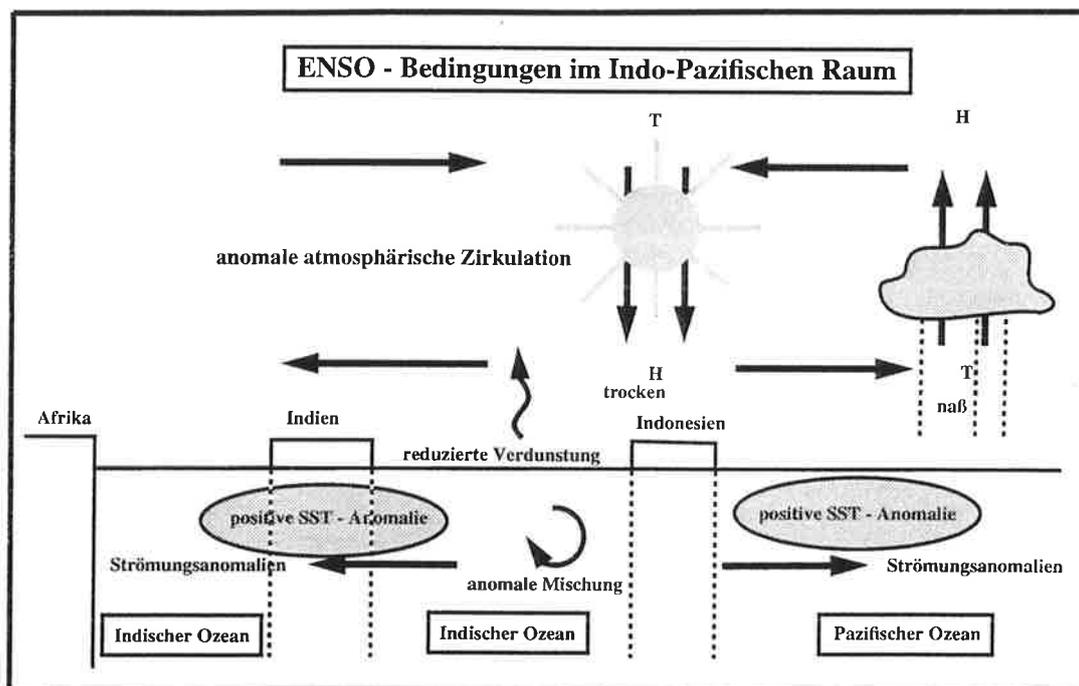




# Max-Planck-Institut für Meteorologie

## EXAMENSARBEIT Nr. 22



## ENSO INDUZIERTER VARIABILITÄT IM INDISCHEN OZEAN

von  
ANDREAS VILLWOCK

HAMBURG, June 1994

**Dissertation im Rahmen des Promotionsverfahrens**

**Autor:**

**Andreas Villwock**

**Max-Planck-Institut  
für Meteorologie**

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

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

# ENSO induzierte Variabilität im Indischen Ozean

DISSERTATION

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

vorgelegt von

Andreas Villwock  
aus Leezen

Hamburg, im März 1994

ISSN 0938–5177

Als Dissertation angenommen vom Fachbereich Geowissenschaften der Universität  
Hamburg

aufgrund der Gutachten von Prof. Dr. J. Sündermann,  
Dr. M. Latif  
und Prof. Dr. W. Zahel

Hamburg, den 8. Juni 1994

Prof. Dr. M. Dunst  
Sprecher des Fachbereichs Geowissenschaften

Meinem Vater

## Zusammenfassung

Die niederfrequente Variabilität in den Tropen wird auf Zeitskalen von einigen Jahren vom *El Niño - Southern Oscillation* (ENSO) - Phänomen bestimmt. Die Untersuchungen atmosphärischer und ozeanischer Parameter im Indischen Ozean haben im Rahmen dieser Arbeit gezeigt, daß auch in diesem Weltmeer ein signifikantes ENSO - Signal in der Meeresoberflächentemperatur (SST) nachweisbar ist. Verglichen mit dem Pazifik ist es erheblich schwächer, tritt aber mit dem gleichen Vorzeichen und mit nur geringer zeitlicher Verzögerung auf. Warmphasen von ENSO werden im Indischen Ozean von äquatorialen Ostwinden und abnehmender Konvektion begleitet.

Aus atmosphärischen Daten und der SST konnte die Hypothese abgeleitet werden, daß das ENSO - Signal durch die Walker - Zirkulation in den Indischen Ozean übertragen wird. Es erwies sich als nicht möglich, anhand der Beobachtungen zu entscheiden, welche Prozesse zu den großräumigen Schwankungen der SST führen. Deshalb ist in dieser Studie die Wirkung von veränderten atmosphärischen Randbedingungen auf die SST mit Hilfe eines ozeanischen Zirkulationsmodells untersucht worden.

Das ENSO - Phänomen erklärt auch in den Simulationen einen relativ großen Anteil der Variabilität. Die Variabilitätsmuster sind mit den Beobachtungen konsistent, aber das Signal ist insgesamt schwächer. Insbesondere reagiert das Modell auf die mit Warmereignissen einhergehenden Ostwindanomalien sehr empfindlich mit äquatorialem Auftrieb, der die Erwärmung entlang des Äquators abschwächt. Eine überhöhte Sensitivität des Modells bezüglich des Windantriebs konnte in diesem Zusammenhang nicht nachgewiesen werden.

Weitere Untersuchungen zeigten, daß der Windantrieb lediglich in einigen Regionen der bestimmende Parameter für die Variabilität der SST ist. Dies gilt insbesondere für den Bereich des südhemisphärischen Subtropenwirbels. Durch Vergleich mit einem einfachen Deckschichtmodell gelang es, Regionen zu identifizieren, in denen advektive Prozesse von großer Bedeutung sind. Ihre Einbeziehung führt in den Gebieten südlich von Indien und im westlichen Indischen Ozean zu Verbesserungen. In den östlichen Regionen und zwischen  $5^{\circ}S - 10^{\circ}S$  ist der entgegengesetzte Effekt zu verzeichnen.

