites der bodennahen Temperatur . . . . . 29
18 Beobachtete Temperaturtrends der letzten Dekaden . . . . . 30
19 2m - Temperaturtrends des Szenarios A . . . . . 30
20 Differenz der Temperatur zwischen signifikanten Zuständen im Modell . . . . . 31
21 Druck- und Temperaturverteilung bei positivem NAO - Index . . . . . 34
22 Variabilität des NAO - Indexes . . . . . 34
23 Wavelet Analyse der NAO aus Proxydaten . . . . . 36
24 Wavelet Analyse der NAO des ECHAM 3 / LSG - Modells . . . . . 37
25 Mittlere SST . . . . . 40
26 Composites der SST . . . . . 40
27 Wintermittel des Geschwindigkeitspotentials . . . . . 42
28 Composites der Geschwindigkeitspotentialanomalien . . . . . 42
29 Der Eliassen - Palm - Fluß . . . . . 44
30 Erste Hauptkomponente des Zonalwindes bis zum Jahr 1848 . . . . . 45

31 Standardabweichung der gefilterten Hauptkomponenten . . . . . 46
32 Zonalwind und thermohaline Zirkulation . . . . . 48
33 Druck im Meeresniveau . . . . . 49
34 Erste EOF des Zonalwindes im ECHAM 4 / OPYC 3 . . . . . 52

# 1 Einleitung

Mit zunehmendem anthropogenem Einfluß auf das Klimasystem wächst das Interesse an den natürlichen Variabilitätsmoden des Klimas. Das Verständnis dieser natürlichen Schwankungen ermöglicht das Abschätzen der Auswirkungen menschlichen Handelns auf die Erde. Außerdem ist dieses Wissen grundlegende Voraussetzung für die korrekte Einordnung von Klimazuständen und ermöglicht so eine bessere Vorhersagbarkeit. Aus diesen Gründen ist niederfrequente Klimavariabilität mit Perioden im Bereich von Dekaden und längeren Zeitskalen ein Thema, das von besonderem Interesse für die Klimaforschung ist.

Spricht man von Klimavariabilität, so muß zwischen interner und externer Variabilität unterschieden werden (von Storch und Hasselmann, 1995): Beispiele für die Auswirkungen externen, natürlichen Antriebs auf die Atmosphäre sind unter anderem Vulkanismus und der Milankovitchzyklus. Interne Variabilität wird dagegen durch eigene dynamische Prozesse des Klimasystems verursacht. Die dynamischen Prozesse sind einerseits nichtlineare Wechselwirkungen (James et al., 1994) und andererseits langfristige Prozesse, die zum Beispiel durch die Summation kontinuierlicher zufälliger Anregungen durch kurzperiodische Störungen der Atmosphäre (meteorologischer Lärm) ausgelöst werden (Hasselmann, 1976).

Ein großer Nachteil bei der Untersuchung langfristiger Variabilität ist die geringe Zeitspanne, für die instrumentelle meteorologische Beobachtungsdaten vorliegen. Datensätze, die global verteilt sind, gibt es seit etwa 150 Jahren. Die räumliche Verteilung der Stationen war zu dieser Zeit jedoch nicht ausreichend. Die Ozeandaten beschränkten sich auf Schiffsmeldungen und vereinzelte Meßpunkte. Erst seit der Mitte des zwanzigsten Jahrhunderts sind Meßwerte über Land und dem Ozean vor allem durch die Fernerkundung in ausreichender Menge verfügbar. So ist es äußerst schwierig, wenn nicht gar aussichtslos, anhand dieser maximal 150 Jahre langen Datensätze, von denen meist nur die letzten 50 Jahre verwendet werden können, eine Schwingung im Bereich von zum Beispiel 80 Jahren zu identifizieren.

Um diese Probleme zu vermeiden kann man auf Proxydaten, also nichtinstrumentelle Daten, ausweichen. Dazu gehören Untersuchungen von Eisbohrkernen. Hier wird die Anzahl und Verteilung des Sauerstoffisotops $^{18}O$ im Verhältnis zum Sauerstoffisotop $^{16}O$ in den Eiskernen überprüft. Da schweres Wasser etwas weniger flüchtig ist als leichtes, reichert es sich im Niederschlag an. In kalten Klimaperioden enthält der Schnee über einer vereisten Landfläche hauptsächlich leichte Isotope, da die schweren bereits vorher auskondensiert sind (Alley und Bender, 1998). Die Korrelation der Anomalie des Sauerstoffisotops $\delta^{18}O$ mit der Lufttemperatur hängt vom zurückgelegten Weg eines Wasserpaketes von seiner Bildung (Verdunstung vom Ozean oder von Land) bis zur Deposition (Ablagerung als Schnee oder Eisschicht) ab. Daraus lassen sich die Temperaturverhältnisse und atmosphärischen Zirkulationsmuster in der näheren Umgebung des zurückgelegten Weges rekonstruieren (Stocker und Mysac, 1992). Johnson et al. (1970) und Dansgaard et al. (1970) untersuchten Eiskerne von Camp Century

(nordwestliches Grönland). Sie fanden langfristige Schwingungen im Bereich von 78 und 181 Jahren. Stuiver (1980) fand in Eisbohrkernen aus Zentralgrönland Maxima der Amplituden des Energiedichtespektrums bei 100 und 68 Jahren. Thompson und Mosley-Thompson (1989) registrierten in Kernen der peruanischen Anden Zeitreihen des Sauerstoffisotops $^{18}O$ und der Leitfähigkeit mit Variabilität im interdekadischen Bereich. Die Zeitserie der Partikelkonzentration zeigte eine hundertjährige Schwingung.

Eine weitere, wichtige Aufzeichnung langjähriger Klimavariationen läßt sich durch die Jahresringe von Bäumen gewinnen. Diese reichen oft weit zurück (die längsten Zeitreihen mittlerweile 30.000 Jahre), so zum Beispiel der Lappland - Baumindex (Sirén, 1961; Lamb, 1977), der die letzten 780 Jahre dokumentiert. Hier wurden maximale Amplituden im Spektrum bei ungefähr 70 und 90 Jahren gefunden. Aus Bäumen der White Mountains in Nevada rekonstruierte LaMarche (1974) Variabilitäten im Bereich von 70 und 110 Jahren. Stuiver und Braziunas (1989) untersuchten die $\delta^{14}C$ Konzentration in Bäumen an verschiedenen Orten und fanden Schwingungen im säkularen Bereich von etwa 150 bis 420 Jahren. $^{14}C$ wird in der Atmosphäre ständig durch die Reaktion von Stickstoff mit Neutronen gebildet, die von kosmischer Strahlung erzeugt werden (Graedel und Crutzen, 1994). Die Änderungen des $^{14}C$ werden auf die veränderliche Intensität des kosmischen Strahlungsflusses durch die Sonnenaktivität zurückgeführt (Neftel et al., 1981). Der externe Antrieb durch die Sonne zeigt dementsprechend säkulare Variabilität.

Auch die Pollenkonzentration in Meeres - und Seesedimenten gibt Aufschluß über Klimaänderungen. Gajewski (1988) zeigte in Aufzeichnungen der Pollenkonzentration der letzten 2000 Jahre Variationen im Bereich von 95, 125 und 330 Jahren nahe der großen Seen und der Atlantikküste mit einer statistischen Signifikanz von 95%. Baumgartner et al. (1992) untersuchten anhand von Sedimentfunden im Santa Barbara Becken von Kalifornien eine interdekadische Fluktuation der Fischpopulation. Die Zeitreihe der Sedimente reicht dabei bis zum Jahr 270 AD zurück. Es ergab sich eine ca. 60 - jährige Oszillation der Sardinenpopulation im östlichen Nordpazifik. Lamb (1977) untersuchte den Islandeisindex. Dieser beschreibt die Wochen des Jahres, in denen Meereis an der nördlichen Islandküste beobachtet wird. In dieser Zeitreihe zeigte sich eine interdekadische Variabilität im Bereich von 11 bis 27 Jahren.

Bei den instrumentellen Aufzeichnungen ergibt sich das bereits erwähnte Problem der zu kurzen Zeitreihen. Dennoch vermuten eine Reihe von Wissenschaftlern langfristige Schwingungen in den vorhandenen Meßreihen, so zum Beispiel Aellen (1981), der die Gletscherausbreitung statistisch auswertete. Er zeigt in den Daten eine Variabilität mit einer Periode im Bereich von 60 bis 70 Jahren. Der längste instrumentelle Datensatz von Klimavariationen sind die 'Central England' Temperaturaufzeichnungen seit 1659 AD (Manley, 1974; Lamb, 1977; Schönwiese, 1978). Die beobachteten Variabilitäten haben Perioden von etwa 24 und 100 Jahren mit einer statistischen Signifikanz von 99%. In einer 230jährigen Temperaturaufzeichnung aus Philadelphia zeigte Lamb (1977) interdekadische Schwingungen. Minobe (1997) beobachtete

eine Variabilität über dem Nordpazifik und über Nordamerika mit Perioden im Bereich von 50 - 70 Jahren. Historische Aufzeichnungen der Meereisbedeckung, der Wasserstandshöhen von Seen, der Niederschläge und Tierpopulationen (oftmals Fischvorkommen) geben Hinweise auf erfolgte Veränderungen des Klimas.

Auch wenn der Nachweis anhand von Beobachtungen oft schwierig ist, ist es sinnvoll, die niederfrequenten Schwingungen, die in verschiedenen globalen Atmosphären - und Ozeanklimamodellen auftreten, genauer zu untersuchen. Es muß sich hierbei nicht zwangsläufig um in der Natur nicht nachweisbare Eigenschwingungen der Modelle handeln, sondern hier können auch natürliche Klimamoden, oder bisher nicht bekannte, langfristige Klimavariabilität simuliert worden sein. Delworth et al. (1993) gekoppeltes Atmosphären - Ozeanmodell zeigt eine unregelmäßige Schwankung der thermohalinen Zirkulation im Nordatlantik im Bereich von ungefähr 50 Jahren. Tett et al. (1997) fanden in ihrem 1000 - jährigen gekoppelten Kontrollauf des Hadley Centre (HADCM2 - CTL) eine Variabilität in der Region des nordwestlichen Atlantiks im Bereich von über 50 Jahren.

Bei niederfrequenter Variabilität ist es schwierig, von einer Schwingung zu sprechen. Dieser Begriff läßt eine genau definierbare Periodizität vermuten, die gerade in diesen Zeitskalen nicht gegeben ist. Es handelt sich vielmehr um ein mit einer gewissen Regelmäßigkeit wiederkehrendes Signal, das jedoch in der Amplitude schwankt und sich nur auf mehrere Dekaden genau festlegen läßt. Die hier beschriebenen Schwingungen aus Modell - und Proxydaten mit exakt angegebenen Perioden müssen entsprechend kritisch betrachtet werden.

Die niederfrequenten Schwingungen in Proxydaten, instrumentellen, historischen Aufzeichnungen sowie Modellvariabilitäten mit diversen Periodenbereichen zeigen, daß ein erhöhter Forschungsbedarf in diesem Bereich besteht, zumal die Ursachen der meisten Schwingungen im langperiodischen Bereich noch nicht geklärt werden konnten. Als mögliche Auslöser für langperiodische Klimaänderungen gelten interne Variabilität in der thermohalinen Zirkulation der Ozeane (Levitus, 1989; Ghil und Vautard, 1991), Kryosphärenänderungen (Mysac und Power, 1992; Stocker und Mysac, 1992) sowie externer Antrieb. Dazu gehört die veränderliche Sonnenaktivität sowohl im etwa 11 - jährigen Sonnenfleckenzyklus als auch im 22 - jährigen 'Hale' - Zyklus sowie in der 80 bis 90 - jährigen Einhüllenden des Sonnenfleckenzyklusses, dem Gleissbergzyklus (Friis-Christensen und Lassen, 1991). Allerdings konnte der Einfluß des externen Antriebs der Sonne bisher nicht ausreichend belegt werden. Auch anthropogene Einflüsse spielen hierbei eine wichtige Rolle. Dabei stehen im Mittelpunkt des allgemeinen Interesses vor allem die Klimaänderungen, die durch die anthropogenen $CO_2$ - Emissionen verursacht werden.

Vom International Panel of Climate Change (IPCC) wurden auf verschiedenen möglichen Emissionsentwicklungen basierende Szenarien berechnet. Berechnungsgrundlagen waren verminderte, unveränderte sowie ansteigende $CO_2$ - Emissionen. Diese Szenarien wurden auch

mit dem in dieser Arbeit verwendeten Modell berechnet. Um einen Anhaltspunkt für die Größe der internen Modellvariabilität zu erhalten, werden Temperaturschwankungen mit berechneten und beobachteten Temperaturtrends verglichen. Dabei zeigt sich auch der entscheidende Einfluß des Anfangszeitpunkts des Klimaänderungslaufes für das Resultat der Simulation.

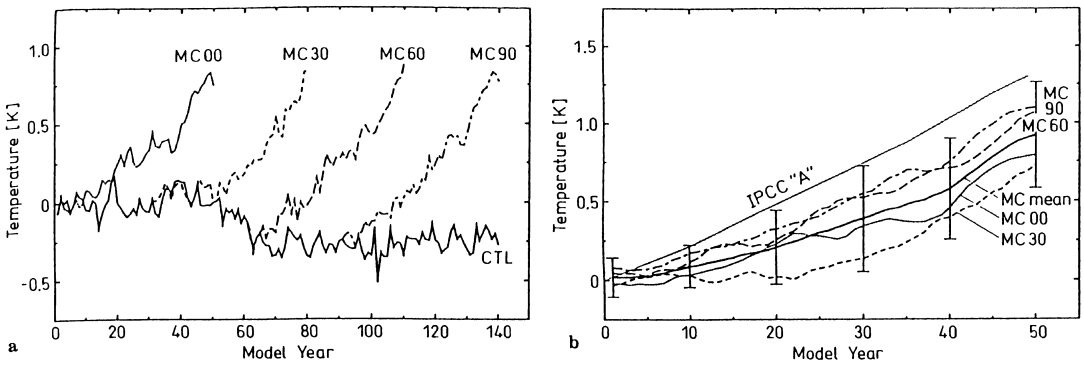



**Abb. 1:** *Abbildung 3 a und 3 b aus Cubasch et al. (1994). Abbildung a zeigt die Zeitreihen der Änderung der globalen mittleren Oberflächentemperatur für vier Monte Carlo Simulationen und das Kontrollexperiment. Abbildung b zeigt die zeitliche Entwicklung der Änderung der globalen mittleren Oberflächentemperatur für die vier Monte Carlo Simulationen, das Mittel über die vier Simulationen (durchgezogene Linie), die 95% Konfidenzintervalle als Querbalken sowie die "beste Schätzung" des IPCC Szenarios A nach Houghton et al. (1990)*

Cubasch et al. (1994) untersuchten vier Klimaänderungsexperimente, die sich lediglich im Anfangszeitpunkt der Simulation unterscheiden (Abbildung 1 a). Diese Methode ist als Monte Carlo Simulation bekannt (Brancovic et al., 1990). Die Erwärmungsszenarien wurden auf einem Kontrollauf des gekoppelten Atmosphären - Ozeanmodells ECHAM1 / LSG jeweils um 30 Jahre versetzt gestartet. Für die Klimaänderung wurde bei allen vier Läufen das IPCC - Szenario A verwendet. Dies setzt einen unverminderten $CO_2$ - Ausstoß voraus. Die Simulationen wurden alle für 50 Jahre gerechnet, startend mit dem $CO_2$ - Niveau von 1985. Zwischen den Jahren 40 und 70 verringert sich die globale Mitteltemperatur des Kontrollaufes um 0.3 K. Zwei der Monte Carlo Simulationen wurden vor der Abkühlung aufgesetzt, eine währenddessen und eine danach in einem weitgehend stabilen Zustand der Temperaturkurve (Abbildung 1 a). Am Ende der Simulation schwanken die globalen Mitteltemperaturen um bis zu 0.4 K (Abbildung 1 b). Besonders stark weicht der Endwert der Simulation MC 30 (gestartet im Jahr 30) vom Mittelwert aller vier Simulationen ab. Betrachtet man die Anfangspunkte der Simulationen (Abbildung 1 a) fällt auf, daß der Startpunkt des Laufes MC 30 unmittelbar vor einem Temperaturmaximum des Kontrollaufes liegt und daß die Temperatur des Kontrollaufes in den folgenden 30 Jahren vom Jahr 40 bis 70 um etwa 0.3 K fällt. Die anderen drei Simulation wurden jeweils in einem relativ stabilen Zustand der Modelltempe-

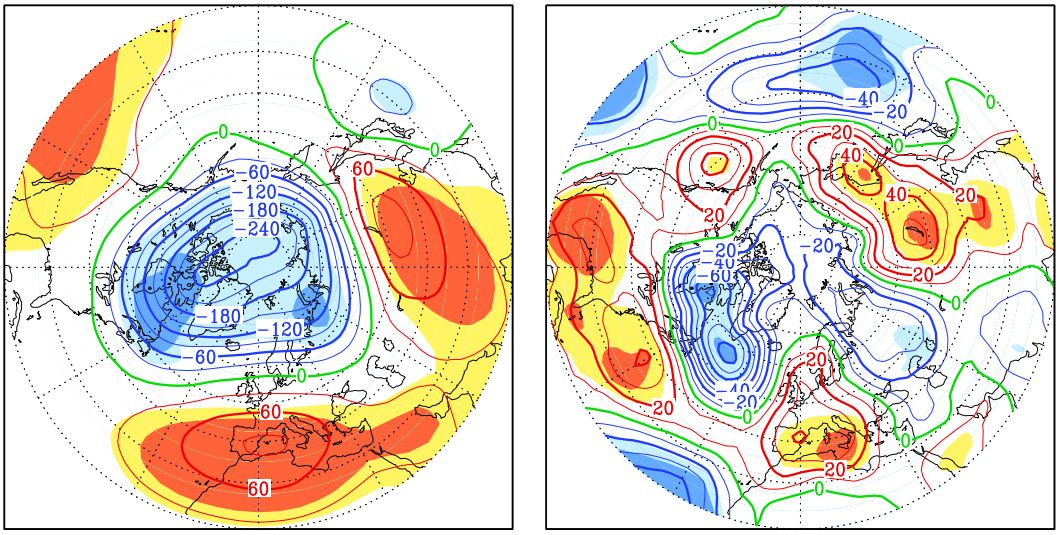
ratur gestartet. Die Temperaturabnahme zwischen den Jahren 40 und 70 ist in den beiden Läufen MC 00 und MC 30 zu erkennen, die vor dem Jahr 40 gestartet wurden. Allerdings ist der Effekt stärker bei der Simulation MC 30 zu sehen. Der Anfangszeitpunkt unmittelbar vor dem Temperaturrückgang ist hier das entscheidende Kriterium. Dieses Beispiel zeigt, daß eine vorhandene interne Schwingung des Kontrollaufes besonders bei damit berechneten Klimaänderungsszenarien berücksichtigt werden muß, um nicht zu einem verfälschten Ergebnis zu gelangen. Zu diesem Zweck ist eine genaue Untersuchung der niederfrequenten Variabilität im Modell unerläßlich. Dazu leistet diese Arbeit einen Beitrag.

Zunächst wird die Motivation dieser Arbeit erläutert und in die im Modell (siehe Anhang A) gefundene gekoppelte säkulare Schwingung der Troposphäre und der Stratosphäre gezeigt. Die nähere Untersuchung der Variabilität erfordert eine theoretische Betrachtung der allgemeinen Zirkulation, da sie den Zusammenhang zwischen beiden Sphären liefert. Als diagnostische Größe der Zirkulation wird der Zonalwind mit statistischen Methoden untersucht. Auch in der Zeitreihe des zonal gemittelten Zonalwindes der Nordhemisphäre zeigt sich die säkulare Variation. Es werden Zustände anomal starken und anomal schwachen Zonalwindes selektiert, für die dann Composites mit den anderen Klimagrößen gebildet werden, um zu sehen, welche weiteren Variablen an der Schwingung beteiligt sind. Später wird ein Vergleich mit Proxydaten vorgenommen. Anschließend wird der tiefe Ozean betrachtet und mögliche Ursachen für die Oszillation werden diskutiert.

# 2 Motivation für diese Arbeit

Die in der Einleitung vorgestellten Arbeiten zur niederfrequenten Variabilität zeigen, daß zu diesem Thema ein erhöhter Forschungsbedarf besteht, zumal über die Ursachen noch kontrovers diskutiert wird. Interessant ist, ob die in vielen Arbeiten in Beobachtungsdaten gefundene langperiodische Variabilität im Modell nachgewiesen werden kann. Die Modellsimulation hat den Vorteil, daß lange Simulationen gerechnet werden können. Gerade bei Oszillationen mit Perioden im säkularen Bereich reicht für eine genauere statistische Betrachtung oft die Länge der Beobachtungszeitreihe nicht aus. Zur Untersuchung dieser Variabilitätsskalen wird das im Anhang A beschriebene Modell verwendet. Zu Beginn der Arbeit stand von diesem Modell ein 1000 - jähriger Kontrollauf zur Verfügung. Mittlerweile ist die Länge des Kontrollaufes auf über 1850 Jahre angewachsen. Die nachfolgend beschriebenen Berechnungen der Composites werden ausschließlich mit dem 1000 - jährigen Lauf durchgeführt. Der Grund dafür ist ein Wechsel der Variabilität im Modell hin zu höherfrequenten Variationen ab dem Jahr 1000. Auf dieses Thema wird im Kapitel 7.5 eingegangen. Der Kontrollauf des ECHAM 3 / LSG - Modells wurde bereits in verschiedenen Arbeiten verwendet (Timmermann et al., 1996; Voss et al., 1997). Bei der Untersuchung von Timmermann et al. (1996) wurde eine interdekadische Schwankung mit einer Periode von etwa 35 Jahren im Nordatlantik entdeckt.

## 2.1 Beobachtete Wintertrends der geopotentiellen Höhe




a b

**Abb. 2:** *Beobachtete Wintertrends der geopotentiellen Höhe von 1965 - 1995 im (a) 50 und (b) 500 hPa - Niveau (Perlwitz et al., 1997). Gebiete mit 95% -er statistischer Signifikanz sind hell schattiert, dunkle Bereiche weisen 99% Signifikanz auf. Die Konturintervalle sind 30 gpm für die Stratosphäre und 10 gpm in der Troposphäre.*

Ausgangspunkt für die Untersuchung der säkularen Variabilität im Modell ist eine Musterkorrelation, die von Perlwitz et al. (1996) berechnet wurde. Beobachtete Wintertrends der geopotentiellen Höhe (Abbildung 2) wurden mit Wintertrends des Kontrollaufes des ECHAM3/LSG Modells korreliert. Für die Musterkorrelation wurden Wintertrends genommen, da zu dieser Jahreszeit ein gekoppelter Mode der stratosphärischen und troposphärischen Zirkulation auftritt (Perlwitz et al., 1997). Dieser Mode beschreibt den Zusammenhang zwischen der Stärke des stratosphärischen Wirbels und den Westwinden der Troposphäre über dem Nordatlantik (Perlwitz und Graf, 1995).

Die beobachteten Trends der geopotentiellen Höhe zeigen in der Stratosphäre (50 hPa, Abbildung 2 a) folgende Merkmale:

Während der letzten 30 Jahre hat sich der polare Tiefdruckwirbel verstärkt. Die geopotentielle Höhe in 50 hPa hat in diesem Bereich um bis zu 240 gpm abgenommen. Über dem südlichen Europa und Nordafrika ist ein positiver Trend zu erkennen. Auch über Russland und der Mongolei hat die geopotentielle Höhe im 50 hPa - Niveau zugenommen. Das auffälligste Merkmal des Trends ist die Verstärkung des Druckgradienten zwischen dem starken polaren Wirbel und den positiven Anomalien über der gemäßigten Breiten. Die Windenergie wird durch den größeren Druckgradienten verstärkt. Damit wird der Zonalwind, besonders in der Westwindzone, verstärkt.

In der Troposphäre (500 hPa, Abbildung 2 b) zeigen die Beobachtungen die folgenden Charakteristika:

Südlich von Grönland nahm während der letzten 30 Jahre die geopotentielle Höhe im 500 hPa - Niveau um 90 gpm ab. Auch über dem Nordwest - Pazifischen Becken zeigen sich negative Anomalien. Positive Trends treten über dem übrigen Nordamerika und dem westlichen zentralen Atlantik auf. Auch über dem Mittelmeerraum sind positive, signifikante Anomalien zu sehen. Weitere positive Anomalien gibt es über Sibirien und China. Auch in der Troposphäre wird der Druckgradient an vielen Stellen der Nordhemisphäre größer. Besonders über dem Nordatlantik wird die Windenergie verstärkt. Da hier im Mittel Westwinde vorherrschen, bedeutet das verstärkte Westwinde in dieser Region. Durch die ausgeprägteren Hoch- und Tiefdruckgebiete und damit verbundene hohe planetare Wellenaktivität wird die Zonalkomponente des Windes über Europa und Russland abgeschwächt. Der Druckgradient verstärkt sich auch über dem westlichen Nordpazifik. Auch dies führt zu einer höheren Windgeschwindigkeit.

## 2.2 Musterkorrelation zwischen beobachteter und modellierter geopotentieller Höhe

Die Motivation für die Berechnung der Musterkorrelation war die Frage, ob die beobachteten Wintertrends der geopotentiellen Höhe (Abbildung 2) durch natürliche Klimavariabilität oder durch anthropogenen Einfluß verursacht wurden (Perlwitz et al., 1997). Zur Abschätzung der natürlichen Variabilität wurden Modellberechnungen eingesetzt. Die gezeigten beobachteten Trends wurden mit den Modelldaten des gekoppelten Atmosphären-Ozeanmodells ECHAM3/LSG verglichen. Zu diesem Zweck wurde eine Musterkorrelation zwischen beobachteter und modellierter geopotentieller Höhe in 50 und in 500 hPa erstellt. Dabei wurden jeweils 40-jährige Wintertrends der geopotentiellen Höhe des gekoppelten ECHAM 3 / LSG - Modells (Kontrollauf) mit den beobachteten Trends (Abbildung 2) auf ihre Übereinstimmung überprüft. Es ergibt sich eine Zeitreihe der Korrelation, die Aussagen zuläßt, ob der beobachtete Trend mit positivem oder negativem Vorzeichen im Modell zu finden ist oder nicht.

Verwendet wurden Beobachtungsdaten (Wintermittel) von 1965 bis 1995. In der Troposphäre stammen die Monatsmittel der geopotentiellen Höhe im 500 hPa - Niveau der Nordhemisphäre von 20° N bis zum Pol aus Analysen des National Meteorological Centre (NMC). Die Stratosphärendaten wurden aus täglichen Radiosondendaten der Freien Universität Berlin entnommen.