Während eines warmen ENSO - Extrems wirkt der Nettostrahlungsfluß in den östlichen Gebieten als zusätzliche positive Rückkopplung auf die SST. Mit Hilfe einer idealisierten Anomalie im Nettostrahlungsfluß gelang es, die Simulation der SST in diesen Regionen deutlich zu verbessern.

Im Rahmen dieser Arbeit ist es gelungen, den Anteil der Variabilität zu simulieren, der durch den ENSO - Mechanismus verursacht wird. Es erwies sich als nicht möglich, den gesamten ENSO - Prozeß mit *einem* Antriebsmechanismus zu erklären. Die Beurteilung der verschiedenen Einzelprozesse gestaltet sich aufgrund der unzureichenden Datenbasis sehr schwierig. Hinzu kommt die geringe Amplitude der untersuchten Variabilität. Die Schwankungen liegen bei einigen Größen im Bereich des Meßfehlers. Eine bessere Datenbasis ist für weitere Untersuchungen unabdingbar.

# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einleitung</b>	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>Analyse der Beobachtungsdaten</b>	<b>5</b>
<b>3</b>	<b>Modellbeschreibung und Verifikation</b>	<b>17</b>
3.1	Die Modellgleichungen . . . . .	17
3.2	Randbedingungen und Parametrisierungen . . . . .	18
3.3	Das Modellgebiet und -gitter . . . . .	21
3.4	Numerik . . . . .	22
3.5	Einschwingen des Modells . . . . .	23
3.6	Verifikation . . . . .	24
3.6.1	Der klimatologische Antrieb . . . . .	24
3.6.2	Simulationen des Jahresganges . . . . .	26
<b>4</b>	<b>Interannuale Variabilität</b>	<b>35</b>
4.1	Übersicht . . . . .	35
4.2	Experimente mit beobachtetem Wind . . . . .	36
4.3	Experimente mit einem Deckschichtmodell . . . . .	47
4.4	Experimente mit Wärmeflüssen . . . . .	54
4.4.1	Antrieb mit beobachteter Lufttemperatur . . . . .	54
4.4.2	Antrieb mit simulierten Wärmeflußanomalien . . . . .	56
4.4.3	Antrieb mit Bewölkungsanomalien . . . . .	58
4.5	Fallstudien : ENSO 1982/83 und 1987/88 . . . . .	62
4.5.1	ENSO 1982/83 . . . . .	62
4.5.2	ENSO 1987/88 . . . . .	65
<b>5</b>	<b>Diskussion und Ausblick</b>	<b>70</b>
<b>6</b>	<b>Literatur</b>	<b>75</b>

# 1 Einleitung

Eine der bekanntesten Klimaschwankungen auf Zeitskalen von Monaten bis zu einigen Jahren ist das *El Niño / Southern Oscillation* (ENSO) Phänomen. Die Namensgebung entstammt aus der Verbindung des ozeanischen Phänomens *El Niño* und der atmosphärischen Druckschwankung *Southern Oscillation*. Die Forschung der vergangenen Jahrzehnte verdeutlichte die weitreichenden Wirkungen der Klimaschwankung ENSO, die ihren Ursprung im äquatorialen Pazifik hat. Durch die teilweise drastischen ökologischen und ökonomischen Auswirkungen in einigen Regionen der Erde ist ENSO auch von bedeutendem volkswirtschaftlichen Interesse.

Ursprünglich ist *El Niño* (span. "das Christkind") die Bezeichnung für einen zur Weihnachtszeit vor der peruanischen Küste auftretenden warmen Küstenstrom, der mit seinem nährstoffarmen Wasser die Fischbestände verdrängt. Diese Erwärmungen fallen alle 2-7 Jahre ungewöhnlich stark aus und erstrecken sich über den gesamten äquatorialen Pazifik (*Rasmusson und Carpenter, [1982]*) und werden heutzutage als "*El Niño*" bezeichnet.

In enger Wechselwirkung mit diesen, für tropische Regionen sehr kräftigen Temperaturanomalien von  $2 - 4^{\circ}\text{C}$ , stehen Veränderungen in der atmosphärischen Zirkulation. Schon *Walker [1923,1924]* beschrieb ein Zirkulationsmuster in äquatorialen Breiten, das in einem großskaligen Massenaustausch zwischen östlicher und westlicher Hemisphäre besteht. *Berlage [1957]* konnte diesen Massenaustausch als Druckschaukel zwischen dem Indonesischen Tiefdrucksystem und dem südostpazifischen Hochdruckgebiet nachweisen. Die Variationen der "*Southern Oscillation*" genannten Schwingung und die der pazifischen Meeresoberflächentemperatur (SST) stehen in einem engen Zusammenhang (*Bjerknes, [1969]*). Daher ist ENSO eine Klimaschwankung des gekoppelten Systems "Ozean - Atmosphäre". In den letzten Jahren konnten Fernwirkungen durch das ENSO - Phänomen bis in mittlere Breiten nachgewiesen werden (*Glantz et al. [1992]*).