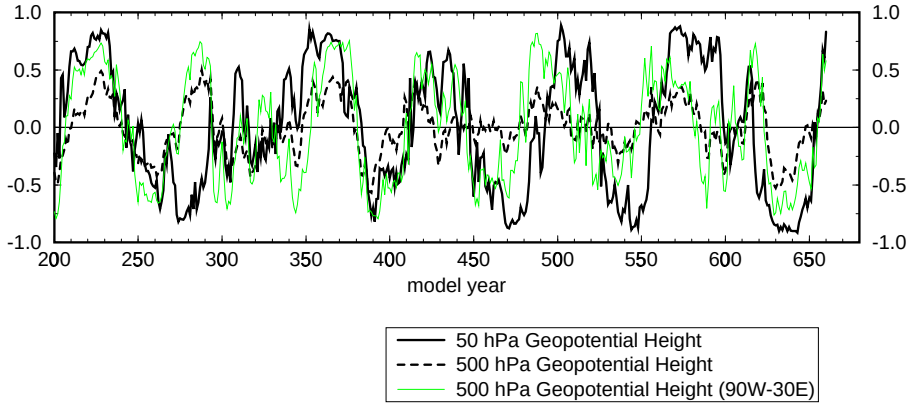



**Abb. 3:** *Zeitreihe der Musterkorrelationen zwischen beobachteten Wintertrends der geopotentiellen Höhe in Strato- und Troposphäre (1965 - 1995) und 40-jährigen Modelltrends des ECHAM 3 / LSG Kontrollaufes im Winter (Perlwitz et al., 1996).*

Die Musterkorrelation (Abbildung 3) zeigt eine interdekadische Variabilität zwischen Jahren sehr guter Übereinstimmung der Muster und Jahren negativer Korrelation. Besonders stark ausgeprägt ist die Korrelation in der Stratosphäre. Hier werden Extremwerte des Korrelationskoeffizienten von 0.9, beziehungsweise - 0.9 erreicht.

Die Troposphäre schwingt nicht immer gleichzeitig mit der Stratosphäre. Im Modellauf schwingt sie vom Jahr 270 bis zum Jahr 290 gegenphasig, zwischen den Jahren 470 und 600 führt sie vor der Stratosphäre und zwischen Jahr 610 und 630 schwingt sie zeitlich leicht nach hinten versetzt.

Die Troposphäre zeigt niedrigere Korrelationswerte. Die größten Werte liegen nur etwa zwischen 0.5 und - 0.5. In der Troposphäre gibt es im Vergleich zur Stratosphäre mehr Wellenaktivität und barokline Störungen, die die Korrelation beeinflussen. Eine bessere Übereinstimmung der beiden Muster in der Troposphäre zeigt sich im Bereich des Nordatlantik von 90° W bis 30° E. Die maximalen Korrelationswerte liegen hier zwischen 0.7 und - 0.7. Die Stärke der Westwinde über dem Nordatlantik ist während der Wintermonate mit der Stärke des stratosphärischen Polarnachtstrahlstroms gekoppelt (Perlwitz und Graf, 1995). Damit ist ein Zusammenhang zwischen dem stratosphärischen Wirbel und der Nordatlantikoszillation gegeben und daraus folgt die gute Übereinstimmung der stratosphärischen Zeitreihe und der der Troposphäre für den Nordatlantikraum.

Die Periode der multidekadischen Variabilität schwankt im Bereich von etwa 70 bis 100 Jahren. Es handelt sich hier also nicht um eine Schwingung mit fester Periode. Vielmehr zeigen sich in der Zeitreihe im multidekadischen Abstand auftretende Bereiche großer Amplitude, die für zwei oder drei Dekaden die großen Amplituden beibehalten und dann den Zustand entgegengesetzten Vorzeichens annehmen. Da 30 - jährige beobachtete Trends mit 40 - jährigen Modelltrends korreliert wurden, bedeuten Bereiche großer Amplitude für zwei oder drei Dekaden, daß der gleiche Trend für 60 bis 70 Jahre auftritt. Zwischendurch gibt es Zeiträume, in denen die Schwingung nur schwach ausgeprägt ist. Diese Variabilität könnte durchaus eine natürliche Schwingung sein. Selbst wenn sie nur modellintern auftritt, ist ihre Berücksichtigung besonders für auf dem Kontrollauf aufgesetzte Klimaänderungsszenarien wichtig. Besonders im Hinblick auf die bodennahe Temperatur, die bei Klimaänderungsszenarien bevorzugt untersucht wird, kann der Anfangszeitpunkt der Simulation entscheidend sein. Geprüft werden muß, ob die Schwingung in der Natur beobachtet werden kann. Zu diesem Zweck werden Proxydaten genommen. Dazu wird in Kapitel 6 eine Arbeit von Appenzeller (1998*a*) vorgestellt. Für den Fall, daß in der Natur ähnlich niederfrequente Variabilität im Ozean und in der Atmosphäre auftritt, ist es von Bedeutung, an welchem Punkt der Schwingung das System am Anfang der Industrialisierung stand. So kann eventuell die aktuelle Position des Klimasystems in der Zeitreihe der niederfrequenten Variabilität bestimmt werden und so ließe sich die Abschätzung des Klimas auf langen Zeitskalen entscheidend verbessern.

Da die Schwingung des Modells in der Stratosphäre und auch in der Troposphäre auftritt (Abbildung 3) ist es sinnvoll, eine Größe zu betrachten, die den Zusammenhang zwischen beiden Schichten beschreibt und so die säkulare Variabilität im Modell repräsentiert. Diese Verbindung wird durch die allgemeine Zirkulation hergestellt.

# 3 Die Zirkulation

Die einfallende Sonnenstrahlung ist der grundlegende Antrieb der allgemeinen Zirkulation. Die Strahlung wird reflektiert, gestreut und von der Atmosphäre und dem Boden absorbiert. Dies bewirkt Temperaturänderungen und damit verbundene geänderte langwellige Ausstrahlung. In den Tropen ist die Strahlungsbilanz positiv, während sie in den mittleren und polaren Breiten negativ ist. Dadurch wird ein Temperaturgradient ausgebildet. Zum Energieausgleich führt die allgemeine Zirkulation der atmosphärischen und ozeanischen Strömungen den hohen Breiten Wärme aus den Tropen zu. Die Atmosphäre wirkt so als große, wenn auch ineffiziente, Wärmekraftmaschine.

Die resultierende meridionale Bewegung würde so in den bodennahen Schichten vom Pol zum Äquator gerichtet sein und in größerer Höhe in umgekehrter Richtung laufen. Allerdings muß hier noch die Erdrotation und die damit verbundene Corioliskraft berücksichtigt werden. Die Corioliskraft sorgt auf der Nordhalbkugel für die Ablenkung der vom Pol zum Äquator strömenden Luftmassen nach Westen und verursacht so die Passate. In den Beobachtungen sieht man eine Zelle, die aus aufsteigender Luft am Äquator und absinkender Luft über den subtropischen Hochdruckzellen besteht. Diese nach George Hadley benannte Zelle könnte rein theoretisch vom Äquator zum Pol ausgedehnt sein. Auf der Erde kann jedoch bei der bestehenden Konstellation zwischen dem meridionalen Temperaturgradienten und der Erdrotation der Temperaturausgleich zwischen beiden Gebieten alleine durch eine Hadleyzirkulation nicht erreicht werden. Vor allem in den mittleren Breiten wird der meridionale Temperaturgradient so groß, daß im zonalen Grundstrom barokline Instabilität ausgebildet wird. Die entstehenden Hoch- und Tiefdruckgebiete können einen meridionalen Wärmetransport hervorrufen und so den meridionalen Temperaturgradienten verringern. Durch die überkritsche Baroklinität kommt es in mittleren Breiten zu einem Zusammenbruch der Hadleyzirkulation und hier übernehmen die Zyklonen und Antizyklonen den Wärmetransport vom Äquator zum Pol (Etling, 1996). Der Wärmeausgleich zwischen Äquator und Pol geschieht durch den Einfluß der Erdrotation insgesamt wesentlich langsamer.

Eine Hadleyzelle hat ihren aufsteigenden Ast bei der größten Temperatur und den absteigenden beim Temperaturminimum. Eine solche Zelle wird thermisch direkte Zelle genannt; in ihr wird kinetische Energie produziert. Im Nordwinter ist die Hadleyzelle der Nordhemisphäre besonders stark ausgeprägt, während die Hadleyzelle der Südhalbkugel abgeschwächt wird. Die klassische Theorie der drei - Zellen - Struktur beschreibt eine weitere thermisch direkte Zelle in den polaren Regionen beider Hemisphären, wobei diese Hadleyzelle schwächer ausgeprägt ist als die nahe am Äquator. In den Hadleyzellen treten in den unteren Atmosphärenschichten Ostwinde auf, die Passate. Die verbleibende Zelle in den mittleren Breiten wird durch die äußeren zwei Zellen bestimmt. Hier wird kühle bodennahe Luft in hohen Breiten zum Aufsteigen und warme Luft über den Tropen zum Absinken gezwungen. Insofern wird kinetische

Energie vernichtet. Diese sogenannte Ferrelzelle der gemäßigten Breiten wird als thermisch indirekte Zelle bezeichnet. Die Vertikalzirkulation ist jedoch nur schwach ausgeprägt und der hauptsächliche Wärmetransport erfolgt über die Zyklonen und Antikzyklonen, die in der zonalen Grundströmung auftreten. Die Westwinde werden durch die kinetische Energie, die die Hoch- und Tiefdruckgebiete in ihrem Auflösestadium an die Grundströmung abgeben, aufrechterhalten (Etling, 1996).

Die Strömungen der Troposphäre können in meridionale und zonale Zirkulationen unterschieden werden (Liljequist und Cehak, 1990). Dafür ist die Ausprägung der planetaren Wellen maßgebend. Im Falle meridionaler Zirkulation herrschen stark ausgeprägte Hoch- und Tiefdruckgebiete vor, die die Zonalkomponente des Windes abschwächen. Dies ist eine Zirkulation mit geringer Luftdruckdifferenz zwischen Äquator und hohen Breiten (niedriger Rossbyindex). Bei schwacher Wellenaktivität dominiert dagegen die Zonalkomponente. Dann ist die Luftdruckdifferenz zwischen hohen und niederen Breiten hoch. Diese Strömungsform wird Zirkulation mit hohem Index genannt.

Windgetriebene Ozeanströmungen erzeugen Anomalien der Meeresoberflächentemperatur. Entlang des Äquators kommt es zu ungleichmäßigen diabatischen Erwärmungsmustern. Es entsteht eine zonal asymmetrische atmosphärische Zirkulation, die aus mehreren Zellen entlang des Äquators besteht (Holton, 1992). Hervorgerufen werden sie durch diabatische Erwärmung über dem afrikanischen, dem amerikanischen und dem maritimen Kontinent. Die dadurch entstehende Zirkulation wird nach G. T. Walker die Walkerzirkulation genannt. Über dem zentralen Pazifik tritt die größte und am stärksten ausgeprägte Zelle auf. Der zugehörige Bodendruck ist niedrig über dem westlichen und hoch über dem östlichen Pazifik. Die Folge sind bodennahe Ostwinde und westliche Winde im 200 hPa Niveau über dem zentralen Pazifik. Eine unmittelbare Auswirkung der Windschubspannung, die von den östlichen Bodenwinde auf den Pazifik ausgeübt wird, ist die Advektion warmen Oberflächenwassers in den westlichen Pazifik und damit verbundenes Aufsteigen kälteren Wassers aus tieferen Schichten vor der amerikanischen Küste.

Die Erwärmungs- und Abkühlungsprozesse stellen die verfügbare potentielle Energie zur Verfügung. Sie ist drei- bis viermal größer als die die aus ihr resultierende kinetische Energie. Nur durch den ständigen Energienachschub in Form von Strahlung kann das Energiegleichgewicht aufrechterhalten werden.
Der Energiezyklus der Umformung potentieller Energie der Grundströmung in kinetische Energie der großen Wirbel wurde von Lorenz beschrieben (Riegel, 1992):
Die differentielle Erwärmung zwischen dem Äquator und den Polen erzeugt die verfügbare potentielle Energie. Von dieser Grundenergie geht ein Anteil durch Diffusion verloren. Dadurch wird der Temperaturgradient verringert, der sich in der Nord - Süd - Ebene durch die Strahlungsprozesse aufgebaut hat. Außerdem wird ein geringer Teil der verfügbaren potentiellen Energie über die Hadleyzirkulation direkt dem zonalen Grundstrom zugeführt. Der

weitaus größere Teil der potentiellen Energie des Grundstroms wird durch barokline Entwicklungen in den mittleren Breiten in die potentielle Energie der Störungen transformiert. Auch hier kommt es zum Energieverlust durch Diffusion, die von Wirbelstörungen hervorgerufen wird. Die potentielle Energie der Störungen wird über aufsteigende Warmluft an der Vorderseite von Trögen beziehungsweise über absinkende Kaltluft hinter den Trögen in kinetische Energie der Wirbel transformiert. Ein Teil der kinetischen Energie geht durch interne Wirbelviskosität und Reibung verloren. Die kinetische Energie der Störungen wird zuletzt durch die Zyklolyse (Hoch- und Tiefdruckgebiete geben ihre kinetische Energie in ihrem Auflösestadium an die Grundströmung ab) in die kinetische Energie der zonalen Grundströmung überführt (Etling, 1996). Die Dissipation der kinetischen Energie geschieht hauptsächlich in den Wirbeln und nur in geringem Maße im Grundstrom durch Reibungsprozesse.

Die vorgestellten Prozesse gelten in der Troposphäre. In der unteren Stratosphäre jedoch ist der äquatoriale Bereich kälter als der subpolare und durch diese negative Korrelation zwischen Temperatur und Strahlung wird Energie vernichtet. Warme, polwärts fließende Luft sinkt ab und in der unteren Stratosphäre werden kalte Luftmassen, die in Richtung Äquator strömen, angehoben. Die kinetische Energie der großen Wirbel wird in verfügbare potentielle Energie umgeformt. Damit die kinetische Energie bereitgestellt werden kann, muß eine Energiezufuhr aus der Troposphäre und der oberen Stratosphäre erfolgen. Dieser Transport geschieht vorrangig in Form von Wellenenergie, die in der Troposphäre von den Wellen mit Wellenzahl 1 - 4 bereitgestellt wird. Diese Energiezufuhr ist am größten im Nordwinter über den nördlichen mittleren Breiten, wenn die turbulente Aktivität der unteren Stratosphäre maximal ist.

## 3.1 Strahlströme

Strahlströme entstehen in Gebieten mit besonders großem horizontalem Temperaturgradienten. In solchen Gegenden gibt es einen starken thermischen Wind. In der gesamten Troposphäre hat der meridionale Temperaturgradient annähernd dieselbe Richtung. Dies ermöglicht eine Strömung mit hohen Windgeschwindigkeiten in höheren Schichten. Ab der Tropopause ändert der Temperaturgradient seine Richtung und der thermische Wind nimmt eine entgegengesetzte Richtung an. Die Strömung verliert mit der Höhe entsprechend an Geschwindigkeit. Das Resultat ist ein starker Strahlstrom, der zwischen schwächeren Strömungen liegt.

Es gibt den äquatorialen Strahlstrom, den Subtropenstrahlstrom (im Folgenden aus dem Englischen sub - tropical jet als STJ abgekürzt), den Polarfrontstrahlstrom und im Winter den arktischen und antarktischen Polarnachtstrahlstrom. Bei allen dreien handelt es sich um westliche Strömungen. Außerdem gibt es den östlichen Strahlstrom der Tropen, der im Sommer über Indien und Nordafrika auftritt.

Besonders im Nordwinter ist der STJ ausgeprägt. Er tritt mit einer mittleren Geschwindigkeit von 50 $\frac{m}{s}$ über den subtropischen Hochdruckgebieten äquatorseitig von 30° N in etwa 12 km Höhe auf (Liljequist und Cehak, 1990). Auch der Polarfrontstrahlstrom erreicht im Nordwinter seine größten Werte. Er liegt dann näher am Äquator als im Nordsommer. Im Mittel liegt er in 9 km Höhe dicht unterhalb der Tropopause. Die Polarnachtstrahlströme entstehen durch den aufgrund der unterschiedlich einfallenden Strahlung bedingten meridionalen Temperaturgradienten im Zusammenhang mit der ablenkenden Corioliskraft. So bilden sich jeweils einzelne zyklonale Wirbel in der Stratosphäre in beiden Hemisphären, die nahezu symmetrisch bezüglich der Pole liegen. Der Polarnachtstrahlstrom der Nordhemisphäre liegt im Mittel bei 65° N in einer Höhe von ungefähr 25 km. Im Folgenden wird der Polarnachtstrahlstrom abgekürzt (aus dem Englischen polar night jet) als PNJ bezeichnet. Der östliche Strahlstrom der Tropen hat eine mittlere Geschwindigkeit von etwa 25 $\frac{m}{s}$ in 200 hPa. Er entsteht im Sommer, ausgelöst durch die nach Norden verschobene intertropische Konvergenzzone im Zusammenhang mit dem südasiatischen und afrikanischen Sommermonsun (Reiter, 1963).

Da die Strahlströme in ihrer räumlichen Lage variieren und je nach Druckgradient entstehen und verschwinden, ist im Zonalmittel nicht ein einzelner Strahlstrom sondern nur ein Bereich zu sehen, in dem der Strahlstrom mit hoher Wahrscheinlichkeit auftritt. Strahlströme, die allzu stark ihre Lage wechseln, wie der Polarfrontstrahlstrom, sind in der Darstellung des Wintermittels daher nicht ersichtlich.

## 3.2 Auswirkungen der Strahlströme

An der Tropopause vollzieht sich der Übergang hin zu extrem stabiler Schichtung, in der nahezu die gesamte barokline Instabilität unterdrückt wird. Diese Schichtung wirkt wie ein Tiefpaßfilter, der die kurzen Wellenlängen nicht durchläßt. Das Charney - Drazin Theorem besagt, daß sich quasi - geostrophische, troposphärisch angeregte Rossbywellen nur bei westlichen Winden, die eine kritische Geschwindigkeit nicht überschreiten, vertikal ausbreiten können:

$$0 < \overline{u} < \beta[(k^2 + l^2) + f_0^2/(4N^2H^2)]^{-1} \equiv U_c \tag{1}$$

mit $U_c$ als kritischer Rossbygeschwindigkeit, $\overline{u}$ als zonaler Grundströmung, $\beta$ als Änderung des Coriolisparameters mit der geographischen Breite, k und l als zonaler und meridionaler Wellenzahl, $f_0$ als Coriolisparameter, N als Väisälä - Frequenz und H der Skalenhöhe. Das Theorem ist unter anderem in Holton (1975) beschrieben. Die kritische Geschwindigkeit wird bei kürzer werdenden Wellenlängen geringer. Kurzwellige Störungen sind deshalb auf die Troposphäre beschränkt.

Als direkte Auswirkung der Störungsfilterung wird das Druckfeld von der Tropopause, in der es zahlreiche Tiefdruckgebieten gibt, hin zur Stratosphäre immer symmetrischer bis schließlich in der Höhe der 30 hPa Fläche ein zentraler Wirbel über dem Pol zu sehen ist. Dieser Wirbel ist im Vertikalschnitt als PNJ zu erkennen. Die Zyklone ist leicht nach Nordeuropa ausgedehnt. Die Deformation entsteht durch den Einfluß der Wellen, die an den Rocky Mountains und dem ostsibirischen Bergland angeregt werden. Über dem Nordpazifik zeigt sich außerdem ein schwaches Hochdruckgebiet. Der PNJ entsteht im Nordwinter durch den starken Temperaturgradienten, der sich in der Nähe der Sonnenlichtgrenze bei 66° N aufbaut. Nördlich dieser Breite treten sehr kalte Temperaturen auf. Proportional zum thermischen Gleichgewicht mit diesem Temperaturgradienten nimmt der zonale Wind in hohen Breiten mit der Höhe zu und bildet so den Strahlstrom.

# 4 Der Zonalwind in Beobachtung und Modell

Zur genauen Untersuchung der im ECHAM 3/ LSG Modell entdeckten langperiodischen Oszillation wird zunächst der Zonalwind betrachtet.

Die Musterkorrelation zwischen beobachteten und modellierten Werten der geopotentiellen Höhe (Abbildung 3) zeigt Variabilität in der Troposphäre und in der Stratosphäre. Im Winter beschreibt der Zonalwind den Zusammenhang zwischen troposphärischer und stratosphärischer Zirkulation (Kodera et al., 1991; Nigam, 1990; Perlwitz und Graf, 1995). Daher ist er eine geeignete Größe, um einen ersten Eindruck von der im Modell gefundenen säkularen Variabilität der Moden des Zonalwindes (siehe Abbildung 2) zu erhalten.

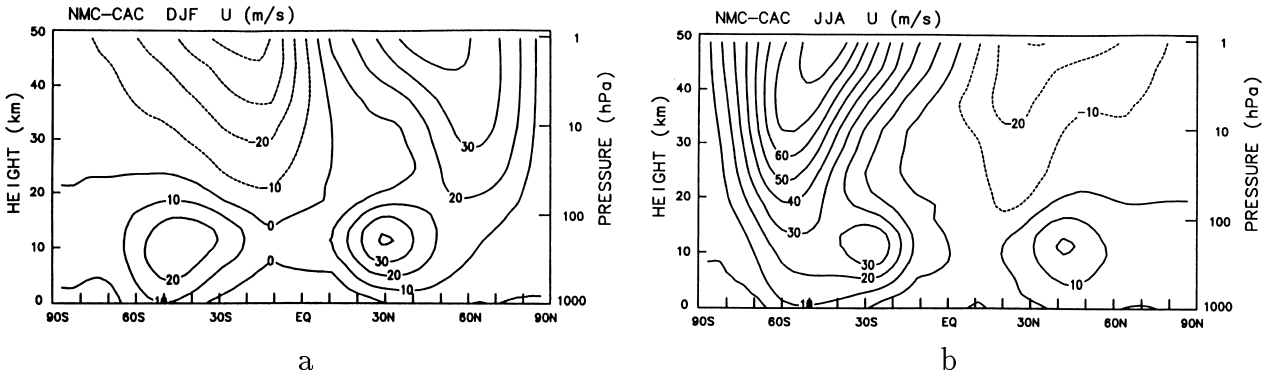



**Abb. 4:** *Beobachteter Zonalwind [$\frac{m}{s}$] (NMC - CAC - Daten) a) $\overline{DJF}$ Abbildung 7 a aus Manzini und Bengtsson (1994) und b) $\overline{JJA}$ Abbildung 8 a aus Manzini und Bengtsson (1995).*

Der Zonalwind wird durch die allgemeine Zirkulation bestimmt. An Gebirgszügen wird aus der zonalen Strömung die quasi - stationäre Wellenbildung angeregt. Zur Wellenbildung kommt es auch durch Temperaturunterschiede zwischen Ozeanen und Kontinenten sowie durch diabatische Wärmequellen. Außerdem werden durch vertikale und horizontale Scherungsinstabilitäten des zonal gemittelten Zonalwindes barokline sowie barotrope Störungen hervorgerufen. Die großräumige Struktur der atmosphärischen Bewegungen ändert sich am schnellsten in vertikaler und am langsamsten in zonaler Richtung. Bei der Bildung des Zonalmittels treten die entscheidenden vertikalen und meridionalen Änderungen hervor.

Manzini und Bengtsson (1994) zeigen Beobachtungen (NMC - CAC - Daten) des Zonalwindes im Wintermittel (Manzini und Bengtsson, 1995, Sommermittel: ) (Abbildung 4 a: $\overline{DJF}$, b: $\overline{JJA}$). In der Nordhemisphäre des Wintermittels (a) fällt vor allem eine Zone maximaler Westwinde bei 30° N in einer Höhe zwischen etwa 12 und 15 km auf. Dieser strahlstromartige Kernbereich wird durch die zonale Mittelwertsbildung über den Subtropenstrahlstrom verursacht, der in dieser geographischen Breite relativ ortsfest ist und nur über den Ozeanen stärker mäandriert. Außerdem ist der untere Bereich des PNJ zu erkennen. Im Nordwinter

herrschen in der Troposphäre und in der Stratosphäre Westwinde vor, nur am Äquator sowie in den Polarregionen treten Ostwinde in niedriger Höhe auf (Abbildung 4). Im Winter ist der meridionale Temperaturgradient wesentlich größer ist als im Sommer und somit sind der thermische Wind und damit die Strahlströme stärker ausgeprägt. Da im Sommer Ostwinde in der Stratosphäre dominieren, ist dann kein Austausch zwischen Tropo- und Stratosphäre möglich (siehe Charney - Drazin - Theorem, Kapitel 3.2). Aus diesen Gründen wird für die nachfolgenden Berechnungen hauptsächlich der Winter betrachtet.

Im Nordsommer (b) ist der STJ aufgrund des geringeren Temperaturgradienten deutlich schwächer als im Winter. Die Westwindzone beschränkt sich im Sommer auf eine vertikale Ausdehnung bis unterhalb von etwa 20 km. Hier erfolgt der Übergang zu den sommerlichen stratosphärischen Ostwinden. Es kommt im Sommer zu einer völligen Umkehr des im Winter auftretenden zyklonalen planetarischen Westwindwirbels und es entsteht ein antizyklonaler Ostwindwirbel.

## Der Zonalwind im ECHAM3/LSG - Modell

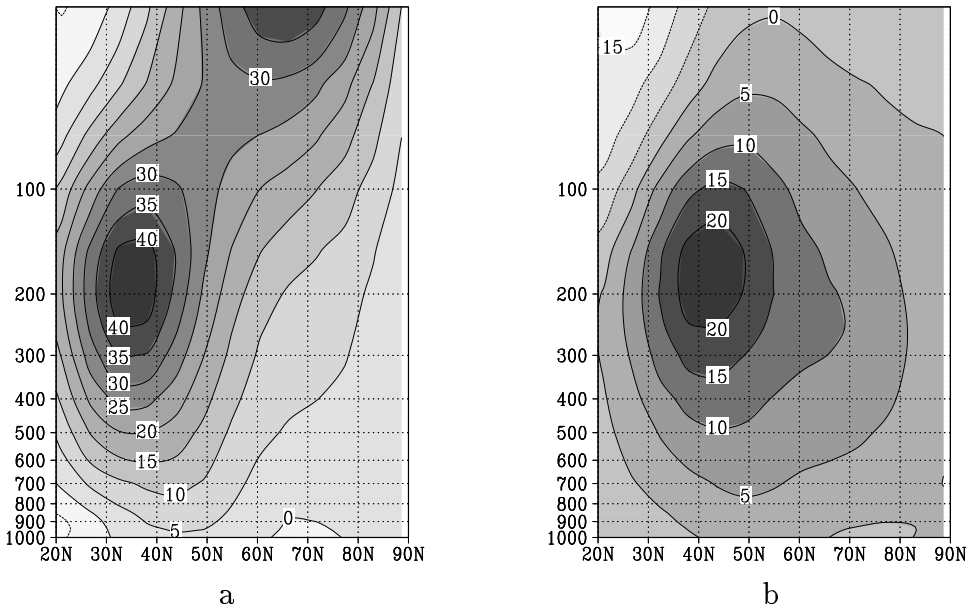



**Abb. 5:** *Meridionalschnitt des modellierten zonal gemittelten Zonalwindes* $[\frac{m}{s}]$ *der Nordhemisphäre (a)* $\overline{DJF}$*; (b)* $\overline{JJA}$ *von 20° N bis 90° N in einer Höhe von 1000 hPa bis 30 hPa. Das Konturintervall beträgt* $5\frac{m}{s}$*. Auf der y - Achse ist die Höhe [hPa] logarithmisch aufgetragen. Die x - Achse zeigt die geographische Breite.*

Der zonal gemittelte Zonalwind (Abbildung 5 a) der Nordhalbkugel im Nordwinter zeigt deutlich den STJ mit seinem Zentrum in einer Höhe von 190 hPa bei 35° N mit einer Stärke

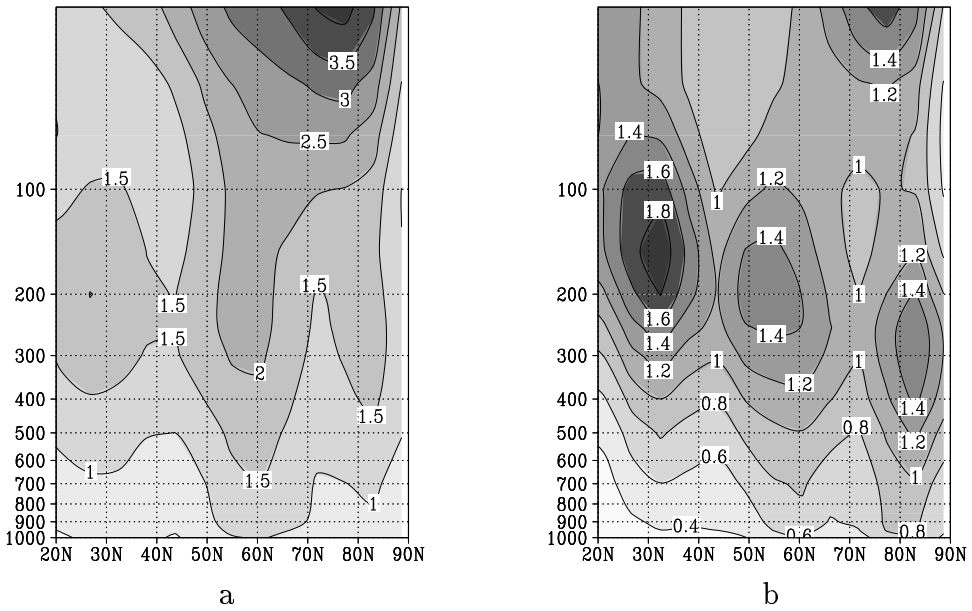



**Abb. 6:** *Meridionalschnitt der mittleren Standardabweichung [$\frac{m}{s}$] des modellierten zonal gemittelten Zonalwindes der Nordhemisphäre (a) $\overline{DJF}$; (b) $\overline{JJA}$ von 20° N bis 90° N in einer Höhe von 1000 hPa bis 30 hPa. Die Konturintervalle betragen (a) 0,5 und (b) 0,2 $\frac{m}{s}$.*

von 40 $\frac{m}{s}$. Die Modellberechnungen liegen hier im Bereich der mittleren Beobachtungen (siehe Abbildung 4 a). Die Polarfront unterliegt großen interannualen Verlagerungen. Daher ist aufgrund der Mittelwertsbildung der Wintermonate der Polarfrontstrahlstrom an der Tropopause in dieser Abbildung nicht erkennbar. Außerdem ist zwischen 50 und 30 hPa bei 65° N der untere Bereich des PNJ der Stratosphäre zu sehen. Die modellierten Werte sind hier 5 $\frac{m}{s}$ größer als die Beobachtungen (Abbildung 4 a).