Ein weiteres wichtiges Element des Klimasystems der Tropen stellt die Monsunzirkulation im Bereich des indo-asiatischen Raumes dar. Der Monsun weist starke interannuale Variationen auf. Verschiedene atmosphärische und ozeanische Parameter wurden hinsichtlich ihrer Wirkung auf den Monsun untersucht, um dessen Vorhersagbarkeit zu verbessern. *Shukla und Padino [1983]* zeigten, daß die Monsunzirkulation über Indien mit dem ENSO Phänomen zusammenhängt. Ein Teil der Variabilität des Niederschlages kann durch die Schwankungen der "*Southern Oscillation*" erklärt werden. In Abb. 1 (nach *Shukla, [1990]*) ist der Monsunniederschlag über Indien von 1870-1990 aufgetragen. Die Jahre, in denen die SST im Ostpazifik positive Anomalien aufweist, sind durch schwarze Säulen gekennzeichnet, während Jahre mit negativen SST - Anomalien

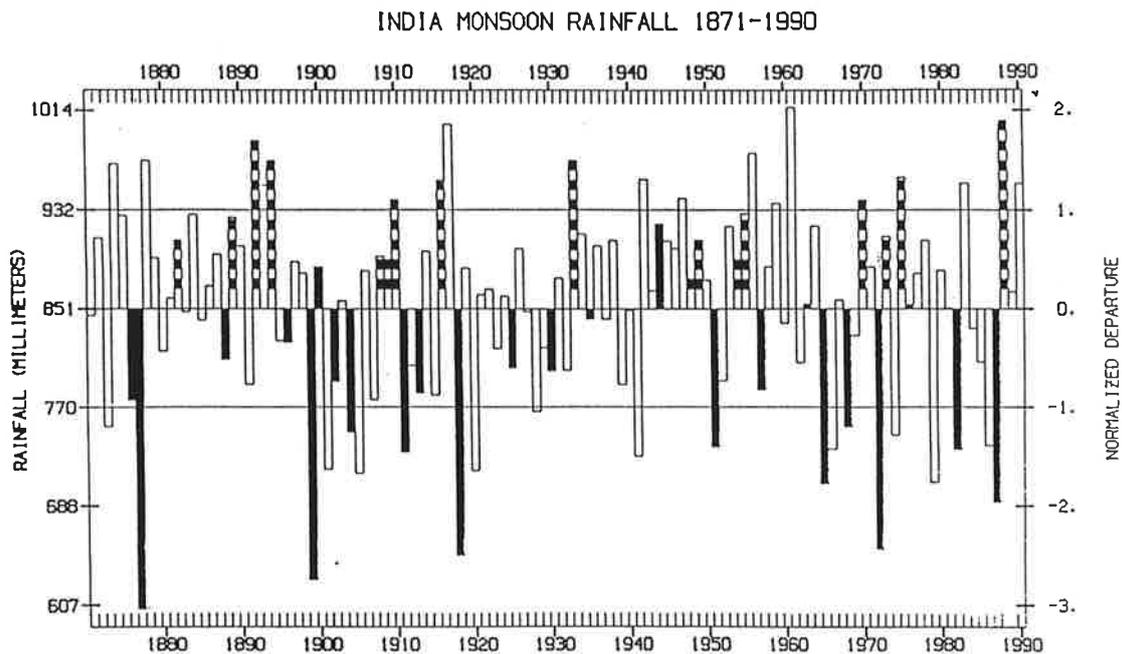


Abbildung 1: Monsunniederschläge von 1870 - 1990: schwarze (schraffierte) Säulen kennzeichnen positive (negative) SST - Anomalien im Ostpazifik (nach Shukla, [1990])

schraffiert worden sind. Fast alle ENSO Ereignisse der letzten 100 Jahre treffen mit außergewöhnlich trockenen Monsunjahren zusammen. Umgekehrt korrelieren niederschlagsreiche Monsunjahre mit negativen SST - Anomalien. Dieses Ergebnis wird auch durch eine Arbeit von *Rasmusson* [1982] gestützt.

Verschiedene Studien beschäftigten sich bisher mit den Einflüssen von SST - Anomalien im Indischen Ozean auf die Stärke des Monsuns. Nach *Weare* [1979] und *Verma* [1993] folgen auf positive SST - Anomalien in der Arabischen See, bzw. südlich des Äquators, einige Monate später starke Monsunniederschläge. Während des Monsuns treten dagegen signifikante negative Korrelationen mit SST - Anomalien in der Arabischen See auf. Eine Arbeit von *Assenbaum* [1992] stützt dieses Ergebnis. Er zeigte, daß einem starken Sommermonsun großräumige positive Anomalien der SST im Pazifik und Indik vorgehen und negative folgen (entsprechend umgekehrt für einen schwachen Monsun). Dabei erwies sich die Korrelation mit pazifischen Meeresoberflächentemperaturen als höher, als mit denen des Indischen Ozeans.

Die großräumige Wechselwirkung zwischen dem Monsun und dem äquatorialen Windsystem auf interannualen Zeitskalen wurde von *Barnett* [1983,84] untersucht. Seine Analysen ergaben ebenfalls einen Zusammenhang zwischen der Monsunzirkulation und dem ENSO - Phänomen. Anomalien der Monsunzirkulation breiten sich ostwärts in den pazifischen Raum aus. Außerdem konnte eine enge Bindung an den Jahresgang

nachgewiesen werden. Die Frage nach dem Antrieb und der Rolle, die der Indische Ozean bei der Entwicklung dieses niederfrequenten Signals einnimmt, blieb unbeantwortet. Barnett gibt allgemein als Ursache für die Entwicklung von SST - Anomalien in den äquatorialen Regionen Variationen des Zonalwindes an.

*Meehl* [1987, 1993] stellte einen biannualen Mechanismus zwischen der Monsunzirkulation, der SST und ENSO vor, der an den Jahresgang gekoppelt ist. Schwankungen in der Intensität des Monsuns ziehen Änderungen der SST in der Warmwassersphäre des tropischen Indischen und im Pazifischen Ozean nach sich, wie schon bei *Assenbaum* erläutert wurde. Anomal warmes Wasser vor dem Sommermonsun führt zu erhöhter Verdunstung und Feuchtekonvergenz und somit zur Verstärkung der Konvektion und der Winde. Dies resultiert in intensiveren vertikalen Mischungsprozessen, mit einer Abkühlung des Ozeans für den Rest des Jahres. Im folgenden Frühjahr ist die Konvektion über relativ kaltem Wasser schwächer entwickelt. Durch die reduzierte Monsunzirkulation mit schwächeren Winden und geringerer Bewölkung kann sich der Ozean wieder erwärmen. Dieser Zyklus wird nicht nur im äquatorialen Indischen Ozean beobachtet, sondern hängt auch eng mit den Variationen der "Southern Oscillation" zusammen.

Alle diese Studien deuten auf enge Zusammenhänge der Zirkulationsmuster im Indischen und Pazifischen Ozean hin. Die großskalige Variabilität der SST im Indischen Ozean auf interannualen Zeitskalen und deren Antriebsmechanismen sind jedoch noch nicht näher untersucht worden.

Auf dem Gebiet der Modellierung des Indischen Ozeans konzentrierten sich die bisherigen Studien auf die Simulation des saisonalen Zyklus. Der Schwerpunkt der Untersuchungen lag in der Region des Somali Stromes (SO), der als einziger westlicher Randstrom eine saisonale Richtungskehr aufweist. *Lighthill* [1969] nahm sich als erster dieses Problems an. Er zeigte mit einem linearen Modell, das die Strömungskehr des Somali Stromes im Frühjahr als Fernwirkung durch Variationen des Windfeldes in der Arabischen See verursacht wird. Innerhalb eines Monats kann der westliche Randstrom durch barokline Rossbywellen in der Nähe des Äquators angeregt werden. *Anderson* [1976] und *Cox* [1976] modifizierten dieses Ergebnis dahingehend, daß zu Beginn der Strömungskehr lokale Winde als Antriebsmechanismus dominieren und erst später Fernwirkungen durch planetare Wellen einen raschen Aufbau des Südwest - Monsunstroms bewirken.

*Cox* [1970] führte die ersten Experimente mit einem auf den primitiven Gleichungen basierenden Zirkulationsmodell durch. Trotz relativ grober Auflösung konnten viele Eigenschaften der saisonalen Zirkulation des Indischen Ozeans wiedergegeben werden, wie beispielsweise die saisonale Umkehr des Somali Stroms. In jüngeren Studien, die an der Florida State University (FSU) mit Hilfe eines 2-Schichten - Modells von *Luther*

[1985] durchgeführt wurden, konzentrierte sich das Interesse auf die Entwicklung und die Variabilität von mesoskaligen Wirbeln im westlichen Randstrom (*Jensen*, [1991]).

Ein weiteres Hauptuntersuchungsgebiet, neben dem westlichen Teil des Ozeans, ist das Indonesische Archipel als Grenzgebiet zwischen dem Indischen Ozean und dem Pazifik. Die Diskussion über die Bedeutung des indopazifischen Durchstroms als Teil der großskaligen Tiefenzirkulation (*Gordon*, [1986]) erlangte in den letzten Jahren größeres Interesse (*Hirst*, [1991], *Wyrtki*, [1987]). Die Abschätzungen über die Größenordnung des Durchstroms schwanken zwischen 1 und 20 *Sverdrup* ( $1[Sv] = 1 \cdot 10^6 [\frac{m^3}{s}]$ ). Der Mittelwert liegt bei etwa 10[Sv], mit starken saisonalen und interannualen Variationen (*Clarke*, [1993]).

*Visbek* [1992] verglich Strömungsdaten aus einem Zirkulationsmodell von *Philander* und *Pacanowski* [1984] mit Beobachtungen. Der Schwerpunkt der Studie lag auf der Wellenausbreitung in der äquatorialen Region. *Woodberry* [1989] untersuchte den saisonalen Zyklus und die Wellenausbreitung im südlichen Indischen Ozean mit dem FSU-Modell, das *Potemra* [1991] für Simulationen im Golf von Bengalen anwendete.

*Anderson* und *Carrington* [1990] konzentrierten sich in ihren Studien mit einer modifizierten Version des "Cox-Modells" zunächst auf die Region des Somali Stroms und die äquatorialen Stromsysteme. Für die Jahre 1987 und 1988, die sich durch ein Aufeinanderfolgen eines extrem schwachen und eines starken Monsuns auszeichnen, wurden Experimente zur interannualen Variabilität durchgeführt. Diese werden in Kapitel 4 mit eigenen Simulationen verglichen.

*Latif et al.* [1993a,b] untersuchte die saisonale und interannuale Variabilität in einem gekoppelten Modellauf über 26 Jahre. In Übereinstimmung zu den Beobachtungen konnten positive SST - Anomalien im Indischen Ozean in der Warmphase von ENSO nachgewiesen werden. Das Ergebnis ist aber trotzdem mit Beobachtungen inkonsistent. Während in der realen Atmosphäre Ostwinde mit der äquatorialen Erwärmung einhergehen, wird diese in der Simulation von anomalen Westwinden begleitet.

In der vorliegenden Arbeit wird die niederfrequente Variabilität im Indischen Ozean zunächst an Hand von Beobachtungsdaten untersucht. Hauptaugenmerk gilt dabei dem ENSO - Phänomen. Aus den Beobachtungsdaten wird eine Hypothese abgeleitet, wie eine durch ENSO veränderte atmosphärische Zirkulation, Anomalien im Indischen Ozean induziert. Diese wird anschließend mit einem Ozeanmodell, angetrieben mit beobachteten Randbedingungen, überprüft. Ein weiteres Ziel ist es, die relative Bedeutung der verschiedenen Antriebsprozesse abzuschätzen.

## 2 Analyse der Beobachtungsdaten

Ziel dieser Arbeit ist die Untersuchung der niederfrequenten Variabilität im Indischen Ozean und die Identifizierung der relevanten Prozesse in der Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre. Dazu werden zunächst die Variationen beobachteter atmosphärischer und ozeanischer Größen analysiert.