Im Sommermittel (Abbildung 5 b) ist der PNJ verschwunden, der STJ ist bis 40° N weiter nach Norden gewandert und zeigt sich in einer Höhe von 180 hPa im Vergleich zum Winter deutlich abgeschwächt. Der STJ entspricht im Modell in Lage und Stärke den Beobachtungen (siehe Abbildung 4 b).

Die Variabilität (Abbildung 6 a) nimmt auf der Nordhalbkugel im Winter in Richtung PNJ zu. Am größten ist die Standardabweichung am nördlichen Rand des PNJ bei 75° N im 30 hPa-Niveau. Hier unterliegt der PNJ den größten Variationen in der Windgeschwindigkeit. Im Bereich des STJs beträgt die Variabilität in 200 hPa 1.5 $\frac{m}{s}$.

Auch im Sommer ist die Standardabweichung (Abbildung 6 b) in der Nähe des STJs groß. Nördlich des STJs zwischen 50 und 55° N werden Werte bis zu 1.4 $\frac{m}{s}$ erreicht, genauso wie bei etwa 83° N an der Tropopause. Außerdem ist ein kleiner Bereich von mehr als 1.6 $\frac{m}{s}$ bei 75° N im 30 hPa - Niveau zu erkennen.

Zur genaueren Betrachtung des Zonalwindes im Winter wird die Nordhemisphäre bis etwa 20° N selektiert. Die Tropen sind in dieser Rechnung nicht berücksichtigt, da für säkulare Variabilität zonale Windgeschwindigkeiten dort keine sehr große Rolle spielen. Außerdem geschieht die Koppelung zwischen Troposphäre und Stratosphäre vor allem in höheren Breiten (James, 1994). Eine Berechnung der Empirischen Orthogonalfunktionen (im Folgenden EOF's abgekürzt) sowie der zur ersten EOF gehörenden Hauptkomponenten (aus dem Englischen Principal Component abgekürzt PC) (siehe Anhang A, Seite 61) geben Aufschluß über die vorherrschenden physikalischen Muster und ihre zeitliche Entwicklung.

### EOF - Analyse des zonal gemittelten Zonalwindes

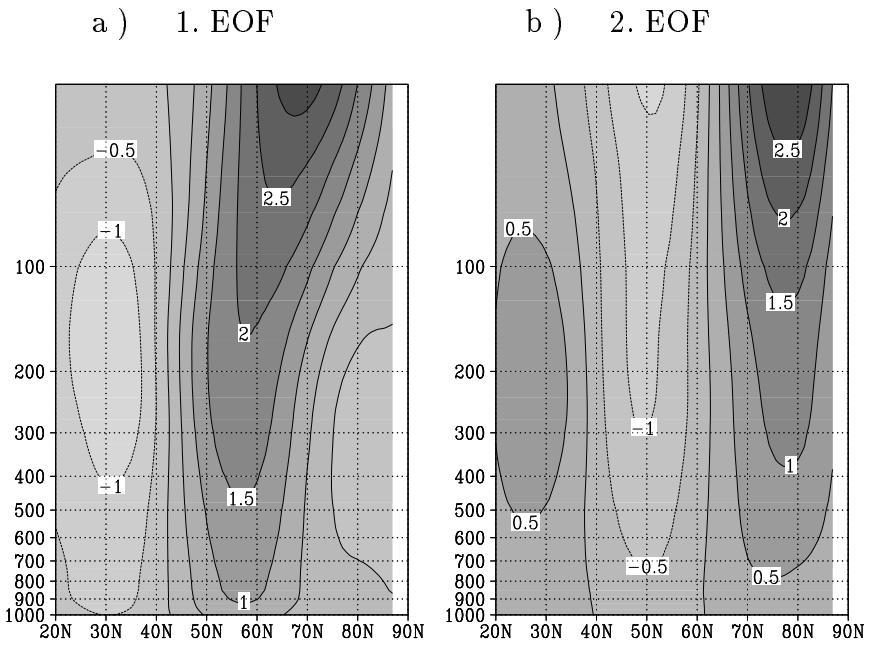



**Abb. 7:** *Meridionalschnitte der mittleren Anomaliemuster der ersten zwei EOFs des zonal gemittelten Zonalwindes des Kontrollaufes im Winter der Nordhemisphäre für den Bereich von 20° N - 85.76° N. Die Einheit ist* $\frac{m}{s}$.

Die erklärte Varianz der ersten EOF des zonal gemittelten Zonalwindes beträgt 40.94 %, die der zweiten EOF 23.20 %. Diese sehr hohen Prozentanteile der erklärten Varianz zeigen die vorrangige Stellung der ersten beiden Muster. Die restlichen EOFs erklären jeweils weniger als 10 % der Varianz.

Das mittlere Anomaliemuster der ersten EOF (Abbildung 7 a) zeigt den unteren Bereich des stratosphärischen PNJ zwischen 65 und 70° N im 30 hPa Niveau. Der STJ hat seine maximale Stärke bei 30° N in der Höhe der 180 hPa Fläche. Die erste EOF beschreibt die gegenseitige Beziehung zwischen dem STJ und dem PNJ (Kodera et al., 1991). Zwischen dem PNJ und

dem STJ gibt es eine negative Korrelation. Schwächt sich der STJ um 1 $\frac{m}{s}$ ab, so nimmt der PNJ um 2.5 $\frac{m}{s}$ zu.

Die zweite EOF zeigt hauptsächlich den PNJ und einen Zusammenhang zwischen dem PNJ und dem Wind mittlerer Breiten in der Stratosphäre. Wenn der PNJ nur auf den äußersten Norden (bis 60° N) beschränkt ist, dann ist er positiv mit dem STJ gekoppelt, allerdings nicht so stark wie in der ersten EOF. Die Koppelung mit dem Wind mittlerer Breiten ist stärker und zudem negativ. Der auf den Norden konzentrierte PNJ tritt zusammen mit schwächeren Westwinden in den gemäßigten Breiten oberhalb der Tropopause auf.

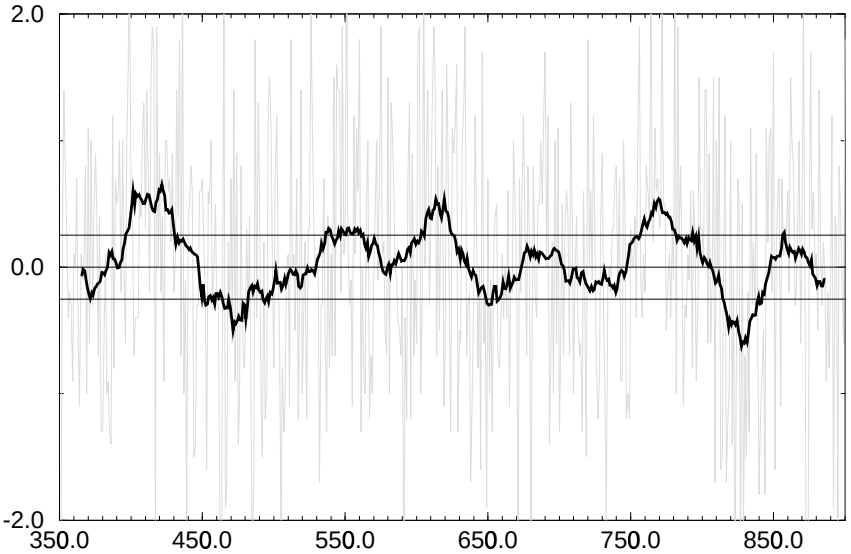



**Abb. 8:** *Die Zeitreihe der ersten Hauptkomponenten des zonal gemittelten Zonalwindes des Kontrollaufes im Winter der Nordhemisphäre (20° N - 85.76° N). Die schwarze Kurve zeigt ein 30jähriges gleitendes Mittel der ersten PC. Die waagerechten Linien kennzeichnen eine einfache positive beziehungsweise negative Standardabweichung der geglätteten Zeitreihe.*

In der Zeitreihe der ersten PC des zonal gemittelten Zonalwindes (Abbildung 8) tritt eine langperiodische, unregelmäßige Schwingung auf. Die Zeitreihe wurde 30 - jährig gleitend gemittelt um so die niederfrequente Variabilität deutlich zu machen. Das Mittelungsintervall wird bei dieser statistischen Methode jeweils um einen Zeitschritt verschoben, so ergibt sich eine Zeitreihe, bei der die Einzelpunkte jeweils 30 - jährige Mittel repräsentieren. Zwischen den 3 Dekaden um das Jahr 400 und 500 und zwischen den 30 - Jahresmitteln 750 und 850 treten große Amplituden auf. Dazwischen gibt es Bereiche, in denen die Variabilität eine geringere Amplitude aufweist. Dies wird besonders deutlich zwischen den 30 - Jahresmitteln 530 und 570 sowie zwischen den 30 - Jahresmitteln 670 und 700. In diesen Jahren verschwindet die niederfrequente Variabilität, um dann nach einigen Dekaden wieder zu erscheinen.

Das für die erste PC des zonal gemittelten Zonalwindes berechnete Energiedichtespektrum

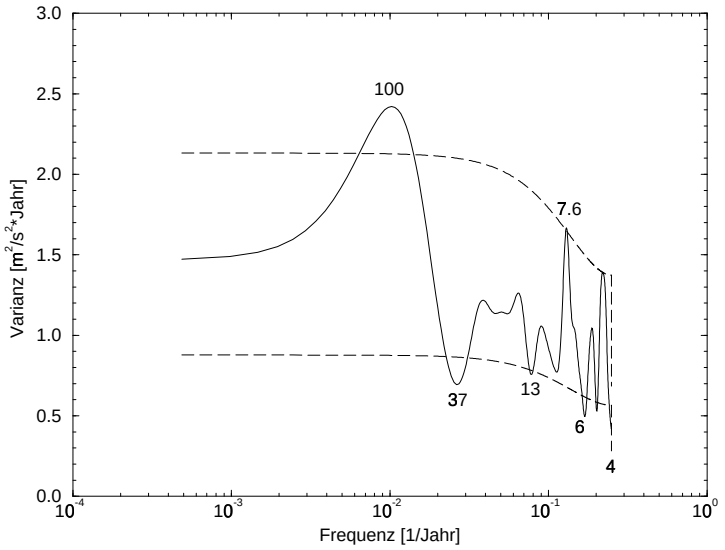



**Abb. 9:** *Energiedichtespektrum der ersten Hauptkomponenten (Abbildung 8) des zonal gemittelten Zonalwindes des Kontrollaufes. Dargestellt ist die Varianz gegenüber der logarithmisch aufgetragenen Frequenz [1/Jahr]. Gestrichelt sind die 95% Konfidenzintervalle eines zugrunde gelegten roten Rauschens. Die signifikanten Perioden [Jahr] sind gekennzeichnet.*

(Abbildung 9, siehe Anhang B.3) zeigt, daß die statistisch signifikante Variabilität im dekadischen Bereich zwischen 80 und 110 Jahren liegt. Außerdem sind weitere dekadische Variabilitäten mit geringerer Amplitude erkennbar. Vor der Berechnung des Energiedichtespektrums wurden jeweils 2 Jahre gemittelt. Dies schließt eine vorhandene große Amplitude im kurzperiodischen Bereich bei etwa 2 Jahren aus. Diese bisher im ECHAM 3 / LSG - Kontrollauf nicht näher analysierte Schwingung ist allerdings für die hier betrachtete säkulare Variabilität nicht von Interesse.

In der Zeitreihe der zweiten PC des zonal gemittelten Zonalwindes (Abbildung 10) ist die niederfrequente Variabilität im Bereich von hundert Jahren der ersten PC nicht zu sehen. Die Spitzen haben niedrigere Amplituden und liegen enger beieinander. Besonders im Energiedichtespektrum (Abbildung 11) wird deutlich, daß weißes Rauschen die Variabilität der Zeitreihe charakterisiert. Die einzige signifikante Periode liegt bei 4 Jahren. Das Muster der zweiten EOF des zonal gemittelten Zonalwindes (Abbildung 7 b) ist also nicht ausschlaggebend für die 100 - jährige Schwingung des Modells. Zur näheren Untersuchung der interannuellen Variabilität wird die Zeitreihe der zweiten PC bandpaßgefiltert im Bereich von 2 bis 6 Jahren. Von der resultierenden Zeitreihe werden die Jahre größer als eine Standardabweichung als Mode starken zonal gemittelten Zonalwindes und kleiner als minus eine Standardabweichung als Mode anomal schwachen Zonalwindes selektiert. Für die beiden Moden werden Composites mit den Anomalien der Meeresoberflächentemperatur gebildet. Damit wird ein eventuell auftretender El Niño - Südliche Oszillation (ENSO) - Mode des LSG - Modells über-

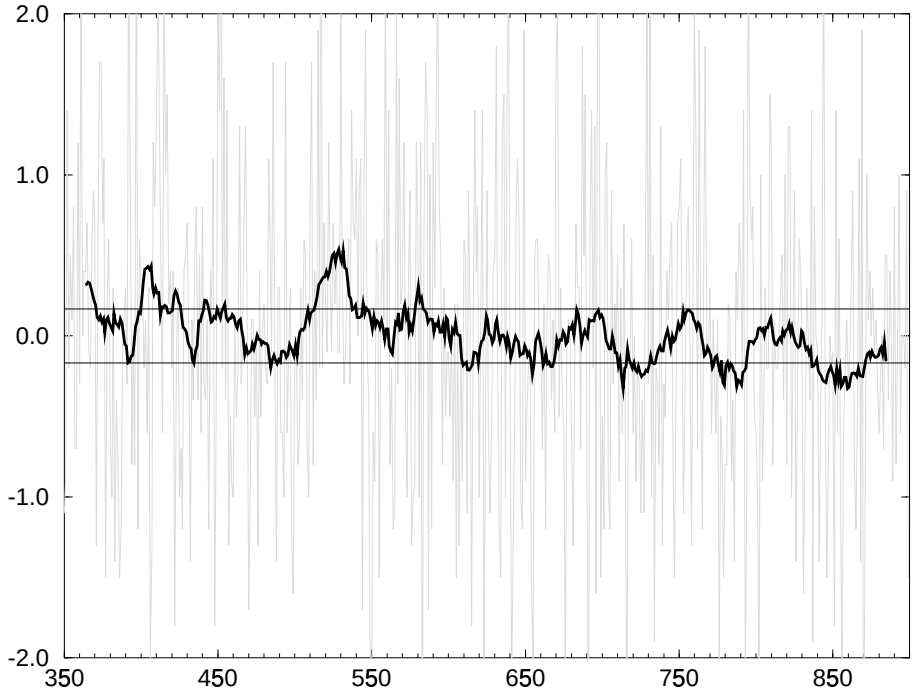



**Abb. 10:** *Die Zeitreihe der zweiten Hauptkomponenten des zonal gemittelten Zonalwindes des Kontrollaufes im Winter der Nordhemisphäre (20° N - 85.76° N). Die schwarze Kurve zeigt ein 30jähriges gleitendes Mittel der 2.PC. Die waagerechten Linien kennzeichnen eine positive beziehungsweise eine negative Standardabweichung der geglätteten Zeitreihe.*

prüft.

Abbildung 12 zeigt die Composites der SST - Anomalien für die beiden Moden des Zonalwindes. Für die Composites wird ein interannueller T - Test berechnet (siehe Anhang B.2). Die zu mehr als 95 % statistisch signifikanten Gebiet sind schattiert. Für den Mode starker Zonalwinde ist ein ENSO - artiges Muster im östlichen Pazifik maßgebend. Im Mode schwachen Zonalwindes ist eine Abkühlung im östlichen Pazifik zu sehen, aber die Muster beider Moden sind nicht linear. Eine Häufigkeitszählung ergibt, daß im El Niño 3.4 - Gebiet (definiert vom Climate Analysis Center als Bereich von 5° N bis 5° S und 170° W bis 120° W) positive Anomalien von mindestens 0.5 K dreimal häufiger in den Composites des Modes anomal starken Zonalwindes auftreten als in denen des Modes anomal schwachen Zonalwindes. Dies zeigt, daß ein ENSO - artiges Muster bevorzugt zeitgleich mit dem Mode anomal starken Zonalwindes der 2. PC des zonal gemittelten Zonalwindes erscheint. Da der ENSO - Mode in der 2. PC ausschlaggebend ist, in der die säkularen und interdekadischen Schwankungen fehlen, die die 1.PC dominieren, liegt die Vermutung nahe, daß eine Wechselwirkung zwischen der niederfrequenten und der höherfrequenten Variabilität besteht. Diese kann zum Beispiel darin bestehen, daß der ENSO - Mode den Polarnachtstrahlstrom stört und damit die säkularen Va-

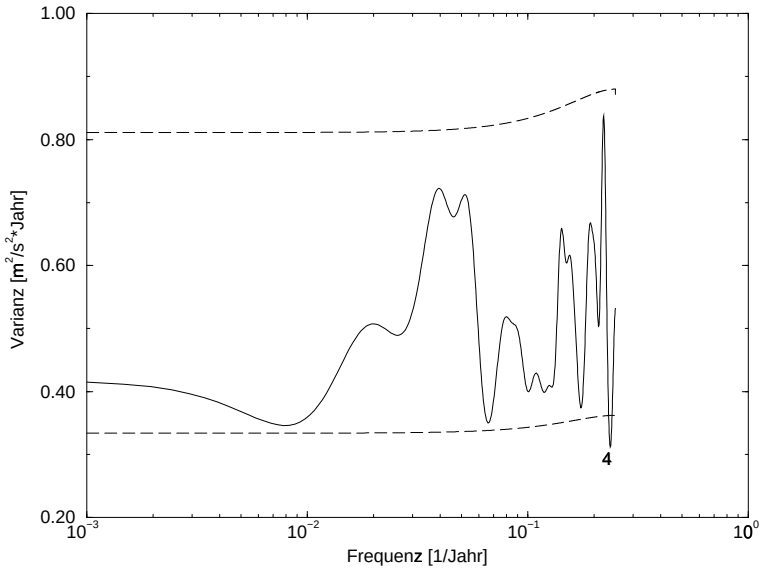



**Abb. 11:** *Energiedichtespektrum der zweiten Hauptkomponenten (Abbildung 10) des zonal gemittelten Zonalwindes des Kontrollaufes. Dargestellt ist die Varianz gegenüber der logarithmisch aufgetragenen Frequenz [1/Jahr]. Gestrichelt sind die 95% Konfidenzintervalle eines zugrunde gelegten blauen Rauschens. Die signifikanten Perioden [Jahr] sind gekennzeichnet.*

riationen der Stratosphäre unterdrückt. Oder die säkulare Variabilität moduliert die kürzeren Schwingungen und nur wenn die langen Variationen nicht auftreten, können die interannuellen Variabilitäten dominieren. Im Rahmen dieser Arbeit sind genauere Untersuchungen zu diesem Thema nicht möglich.

Die in der Musterkorrelation (Abbildung 3) gezeigte säkulare Variabilität wird vor allem durch die erste EOF beschrieben. In der Zeitreihe der zweiten PC ist sie nicht vorhanden und die restlichen EOFs werden vernachlässigt, da sie jeweils weniger als 10% der gesamten Varianz erklären. Damit ist die negative Korrelation zwischen dem STJ und dem PNJ das

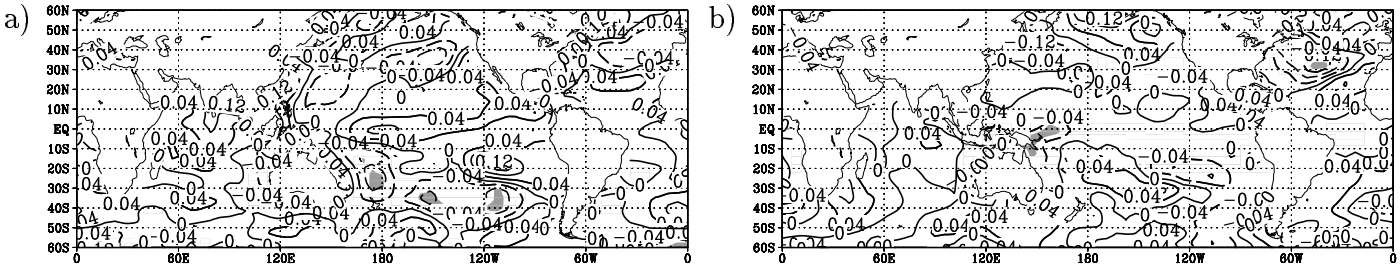



**Abb. 12:** *Composites (Wintermittel) der Meeresoberflächentemperaturanomalien [K] für die 2. PC des Zonalwindes im Mode starken (a) und schwachen (b) Zonalwindes. Das Konturintervall beträgt 0.04 K. Die nach einem interannuellen T-Test zu mehr als 95% statistisch signifikanten Gebiete sind schattiert.*

wichtigste Muster für die langperiodische Variabilität (Abbildung 7 a). Im Folgenden wird deshalb für die weiteren Berechnungen nur noch die erste EOF des zonal gemittelten Zonalwindes benutzt.

Um zu untersuchen, wie sich die anderen Klimavariablen des Modells bei anomal starkem beziehungsweise anomal schwachem Zonalwind verhalten, werden zunächst in der Zeitreihe der ersten PC des zonal gemittelten Zonalwindes Bereiche anomal starker Windgeschwindigkeit mit einer Standardabweichung größer als eins und dazu entgegengesetzt anomal schwache Windgeschwindigkeitsphasen mit einer Standardabweichung kleiner als minus eins ausgewählt (Abbildung 8). Für diese Jahre werden Composites (siehe Anhang A, Seite 63) mit den anderen Größen gebildet.

# 5 Composites der Zirkulation und Temperatur der Nordhemisphäre

Die Zirkulation der Atmosphäre wird durch Temperaturunterschiede und die damit verbundenen Druckgradienten in der bodennahen Schicht sowie in der gesamten Atmosphäre angetrieben. Die Temperaturgradienten werden durch das Strahlungsungleichgewicht und außerdem durch diabatische Wärmequellen hervorgerufen. Neben horizontalen werden auch vertikale Luftströmungen durch die ungleiche Erwärmung hervorgerufen und sorgen oft für Wolkenbildung und Niederschlag.

## 5.1 Die geopotentielle Höhe

Die Untersuchung der geopotentiellen Höhe gibt Aufschluß über unterschiedliche Zirkulationsmuster der beiden durch die Zeitreihe des Zonalwindes bestimmten Zustände. Im 50 und im 500 hPa - Niveau werden Composites der Anomalien der geopotentiellen Höhe gebildet (Abbildung 13 und Abbildung 14). Dazu werden in der Zeitreihe der 1. PC des zonal gemittelten Zonalwindes (Abbildung 8) zwei Moden des Zonalwindes bestimmt, die durch eine große positive oder negative Amplitude der 1. PC des zonal gemittelten Zonalwindes gekennzeichnet sind. Zu diesem Zweck werden 30 - Jahresmittel ausgewählt, die größer (kleiner) als eine positive (negative) Standardabweichung der 30 - jährig gleitend gemittelten Zeitreihe sind. Dabei werden nur die drei maximalen positiven beziehungsweise negativen Amplituden des stabilen Zeitraums der Zeitreihe der 1. PC zwischen den Jahren 350 und 900 berücksichtigt um jeweils eine ähnlich große Anzahl von Jahren größer als eine Standardabweichung und von Jahren kleiner als eine negative Standardabweichung zusammenfassen zu können. Da die Punkte der Zeitreihe jeweils 30 - Jahresmittel repräsentieren, werden 10 Jahre um die Einzelpunkte berücksichtigt. Bei einer Berücksichtigung von 30 Jahren um die Punkte kommt es zum Problem der Überschneidung von Bereichen, die größer sind als eine Standardabweichung und Bereichen, die kleiner als eine negative Standardabweichung sind, daher wurden nur 10 Jahre um die selektierten Jahre berücksichtigt. Es ergeben sich jeweils etwa hundert Jahre, die die Moden starken beziehungsweise schwachen Zonalwindes charakterisieren. Für diese Zeitabschnitte werden dann die Composites mit den anderen Größen des Modells gebildet.

Um die statistische Signifikanz der Composites zu bestimmen, wird ein dekadischer T - Test berechnet (siehe Anhang A, Seite 61). Der T - Test wird zwischen den jeweiligen Composites berechnet. Das Ergebnis zeigt die statistisch signifikanten Unterschiede zwischen den beiden Moden für starken beziehungsweise schwachen Zonalwind. Die Bereiche, die zu mehr als 95% statistisch signifikant sind, werden in den nachfolgenden Abbildungen grau gekennzeichnet. Dabei sind positive Bereiche dunkelgrau, negative Bereiche hellgrau unterlegt. Da die Muster

nicht exakt antikorreliert sind, werden jeweils die Composites beider Zustände dargestellt und nicht ihre Differenz. So werden regionale Unterschiede zwischen den Composites für die Moden anomal starken und anomal schwachen Zonalwindes deutlich.