Der einzige ozeanische Parameter, für den eine ausreichende räumliche, wie zeitliche Datenbasis existiert, ist die Meeresoberflächentemperatur (SST). Es stand ein Datensatz von *Reynolds* [1988] für die Periode 1970-89 zur Verfügung. Die Temperaturanomalien wurden mit Hilfe einer EOF-Analyse (Empirische Orthogonal Funktionen) untersucht, um die dominanten interannualen Muster zu extrahieren. Die führende EOF dieses Datensatzes, die etwa 38% der Gesamtvarianz erklärt, wird von einem großräumigen Muster mit einheitlichem Vorzeichen bestimmt (Abb. 2a). Die dazugehörige Zeitreihe (Abb. 2b) weist eine hohe negative Korrelation mit dem "Southern Oscillation Index" (SOI) auf. Diese Größe, die die Bodendruckdifferenz zwischen Darwin (Australien) und Tahiti (Südostpazifik) repräsentiert, stellt einen guten Indikator für die Phase des ENSO - Zyklus dar. Die Korrelationsfunktion zwischen der ersten EOF der SST - Anomalien und dem SOI erreicht ihr Minimum von  $-0.71$  bei einer zeitlichen Verschiebung von drei Monaten, wobei der SOI der SST vorausseilt (Abb. 2c). Dies bedeutet, daß zwischen dem stärksten interannualen Signal der SST - Anomalie im Indischen Ozean und dem ENSO - Phänomen ein signifikanter Zusammenhang besteht. Auf Warmphasen von ENSO (Minimum im SOI) folgen nach wenigen Monaten großräumige positive Anomalien der SST im Indischen Ozean mit einer typischen Amplitude von etwa  $0.3 - 0.5^{\circ}\text{C}$ . Die Stärke des ENSO - Signals in der SST ergibt sich durch Multiplikation des EOF - Musters  $E^1(x, y)$  mit der dazugehörigen EOF - Zeitreihe  $E^1(t)$ . Die erklärte Varianz der führenden EOF weist ein lokales Maximum im östlichen Indischen Ozean auf. Dort erklärt das ENSO - Signal über 60% der Gesamtvarianz (Abb. 2d).

Fraglich ist, wodurch die beobachteten Variationen in der SST hervorgerufen werden. Ein Informationsaustausch zwischen dem Pazifik und dem Indischen Ozean durch das Indonesische Archipel ist aus zwei Gründen sehr unwahrscheinlich :

Zum einen ist die räumliche Ausdehnung der SST - Anomalien sehr groß und zum anderen die zeitlichen Verzögerung von zwei bis drei Monaten gegenüber dem atmosphärischen Signal sehr klein. Die SST kann folglich nur durch veränderte atmosphärische Randbedingungen beeinflusst werden.

Atmosphärische Randbedingungen sind der Impuls-, Wärme- und Frischwasserfluß an der Ozeanoberfläche. In den tropischen Auftriebsgebieten wird die ozeanische Zirkula-