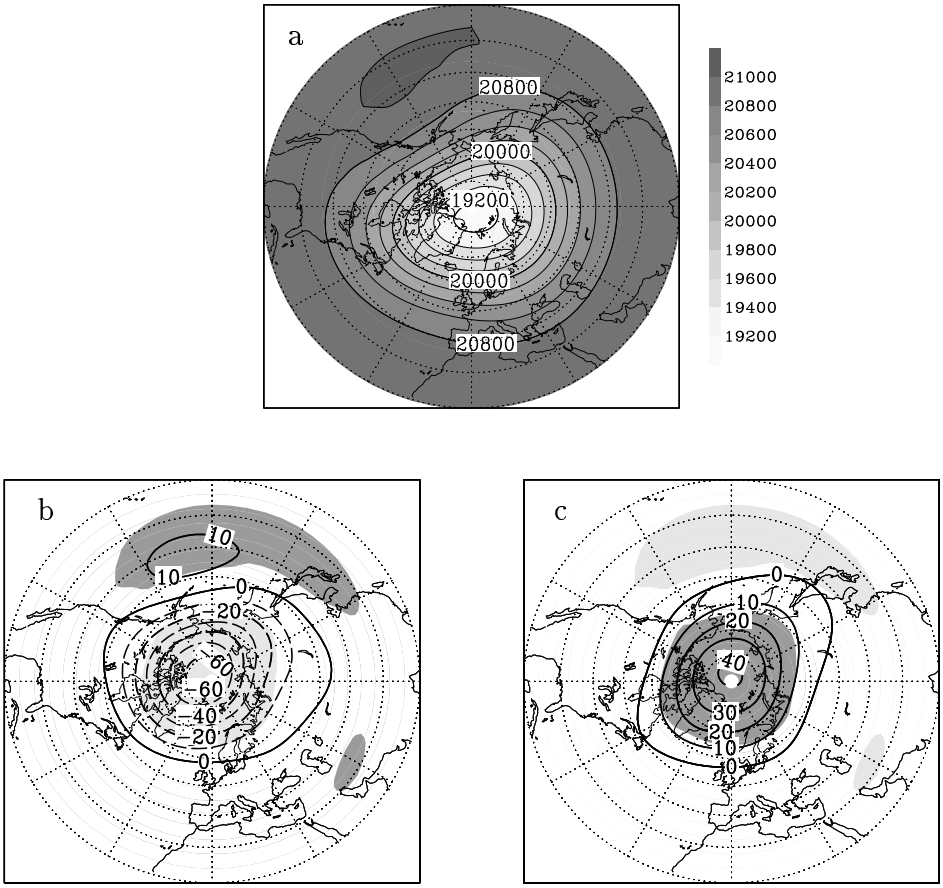



**Abb. 13:** *Wintermittel der geopotentiellen Höhe [gpm] im 50 hPa - Niveau für alle Jahre (a) und Anomalien der Composites ($\overline{DJF}$) für den Mode starken (b) und schwachen (c) Zonalwindes. Die Konturintervalle betragen 200 gpm (a) und 10 gpm (b und c). Dargestellt ist die Nordhemisphäre von 20° N bis 90° N. Grau gekennzeichnete Bereiche sind nach einem dekadischen T - Test (siehe Anhang A, Seite 61) zu mehr als 95% statistisch signifikant. Dabei sind positive Bereiche dunkelgrau, negative Bereiche hellgrau unterlegt.*

Die Stratosphäre (Abbildung 13 a) zeigt als auffälligstes Merkmal das symmetrische, stratosphärische Tiefdruckgebiet. Außerdem ist das stratosphärische Alëutenhoch zu erkennen. Im Winter dominieren Westwinde in den hohen Breiten der Stratosphäre. Der Wirbel ist leicht asymmetrisch. Diese Verformung wird durch vertikal propagierende planetare Wellen hervorgerufen, die in der Troposphäre orographisch angeregt werden. Auch diabatische Wärmequellen über Land sowie die unterschiedliche Land - See - Temperatur tragen zur Wellenbildung und damit verbundenen Deformation des stratosphärischen Wirbels bei. Das polare Tief-

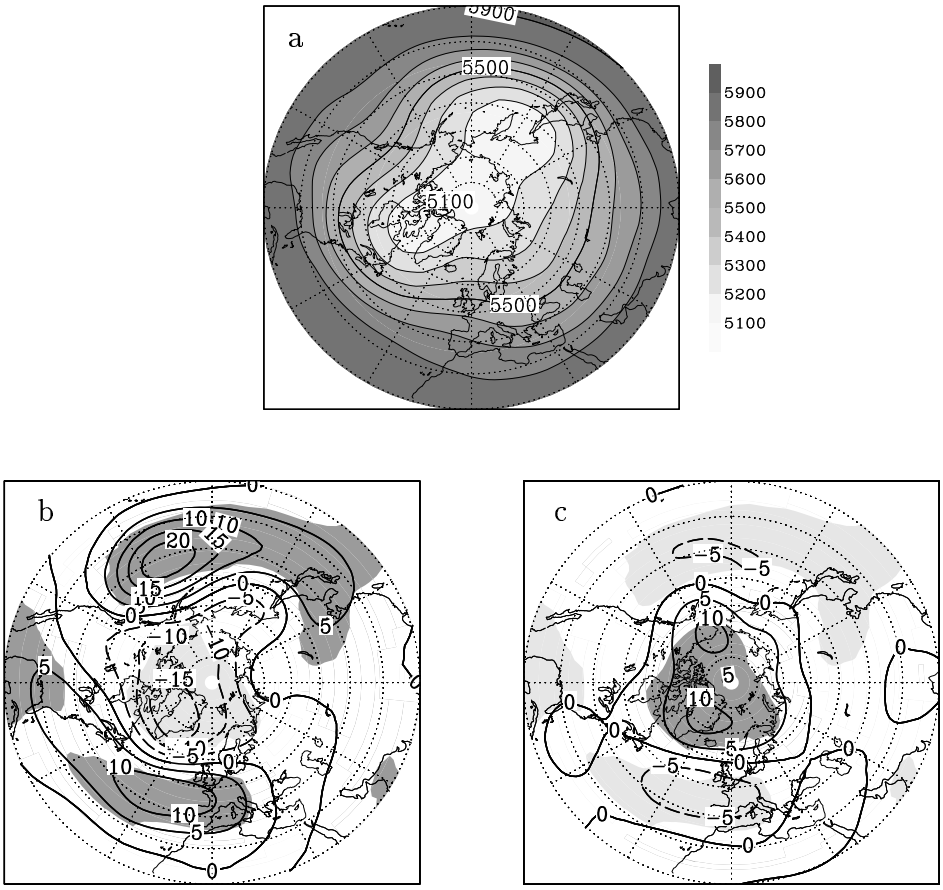



**Abb. 14:** *Wintermittel der geopotentiellen Höhe [gpm] im 500 hPa - Niveau für alle Jahre (a) und Anomalien der Composites ($\overline{DJF}$) für den Mode starken (b) und schwachen (c) Zonalwindes. Die Konturintervalle betragen 100 gpm (a) und 5 gpm (b und c). Dargestellt ist die Nordhemisphäre von 20° N bis 90° N. Schattierte Bereiche: Siehe Abbildung 13.*

druckgebiet ist in im Mode starken Zonalwindes (Abbildung 13 b) sehr stark ausgeprägt. Die geopotentielle Höhe liegt bis zu 60 gpm niedriger als im langjährigen Mittel. Südlich der Alëuteninseln liegt eine positive geopotentielle Höhenanomalie mit einem Maximum von 10 gpm. Der südliche Bereich des Alëutenhochs der Stratosphäre wird somit leicht verstärkt. Das Composite für den Mode schwachen Zonalwindes (Abbildung 13 c) zeigt das deutlich geschwächte polare Tiefdruckgebiet.

Der mittlere Zustand der geopotentiellen Höhe ($\overline{DJF}$) im 500 hPa - Niveau (Abbildung 14 a) zeigt das polare Tiefdruckgebiet. Deutlich sind die beiden Haupttröge hinter den Rocky Mountains und dem ostsibirischen Bergland zu erkennen. An diesen Gebirgsmassiven kommt es zur Bildung quasistationärer Wellen, die den polaren Tiefdruckwirbel beeinflussen (Holton, 1992).

In den Composites der Geopotentialanomalien für den Mode starken Zonalwindes (Abbil-

dung 14 b) ist das Tiefdruckgebiet um den Nordpol mit seinen Westwinden verstärkt. Außerdem ist das Zentrum des Wirbels zum Atlantik hin verschoben. Die geopotentielle Höhe beim Alëutentief liegt 20 gpm niedriger als im Mittel. Dagegen ist das Azorenhoch leicht verstärkt. Zusammen mit negativen Anomalien über Island wird so der positive Nordatlantik - Oszillations - Index (NAO - Index) verstärkt (siehe Kapitel 6).

Die Anomalien für den Mode anomal schwachen Zonalwindes (Abbildung 14 c) zeigen ein verstärktes Alëutentief. Es liegt in einer großräumigen negativen Anomalie der geopotentiellen Höhe, die sich über große Teile des Nordpazifiks, Japans und Ostchinas erstreckt. Auch im Bereich des Azorenhochs treten negative Höhenanomalien auf. Das polare Tiefdruckgebiet ist ebenfalls anomal schwach.

Der NAO - Index zeigt in dieser Phase niedrigere positive Werte. Dies wird durch die positiven Druckanomalien über dem Islandtief und den negativen über dem Azorenhoch hervorgerufen. Hier zeigt sich der Zusammenhang zwischen der Variabilität des zonal gemittelten Zonalwindes und der NAO. Auch die NAO im Kontrollauf des Modells schwingt offenbar mit einer Periode im säkularen Bereich.

Zur Verdeutlichung der starken Unterschiede zwischen den Moden anomal starken und anomal schwachen Zonalwindes im Bereich des Alëutentiefs wird das Gebiet von 90° E bis 90° W in einer Höhe von 1000 hPa auf der Nordhalbkugel im Detail betrachtet (Abbildung 15). Das Mittel über alle Jahre (Abbildung 15) zeigt das Zentrum des Tiefdruckgebietes über den Alëuten und östlich davon hohen Druck über der Westküste der USA. Im Winter gehören die Bereiche hohen Drucks über Nordamerika zu den westlichsten Randbereichen des Subtropenhochs des zentralen Nordatlantiks (Chang, 1972). Der hohe Druck über dem östlichen Pazifik zeigt das zweite Subtropenhoch der Nordhemisphäre bei 30° N und 130° W - 140° W.

Im Mode starken Zonalwindes (Abbildung 16 a) wird der südöstliche Bereich des Alëutentiefs stark abgeschwächt. Dies geschieht durch die Ausweitung des hohen Drucks über dem Ostpazifik. Dies ist in Abbildung 16 c zu sehen. Hier ist das absolute (mittleres plus anomales) Composite für den Mode anomal starken Zonalwindes aufgetragen. Die geopotentielle Höhe hat beim Subtropenhoch jetzt einen zweiten Kern von 180 gpm. Diese Ausdehnung der positiven Anomalien ist wahrscheinlich auf eine Verstärkung des Subtropenhochs des östlichen Pazifiks zurückzuführen. Zusammen mit den gleichbleibend stark ausgeprägten westlichen Ausläufern des atlantischen Subtropenhochs schwächt es die südöstlichen Randbereiche des Alëutentiefs.

Bei schwachem Zonalwind (Abbildung 16 b) wird der südöstliche Bereich des Alëutentiefs leicht verstärkt. Nordöstlich des Tiefdruckgebietes sind positive Anomalien zu sehen. Das Subtropenhoch im östlichen Pazifik ist leicht abgeschwächt. Allerdings ist dies nicht der entscheidende Punkt für die leichte Verstärkung des Alëutentiefs. Denn die Abweichung des Subtropenhochs der Composites des Modes schwachen Zonalwindes (Abbildung 16 d) vom

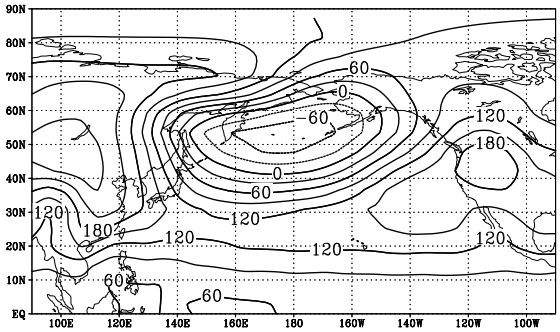



**Abb. 15:** *Wintermittel der geopotentiellen Höhe [gpm] im 1000 hPa - Niveau für alle Jahre. Das Konturintervall beträgt 30 gpm. Der Ausschnitt zeigt die Umgebung der Alëuten von 0° N bis 90° N und von 90° E bis 90° W.*

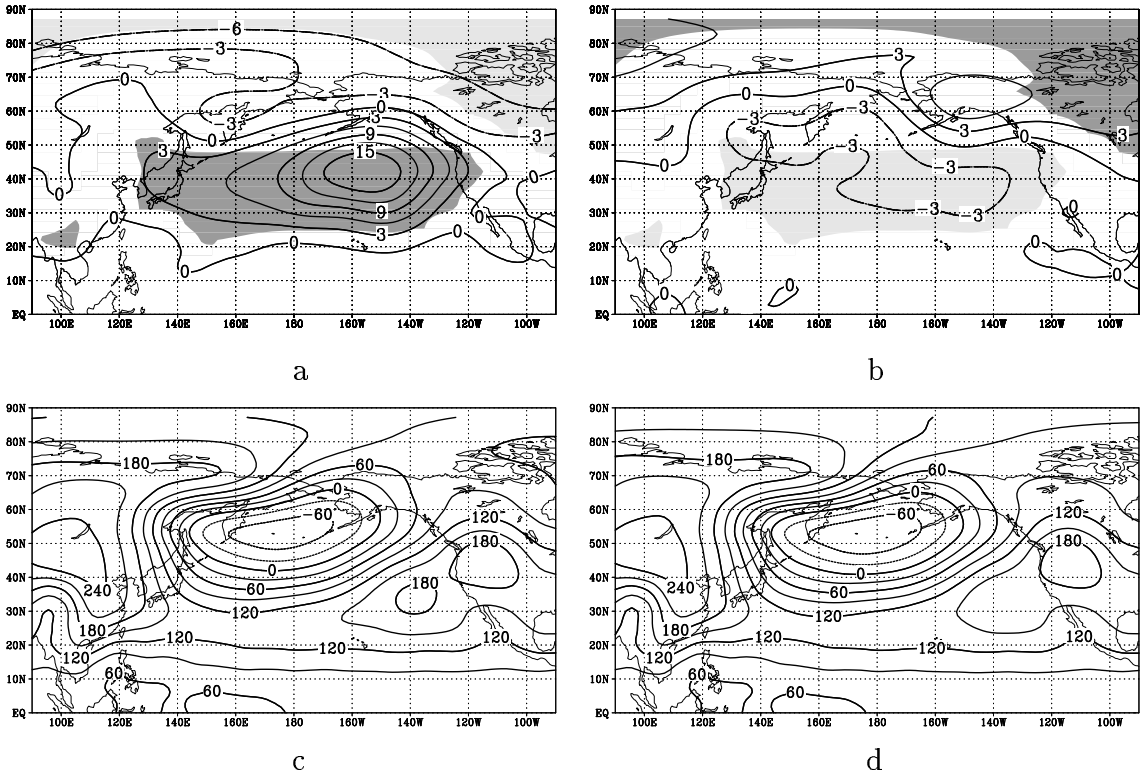
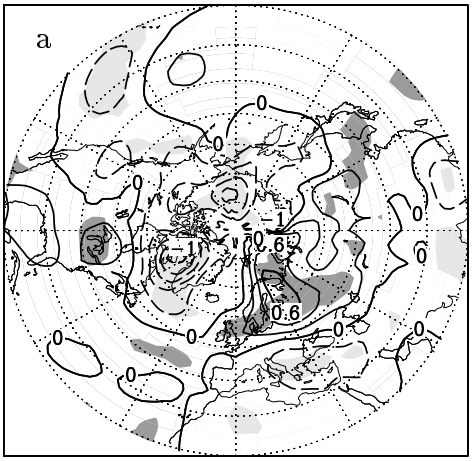



**Abb. 16:** *Composites ($\overline{DJF}$) der Anomalien der geopotentiellen Höhe [gpm] im 1000 hPa - Niveau für den Mode starken (a) und schwachen (b) Zonalwindes. Das Konturintervall beträgt 3 gpm. Schattierte Bereiche: Siehe Abbildung 13. Die absoluten Composites sind jeweils darunter dargestellt (c und d). Das Konturintervall für die absoluten Werte ist 30 gpm.*

mittleren Zustand (Abbildung 15) ist minimal. Das entscheidende Ergebnis bei der Untersuchung des Alëutentiefs ist die kräftige anomale Abschwächung im Mode starken Zonalwindes.

## 5.2 Die bodennahe Temperatur

Die größte Aufmerksamkeit bei den Folgen des Treibhauseffekts wird der Änderung der bodennahen Temperatur geschenkt. Einerseits kann dadurch der Feuchtehaushalt in Verbindung mit dem Niederschlag geändert werden, andererseits können die Windsysteme und planetaren Wellen verschoben werden. Aufgrund der Bedeutung der Temperaturverhältnisse für die allgemeine Zirkulation wird die bodennahe Temperatur des Kontrollaufes untersucht. Dabei ist es wichtig, zu wissen, wie groß die Temperaturdifferenz zwischen signifikant unterschiedlichen Zuständen des Kontrollaufes im Verhältnis zur simulierten Treibhauserwärmung ist. Davon hängt es ab, wie entscheidend der Anfangszeitpunkt der Simulation auf dem Kontrollauf ist. Außerdem wird geprüft, wie groß die modellierte Variabilität im Vergleich zu Beobachtungen ist. Falls die niederfrequente Variabilität ein natürlicher Mode ist, kann sie zum Teil zu der beobachteten Klimaerwärmung beitragen.



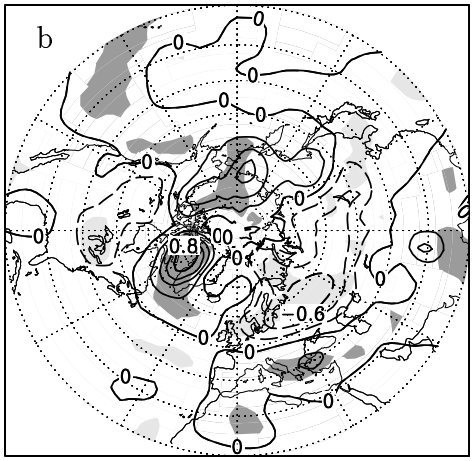




**Abb. 17:** *Signifikante 2m-Temperaturanomalien [K] des Kontrollaufes im Winter auf der Nordhalbkugel für den Mode starken (a) und schwachen (b) Zonalwindes. Das Konturintervall beträgt 0.2 K. Schattierte Bereiche: Siehe Abbildung 13.*

Die 2m-Temperatur zeigt für den Mode starken Zonalwindes (Abbildung 17 a) signifikante Anomalien von -1 K bis 0.6 K. Die größten negativen Anomalien liegen neben Grönland über der Davisstraße. Die maximalen positiven Anomalien treten bei Finnland auf. Das Modell erzeugt in diesen Jahren ein Bild von negativen Werten über Wasser und positiven über Land. Bei diesem Muster handelt es sich um einen vom Modell favorisierten Mode. Im Mode anomal schwachen Zonalwindes (Abbildung 17 b) zeigt sich ein ähnliches Bild mit umgedrehtem Vorzeichen. Die Extremwerte der Anomalien liegen zwischen -0.6 K und 0.8 K. Die größten

positiven Werte liegen entsprechend phasenverkehrt zum Mode starken Zonalwindes über der Davisstraße, die größten negativen Anomalien über dem westlichsten Teil Russlands und über Finnland.

Die Temperaturänderungen können bei beiden Zuständen auf advektive Prozesse zurückgeführt werden. Im Mode anomal starken Zonalwindes (a) sorgt der vertiefte polare Wirbel (Abbildung 14 b) für anomale Advektion warmer Luft nach Nordeuropa und kalter polarer Luftmassen zur Davisstraße. Die positive Anomalie der geopotentiellen Höhe südlich des Alëutentiefs advehiert Polarluft in den östlichen Pazifik. Im Mode anomal schwachen Zonalwindes (b) zeigt sich ein entgegengesetztes Bild der Advektionsmuster. Auch diese Temperaturanomalien können gut durch advektive Prozesse, die durch Anomalien der geopotentiellen Höhe (Abbildung 14 c) hervorgerufen werden, erklärt werden.

Bei der Betrachtung der im Modell auftretenden Variabilität stellt sich im Zuge des wachsenden Interesses an dem anthropogenen Eingriff in das Klimasystem die Frage, inwieweit die Temperaturschwingung den beobachteten und simulierten Temperaturtrends der letzten Dekaden ähnelt.

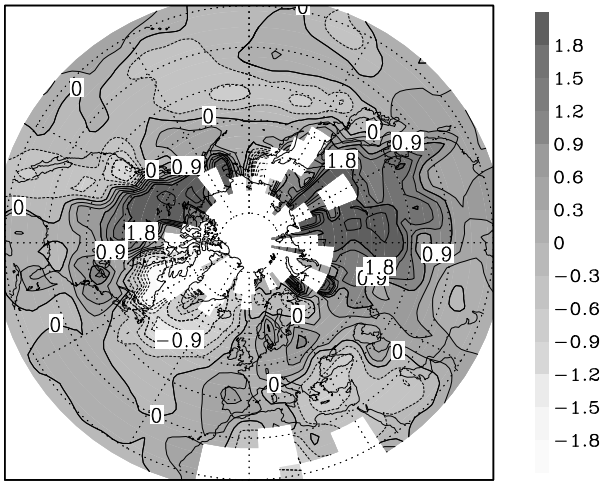



**Abb. 18:** *Beobachtete Temperaturtrends [K] von 1958 bis 1991. Das Konturintervall beträgt 0.3 K.*

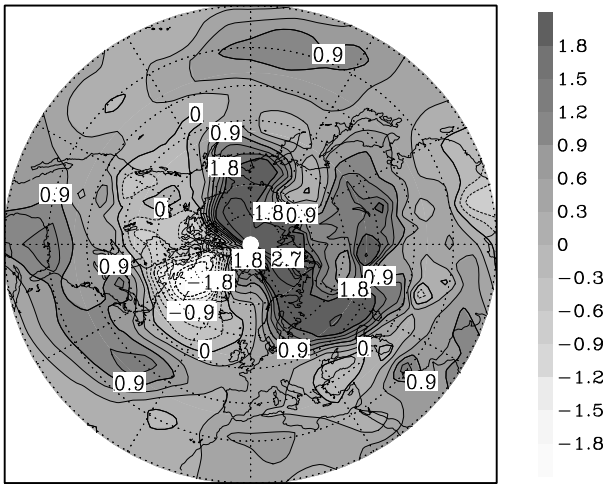



**Abb. 19:** *Nach Szenario A modellierte Wintertrends der Temperatur [K] von 1958 bis 1991. Das Konturintervall beträgt 0.3 K.*

Die gemessenen 2m - Temperaturen ($\overline{DJF}$) wurden von Jones (1998) zusammengestellt. Die Daten sind bis zum Jahr 1994 verfügbar. Aufgrund des Vulkanausbruchs des Pinatubo auf den Phillipinen im Juni 1991 werden die Winter von 1992 bis 1994 für den hier angestellten Vergleich der Temperatur aus Beobachtungen und Modellrechnungen nicht berücksichtigt. Dadurch wird ein negativer Temperaturtrend in den Jahren nach dem Ausbruch umgangen.

Die beobachteten bodennahen Temperaturtrends von 1958 bis 1991 (Abbildung 18) zeigen maximale Änderungen im Bereich von - 0.9 K bis 1.8 K. Die negativen Trends sind am größten

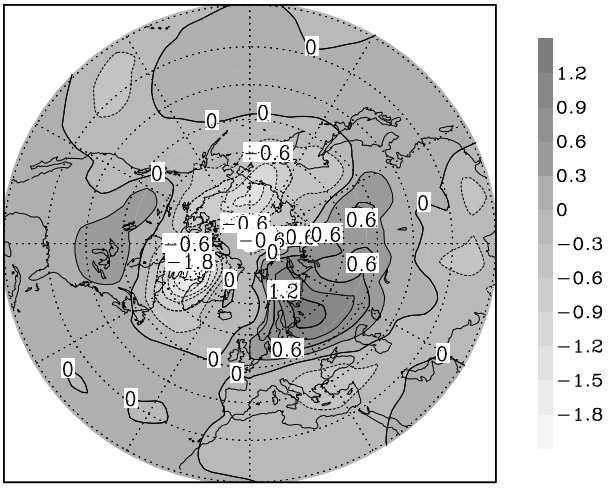



**Abb. 20:** *Differenz der Temperaturcomposites [K] des Kontrollaufes des Modes starken minus Composites des Modes schwachen Zonalwindes im Winter. Das Konturintervall beträgt 0.3 K.*

über dem Nordatlantik südlich von Grönland. Die positiven Trends dagegen sind über Russland und Kanada am stärksten. Es zeigt sich ein Muster der stärksten Erwärmungen über Land und der größten Abkühlungen über den Ozeanen.

Der Lauf des IPCC - Szenarios A beschreibt die Änderungen, die bei unvermindertem $CO_2$ Ausstoß eintreten werden (Abbildung19). Der Lauf startet im Modelljahr 149 auf dem vorindustriellen $CO_2$ Niveau von 1880. Die Differenz der modellierten Jahre 1991 und 1958 zeigt maximale Temperaturänderungen von - 1.8 K bis 2.7 K. Die maximalen negativen Anomalien treten über der Davisstraße auf, die positiven Anomalien über dem äußersten Norden von Russland an der Küste zur Barentsee.

Die Differenz zwischen den Composites des Modes starken Zonalwindes und den Composites des Modes schwachen Zonalwindes (Abbildung 20) zeigt die maximale Variabilität innerhalb des Kontrollaufes. Die Anomalien der 2m-Temperatur nehmen Werte zwischen -1.8 K über der Davisstraße und 1.2 K über Estland an. Die im Modell vorhandene Variation der bodennahen Temperatur entspricht in ihrer Größenordnung der Abkühlung den Trends des simulierten Erwärmungsszenariums der letzten Dekaden. Die Abkühlung über der Davisstraße ist in allen drei Läufen sichtbar. Im Vergleich zu den Beobachtungen (Abbildung 18) liegt die negative Anomalie weiter nördlich in der Davisstraße und ist doppelt so groß wie die gemessenen Werte.

Die Erwärmungsgebiete hingegen sind sehr unterschiedlich, es stimmt nur die Tendenz zur Erwärmung über Land überein. Die größte gemessene Erwärmung liegt über Nordrussland im Vergleich zum Kontrollauf mit den größten Werten über Estland wesentlich weiter nordöstlich. Das Gebiet hoher Temperaturen über Kanada ist in den Beobachtungen sehr viel stärker ausgeprägt als im Kontrollauf, der lediglich eine sehr kleine positive Anomalie in

dieser Region zeigt. Die Erwärmung ist im Szenario A - Lauf mit 2,7 K über dem äußersten Norden von Russland deutlich höher als dies durch die Variabilität des Kontrollaufes erklärt werden kann. Daß die Erwärmung im modellierten Szenario A - Lauf zu groß ist, ist eine Eigenschaft, die die meisten Klimamodelle aufweisen. Cane et al. (1997) führen dies teilweise auf abkühlende Effekte der Sulfataerosole zurück, die in den Modellen nicht berücksichtigt werden. Sulfataerosole reflektieren Solarstrahlung und können außerdem als Kondensationskerne dienen und so die optische Dicke der Wolken und die Reflektivität erhöhen.

Die modellinterne Variation der Temperatur kann einen bedeutenden Teil der Temperaturänderungen von auf dem Kontrollauf aufgesetzten Klimaänderungsszenarien erklären. Insofern ist diese Variation ein nicht zu vernachlässigender Bestandteil der Erwärmung. Besonders im ersten Jahrhundert nach Beginn der verstärkten anthropogenen Emissionen durch die industrielle Revolution, in dem wir uns im Moment befinden, sind die Folgen einer um ein Kelvin höheren oder geringeren Temperaturerhöhung sehr unterschiedlich.

# 6 Vergleich mit Paläoklimadaten

Eine wichtige Frage ist, ob die Variabilität nur modellintern auftritt oder ob man sie auch in Beobachtungen nachweisen kann. Dazu werden lange Meßreihen beziehungsweise Proxydaten meteorologischer Größen benötigt. Für die hier vorgestellte säkulare Variation bietet sich zum Vergleich eine Rekonstruktion des NAO - Indexes an, denn dieser zeigt Schwankungen der atmosphärischen Zirkulationsmuster der Nordhemisphäre, die auch im Kontrollauf beobachtet werden und offenbar mit der säkularen Variation der Moden des Zonalwindes im direkten Zusammenhang stehen.

Im Kontrollauf des in dieser Arbeit untersuchten Modells ist die NAO ein Teilmode der Oszillation. In den Composites der geopotentiellen Höhe in 500 hPa (Abbildung 14 a und b) zeigt sich in Jahren starken Zonalwindes ein positiver NAO - Index, in Jahren schwachen Zonalwindes ein niedrigerer positiver NAO - Index. Die modellierte NAO zeigt wie der Zonalwind niederfrequente Variabilität. Zum Nachweis der Schwingung in der Natur sind lange Aufzeichnungen der NAO als Vergleichsmöglichkeit für die Modelldaten geeignet. Eine solch lange Zeitreihe der NAO wurde von Appenzeller (1998*a*) aus grönländischen Eisbohrkernen rekonstruiert und die Ergebnisse der von ihm durchgeführten Wavelet - Analyse werden im Folgenden vorgestellt.

Wallace und Gutzler (1981) definieren Telekonnektionsmuster als gleichzeitige Korrelation zwischen den Geopotentialhöhen auf einer bestimmten Isobarenfläche an großflächig über die Erde verteilten Meßpunkten. Die vier wichtigsten Telekonnektionsmuster sind die Nordatlantik- und Nordpazifikoszillation (Walker und Bliss, 1932), eine zonal symmetrisches Muster zwischen dem Luftdruck im Meeresniveau in polaren und mit umgekehrtem Vorzeichen in gemäßigten Breiten (Lorenz, 1951) sowie das Pazifik-Nordamerika-Muster, das seit den Fünfziger Jahren bekannt ist.

## Die Nordatlantik - Oszillation

Ein bekanntes Telekonnektionsmuster ist die Nordatlantikoszillation. Hurrel (1995) definiert den NAO - Index als Differenz zwischen den normierten Wintermitteln (Dezember bis März) des Drucks im Meeresniveau von Lissabon, Portugal und Stykkisholmur, Island. Wenn der Index positive Werte annimmt, treten anomal starke Westwinde in den mittleren Breiten auf. Die Westwinde werden durch den anomal hohen Druck über dem Azorenhoch in Verbindung mit anomal tiefem Druck beim Islandtief verstärkt. Im Fall eines negativen Indexes weisen die Druckanomalien das entgegengesetzte Vorzeichen auf. Der Nord - Süd - Dipol der Luftdruckanomalien ist in Abbildung 21 dargestellt.

Die NAO beeinflußt das regionale Klima Europas maßgeblich. Die Auswirkungen eines starken Islandtiefs sind verstärkte Kaltluftadvektion über dem Grönland - Labrador - Gebiet und

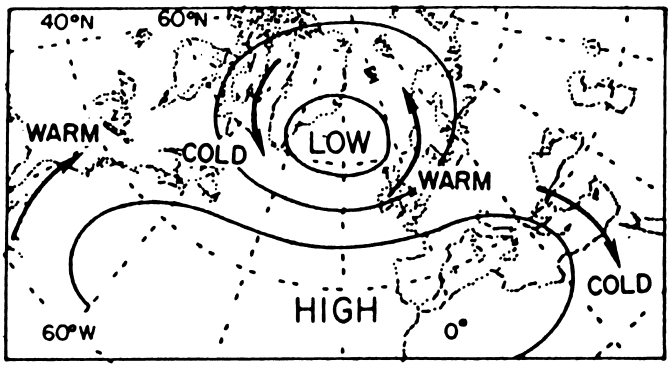



**Abb. 21:** *Druck- und Temperaturverteilung bei positiver Phase der Nordatlantikoszillation nach Walker und Bliss (1932).*

eine starke südwestliche Strömung maritimer, warmer Luft über dem nordwestlichen Europa. Der hohe Druck in niedrigen Breiten über dem Atlantik führt zu Warmluftadvektion in Verbindung mit einer südlichen Strömung über dem Ostteil der Vereinigten Staaten. Über dem Nordatlantik treten verstärkte Westwinde auf. Im mittleren Osten sowie im Bereich von Grönland kommt es zu anomal niedrigen Temperaturen. Milde Temperaturen sind dagegen in der Osthälfte der Vereinigten Staaten sowie im nordwestlichen Europa zu finden. Der Niederschlag über dem nördlichen Europa und Skandinavien ist stärker. Das südliche und zentrale Europa hingegen erhält anomal wenig Niederschlag.

Bei negativer Phase der NAO kehrt sich das Vorzeichen der Anomalien um. Die NAO unterliegt intersaisonalen sowie interannualen Schwankungen. Das Muster ist im Winter besonders stark ausgeprägt, während es in den anderen Jahreszeiten nur sehr schwach in Erscheinung tritt.

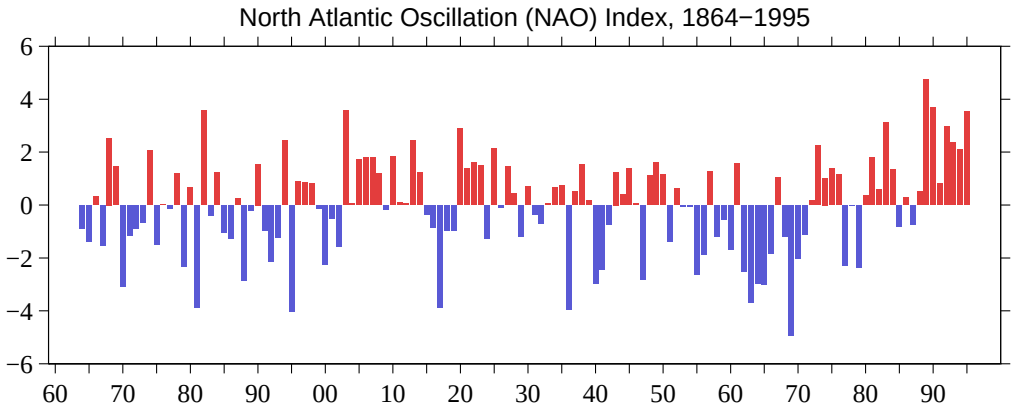



**Abb. 22:** *Variabilität der Nordatlantikoszillation [hPa], NOAA-CPC-Daten. Dez.-Mar. 1864-1995. Die Abbildung stammt aus Hurrel (1995).*

Außerdem schwankt die NAO im interdekadischen Zeitraum (Abbildung 22). So herrschte zum Beispiel die negative Phase der NAO seit Mitte der Fünfziger Jahre bis hin zum Winter

1978/79 vor. Während dieser 24 Jahre wurde im Mittel die positive Phase nur sehr selten beobachtet. Viermal ließ sich jedoch eine äußerst dominante negative Phase feststellen, in der die positive Phase vollständig fehlte. Ab dem Winter 1978/79 herrschte die positive Phase vor, bis auf zwei Ausnahmen durchgehend bis zum Winter 1995/96. Ab diesem Winter erfolgte wieder eine kurzzeitige Änderung hin zur negativen Phase der NAO (Hurrel, 1995). Im Winter 1996 / 97 herrschte mehr Variabilität des NAO - Indexes vor, er wies eine negative Phase im Dezember 1996 und Januar 1997 auf und eine positive Phase im Februar und März 1997. Auch der Winter 1997 / 98 zeigt ein variables Muster der NAO von negativem Index im Dezember 1997 und Februar 1998 über positive Werte im Januar und März 1998.

Cook et al. (1998) untersuchten Baumringzeitreihen von Nordamerika und Europa. Daraus rekonstruierten sie den NAO - Index. Im Energiedichtespektrum berechneten sie maximale Amplituden mit Perioden im dekadischen Bereich von 24 Jahren, aber auch bei etwa 70 Jahren. Diese multidekadische Variabilität erscheint erst ab Mitte des letzten Jahrhunderts und verstärkt sich seitdem. Als Kritik muß hier angeführt werden, daß Baumringdaten stets aufgrund der Wachstumsperiode die Sommerwerte repräsentieren und damit eigentlich nicht geeignet sind, den NAO - Index darzustellen, der im Winter seine größten Werte hat. Insofern sind diese Ergebnisse sehr vorsichtig zu betrachten.

Hurrel und van Loon (1997) errechneten Oszillationen des NAO - Indexes im dekadischen Bereich mit Perioden zwischen 6 und 10 Jahren. Dazu benutzten sie Beobachtungsdaten des NAO - Indexes der letzten 130 Jahre. Sie zeigen, daß Änderungen im Niederschlag und der Temperatur der letzten Dekaden mit der NAO verknüpft sind.

Appenzeller et al. (1998) untersuchten Schwankungen im Niederschlag und der Eisdicke über Grönland. Zum Vergleich wurde einerseits mit Reanalysedaten des European Centre for Medium - Range Weather Forecasts (ECMWF) und andererseits mit einem Eisbohrkern des westlichen Grönlands gerechnet. Appenzeller et al. (1998) zeigen mit ihren Berechnungen, daß die Schneeanhäufung über dem westlichen Grönland zur Erstellung einer Proxy - Zeitreihe der NAO dienen kann. Eine so rekonstruierte NAO aus Proxydaten hat Appenzeller (1998*a*) vorgestellt. Die damit erreichte Länge der Zeitreihe beträgt 350 Jahre und damit ist dies die längste bisher erstellte Rekonstruktion des NAO - Indexes. Das Ergebnis seiner Wavelet - Analyse der aus Eisbohrkernen von Grönland rekonstruierten NAO ist in Abbildung 23 vorgestellt. Auch bei Eisbohrkernen ist es äußerst schwierig, die Daten nach Jahreszeiten getrennt zu betrachten (Appenzeller, 1998*b*). Das Ergebnis enthält so immer Jahresmittel und damit auch Sommerwerte. Dies ist ein Problem, das bei vielen Proxydaten auftritt.

Wavelets sind ein statistisches Instrument zur Muster- und Signalanalyse. Im Gegensatz zur Fourieranalyse können auch nicht - stationäre und transiente Signale untersucht werden. Die Phasenraumauflösung der Wavelets wird der zu untersuchenden Frequenz angepaßt. So können nicht - stationäre Signale besser aufgelöst werden. Für eine ausführliche Beschreibung

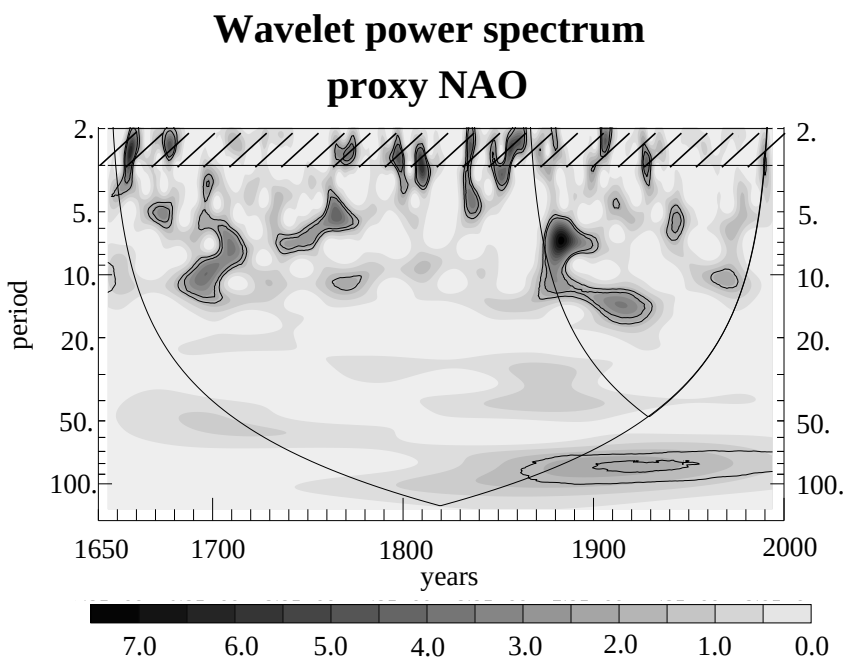



**Abb. 23:** *Wavelet Analyse der aus Eisbohrkernen von Grönland rekonstruierten NAO (Appenzeller, 1998c).*

der Wavelet Analyse wird auf Kumar (1994) verwiesen. Die in Abbildung 23 eingezeichnete parabolische Linie trennt durch Randabschneidung die nicht mehr interpretierbaren Gebiete von dem signifikanten Mittelteil. Bei der Waveletanalyse werden für anwachsende Perioden auch breiter werdende Wellenfilter verwendet, so daß die niederfrequenten Schwingungen die größte Randabschneidung erfahren. Die zusätzliche Linie im rechten Teil des Bildes (zwischen Jahr 1860 und 1930 und zwischen den Perioden von 0 bis 50 Jahren) dient dem Vergleich mit anderen Daten und wird hier nicht berücksichtigt. Die sehr kurzen Perioden bis 3 Jahre können mit den Jahresmitteln der Proxydaten nicht korrekt aufgelöst werden und sind deshalb durchgestrichen. Die dunklen Bereiche, die Isolinien enthalten, sind mit Hilfe einer Monte - Carlo - Simulation berechnete statistisch signifikante Gebiete. Auffallend sind die dekadischen und kürzeren Variabilitäten im oberen Teil des Bildes. Außerdem tritt ab Mitte des neunzehnten Jahrhunderts eine signifikante säkulare Variabilität auf. Auch wenn sie hauptsächlich im Bereich der Randabschneidung liegt, so ist doch interessant, daß diese niederfrequente Schwingung in den ersten 100 Jahren gar nicht auftrat und nur einmal während der untersuchten 350 Jahre in Erscheinung tritt. Die kürzerskalige Variabilität hat mehrere signifikante Bereiche während diese Zeitraums. Dies könnte zeigen, daß die dekadischen (und kürzerperiodischen) Oszillationen mehr oder weniger gleichmäßig während der letzten Jahrhunderte auftraten, während die säkulare Variabilität sich erst in den letzten 200 Jahren etablierte. Eine mögliche Ursache kann so im Treibhauseffekt gesucht werden. Interessant ist bei dieser Waveletanalyse vor allem, daß auch in Proxydaten zu sehen ist, daß die säkulare Variabilität nicht konstant ist. Dies stützt die Überlegung des chaotischen Verhaltens der

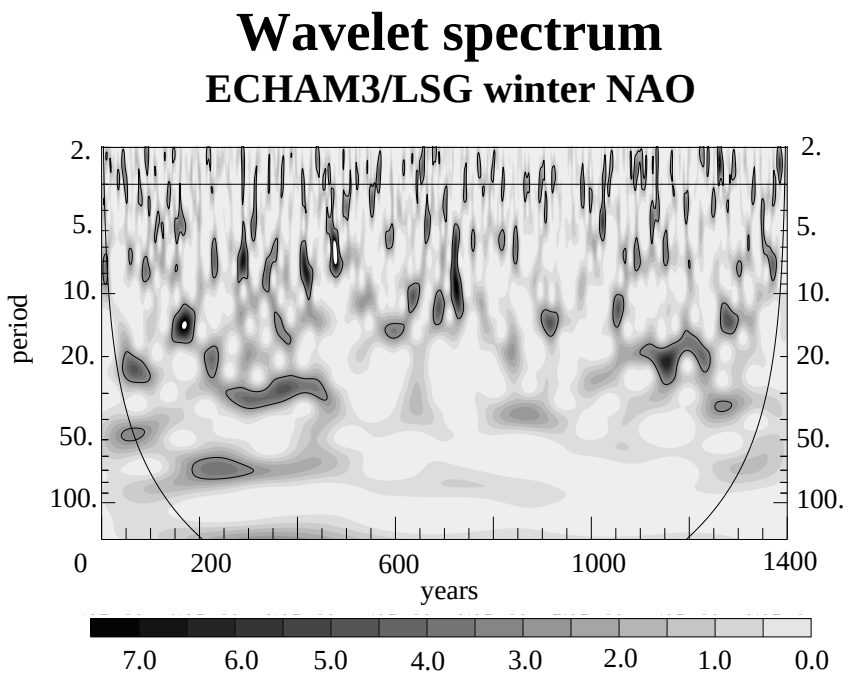



**Abb. 24:** *Wavelet Analyse der NAO im Winter des Kontrollaufes des ECHAM 3 / LSG - Modells (Appenzeller, 1998*c*).*

Zeitreihe. Eine mögliche Ursache für das plötzliche Auftreten der säkularen Oszillation kann ein Regimewechsel von kurzen (dekadischer Bereich) hin zu langen Perioden sein. Weitere Untersuchungen von Zeitreihen aus Proxydaten, zum Beispiel aus Tiefseesedimentkernen des Nordatlantik, könnten diese Spekulation prüfen.

Außerdem untersuchte Appenzeller (1998*c*) den NAO - Index im Kontrollauf des ECHAM 3 / LSG - Modells. Das entsprechende Waveletspektrum ist in Abbildung 24 gezeigt. Der NAO - Index wurde definiert als Differenz des Druckes im Meeresniveau der Gitterpunkte in der Nähe der Azoren und Island. Insgesamt ist die Variabilität des Modells größer als in der aus Proxydaten rekonstruierten Zeitreihe des NAO - Indexes. Dies liegt daran, daß die Zeitreihe des Modells viermal länger ist als die rekonstruierte. Auch im Modell tritt die kurzperiodische Variabilität während des gesamten Zeitraums auf. Bei Perioden die größer als 20 Jahre sind, nimmt die Häufigkeit der signifikanten Bereiche stark ab. Perioden um 20 Jahre treten nur in den ersten 400 Jahren und dann erst wieder ab dem Jahr 1100 auf. Die längsten Perioden erreichen Werte um 80 Jahre und treten nur in den ersten Jahrhunderten auf. Dies könnte das in Kapitel 7.5 gezeigte (siehe Abbildung 31) Umspringen von langzu kurzperiodischer Variabilität der Zeitreihe des zonal gemittelten Zonalwindes widerspiegeln. Andererseits kann dies auch auf einen Einschwingprozess des Modells hinweisen. Da die niederfrequente Variabilität aber erst im Jahr 200 des Kontrollaufes beginnt, ist ein Einschwingprozess nicht sehr wahrscheinlich. Im weiteren Verlauf kann möglicherweise wieder eine säkulare Schwingung auftreten.

# 7 Ursachen der Variabilität

In diesem Abschnitt werden mögliche physikalische Prozesse, die im Zusammenhang mit der im Modell simulierten Variabilität stehen, gezeigt. Dazu werden zunächst aktuell diskutierte Vorschläge für den Antrieb einer säkularen Variabilität vorgestellt. Anschließend werden Modellergebnisse diskutiert, die im Zusammenhang mit der gekoppelten Atmosphären-Ozeandynamik stehen. Verschiedene mögliche Ursachen können nicht mit dem Kontrollauf des Modells untersucht werden, wie zum Beispiel Änderungen des externen Antriebs, da diese nicht mit dem ECHAM 3 / LSG - Kontrollauf simuliert wurden. Für interne Prozesse, die nur entweder im Ozean oder in der Atmosphäre stattfinden und keine Wechselwirkung zulassen, wären weitere Berechnungen mit den ungekoppelten Einzelmodellen nötig. Die ungekoppelten Kontrolläufe sind jedoch zu kurz, um säkulare Variabilität bestimmen zu können.

Zu den Mechanismen, die niederfrequente Schwingungen hervorrufen können, zählen (Anderson und Willebrand, 1996):

- Externer Antrieb zum Beispiel durch Änderungen der Solaraktivität, Schwankungen im vulkanischen Aerosolausstoß und vermehrte anthropogene $CO_2$ - Emissionen.
- Der Hasselmann - Mechanismus (Hasselmann, 1976) des stochastischen Antriebs durch weißes Rauschen der Atmosphäre.
- Interne Variabilität des Ozeans unabhängig von Rückkopplungsprozessen durch Wechselwirkungen mit der Atmosphäre.
- Gekoppelte Atmosphären - Ozean - Variabilität, die auf gegenseitigen Wechselwirkungsprozessen zwischen beiden Medien beruht.
- Variabilität der Telekonnektionsmuster (siehe Kapitel 6), die wiederum Auswirkungen auf klimatische Prozesse hat.
- Plötzliche Klimasprünge, zum Beispiel die Erwärmungsphase nach der Jüngeren Dryas - Eiszeit vor 11000 Jahren, die innerhalb von Dekaden stattfand.

## 7.1 Die Meeresoberflächentemperatur

Besonders wichtig bei der Untersuchung niederfrequenter Klimavariabilität ist die Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre. Der Ozean reagiert auf internen und externen Antrieb wesentlich langsamer als die Atmosphäre. Insofern kann er langfristigen Veränderungen unterliegen und diese an die kurzzeitig reagierende Atmosphäre abgeben. Eine andere

Möglichkeit ist, daß kurzzeitige, stochastische, atmosphärische Anregungen im Ozean aufsummiert und tiefpaßgefiltert wieder an die Atmosphäre abgegeben werden (Hasselmann, 1976). Diese Filterung geschieht durch sich langsam ändernde Bestandteile des Klimas, wie zum Beispiel die Ozeane, die Eisbedeckung oder auch die Vegetation. Sie wirken als Integrator des stochastischen Antriebs durch die Atmosphäre. Hasselmann (1976) vergleicht diesen Effekt mit der Braunschen Bewegung, bei der schwere Teilchen die auf sie durch leichtere Teilchen ausgeübten Kräfte aufintegrieren.

Seit 1900 wird ein globaler Anstieg der Meeresoberflächentemperatur (im Folgenden aus dem Englischen sea surface temperature abgekürzt SST) beobachtet. Allerdings erwärmt sich die tropische SST nicht gleichmäßig. Der östliche äquatoriale Pazifik hat sich zur selben Zeit abgekühlt und der zonale SST - Gradient verstärkt (Cane et al., 1997; Clement et al., 1998). Im zentralen östlichen Pazifik kommt es zu verstärktem Aufsteigen kalten Tiefenwassers an die Oberfläche und dies wirkt dem SST - Anstieg entgegen. Die SST erhöht sich deshalb im westlichen Teil des Pazifiks mehr als im östlichen und dadurch verstärkt sich der SST - Gradient entlang des Äquators. Die Atmosphäre reagiert mit zunehmenden Passaten, die wiederum das Aufsteigen des Tiefenwassers fördern (Cane et al., 1997). Das Oberflächenwasser im östlichen Pazifik wird dadurch weiter abgekühlt und der SST - Gradient verstärkt sich. Das Resultat dieser Rückkopplung ist ein geringerer Anstieg der globalen Mitteltemperatur. In den modernen globalen Klimamodellen fehlt der beobachtete Anstieg des SST-Gradienten des äquatorialen Pazifiks während der letzten hundert Jahre (Cane et al., 1997). Ohne den verstärkten SST - Gradienten kann es in den Modellen nicht zur positiven Rückkopplung mit weiterem intensivierten Aufsteigen kommen. Dies ist ein weiterer Teilaspekt, der zu der zu hohen simulierten Klimaerwärmung beiträgt.

Als Indikator für die Wechselwirkungen zwischen Ozean und Atmosphäre dienen unter anderem der Wärmeinhalt der Mischungsschicht, die latenten und sensiblen Temperaturflüsse und konvektiven Niederschläge sowie die SST. Als Anregung für geänderte Zirkulationsmuster können SST - Anomalien dienen. Die Konvektionszentren, vor allem in den tropischen Ozeanen, können durch eine veränderte SST verschoben werden wie auch die zonalen und meridionalen Strömungen der Atmosphäre. Mit veränderter Konvektion werden auch der Feuchtehaushalt beeinträchtigt und Niederschlagsgebiete verschoben. Um den Einfluß der SST auf die Zirkulation des Kontrollaufes zu prüfen, werden Composites der SST für die zwei Moden des Zonalwindes berechnet.

Das Wintermittel der SST (Abbildung 25) zeigt die gewohnte Struktur hoher Temperaturen in den Tropen und zu den höheren Breiten hin abnehmender SST - Werte. Auch die „kalte Zunge“ am Äquator vor der amerikanischen Küste, die unter anderem durch Aufquellen kälteren Wassers aus tieferen Schichten entsteht, ist gut zu erkennen. Die Composites der Anomalien der SST (Abbildung 26) zeigen eine sehr unterschiedliche Struktur für die beiden Zeiträume mit schwachem beziehungsweise starken PNJ. Dabei sind die absoluten Tempera-

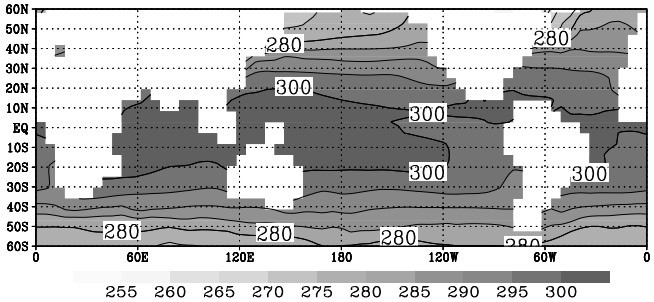
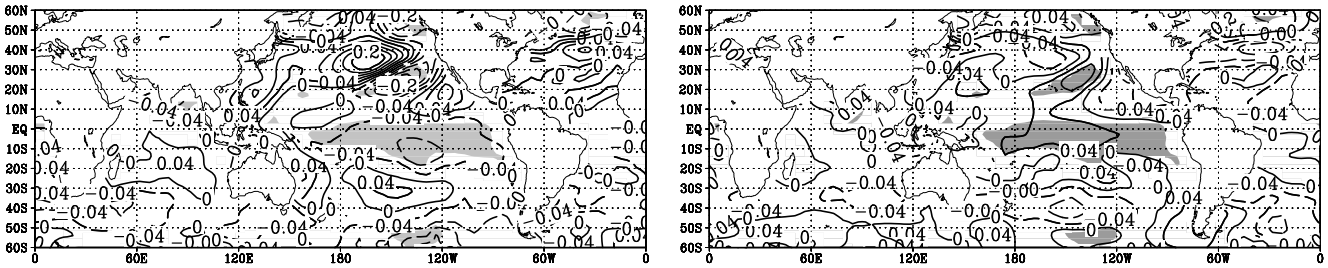



**Abb. 25:** *Wintermittel der Meeresoberflächentemperatur [K]. Die y - Achse zeigt die geographische Breite von 60° N bis 60° S. Auf der x - Achse ist die geographische Länge aufgetragen. Das Konturintervall beträgt 5 K.*




a b

**Abb. 26:** *Composites (Wintermittel) der Meeresoberflächentemperaturanomalien [K] im Mode starken (a) und schwachen (b) Zonalwindes. Das Konturintervall beträgt 0.04 K. Schattierte Bereiche: Siehe Abbildung 13.*

turunterschiede sehr klein, sie liegen im Bereich von $-0.2°$ K bis $0.2°$ K. In den Tropen sind die Unterschiede noch geringer. Sie schwanken zwischen $-0.08°$ K und $0.04°$ K. Allerdings ist die Variabilität der tropischen SST insgesamt niedrig, so daß die beobachteten Anomalien durchaus sinnvoll interpretiert werden können. Zudem handelt es sich bei den Composites der Anomalien der SST um Mittel über jeweils mehr als hundert Jahre, die Mittelwertsbildung über diese große Zeitspanne führt zu geringeren Schwankungen der SST.