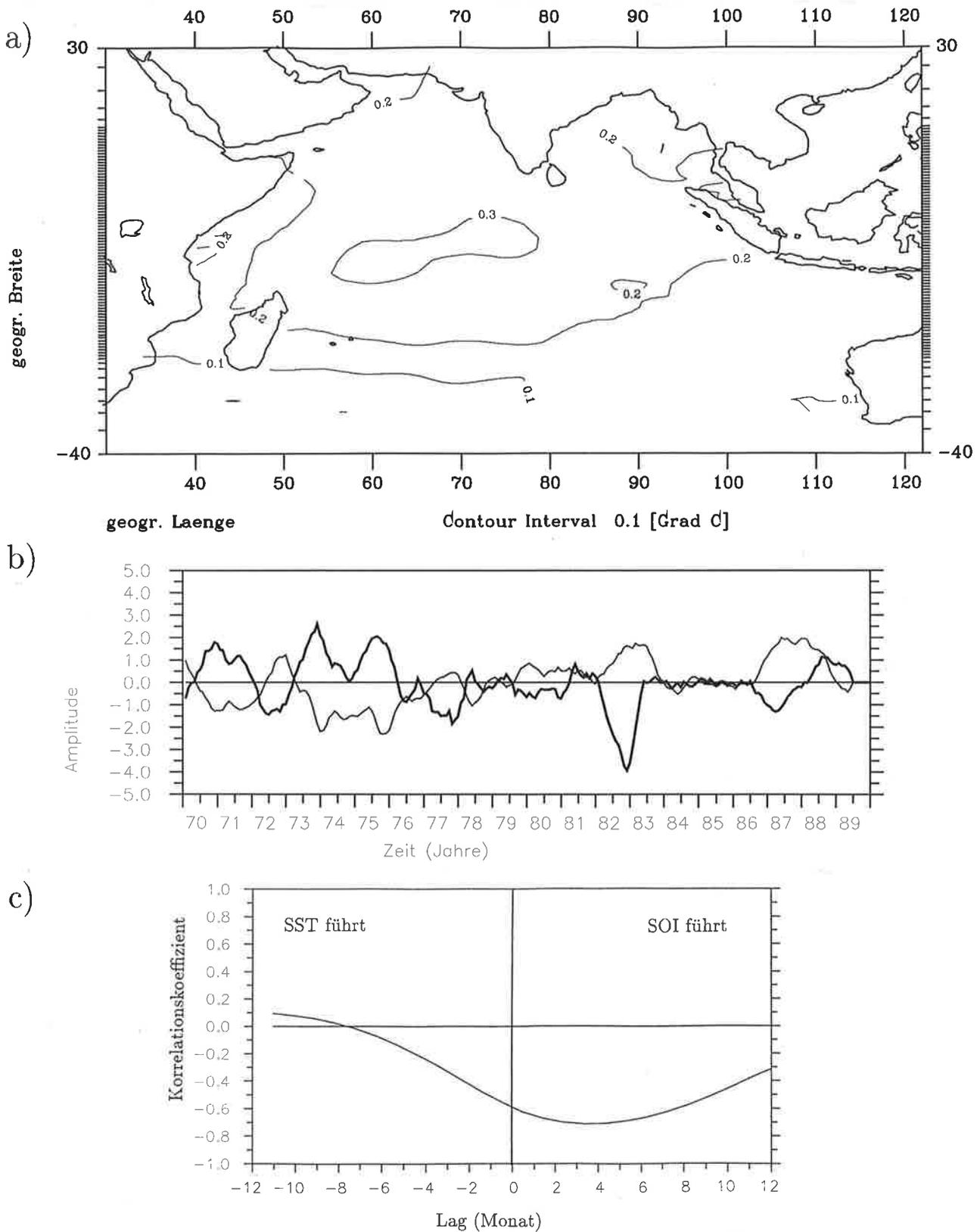


Abbildung 2: 1. EOF der beobachteten SST - Anomalie, a) EOF-Muster, b) EOF-Zeitreihe, z. Vergl. ist der SOI gezeigt (dicke Linie), c) Korrelation zwischen EOF-Zeitreihe und SOI. Die Daten wurden mit einem 5-monatigen Gleitmittel geglättet.

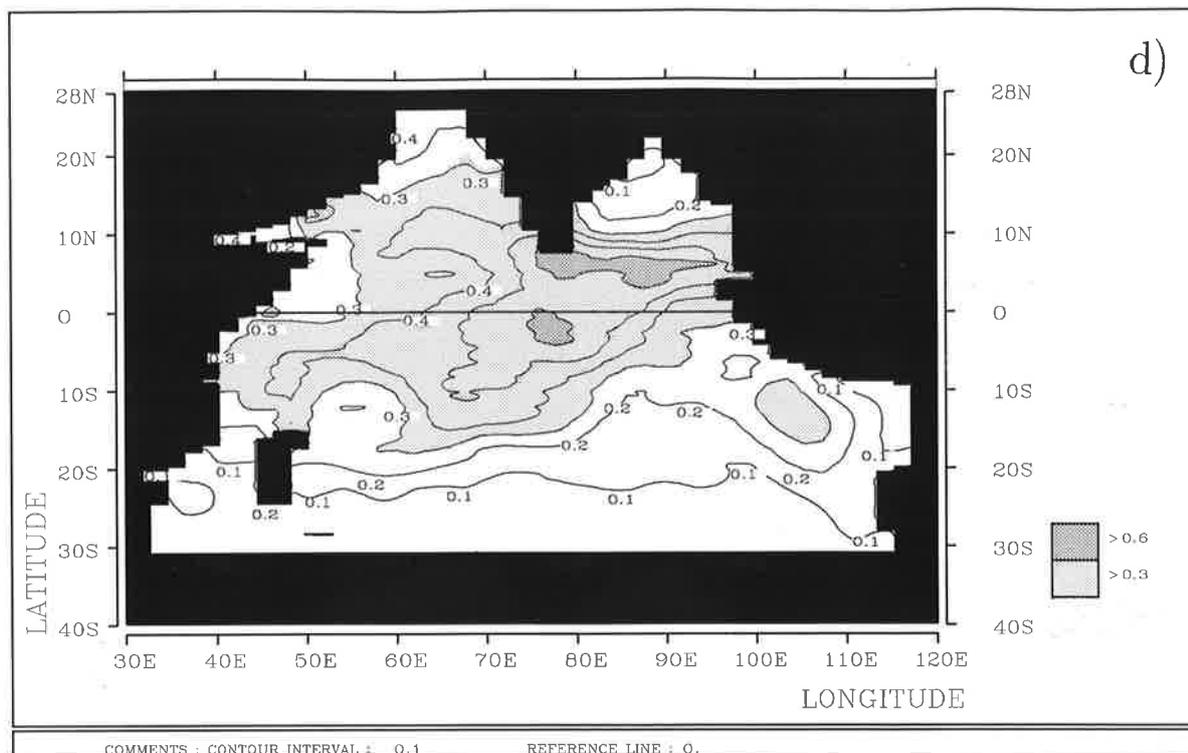


Abbildung 2: Fortsetzung von Abb. 2: d) Räumliches Muster der erklärten Varianz der 1. EOF der SST - Anomalie

tion im wesentlichen durch den Impulsübertrag zwischen Atmosphäre und Ozean, die Windschubspannung, angetrieben (Wyrski, [1975]). Das räumliche Korrelationsmuster zwischen Anomalien der beobachteten SST und dem Betrag der Windschubspannung, abgeleitet aus einem Datensatz der Florida State University (FSU) über einen Zeitraum von 10 Jahren, gibt einen Hinweis auf einen Zusammenhang beider Größen. Das Korrelationsmuster (Abb. 3), gebildet aus geglätteten Daten (5-Monats Gleitmittel) der Periode 1979-88, weist, mit Ausnahme eines Gebietes im zentralen äquatorialen Indischen Ozean, sowie einiger Randregionen, nur negative Korrelationen auf. In weiten Gebieten übersteigen die Korrelationen Werte von 0.3 (schwach schattiert), in den subtropischen Hochdruckgebieten der Südhalbkugel sogar 0.6 (dunkel schattiert). Der Zusammenhang zwischen der Windgeschwindigkeit und der SST spiegelt zum einen die Bedeutung der Mischungsprozesse im Ozean wieder. Windabschwächung führt durch eine Reduktion der vertikalen Mischung zu einem Anstieg der SST. Bei stärkeren Winden wird die Durchmischung dagegen erhöht und somit die SST erniedrigt. Zum anderen hat die Windgeschwindigkeit über die Verdunstung einen Einfluß auf die SST. Eine Reduktion der Windgeschwindigkeit vermindert auch den sensiblen und den latenten Wärmefluß vom Ozean in die Atmosphäre und wirkt als positive Rückkopplung auf die SST.