Im Falle starken Zonalwindes (Abbildung 26 a) zeigt sich im tropischen Pazifik eine Abkühlung mit einem Maximum von $-0.08°$ K. Dies ist das Muster, das Cane et al. (1997) in Beobachtungen dieses Jahrhunderts finden. Im ECHAM 3 / LSG - Modell zeigt das Muster säkulare Schwankungen. Falls sich der beobachtete Trend dem Kontrollauf entsprechend mit säkularer Variabilität umkehrt, bedeutet das eine erhöhte globale Mitteltemperatur und verstärkte Folgen der globalen Erwärmung. Die Ähnlichkeit der Abbildung 26 a) mit dem von Cane et al. (1997) gezeigten Trend läßt vermuten, daß sich das Klimasystem im Falle real existierender säkularer Variabilität im Moment im Mode anomal starken zonal gemittelten Zonalwindes befindet. Dies ist ein erster Anhaltspunkt für die Einordnung des Zustandes des Klimasystems in die Zeitreihe der säkularen Variabilität. In der Abbildung 26 a) treten

positive Anomalien hauptsächlich in den nördlichen Subtropen auf, im westlichen Pazifik bei etwa 35° N werden Maxima um 0.2° K erreicht. Südlich davon zwischen 20° N und 30° N kühlt sich der östliche Pazifik im Vergleich zum Mittel um 0.2° K ab. Im Indischen Ozean zeigt sich im Golf von Bengalen eine weitere signifikante Abkühlung von −0.04° K. Hier ist der statistisch signifikante Bereich jedoch sehr klein. Allerdings ist der Indische Ozean besonders im östlichen Bereich in der Nähe des maritimen Kontinents eine klimatisch äußerst bedeutsame Region (Ramage, 1968; Nitta und Yamada, 1989; Chen und Houze Jr., 1997; Allan et al., 1995).

Bei schwachem Zonalwind dagegen (Abbildung 26 b) ist der zentrale, tropische Pazifik um 0.04° K wärmer. Die signifikante Erwärmung im Indischen Ozean liegt in der Nähe von Sri Lanka. Die Erhöhung der Temperatur im tropischen, zentralen Pazifik müßte für vermehrte Konvektion und damit für eine verschobene Walkerzirkulation sorgen. Um dies zu prüfen, wird das Geschwindigkeitspotential untersucht.

## 7.2 Das Geschwindigkeitspotential

Ein Indikator für die Lage der maximalen Divergenz und Konvergenz in den betrachteten Atmosphärenschichten ist das Geschwindigkeitspotential. Es erlaubt eine Aussage über vorhandene Zirkulationszellen. Um die Walker- und Hadleyzirkulation zu untersuchen, bietet es sich an, das Geschwindigkeitspotential unterhalb der Tropopause zu untersuchen. Deshalb werden die Composites des Geschwindigkeitspotentials für die beiden selektierten Moden in 200 hPa berechnet (Abbildung 28 a,b). Positive Werte bedeuten Konvergenz, negative zeigen Divergenz.

Im Mittel (Abbildung 27) ist die Walkerzirkulation mit Aufsteigen über dem maritimen Kontinent und Absinken vor der amerikanischen Küste zu sehen. Der Konvergenzbereich an der Tropopause dehnt sich über den gesamten Atlantik, Afrika und große Teile Asiens aus.

Nördlich des maritimen Kontinents ist für den Mode starken Zonalwindes (Abbildung 28 a) ein Bereich von Divergenz an der Tropopause zu erkennen, dies deutet auf ein Konvergenzgebiet am Boden hin. Über dem Subtropenhoch im östlichen Pazifik treten Absinkbewegungen auf und somit ist es für den Fall starker Zonalwinde etwas stärker ausgeprägt (Siehe Abbildung 16 c).

Das Composite für den Mode anomal schwachen Zonalwindes (Abbildung 28 b) weist lediglich geringe Anomaliewerte auf und zeigt nicht die klaren Strukturen, die im Mode starken Zonalwindes zu sehen sind. Signifikant ist lediglich das Divergenzgebiet über dem Subtropenhoch im östlichen Pazifik an der Tropopause. Es zeigt ebenfalls die Abschwächung des Subtropenhochs, die auch in den Composites der geopotentiellen Höhe geringfügig zu erkennen ist (Abbildung 16 d).

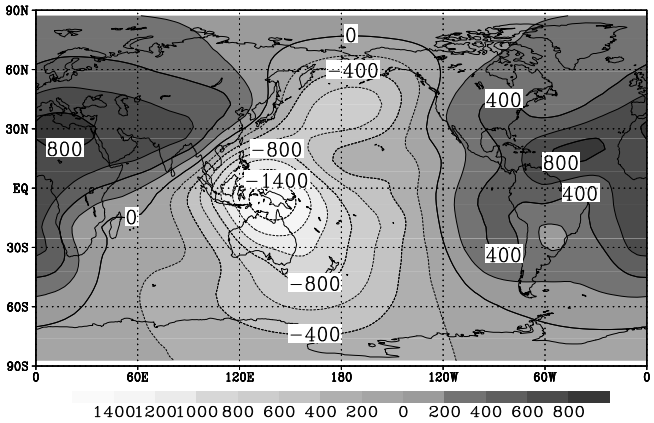



**Abb. 27:** *Wintermittel des Geschwindigkeitspotentials* $[\frac{m^2}{s*10^4}]$ *in 200 hPa. Das Konturintervall beträgt 200* $[\frac{m^2}{s*10^4}]$.

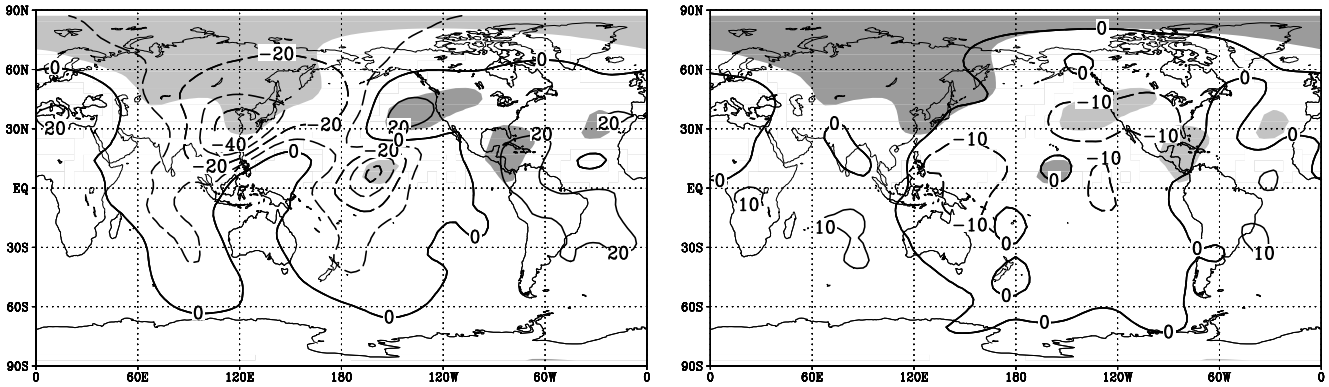



**Abb. 28:** *Composites* $(\overline{DJF})$ *der Anomalien des Geschwindigkeitspotentials* $[\frac{m^2}{s*10^4}]$ *in 200 hPa für den Mode starken (a) beziehungsweise schwachen (b) Zonalwindes. Das Konturintervall beträgt 10* $[\frac{m^2}{s*10^4}]$. *Schattierte Bereiche: Siehe Abbildung 13.*

## 7.3 Alëutentief und PNJ

Ramage (1968) zeigt am Beispiel zweier signifikant unterschiedlicher Jahre im Januar den Zusammenhang zwischen der Konvektion über dem maritimen Kontinent und dem Alëutentief. Im Januar 1963 waren der STJ, das Alëutentief und das Sibirienhoch ungewöhnlich stark ausgeprägt und im selben Jahr kam es zu starkem Niederschlag über dem östlichen Malaysia und zu anomal geringem Niederschlag über Neuguinea. 1964 war das Jahr mit umgekehrten Extremen, das Alëutentief lag weiter östlich als gewöhnlich und der Druckgradient zwischen ihm und dem Sibirienhoch war nur halb so groß wie im Jahr zuvor. Die Konvektion über dem maritimen Kontinent war anomal gering, die über Neuguinea dagegen normal. Es wird angenommen, daß eine verstärkte Konvektion über dem maritimen Kontinent, insbesondere über dem östlichen Malaysia, das Alëutentief durch nach Nordosten wandernden Drehimpuls mit Energie versorgen kann. Fehlt dieser Transport, so wird das Alëutentief anomal schwach. In

den Abbildungen des Geschwindigkeitspotentials ist der Bereich des maritimen Kontinents zu weniger als 95% Prozent statistisch signifikant und kann nicht interpretiert werden. Lediglich in Abbildung 28 a) tritt im zentralen Pazifik ein signifikanter Divergenzbereich in 200 hPa auf. Allerdings läßt sich die Hypothese nicht mit den Berechnungen des Geschwindigkeitspotentials überprüfen, auch wenn das starke (abgeschwächte) Subtropenhoch im östlichen Pazifik auf ein geringeres (stärkeres) Alëutentief schließen läßt.

In Beobachtungen (van Loon und Labitzke, 1987) zeigt sich der Zusammenhang zwischen Alëutentief und stratosphärischem Polarnachtstrahlstrom. Der PNJ wird offenbar durch ein starkes Alëutentief gestört. Hier wird vermutet, daß durch adiabatisches Absinken und damit verbundene Erwärmung im Randbereich des Wirbels beim verstärkten Alëutenhoch der Stratosphäre der polare Wirbel gestört wird. Allerdings kann dieser Prozess im Modell nicht ausschlaggebend sein, da entgegen der Beobachtungen in der Stratosphäre gleichzeitig mit einem starken PNJ ein starkes Alëutenhoch auftritt (siehe Abbildung 13 b). Im Modell weist das Alëutentief der Troposphäre außerdem zu niedrige Druckwerte im Vergleich zu den Beobachtungen auf. In der Troposphäre wird allerdings den Beobachtungen entsprechend das abgeschwächte Alëutentief zeitgleich mit dem stark ausgeprägten Polarwirbel (Abbildung 14 b) simuliert.

Eine weitere Überlegung ist, daß bei einem stark ausgeprägten Alëutentief mehr Energie in die Stratosphäre transportiert werden kann und dadurch der polare Wirbel in seiner annähernd symmetrischen, zyklonalen Zirkulation beeinträchtigt wird. Es ist ein starker Unterschied in den Composites der geopotentiellen Höhe im 50 hPa - Niveau (Abbildung 13) im Bereich des polaren Tiefdruckgebietes zu sehen. Die Ursache für die Verstärkung beziehungsweise Abschwächung des Wirbels liegt vermutlich im unterschiedlichen Transport langwelliger Störungen von der tiefen in die hohe Atmosphäre. Im Randbereich des PNJ beeinträchtigt ein verstärkter Transport von Wellenenergie von der Troposphäre in die Stratosphäre durch ein anomal starkes Alëutentief die Zonalwinde des Wirbels, die durch die Störung abgeschwächt werden. Den Energietransport von der Troposphäre in die Stratosphäre kann man mit Hilfe des Eliassen - Palm - Flusses bestimmen.

## 7.4 Der Eliassen - Palm - Fluß

Die Ausbreitung der Energie der Eddies (Wirbel) in vertikaler und meridionaler Richtung wird mit dem Eliassen - Palm - Fluß beschrieben. Der Vektor

$$\vec{F} = (-\rho_R[u^*v^*], \rho_R f[v^*\Theta^*]/\Theta_{Rz'}) \tag{2}$$

ist parallel zur lokalen Gruppengeschwindigkeit (James, 1994). Dabei ist $\vec{F}$ der Eliassen - Palm - Fluß, $\rho_R$ die Dichte der Standardatmosphäre, f der Coriolisparameter, $[u^*v^*]$ der

polwärts gerichtete Impulsfluß der Störungen, $[v^*\Theta^*]$ der polwärts gerichtete potentielle Temperaturfluß der Störungen und $\Theta_{Rz'}$ die Vertikalkomponente der potentiellen Temperatur der Standardatmosphäre. Um die Ausbreitung der Störungen und ihre Wechselwirkung mit der mittleren Grundströmung darzustellen, werden die Komponenten und die Divergenz von $\vec{F}$ berechnet. Dabei zeigen die Vektorkomponenten die Ausbreitung der Störungen, während die Divergenz die Erzeugung und Dissipation der Störungen und ihre Wechselwirkung mit der mittleren Grundströmung beschreibt (James, 1994).

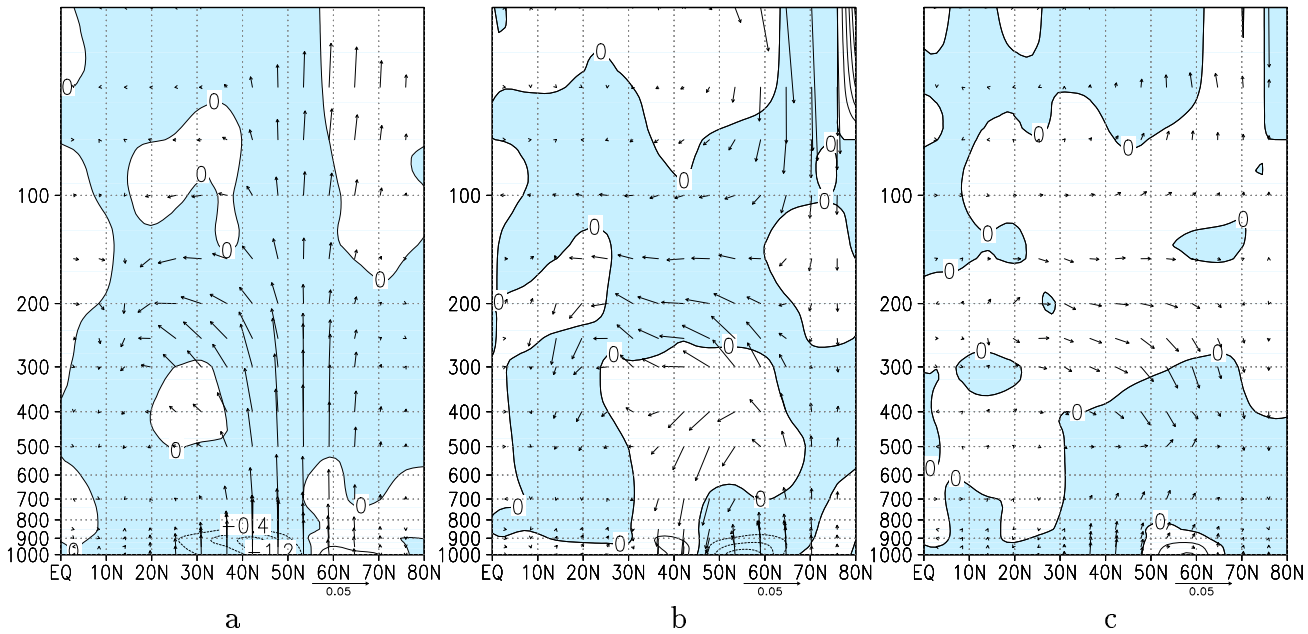



**Abb. 29:** *Composites ($\overline{DJF}$) Eliassen - Palm - Flusses des Kontrollaufes gewichtet mit dem Druck als zonales Mittel im Mittel über alle Jahre (a) und der Anomalien im Mode starken (b) und schwachen (c) Zonalwindes. Konturintervalle der Divergenz sind im Mittel (a): 0.4 [$10^4 \cdot \frac{m}{s^2}$], bei den Anomalien (b) und (c): 0.04 [$10^4 \cdot \frac{m}{s^2}$]. Skalierungsfaktoren des Mittels über alle Jahre sind für $\vec{F_y}$ : 0.5 ; $für \vec{F_z}$ : 150 und für $\vec{F_{div}}$ : $10^4$, die Anomalien haben folgende Skalierungsfaktoren für $\vec{F_y}$ : 10 ; $für \vec{F_z}$ : $3 * 10^3$ und für $\vec{F_{div}}$ : $10^4$. Die schattierten Flächen zeigen die Bereiche negativer Divergenz.*

Im Mittel über alle Jahre (Abbildung 29 a) ist der Energietransport aus mittleren Breiten in Richtung Tropen in der oberen Troposphäre das entscheidende Merkmal. Außerdem sieht man eine Ausbreitung der Energie der Wirbelstörungen aus der Troposphäre in die Stratosphäre. Die negative Divergenz von $\vec{F}$ zeigt Quellbereiche der Wirbelstörungen, die positive Divergenz dagegen die Dissipation der Eddies. Eine besonders starke Erzeugung von Störungen findet zwischen 55° N und 20° N in der unteren Troposphäre statt. Näher zum Pol hin werden dagegen Eddies vernichtet.

In den Composites des Modes anomal starken Zonalwindes (Abbildung 29 b) kommt es in

der oberen Troposphäre von 60° N an zu einem vermehrten Energietransport in Richtung Tropen. Zwischen 30 und 60° N ist der Transport verringert. in die Stratosphäre herrscht ein verminderter nach oben gerichteter Energietransport vor. Dieser verminderte Transport kann einen gleichmäßigen, verstärkten Wirbel in der Stratosphäre unterstützen.

Die Anomalien des Modes anomal schwachen Zonalwindes (Abbildung 29 c) zeigen einen verringerten Energietransport zu den Tropen, stattdessen ist der Transport in die Stratosphäre leicht verstärkt. Dies kann eine mögliche Ursache für die Schwächung des PNJ darstellen.

## 7.5 Chaos in der Zeitreihe ?

Mittlerweile stehen weitere 850 Jahre des Kontrollaufes des ECHAM 3 / LSG - Modells zur Verfügung. Natürlich ist es interessant zu sehen, wie sich der Zonalwind während der weiteren Simulation verhält. Zu diesem Zweck wird erneut die erste EOF des zonal gemittelten Zonalwindes der Nordhemisphäre berechnet, diesmal für die gesamten 1848 Jahre. Die zur ersten EOF gehörende 30 - jährig gleitend gemittelte erste Hauptkomponente ist in Abbildung 30 dargestellt.

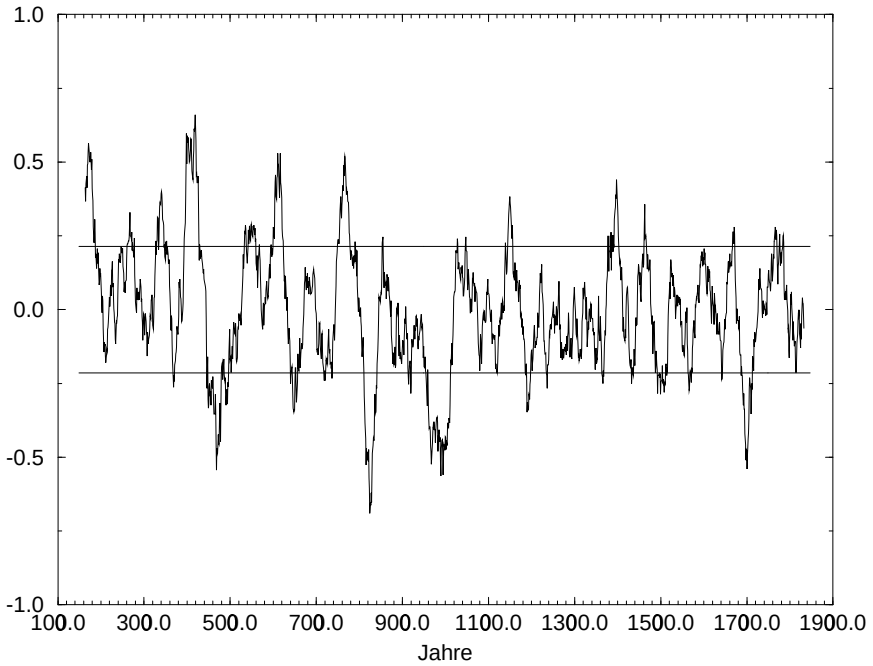



**Abb. 30:** *30 - jähriges, gleitendes Mittel der ersten Hauptkomponenten der ersten EOF des zonal gemittelten Zonalwindes des Kontrollaufes im Winter der Nordhemisphäre (20° N - 85.76° N). Die waagerechten Linien kennzeichnen eine positive beziehungsweise eine negative Standardabweichung der geglätteten Zeitreihe.*

Zuerst kann festgestellt werden, daß die Zeitreihe des zonal gemittelten Zonalwindes keinen Trend aufweist und stabil bleibt. Auffallend ist , daß ab dem Jahr 1000 des Kontrollaufes die

Amplitude der Schwingung deutlich kleiner wird. Auch die Periode der Variabilität scheint auf den ersten Blick kürzer zu werden. Um dies zu prüfen wird die Zeitreihe der Rohdaten fouriergefiltert. Diese Bandpaßfilterung wird im Bereich von 15 bis 35 Jahren und von 70 bis 110 Jahren durchgeführt. Von den fouriergefilterten Zeitreihen wird die Standardabweichung berechnet und 500 - jährig gleitend gemittelt. Das Resultat ist in Abbildung 31 zu sehen. Die

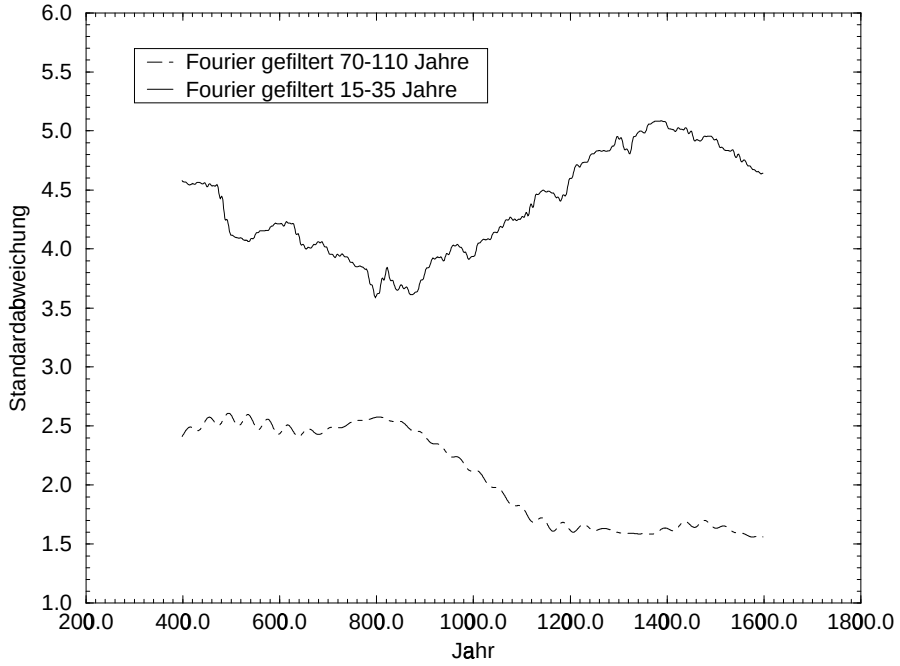



**Abb. 31:** *500 - jährig gleitend gemittelte Standardabweichung der fouriergefilterten ersten Hauptkomponenten zur ersten EOF des zonal gemittelten Zonalwindes des Kontrollaufes im Winter der Nordhemisphäre (20° N - 85.76° N). Die Bereiche der Bandpaßfilterung sind 70 - 110 Jahre (gestrichelt) und 15 - 35 Jahre (durchgezogene Linie).*

langen Perioden sind während der ersten 900 Jahre annähernd konstant in ihrem Anteil an der gesamten Variabilität. Ab dem Jahr 900 nimmt der Einfluß der niederfrequenten Variabilität ab und die kürzeren Perioden werden zunehmend ausschlaggebend für die Oszillation. Erst am Ende der Simulation ab dem Jahr 1400 gehen die kürzeren Schwingungen zurück, allerdings ist bei den langen Perioden kein Anstieg zu bemerken. Der Rückgang der kürzeren Perioden kann auf einen Übergang hin zu längerperiodischer Variabilität im dekadischen Bereich zurückgeführt werden (siehe Abbildung 30), die unterhalb von 70 Jahren liegt und damit durch die Fourierfilterung nicht erfaßt wird. Das Ergebnis des Umspringens der Variabilität zu höherfrequenten Variationen wird auch mit der Wavelet - Analyse des NAO - Indexes erreicht (siehe Abbildung 24). Das Spektrum zeigt einen Regimewechsel von säkularer zu interdekadischer Variabilität. Diese beiden Resultate verdeutlichen den engen Zusammenhang zwischen der Variabilität der Moden des zonal gemittelten Zonalwindes und der NAO.

Das recht plötzliche Umspringen zwischen mehreren Moden der Variabilität deutet auf einen chaotischen Prozeß hin. Der nach Lorenz benannte seltsame Attraktor ist eine begrenzte Region im Phasenraum, von dem alle benachbarten Trajektorien asymptotisch angezogen werden. Er besteht aus zwei instabilen Fixpunkten im Phasenraum, die jeweils einem Zustand des Klimasystems zugeordnet werden können. Die Trajektorienverläufe des Systems werden von diesen beiden Punkten geprägt. Die Ursprungstrajektorie wird unmittelbar von einem Fixpunkt angezogen, kreist dann eine gewisse Zeit um den Punkt, um dann plötzlich in den Einflußbereich des anderen Fixpunktes überzugehen. Dieser Wechsel ist stochastischer Natur. Das Umspringen wiederholt sich im unregelmäßigen Wechsel. Seltsame Attraktoren haben ein unvorhersagbares, chaotisches Verhalten. Die Unvorhersagbarkeit resultiert aus der aperiodischen Bewegung sowie der fehlenden Korrelation der zeitlich weit auseinander liegenden Zustände. Die Eigenschaft, die den Attraktor seltsam macht, ist die starke Abhängigkeit von den Anfangsbedingungen. Das Umspringen zwischen verschiedenen Perioden in der Zeitreihe des zonal gemittelten Zonalwindes (Abbildung 31) kann dementsprechend vermutlich auf chaotische Prozesse innerhalb des Atmosphäre - Ozean - Systems zurückgeführt werden.

Als möglicher Auslöser niederfrequenter Variabilität gilt die thermohaline Zirkulation der Ozeane. Dabei ist der Nordatlantik von entscheidender Bedeutung, da hier die Tiefenwasserproduktion stattfindet, die die meridionale Ozeanzirkulation antreibt. Für die Betrachtung des Ozeans werden Daten von Timmermann (1998) verwendet. Er berechnete das Maximum der meridionalen Stromfunktion im Nordatlantik. Dafür wurde zunächst die meridionale Stromfunktion für den Atlantik berechnet. Im Bereich von 0° N bis 90° N wurde das Maximum des Stromfunktionsdatenfeldes gesucht, das von Zeitschritt zu Zeitschritt zwischen ein paar Gitterpunkten schwankt und daraus wurde die Zeitreihe gebildet.

Im Vergleich mit der Zeitreihe des zonal gemittelten Zonalwindes (Abbildung 32) zeigen sich Übereinstimmungen. Auch die thermohaline Zirkulation ist stabil und weist keinen Trend auf. Allerdings hat die Zeitreihe der Meridionalzirkulation des Nordatlantik eine etwas längere Periode von ungefähr 135 Jahren. Insofern ist es auch schwer festzustellen, ob die Atmosphäre oder der Ozean der führende Parameter ist. Da die Schwingungen nicht in ihrer Periode übereinstimmen, liegt der höchste Korrelationswert der beiden Zeitreihen nur bei etwa 0.3. Auch in der thermohalinen Zirkulation ist der Übergang hin zu kürzeren Schwingungsperioden ab dem Jahr 1000 zu sehen.

Dies könnte ein Umspringen der thermohalinen Zirkulation von Tiefenwasserproduktion zum Einbruch der Tiefenwasserproduktion darstellen. Aus Eisbohrkernen ist bekannt, daß es während und nach den Eiszeiten große und plötzlich auftretende Klimaänderungen im Bereich des Nordatlantiks gab. Manabe und Stouffer (1995) simulierten mit ihrem gekoppelten Atmosphären - Ozean - Modell den Einbruch der thermohalinen Zirkulation durch einen großen Frischwassereintrag in den Nordatlantik. Das Frischwasser niedriger Dichte verringert den Wärmeaustausch zwischen der Atmosphäre und dem Ozean und erhöht dadurch die Tempe-

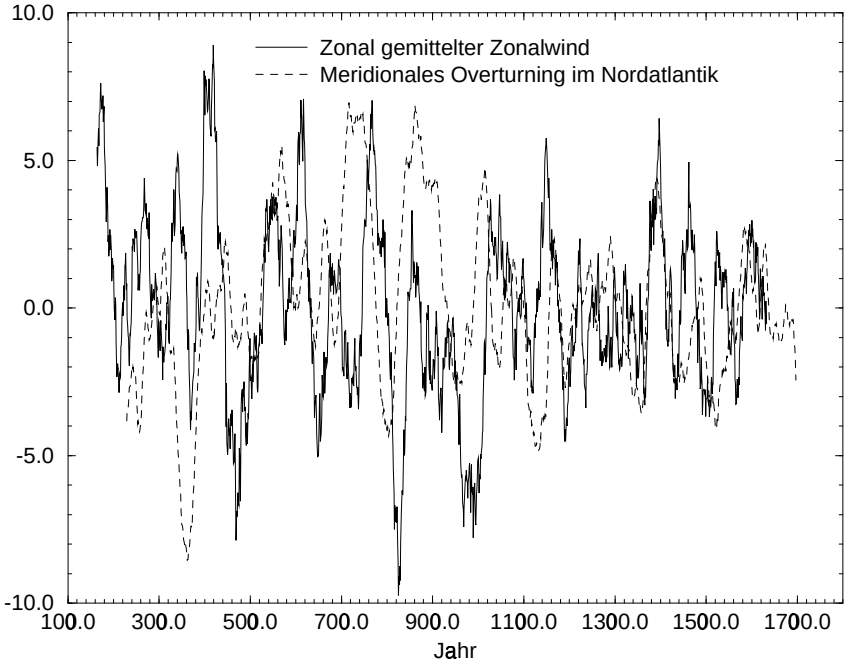



**Abb. 32:** *Erste Hauptkomponente des zonal gemittelten Zonalwindes (durchgezogene Linie) des Kontrollaufes im Winter der Nordhemisphäre (20° N - 85.76° N) und Maximum der meridionalen Stromfunktion (gestrichelt) des LSG - Modells im Nordatlantik (Timmermann, 1998). Das Maximum der meridionalen Stromfunktion ist um 79 Jahre nach hinten verschoben, bei dieser zeitlichen Verlagerung wird der maximale Korrelationskoeffizient von 0.3077 erreicht.*

ratur des oberflächennahen Wassers. Darauf bricht die thermohaline Zirkulation innerhalb der ersten Dekade zusammen. Während der zweiten und dritten Dekade wird die thermohaline Zirkulation verstärkt und erreicht beinahe den Ausgangswert; ab dem Jahr 40 der Simulation bricht sie jedoch wieder zusammen. Im Modell zeigt sich eine Ausdehnung der nordwärts gerichteten Advektion warmen Oberflächenwassers, die die thermohaline Zirkulation verstärkt. Ab dem Jahr 40 verschwindet die Ausdehnung der Advektion nach Norden und die SST und der Salzgehalt an der Meeresoberfläche (SSS) werden kleiner. Danach folgt ein langsamer Anstieg der SST und des SSS über 150 Jahre bis der Anfangswert erreicht wird. Auch Weaver und Sarachnik (1991) zeigen in ihrem allgemeinen Zirkulationsmodell eine Oszillation zwischen dem Zustand der Tiefenwasserproduktion und zusammengebrochener thermohaliner Zirkulation. Die Schwingung hat eine Periode im dekadischen Bereich. Advektive Prozesse, die mit dem horizontalen Transport von Salz- und Temperaturanomalien zusammenhängen, bestimmen den zeitlichen Maßstab der Schwankung im Modell von Weaver und Sarachnik (1991).

Gestützt wird die Beobachtung der plötzlichen Sprünge im ECHAM 3 / LSG - Modell von einer weiteren Berechnung von Timmermann (1998) (Abbildung 33). Er bestimmt einen Index

des Druckes im Meeresniveau. Der Druck wird im Bereich von Grönland zwischen 30° W bis 34° W und von 70° N bis 80° N gemittelt. Die Zeitreihe ist 50 - jährig gleitend gemittelt. Die

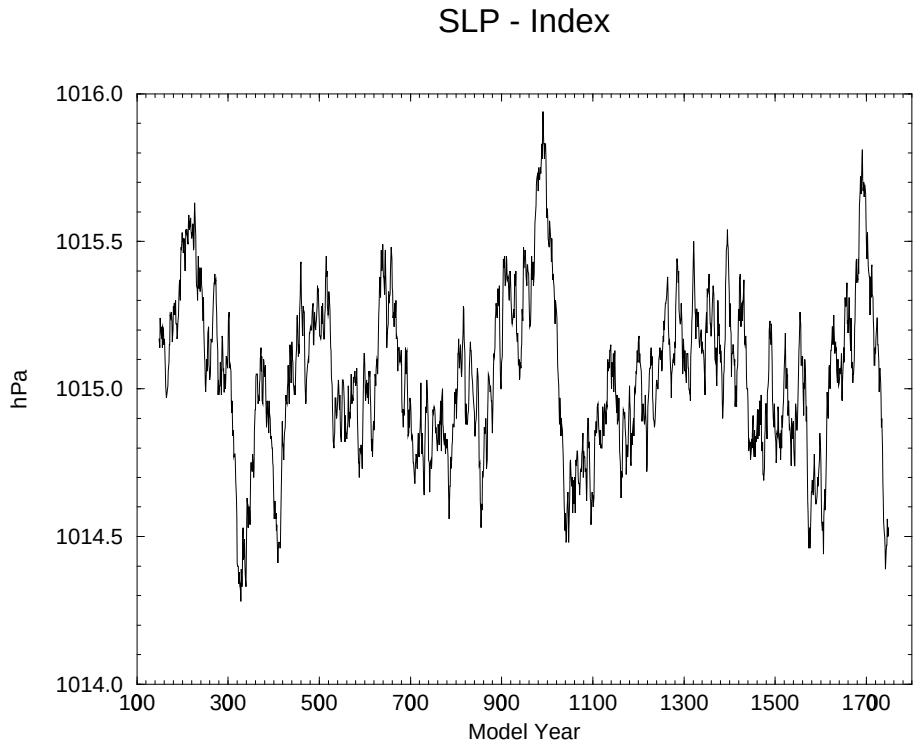



**Abb. 33:** *Meeresniveaudruck [hPa] des ECHAM 3 / LSG - Modells im Bereich von Grönland für 1600 Jahre des Kontrollaufes (Timmermann, 1998). Der Druck ist von 30° W bis 34° W und von 70° N bis 80° N gemittelt. Die Zeitreihe wurde 50 - jährig gleitend gemittelt.*

Zeitreihe zeigt ähnlich wie der Zonalwind und die thermohaline Zirkulation in den ersten 1000 Jahren interdekadische Variabilität. Zwischen den Modelljahren 1050 und 1500 herrschen kürzere Schwingungsmodi vor, die von einer multisäkularen Schwankung überlagert werden. Die höherfrequenten Schwingungen entsprechen den zuvor gezeigten Zeitreihen, die überlagerte lange Variation kann in den Zeitreihen des Zonalwindes und der thermohalinen Zirkulation nicht beobachtet werden. Um das Jahr 1700 erscheint ein ausgeprägtes Maximum der Amplitude der Oszillation des SLP. Dies könnte auf ein Wiedereinsetzen der niederfrequenten Variabilität hindeuten. Entsprechend kann auch die Zeitreihe des Zonalwindes und der thermohalinen Zirkulation wieder zu größeren Zeitskalen springen. Zur genaueren Untersuchung müssten die möglichen Auslöser für das Umspringen bestimmt werden. Dazu können die Dauer des Verbleibens in einem Zustand oder auch bestimmte „Schwellenwerte“ zählen. Dies können zum Beispiel ein genügend hoher Salzgehalt im Nordatlantik oder ausreichend hohe Temperaturen über der Aufquellzone des Tiefenwassers sein. Im Fall des meridionalen Overturnings wird so vielleicht die thermohaline Zirkulation wieder gestartet. Gewisse Faktoren, zum Beispiel ein zu hoher Salzgehalt können auch in umgekehrter Richtung zu einem Umspringen der Schwingung beziehungsweise Zusammenbrechen der Zirkulation führen. Dies

kann ein Grund für das Einbrechen der Amplitude und Periodizitätsskalen ab dem Jahr 1000 sein.

In der Zeitreihe des Zonalwindes ist nur ein vernachlässigbarer Anstieg der Amplitude und eine geringfügige Verschiebung hin zu längeren Zeitskalen am Ende des Kontrollaufes zu sehen. Der Zonalwind läuft synchron mit dem Druck im Meeresniveau, also müßte ein plötzliches Umspringen der Variabilität beim Jahr 1700 erfolgt sein. In diesem Jahr tritt eine größere Amplitude auf, aber direkt danach dominiert die kleinamplitudige, höherfrequente Variabilität wieder. Eventuell zeigt die Zeitreihe lediglich den Einschwingprozess des gekoppelten Modells. Der Ozean wurde zwar, um seine eigene Einschwingphase nicht mitberücksichtigen zu müssen, vor dem Start der gekoppelten Simulation mehrere Jahrtausende einzeln gerechnet, aber auch danach kann das System noch mehrere hundert Jahre oszillieren. Dies wird durch den sogenannten Kopplungsschock bei dem Ankoppeln der Atmosphäre an den Ozean verursacht.

Die Frage ist, ob es sich um ein chaotisches Verhalten handelt, das im Ozean auftritt und dann an die Atmosphäre weitergegeben wird, oder ob ein Einschwingprozess des Modells die Ursache der Variabilität darstellt. Ein längerer Kontrollauf wäre hilfreich für die weiteren Untersuchungen bezüglich der Einschwingphase. Außerdem muß geprüft werden, ob in der Natur ein ähnliches Verhalten im säkularen Periodenbereich beobachtet werden kann und ob auch hier Chaos den Prozeß bestimmt. Dabei können durchaus neben den chaotischen Bedingungen noch andere physikalische Prozesse wirken, allerdings wahrscheinlich nur in einer untergeordneten Position. Dabei können die Prozesse eventuell das chaotische Verhalten zwar beeinflussen, aber nicht bestimmen.

# 8 Diskussion und Ausblick

In dieser Arbeit wird die säkulare Variabilität der gekoppelten troposphärischen und stratosphärischen Zirkulation, die im Modell ECHAM 3 / LSG auftritt, untersucht. Dazu wird als diagnostische Größe der Zirkulation der zonal gemittelte Zonalwind betrachtet. Mit statistischen Methoden werden Moden anomal starken beziehungsweise anomal schwachen Zonalwindes selektiert, die genau wie die gekoppelte Zirkulation säkulare Variabilität aufweisen. Für diese Jahre werden Composites mit den anderen Modellgrößen erstellt. Dadurch werden an der Schwingung beteiligte Variablen identifiziert. Mit dieser statistischen Methode wird säkulare Variabilität im polaren Wirbel gezeigt. Für den Zustand schwachen Zonalwindes kommt es zu einem verstärkten Transport planetarer Wellenstörungen von der Troposphäre in die Stratosphäre. Da gleichzeitig das Alëutentief anomal stark ausgeprägt ist, wird hier ein Zusammenhang zur vertikalen Wellenpropagation vermutet. Die Stärkung des Alëutentiefs kann über eine anomale SST in Verbindung mit verschobenen Walker- und Hadleyzellen geschehen, die Energie in Form von Impuls zu den Alëuten transportieren. Eine veränderte thermohaline Zirkulation kann die SST - Anomalien bewirken. Die Zeitreihe der meridionalen Zirkulation im Nordatlantiks zeigt eine Schwingung im säkularen Bereich. Der Auslöser für diese Variabilität kann im Zusammenbruch der Tiefenwasserproduktion liegen, die sich nach Dekaden wieder erholt.

Die Variabilität der Temperatur des Kontrollaufes ist im Vergleich zu den beobachteten Werten der letzten Dekaden sehr groß. Bei der Abkühlung über der Davisstraße zeigt das Modell den doppelten Beobachtungswert. Die gemessene Erwärmung über dem nordwestlichen Teil Russlands wird im Modell zu zwei Dritteln wiedergegeben. Durch die Variation der Temperatur des Kontrollaufes können mit diesem berechnete Treibhausszenarien eine zu hohe oder zu niedrige Temperatur aufweisen, je nach Zeitpunkt des Starts der Simulation. Der NAO - Index zeigt sowohl im Modell als auch in Beobachtungen säkulare Variationen. Dabei treten in den Beobachtungen die ultralangen Perioden erst im neunzehnten Jahrhundert auf und können so eventuell auf den Beginn der Industrialisierung zurückgeführt werden. Andererseits kann dies auch Regimesprünge chaotischer Natur zeigen, vorausgesetzt daß die säkulare Variabilität bereits vor dem untersuchten Zeitraum aufgetreten ist. Auch im Modell kann nicht eindeutig festgestellt werden, ob die langen Oszillationen nur einen Einschwingprozeß darstellen oder wieder auftreten werden. Die Betrachtung der gesamten 1848 Jahre der Zeitreihe des zonal gemittelten Zonalwindes zeigt einen Wechsel der Periodenbereiche der Schwingung hin zu kürzeren Zeitskalen. Auch dieser Wechsel kann als Regimesprung interpretiert werden. Ab dem Jahr 1000 des Kontrollaufes dominieren interdekadische Variationen über die säkularen. Ein Vergleich mit der Zeitreihe eines SLP - Indexes bekräftigt die Hypothese des Regimesprungs, da ab dem Jahr 1600 der Zeitreihe die großen Amplituden und niederen Frequenzen wieder dominieren. Um zu sehen, ob die vorhandene niederfrequen-

te Variabilität des ECHAM 3 / LSG - Modells auch in anderen Modellen zu beobachten ist, wird eine Berechnung mit dem ECHAM 4 / OPYC 3 - Modell durchgeführt. Zum Vergleich

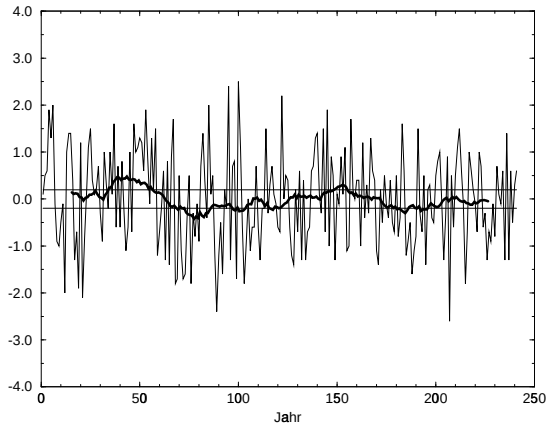



**Abb. 34:** *Die erste Hauptkomponente der ersten EOF des zonal gemittelten Zonalwindes im Winter der Nordhemisphäre (20° N - 85.76° N) des ECHAM 4 / OPYC 3. Die dunkle Kurve zeigt ein 30 jähriges, gleitendes Mittel der Zeitreihe. Die waagerechten Linien kennzeichnen eine positive beziehungsweise eine negative Standardabweichung der geglätteten Zeitreihe.*

wird auch von diesem Lauf die Zeitreihe der ersten Hauptkomponenten der ersten EOF des zonal gemittelten Zonalwindes der Nordhemisphäre im Winter dargestellt (Abbildung 34). Da zur Zeit der Berechnung gerade 240 Jahre des gekoppelten Laufes vorlagen, ist es sehr schwierig, wenn nicht unmöglich, eine Aussage über eine Schwingung im Bereich von hundert Jahren zu treffen. Es gibt Bereiche, in denen die 30 - jährig gleitend gemittelte Zeitreihe eine Standardabweichung übersteigt, so zum Beispiel in den Mitteln über drei Dekaden um das Jahr 40, 75 und 150. Diese 30 - Jahresmittel liegen für eine säkulare Variation zu eng beieinander und zeigen nur interdekadische Variabilität. Außerdem ist es wahrscheinlich, daß dieser Lauf bereits eine Einschwingphase enthält. Für die Berechnungen in dieser Arbeit mit dem ECHAM 3 / LSG - Lauf werden die ersten 200 Jahre nicht verwendet, da in diesem Zeitraum eine Drift des Modells auftrat. Wenn der Lauf des ECHAM 4 / OPYC 3 - Modells demnächst mehrere hundert Jahre lang ist, kann die Überprüfung der niederfrequenten Variabilität in Angriff genommen werden. Interessant wäre auch die Betrachtung anderer komplexer gekoppelter Atmosphären - Ozeanmodelle im Hinblick auf säkulare Variabilität. Ein weiterer wichtiger Schritt ist die Überprüfung der im Modell vorhanden niederfrequenten Variabilität bezüglich real existierender Klimavariabilität. Gut geeignet ist hierfür eine Zeitreihe von Tiefseesedimenten des Nordatlantiks, da diese Region eine wichtige Rolle in der säkularen Variabilität innehat. Hier wird das Tiefenwasser produziert, das die gesamte thermohaline Zirkulation antreibt. Sofern sich die säkulare Variabilität in Beobachtungen nachweisen läßt, wäre es interessant zu wissen, an welchem Punkt der Oszillation wir uns im Moment befinden. Die langfristigen Abschätzungen des Klimazustands können so deutlich verbessert werden.

# Literatur

Aellen, M. (1981), 'Recent Fluctuations of Glaciers', Swiss National Tourist Office, Kümmerly & Frey, Bern. S. 70-89.

Allan, Robert J., A. Lindesay, Janette und J. Reason, Chris (1995), 'Multidecadal Variability in the Climate System over the Indian Ocean Region during the Austral Summer', *Journal of Climate* **8**, 1853–1873.

Alley, Richard B. und Michael L. Bender (1998), 'Grönlands eisiges Klima-Archiv', *Spektrum der Wissenschaft* pp. 50–55.

Anderson, David L. T. und Jürgen Willebrand (1996), *Decadal Climate Variability*, Springer. 480 S.

Appenzeller, C. (1998*a*), EGS - Conference at Nizza.

Appenzeller, C. (1998*b*), NAO - Workshop am MPI.

Appenzeller, C. (1998*c*), http://www.climate.unibe.ch/ christof/div.

Appenzeller, C., J. Schwander, S. Sommer und T. F. Stocker (1998), 'The North Atlantic Oscillation and its imprint on precipitation and ice accumulation in Greenland', *Geophys. Res. Lett.* **25**(11), 1939–1942.

Baumgartner, T.R., A. Soutar und V. Ferreira-Bartrina (1992), 'Reconstruction of the history of Pacific sardine and northern anchovy populations over the past two millennia from sediments of the Santa Barbara basin, California', *CalCOFI Reports* **33**, 24–40.

Brancovic, C., T. N. Palmer, F. Molteni, S. Tibaldi und U. Cubasch (1990), 'Extended range predictions with the ECMWF models: time lagged ensemble forecasting.', *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **116**, 835–866.

Cane, Mark A., Amy C. Clement, Alexey Kaplan, Yochanan Kushnir, Dmitri Pozdnyakov, Richard Seager, Stephen E. Zebiak und Ragu Murtugudde (1997), 'Twentieth-Century Sea Surface Temperature Trends', *Science* **275**, 957–960.

Chang, Jen-Hu (1972), *Atmospheric Circulation Systems and Climates*, The oriental publishing company, Honolulu, Hawaii. 328 S.

Chen, Shuyi S. und R. A. Houze Jr. (1997), 'Interannual variability of deep convection over the tropical warm pool', *Journal Geophysical Research Letters* **102**(D22), 25,783–25,795.

Clement, Amy, Mark Cane und Richard Seager (1998), 'Patterns and Mechanisms of Twentieth Century Climate Change', *World Resource Review* . (Im Druck).

Cook, E. R., R. D. D'Arrigo und K. R. Briffa (1998), 'A reconstruction of the North Atlantic Oscillation using tree-ring chronologies from North America and Europe.', *The Holocene* **8**, 9–17.

Cubasch, U., B. D. Santer, A. Hellbach, G. Hegerl, H. Höck, E. Maier-Reimer, U. Mikolajewicz, A. Stössel und R. Voss (1994), 'Monte Carlo climate change forecasts with a global coupled ocean - atmosphere model', *Clim. Dyn.* **10**, 1–19.

Dansgaard, W., S. J. Johnson, H. B. Clausen und C. C. Langway (1970), Climatic Record Revealed by the Camp Century Ice Core, *in* K. K.Turekian, ed., 'The Late Cenozoic Glacial Ages', Yale, New Haven, pp. 37–56.

Delworth, T. L., S. Manabe und R. J. Stouffer (1993), 'Interdecadal variations of the thermohaline circulation in a coupled ocean-atmosphere model', *Journal of Climate* **6**(11), 1993–2011.

Deutsches Klimarechenzentrum, Modellbetreuungsgruppe (1992), 'The Hamburg Large Scale Geostrophic Ocean General Circulation Model', Technical Report No. 2. Revision 1.

Deutsches Klimarechenzentrum, Modellbetreuungsgruppe (1994), 'The ECHAM 3 Atmospheric General Circulation Model', Technical Report No. 6. Revision 3.

Etling, Dieter (1996), *Theoretische Meteorologie*, Vieweg Verlagsgesellschaft mbH, Braunschweig, Wiesbaden. 318 S.

Friis-Christensen, E. und K. Lassen (1991), 'Length of the Solar Cycle: An Indicator of Solar Activity Closely Associated with Climate', *Science* **254**, 698–700.

Gajewski, K. (1988), 'Late Holocene Climate Changes in Eastern North America Estimated from Pollen Data', *Quat. Res.* **29**, 255–262.

Ghil, M. und R. Vautard (1991), 'Interdecadal oscillations and the warming trend in global temperature time series', *Nature* **350**, 324–327.

Graedel, T. E. und P. J. Crutzen (1994), *Chemie der Atmosphäre*, Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg. 511 S.

Hasselmann, K. (1976), 'Stochastic climate models. part I. theory', *Tellus* **28**, 473–485.

Holton, James R. (1975), *The Dynamic Meteorology of the Stratosphere and Mesosphere*, Vol. 15 of *Meteorological Monographs*, American Meteorological Society. 218 S.

Holton, James R. (1992), *An Introduction to Dynamic Meteorology*, Vol. 48 of *International Geophysics Series*, 3. edn, Academic Press, Inc., California. 511 S.

Houghton, J. T., G. J. Jenkins und J. J. Ephraums (1990), *Climate Change. The IPCC scientific assessment.*, Cambridge University Press, Cambridge.

Hurrel, J. W. und H. van Loon (1997), Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation., *in* 'Climate Change', Int. Workshop on Climate Change at High Elevation Sites, Wengen, Switzerland.

Hurrel, James W. (1995), 'Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation, Regional Temperatures and Precipitation', *Science* **269**, 676–679.

James, Ian N. (1994), *Introduction to circulating atmospheres*, Cambridge atmospheric and space science series, Cambridge Univ. Press, Cambridge. 422 pages.

James, P. M., K. Fraedrich und I. A. James (1994), 'Wave-zonal-flow interaction and ultra-low-frequency variability in a simplified global circulation model', *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **120**, 1045–1067.

Johnson, S. J., W. Dansgaard, H. B. Clausen und C. C. Langway (1970), 'Climatic Oscillations 1200-2000 a.d.', *Nature* **227**, 482–483.

Jones, P.D. (1998), http://ingrid.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.JONES/.landsea.cuf/.

Kodera, Kunihiko, Masaru Chiba, Koji Yamazaki und Kiyotaka Shibata (1991), 'A Possible Influence of the Polar Night Stratospheric Jet on the Subtropical Tropospheric Jet', *J. Meteor. Soc. Japan* **69**(6), 715–721.

Kumar, Praveen (1994), Wavelets in geophysics, Vol. XIII of *Wavelet analysis and its application ; 4*, American Geophysical Union, Acad. Press, San Diego. S 345-357.

LaMarche, V. R. (1974), 'Paleoclimatic Inferences from Long Tree-Ring Records', *Science* **183**, 1043–1048.

Lamb, H. H. (1977), *Climate: Present, Past and Future*, Vol. 2, Methuen, London.

Levitus, Sydney (1989), 'Interpentadal Variability of Temperature and Salinity at Intermediate Depths of the North Atlantic Ocean, 1970-1974 Versus 1955-1959', *J. Geophys. Res.* **94**(C5), 6091–6131.

Liljequist, Gösta H. und Konrad Cehak (1990), *Allgemeine Meteorologie*, 3. edn, Vieweg, Braunschweig. 396 S.

Lorenz, E. N. (1951), 'Seasonal and irregular variations of the Northern Hemisphere sea-level pressure profile', *J. Meteor.* **8**, 52–59.

Manabe, S. und R. J. Stouffer (1995), 'Simulation of abrupt climate change induced by freshwater input to the North Atlantic Ocean', *Nature* **378**, 165–167.

Manley, G. (1974), 'Central England Temperatures: Monthly Means 1659-1973', *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **100**, 389–405.

Manzini, Elisa und Lennart Bengtsson (1994), 'Stratospheric Climate and Variability from a General Circulation Model and Observations. Part 2: Results for March - May, June - August and September - November.', MPI Report No.148. 38 S.