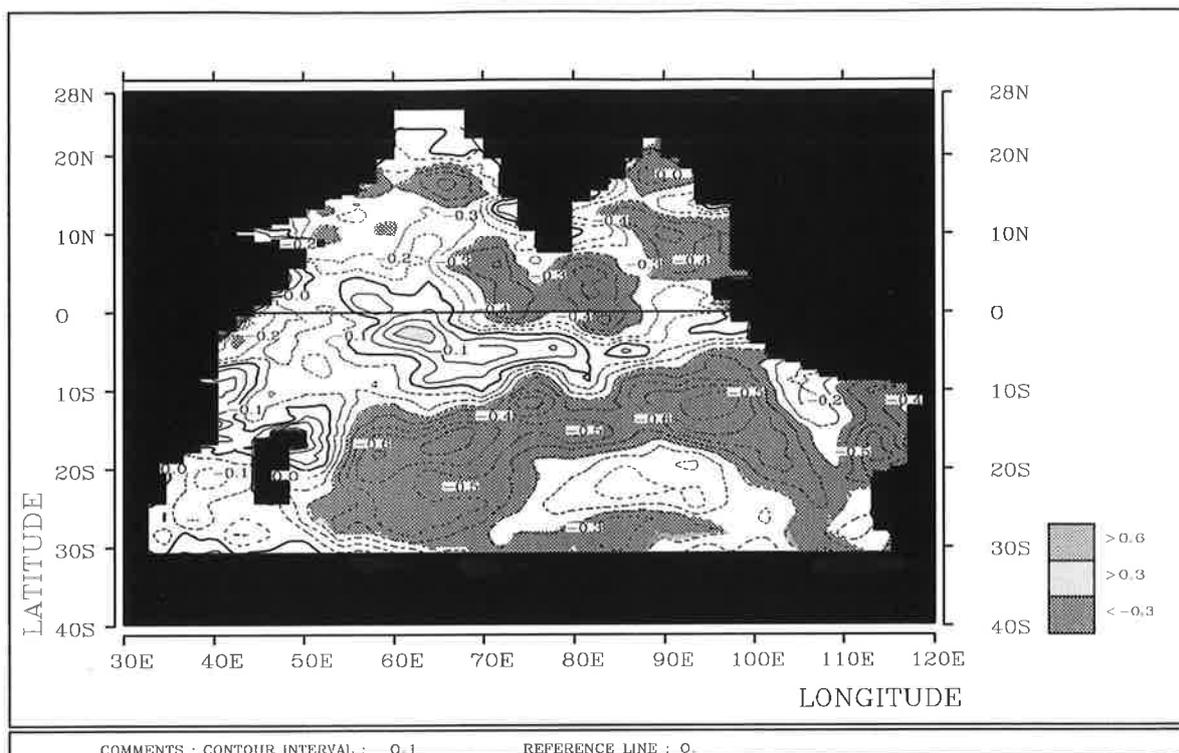


Abbildung 3: Korrelationsmuster zwischen den Anomalien des Betrages der Windschubspannung (FSU) und der beob. SST (nach Reynolds [1988]), 1979-88, Datenglättung mit einem 5-Monats Gleitmittel

Einen weiteren Einblick in die Zusammenhänge zwischen den beobachteten SST - Anomalien und dem Wind bietet der Vergleich zwischen der Zonalkomponente der Windschubspannung und der Temperatur. Das Korrelationsmuster zwischen den Anomalien der Zonalkomponente der Windschubspannung und der SST (Abb. 4) weist einen Gürtel moderater positiver Korrelationen in den Subtropen der Südhemisphäre auf. Hohe negative Werte sind in den äquatorialen und nordhemisphärischen Bereichen erkennbar. Während in den Hochdruckgebieten des südlichen Indischen Ozeans Erwärmungen mit Westwinden verbunden sind, führen in äquatorialen Regionen Ostwinde zu positiven SST - Anomalien. Im Übergangsbereich zwischen  $5^{\circ}S$  und  $10^{\circ}S$  ist keine Aussage über die Wirkung des Windes auf die SST möglich.

Die Untersuchungen des Windes und der SST unterstützen die Hypothese, daß in einigen Teilen des Ozeans ein Zusammenhang zwischen großräumigen Änderungen des Windes und der Variabilität der SST besteht. Neben den großskaligen Variationen des Windes können aber auch Verlagerungen der tropischen Konvektionsgebiete über Änderungen im Strahlungshaushalt Einfluß auf den Wärmefluß zwischen Ozean und Atmosphäre und damit auf die SST nehmen (Webster, [1991]).