Manzini, Elisa und Lennart Bengtsson (1995), 'Stratospheric Climate and Variability from a General Circulation Model and Observations. Part 1: Results for the December - February Season.', MPI Report No.164. 29 S.

Minobe, Shoshiro (1997), 'A 50-70 year climatic oscillation over the North Pacific and North America', *Journal Geophysical Research Letters* **24**(6), 683–686.

Mysac, L. A. und S. B. Power (1992), 'Sea-ice anomalies in the western Arctic and Greenland-Iceland Sea and their relation to an interdecadal climate cycle', *Climatol. Bull.* **26**, 147–176.

Neftel, A., H. Oeschger und H. E. Suess (1981), 'Secular Non-Random Variations of Cosmogenetic Carbon-14 in the Terrestrial Atmosphere', *Earth and Plan. Sci. Letters* **56**, 127–147.

Nigam, Sumant (1990), 'On the Structure of Variability of the Observed Tropospheric and Stratospheric Zonal-Mean Zonal Wind', *J. Atmos. Sci.* **47**(14), 1799–1813.

Nitta, Tsuyoshi und Shingo Yamada (1989), 'Recent Warming of Tropical Sea Surface Temperature and Its Relationship to The Northern Hemisphere Circulation', *J. Meteor. Soc. Japan* **67**(3), 375–383.

Peixoto, José P. und H. Oort (1992), *Physics of Climate*, American Institute of Physics, New York. 520 S.

Perlwitz, J., H.-F. Graf und I. Kirchner (1996), 'Increasing Greenhouse Effect and Ozone Trends', Poster at the First SPARC General Assembly. Melbourne, Australia.

Perlwitz, J., H.-F. Graf und I. Kirchner (1997), Increasing Greenhouse Effect and Ozone Trends, *in* 'Stratospheric Processes and their role in Climate (SPARC)', Vol. 2 of *World Climate Research Programme*, International Council of Scientific Unions, Intergovernmental Oceanographic Commission, World Meteorological Organization, WMO, pp. 461–464.

Perlwitz, Judith und Hans-F. Graf (1995), 'The Statisical Connection between Tropospheric and Stratospheric Circulation of the Northern Hemisphere in Winter', *Journal of Climate* **8**(10), 2281–2295.

Ramage, C.S. (1968), 'Role of a Tropical 'Maritime Continent' in the Atmospheric Circulation', *Mon. Wea. Rev.* **96**(6), 365–370.

Reiter, E. R. (1963), *Jet-Stream Meteorology*, The University of Chicago Press, Chicago und London.

Riegel, C. A. (1992), *Fundamentals of Atmospheric Dynamics and Thermodynamics*, World Scientific Co. Pte. Ltd. 496 S.

Roeckner, E., K. Arpe, L. Bengtsson, S. Brinkop, L. Dümnil, M. Esch, E. Kirk, F. Lunkeit, M. Ponater, B. Rockel, R. Sausen, U. Schlese, S. Schubert und M. Windelband (1992), 'Simulation of the present-day climate with the ECHAM model: Impact of model physics and resolution', MPI Report No. 93. 172 pages.

Schönwiese, C. D. (1978), 'Central England Temperature and Sunspot Variability 1660-1975', *Arch. Meteor. Geophys. Bioclimatol.* **B26**, 1–16.

Sirén, G. (1961), 'Skogsgränstallen som indikator för klimafluktuationerna i norra Fennoskandien under historisk tid', *Comm. Inst. Forestalis Fenniae* **54**. 66 S.

Stocker, Thomas F. und Lawrence A. Mysac (1992), 'Climatic fluctuations on the century time scale: A review of high-resolution proxy data and possible mechanisms', *Clim. Change* **20**, 227–250.

Stuiver, M. (1980), 'Solar Variability and Climatic Change during the Current Millenium', *Nature* **286**, 868–871.

Stuiver, M. und T. F. Braziunas (1989), 'Atmospheric $^{14}C$ and Century- Scale Solar Oscillations', *Nature* **338**, 405–408.

Tett, S. F. B., T. C. Johns und J. F. B. Mitchell (1997), 'Global and regional variability in a coupled AOGCM', *Clim. Dyn.* **13**, 303–323.

Thompson, L. G. und E. Mosley-Thompson (1989), *Aspects of Climate Variability in the Pacific and the Western Americas*, Vol. 55, geophysical monographs edn, American Geophysical Union, Washington D. C., chapter One-Half Millenia of Tropical Climate Variability as Recorded in the Stratigraphy of the Quelccaya Ice Cap, Peru. S. 15-31.

Timmermann, A. (1998), persönliche Kommunikation.

Timmermann, Axel, Mojib Latif, Reinhard Voss und Anselm Grötzner (1996), 'North Atlantic interdecadal variability: A coupled air-sea mode', MPI Report No. 223.

van Loon, H. und K. Labitzke (1987), 'The Southern Oscillation, Part V: The anomalies in the lower stratosphere of the northern hemisphere in winter and a comparison with the quasi - biennial oscillation', *Mon. Wea. Rev.* **115**, 357–369.

von Storch, Hans und Francis W. Zwiers (1998), *Statistical analysis in Climate Research*, Cambridge University Press. 510 S.

von Storch, Hans und Klaus Hasselmann (1995), 'Climate Variability and Change', MPI Report No. 152. 26 S.

Voss, R., R. Sausen und U. Cubasch (1997), 'Periodically synchronously coupled integrations with the atmosphere-ocean general model ECHAM3/LSG'. 35 pages.

Walker, G. T. und E. W. Bliss (1932), 'World Weather V.', *Mem. Roy. Meteor. Soc.* **4**, 53–84.

Wallace, John M. und David S. Gutzler (1981), 'Teleconnections in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter', *Mon. Wea. Rev.* **109**, 784–812.

Weaver, Andrew J. und E. S. Sarachnik (1991), 'Evidence for Decadal Variability in an Ocean General Circulation Model: An Advective Mechanism', *Atmos.-Ocean* **29**(2), 197–231.

Wilks, Daniel S. (1995), *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*, Academic Press. 467 S.

# A Modellbeschreibung und Experiment

Das in dieser Arbeit verwendete gekoppelte Atmosphären - Ozean - Modell ECHAM 3 / LSG basiert auf dem spektralen Vorhersagemodell des European Centre Medium Range Weather Forecasting (ECMWF) und dem Large Scale Geostrophic (LSG) Ozeanmodell.

Auf das Modell wird hier nur kurz eingegangen. Für eine ausführliche Beschreibung des ECHAM 3 - Modells wird auf Deutsches Klimarechenzentrum (1994), zum LSG - Modell auf Deutsches Klimarechenzentrum (1992) verwiesen.

Um das Atmosphärenmodell für Klimasimulationen auszurichten, wurden eine Reihe von Änderungen vorgenommen. Hierbei handelt es sich vor allem um Parametrisierungen der Wolken, der Horizontaldiffusion, der Strahlungsprozesse und Änderungen in der planetaren Grenzschicht. Die Physik des Modells beschreibt Roeckner et al. (1992).

## Das Atmosphärenmodell

Die Grundlage des spektralen Modells ECHAM 3 bilden die primitiven Gleichungen. Die prognostischen Variablen des Modells sind Vorticity, Divergenz, Temperatur, Bodendruck, Wasserdampfmischungsverhältnis und Wolkenwasser in fester und flüssiger Form.

In dieser Arbeit wird das Modell mit einer Dreiecksabschneidung bei der Wellenzahl 21 benutzt. Das entspricht einer Horizontalauflösung von etwa $5,6° \times 5,6°$.

Das ECHAM 3 - Modell ist in der Atmosphäre in der Vertikalen in 19 Schichten unterteilt, die von 1000 bis 10 hPa reichen. Dabei wird ein hybrides Druck - Sigma - Koordinatensystem verwendet.

## Das Ozeanmodell

Das LSG - Modell ist ein dreidimensionales globales Ozeanmodell.

Es basiert auf den Erhaltungsgleichungen für Masse, Impuls und Energie, der Salzkonzentration und der thermodynamischen Zustandsgleichung. Im Unterschied zu anderen globalen Ozeanmodellen vernachlässigt es die nichtlineare Impulsadvektion. Außerdem enthält das Modell eine in $5° \times 2,5°$ aufgelöste Bodentopographie sowie ein thermodynamisch - dynamisches Eismodell. Ein implizites Integrationsverfahren macht den großen Zeitschritt von einem Monat möglich.

Die horizontale Auflösung des Ozeanmodells ist $5°$ meridionale Länge $\times$ $2,5°$ geographische Breite. In der Vertikalen gibt es 11 Schichten, die von 25 m bis 5000 m Tiefe reichen.

## Der Kontrollauf

Vor der Kopplung beider Modelle erfolgte eine Integration des Ozeanmodells über 27000 Jahre und des Atmosphärenmodells über 20 Jahre. In dieser Arbeit wird ein 1000-jähriger Kontrollauf (Voss et al., 1997) des gekoppelten Modells verwendet. Der Lauf enthält die konstante $CO_2$-Konzentration von 1985.

Von den Modelldaten werden die Jahre 350 bis 900 berücksichtigt. Die ersten 350 Jahre werden vernachlässigt, da sich das Modell in diesen Jahren erst einschwingt. Von den restlichen Daten wird ein stabiler Zeitraum von 550 Jahren für die Berechnungen verwendet.
Um hochfrequentes Rauschen, das bei der Betrachtung von langperiodischen Schwingungen störend ist, zu filtern, werden Monatsmittelwerte für diese Arbeit berechnet.

# B Statistikmethoden

Die in dieser Arbeit verwendeten Statistikmethoden sind ausführlich in Wilks (1995), von Storch und Zwiers (1998) und Peixoto und Oort (1992) beschrieben:

## B.1 Empirische Orthogonalfunktionen

In der Meteorologie ist es oft erforderlich, die Anzahl der Variablen eines Datensatzes zu reduzieren. Nur so können die großen Rechenleistungen bewältigt werden, die zum Beispiel bei der Analyse von mit Klimamodellen errechneten Datensätzen erforderlich sind. Dabei soll der neue Datensatz einen möglichst großen Anteil der ursprünglichen Variabilität enthalten.

Eine statistische Methode, die unter anderem diese Datenreduktion leistet, ist die Hauptkomponentenanalyse (im folgenden als PCA aus dem Englischen Principal Component Analysis abgekürzt). Lorenz veröffentlichte 1956 einen Artikel über dieses multivariate statistische Verfahren. Er benannte es Empirische Orthogonalfunktionen (im folgenden als EOF abgekürzt).

### Definition der EOFs

Die Hauptkomponentenanalyse basiert auf der Untersuchung der Kovarianzmatrix. Diese wird aus den Daten geschätzt. Dabei wird ein Datensatz $\mathbf{X}$ als $N\times$ M-Matrix betrachtet, deren Spalten die Beobachtungen an jedem Gitterpunkt darstellen. N ist dann die Anzahl von Zustandspunkten in einem M dimensionalen Phasenraum, wobei die die M orthogonalen Achsen des Phasenraums zu den M Gitterpunkten gehören. Die EOF-Analyse bestimmt M neue, orthogonale Achsen entlang derer die Varianz der Punkte in absteigender Reihenfolge jeweils maximal ist. Dies wird durch eine Rotation der Ausgangsachsen erreicht.

$\mathbf{E}$ sei eine quadratische Matrix mit M $\times$ M Elementen. Ihre Spaltenvektoren bestimmen die Richtung, entlang derer die Varianz der N Zustandspunkte, gegeben durch

$$\tfrac{1}{N}(\boldsymbol{XE})^T(\boldsymbol{XE}) = \tfrac{1}{N}\boldsymbol{E}^T\boldsymbol{X}^T\boldsymbol{XE} = \boldsymbol{E}^T\boldsymbol{RE}, \tag{3}$$

maximal ist.

Dabei ist $\mathbf{R} = \frac{1}{N}\mathbf{X}^T\mathbf{X}$ die Kovarianzmatrix des Datensatzes der Größe M $\times$ M.

Die Maximierung dieser Formel unter Berücksichtigung der Bedingung

$$\boldsymbol{E}^T\boldsymbol{E}=\boldsymbol{I}, \tag{4}$$

mit $\mathbf{I}$ als Einheitsmatrix M-ter Ordnung, führt auf die Eigenwertgleichung,

$$\boldsymbol{RE}=\boldsymbol{E}\boldsymbol{\Lambda}, \tag{5}$$

wobei $\mathbf{\Lambda}$ die Diagonalmatrix der Eigenwerte $\lambda_m$ der Kovarianzmatrix $\mathbf{R}$ ist.

Wird der ursprüngliche Datensatz $\mathbf{X}$ auf die Eigenvektormatrix $\mathbf{E}$ projiziert, so erhält man die Entwicklungskoeffizienten, diese werden auch als Hauptkomponenten $\mathbf{P}$ bezeichnet.

$$\boldsymbol{P}=\boldsymbol{X}\boldsymbol{E} \tag{6}$$

Setzt man $\mathbf{P}=\mathbf{XE}$ in die Gleichung (1) ein, so kann man zeigen, daß die Spaltenvektoren orthogonal sind:

$$\tfrac{1}{N}\boldsymbol{P}^T\boldsymbol{P}=\mathbf{\Lambda}. \tag{7}$$

Die zueinander orthogonalen Eigenvektoren stellen die reduzierte Form der Vektoren der Ausgangsdaten dar.

So kann, ausgehend von der Anomalie eines beliebigen Datenvektors $\vec{x}_t$,

$$\vec{x}'_t = \vec{x}_t - \hat{\vec{\mu}}, \tag{8}$$

wobei $\vec{\mu}$ der Mittelwert über alle $\vec{x}_t$ ist, folgende Reihenzerlegung durchgeführt werden:

$$\vec{x}'_t = \sum_{i=1}^{k} \hat{\alpha}_{i,t}\hat{\vec{e}}^{\,i} \tag{9}$$

mit den Zeitkoeffizienten beziehungsweise Entwicklungskoeffizienten $\hat{\alpha}_{i,t}$ und den Mustern $\hat{\vec{e}}^{\,i}$. Die Muster sind orthogonal, die Zeitkoeffizienten werden durch Projektion der Anomalien $\vec{x}'_t$ auf die Muster $\hat{\vec{e}}^{\,i}$ erhalten.

Die Entwicklungskoeffizienten oder PCs $\hat{\alpha}_{i,t}$ beschreiben das Gewicht eines bestimmten Musters $\hat{\vec{e}}^{\,i}$ in Bezug auf den Vektor $\vec{x}_t$,.

Die Muster $\hat{\vec{e}}^{\,j}$ sind die geschätzten Empirischen Orthogonalfunktionen oder auch die Eigenvektoren der Kovarianzmatrix. Der erste Eigenvektor $\vec{e_1}$ zeigt in die Richtung der größten Variabilität und gehört zum größten Eigenwert $\lambda_1$. Der zweite Eigenvektor steht orthogonal auf dem ersten, richtet sich jedoch in Richtung der zweitgrößten Varianz aus. Entsprechend richten sich die nachfolgenden Eigenvektoren immer orthogonal zu den übrigen und in absteigender Reihenfolge nach der jeweils noch übrigen maximalen Variabilität aus. Die Eigenvektoren definieren ein neues Koordinatensystem.

Ein Problem entsteht durch die Orthogonalität der EOFs, so ist ein physikalischer Prozeß nicht notwendigerweise orthogonal und statistisch unabhängig. Als Beispiel seien hier wandernde Oszillationen erwähnt. Bei globalen Daten kommt es durch die Meridiankonvergenz zu Problemen, ebenso bei ungleich verteilten Stationsdaten. Dies wird durch die gleiche Wichtung aller Daten bei der EOF-Analyse ausgelöst.

## B.2 Composites

Die statistische Methode der Composites wird angewandt, um zu überprüfen, ob ein zuvor gefundenes Signal auch in anderen Variablen auftaucht. Praktisch wird also ein bestimmter Index oder Zeitbereich in der Schwingung einer Variablen als Ausgangspunkt für die Untersuchung verschiedener anderer Variablen zu denselben Zeiträumen zugrunde gelegt. Dabei hofft man, eine Verknüpfung zwischen den betrachteten Variablen zu finden.

Zur Bestimmung der Composites werden Gruppen $\Theta$ des Index $\vec{\mathbf{z}}$ gebildet und der Erwartungswert der zu untersuchenden Vektorvariablen $\vec{\mathbf{V}}$ in Abhängigkeit von $\vec{\mathbf{z}} \in \Theta$ geschätzt.

Das Composite $\vec{\mathbf{V}}_{\Theta}$ ist formal

$$\vec{\boldsymbol{V}}_{\Theta} = \varepsilon(\vec{\boldsymbol{V}}_t | \vec{\boldsymbol{z}}_t \in \Theta). \tag{10}$$

Der Erwartungsoperator wird in der Anwendung durch eine Summe ersetzt, dadurch erhält man eine Schätzung des Composites:

$$\hat{\vec{\boldsymbol{V}}}_{\Theta} = \tfrac{1}{k} \textstyle\sum_{j=1}^{k} \vec{\boldsymbol{v}}_{tj}. \tag{11}$$

Die Summe wird über die Beobachtungszeiten $t_1, ..., t_k$ gebildet, für die gilt $\vec{\mathbf{z}}_{tj} \in \Theta$.

Nachteile der Composite Analyse:

Composites enthalten keine Aussage über die genaue Art des Zusammenhanges zwischen den beiden Variablen.

Das Ziel der Composite Analyse ist das Aufzeigen typischer Zustände für ausgewählte Indexwerte. Es werden Schätzungen des Grundzustandes erzeugt. Jedoch kann nicht ausgeschlossen werden, daß aufgrund einer möglichen großen Variabilität in der Umgebung des Composites ein nicht vollständig typischer Zustand repräsentiert wird.

## B.3 Spektralanalyse

Mit Hilfe der Spektralanalyse soll eine Trennung zwischen einem Rauschen, einer zufälligen Variabilität, und dem Signal als periodischem Anteil der Zeitreihe erreicht werden.

Hierzu wird eine Zeitreihe in eine spektrale Darstellung transformiert.

Jede beliebige Zeitfunktion x(t) läßt sich durch

$$F(f) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) e^{-2\pi i f t} dt \tag{12}$$

in einen Ausdruck der spektralen Dichte transformieren (Fouriertransformation).

Meteorologische Zeitreihen haben eine mittlere quadratische Abweichung von Null , die endlich ist. Nach Wiener (1933) können solche Funktionen über eine Autokovarianzfunktion in eine spektrale Darstellung überführt werden. Die Autokovarianzfunktion erfüllt die Voraussetzungen für eine Fouriertransformation.

Es folgt ein Fouriertransformationspaar, das Wiener-Chintschin-Theorem:

$$P(f) = \int_{-\infty}^{\infty} (C(\tau)e^{-2i\pi f\tau})d\tau, \tag{13}$$

das Varianzspektrum, und die Autokovarianzfunktion :

$$C(\tau) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} (P(f)e^{2i\pi f\tau})df. \tag{14}$$

Dieses Theorem stellt den Zusammenhang zwischen der spektralen Energiedichte P(f) und der Autokovarianzfunktion C($\tau$) eines stationären Gaußschen Zufallsprozesses dar.

## B.4 Filterung

Bei vielen Zeitserienanalysen wird nur ein bestimmter Periodenbereich betrachtet. So ist zum Beispiel manchmal nur der niederfrequente Bereich von Interesse. In anderen Fällen wird hingegen nur eine bestimmte Bandbreite von Frequenzen untersucht. Das Selektieren dieser Bereiche leistet die Filterung.

Die Filterung überführt eine Zeitfunktion x(t) auf eindeutige Weise in eine andere Zeitfunktion X(t), so daß das Spektrum gegenüber dem alten Spektrum verändert ist.

Die Zeitfunktion x(t) läßt sich in ein Spektrum von Cosinuswellen,

$$R(\nu)cos(2\pi\nu t - \varphi(\nu)), \tag{15}$$

mit den Amplituden $R(\nu)$ und den Phasenwinkeln $\varphi(\nu)$ zerlegen, $0 \leq \nu < \infty$. Jede dieser Spektralkomponenten kann durch

$$\frac{R(\nu)}{2} exp\{i(2\pi\nu t - \varphi(\nu))\} \tag{16}$$

dargestellt werden. Bei einer Filterung sind die Spektralkomponenten der gefilterten Zeitfunktion X(t):

$$G(\nu)\frac{R(\nu)}{2} exp\{i(2\pi\nu t - \varphi(\nu))\}. \tag{17}$$

$G(\nu)$ wird als Durchlaß- bzw. Filtercharakteristik bezeichnet.

Das dem Quadrat der Amplituden proportionale Energie(Power-)Spektrum $P_X(\nu)$ der gefilterten Zeitfunktion X(t) ist:

$$P_X(\nu) = H(\nu)P_x(\nu), \tag{18}$$

$$\text{mit } P_x(\nu) = \text{Powerspektrum der Ausgangsfunktion,}$$

$$H(\nu) = |G(\nu)|^2 = \text{Übertragungsfunktion des Filters.}$$

Bei einem Tiefpaßfilter nimmt $|G(\nu)|$ mit wachsender Frequenz ab, tiefe Frequenzen werden durchgelassen. Beim Hochpaßfilter dagegen nimmt $|G(\nu)|$ mit wachsender Frequenz zu und tiefe Frequenzen werden unterdrückt. Beim Bandpaßfilter hat $|G(\nu)|$ bei einer bestimmten Frequenz ein Maximum.

### B.4.1 Lineare Filter

Dieser Ausdruck steht für eine zeitunabhängige, lineare Transformation. Ein linearer Filter L transformiert eine Zeitserie x(t) in eine Zeitserie y(t),

$$y(t) = Lx(t) = \sum_{u=-q}^{s} a_u x_{t-u} \ , \quad t = s+1, ..., N-q. \tag{19}$$

Anstatt durch L wird der Filter auch durch seine Gewichte $a_u$ angegeben.

Der Sinn linearer Filter ist es, unterschiedliche Ergebnisse der Zielvariablen (y(t)) für verschiedene Frequenzen der Eingangsvariablen (x(t)) zu erzeugen.

### B.4.2 Digitale Filter

Mit diesem Ausdruck werden lineare Filter diskreter Zeit bezeichnet. Diese Aufspaltung der Filter nach kontinuierlichen und diskreten Zeitschritten ist anwendungsbezogen. Während Filter kontinuierlicher Zeit vor allem als Modelle für physikalische Filter benutzt werden, kommen digitale Filter in der Modifikation diskreter Zeitdaten zum Einsatz.

## B.5 T-Test

Getestet wird die Nullhypothese, daß zwei beliebige, univariate Variablen den gleichen Mittelwert haben:

$$\mu_x = \mu_y. \tag{20}$$

Zur Anwendung des Tests wird angenommen, daß jede Realisierung von X oder Y unabhängig von allen anderen eintritt. Außerdem muß die Verteilung, die die Realisierungen erzeugt, für

jede Realisierung dieselbe, normal und mit gleichen Varianzen sein. Für den Test wird die Differenz der Mittelwerte geschätzt und durch die Schätzung der Standardabweichung geteilt:

$$t = \frac{\hat{\mu_x} - \hat{\mu_y}}{S_p\sqrt{\frac{1}{n_x} + \frac{1}{n_y}}}, \tag{21}$$

wobei $n_x$ und $n_y$ der jeweilige Stichprobenumfang sind. $\hat{\mu_x}$ und $\hat{\mu_y}$ sind die Mittelwerte von $x_1, ..., x_{n_x}$ und $y_1, ..., y_{n_y}$. $S_p$ stellt die Schätzung der Standardabweichung dar:

$$S_p^2 = \frac{\sum_{i=1}^{n_x}(x_i - \hat{\mu_x})^2 + \sum_{i=1}^{n_y}(y_i - \hat{\mu_y})}{n_x + n_y - 2}. \tag{22}$$

Häufig sind die Standardabweichungen $\sigma_x$ und $\sigma_y$ von X und Y nicht gleich, dann müssen die Varianzen $\frac{\sigma_x^2}{n_x}$ und $\frac{\sigma_y^2}{n_y}$ als $\frac{S_x^2}{n_x} + \frac{S_y^2}{n_y}$ geschätzt werden:

$$S_x^2 = \frac{1}{n_x - 1}\sum_{i=1}^{n_x}(x_i - \hat{\mu_x})^2 \tag{23}$$

Die Prüfgröße t ist damit:

$$t = \frac{\hat{\mu_x} - \hat{\mu_y}}{\sqrt{\frac{S_x^2}{n_x} + \frac{S_y^2}{n_y}}} \tag{24}$$

Diese Teststatistik hat aber keine t-Verteilung unter der Nullhypothese (20). Dieses sogenannte Behrens-Fisher Problem wird gelöst, indem die Verteilung der Statistik mit einer t-Verteilung angenähert wird, deren Freiheitsgrade aus den Daten geschätzt werden. Zur Annäherung der t-Verteilung werden die ersten und zweiten Momente von $\frac{S_x^2}{n_x} + \frac{S_y^2}{n_y}$ mit denen der $\chi^2$-Verteilung verglichen. Die angenäherte Anzahl der Freiheitsgrade ergibt sich so zu:

$$df = \frac{(\frac{S_x^2}{n_x} + \frac{S_y^2}{n_y})^2}{\frac{(S_x^2/n_x)^2}{n_x - 1} + \frac{(S_y^2/n_y)^2}{n_y - 1}}. \tag{25}$$

Die Nullhypothese (20) wird getestet, indem der t-Wert der Gleichung (24) mit dem kritischen Wert der t-Verteilung mit df Freiheitsgraden (Gleichung (25)) verglichen wird. Die kritischen Werte der t-Verteilungen findet man unter anderem in von Storch und Zwiers (1998). Dort sind zu den t- und df- Werten Irrtumswahrscheinlichkeiten angegeben, mit denen die Nullhypothese überprüft werden kann.

# Danksagung

Mein Dank für die vielfältige Unterstützung bei der Erstellung dieser Arbeit gilt im besonderen:

- Prof. Dr. Klaus Fraedrich für die Bereitschaft zur Begutachtung dieser Arbeit.
- Dr Hans - F. Graf für die Vergabe der Diplomarbeit und die Betreuung.
- Der MPI - Gruppe vom Schlump für die nette Arbeitsatmosphäre und stete Hilfsbereitschaft. Dabei möchte ich vor allem Judith Perlwitz und Dr. Ingo Kirchner für die vielen Tips und Anregungen danken.
- Dr. Reinhard Voss für die Bereitstellung des Kontrollaufes sowie die zeitintensive Erklärung des Umgangs mit den LSG - Daten.
- Dr. Andreas Bacher für zahlreiche Vorschläge und die Überlassung seines Programms zur Berechnung des Energiedichtespektrums.
- Axel Timmermann für die Bereitstellung der Zeitreihen des maximalen meridionalen Umwälzens und des SLP sowie viele Ideen und Anregungen zur Arbeit.
- Vielen meiner Kommilitoninnen und Kommilitonen für die schöne gemeinsame Studienzeit und ihre Unterstützung.
- Meinen Eltern, die mir dieses Studium überhaupt erst ermöglicht haben.
- Jan für alles.

# Erklärung

Hiermit versichere ich, daß ich die vorliegende Arbeit selbst verfaßt und keine anderen als die angegebenen Hilfsmittel und Quellen benutzt habe.

Hamburg, im August 1998

(Frauke Feser)