Um einen besseren Überblick über die großräumige Variabilität in der Atmosphäre

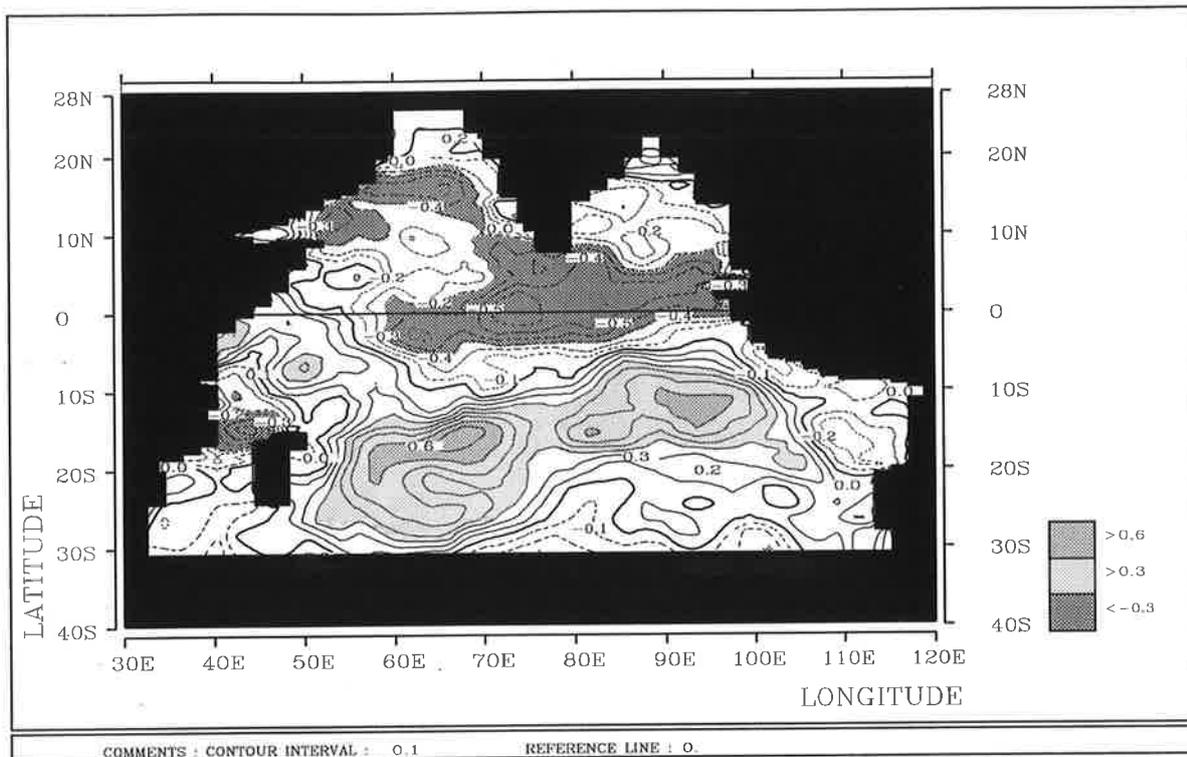


Abbildung 4: Korrelationsmuster zwischen den Anomalien der Zonalkomponente der Windschubspannung (FSU) und der beob. SST (nach Reynolds [1988]), Zeitraum 1979-88, 5-Monats Gleitmittel.

zu gewinnen, sind noch weitere atmosphärische Größen in der Region des Indischen Ozeans untersucht worden. Für die Windfelder im 200- und 850hPa Niveau, sowie die langwellige Rückstrahlung wurde eine kombinierte EOF - Analyse durchgeführt. Es handelt sich um Daten vom National Meteorological Center (NMC) der Periode 1975-85, ohne 1978.

Die Zeitreihe der 1. EOF (Abb. 5a) (erkl. Var. 14.4%) ist von einem Trend mit einer überlagerten Schwingung mit einer Periode von ungefähr zwei Jahren geprägt. Die Muster der Windfelder (Abb. 5b,c) weisen für die äquatoriale Region im 850hPa Niveau östliche und im 200hPa Niveau westliche Winde auf. Korrespondierend dazu ist das Muster der langwelligen Rückstrahlung (Abb. 5d) von einem großskaligen Signal mit positivem Vorzeichen und maximaler Intensität über Indonesien bestimmt. Eine Verbindung zum ENSO - Mechanismus kann aus diesem Signal nicht abgeleitet werden.

Die zweite EOF (Abb. 5e) (erkl. Var. 6.6%) weist, insbesondere für den 1982/83-iger El Niño, eine hohe negative Korrelation (-0.64) mit dem SOI auf. Besonders im äquatorialen Bereich haben die Windsignale in beiden analysierten Höhen (Abb. 5f,g) eine ähnliche Struktur wie die der 1.EOF. Das Muster der langwelligen Rückstrahlung, die auch mit OLR für "outgoing longwave radiation" bezeichnet wird, (Abb. 5h) ist hin-

gegen durch einen Dipol geprägt. Positive Anomalien, die höheren Temperaturen in den rückstrahlenden Wolken entsprechen und auf eine reduzierte tropische Konvektion hinweisen, sind im östlichen Indischen Ozean vorherrschend. Westlich von  $85^\circ E$  bestimmen negative Anomalien der OLR, also erhöhte Konvektion, das Muster der EOF.

Durch eine entsprechende Untersuchung von Bewölkungsanomalien (COADS, <sup>1</sup> 1970-89) kann dieses Ergebnis manifestiert werden. Aufgrund der sehr inhomogenen und lückenhaften Datenbasis erklärt die führende EOF nur etwa 2.5% der Varianz, zeigt aber in aller Deutlichkeit das ENSO - Signal (Abb. 6a). Das zugehörige EOF-Muster (Abb. 6b) hat, anlog zu den OLR - Anomalien, eine ausgeprägte Dipolstruktur. Im Falle eines warmen ENSO - Extrems nimmt die Bewölkung im Osten ab, während im Westen eine Zunahme zu verzeichnen ist.

Die Analysen der langwelligen Rückstrahlung und der Bewölkungsdaten zeigen, daß der Bedeckungsgrad über dem zentralen und östlichen äquatorialen Indischen Ozean während eines warmen ENSO - Extrems abnimmt. Dies führt zu einer erhöhten solaren Einstrahlung, die aber nicht durch eine stärkere langwellige Strahlung kompensiert wird, da die tropische Atmosphäre einen sehr hohen Wasserdampfgehalt besitzt. Demzufolge ist die langwellige Rückstrahlung unabhängig von der Bedeckung (Webster, [1991]).

Bei typischen Bewölkungsanomalien von etwa einem halben Achtel (bezogen auf die Gesamtbedeckung), verursachen einen erhöhten Nettostrahlungsfluß von etwa  $20 \left[ \frac{W}{m^2} \right]$ . Eine solche Anomalie kann Änderungen der Meeresoberflächentemperatur von etwa  $0.1 \left[ \frac{^\circ C}{Monat} \right]$  verursachen. Gemessen an typischen SST - Anomalien von weniger als  $0.5^\circ C$  im östlichen Indischen Ozean, ist dieser Prozeß nicht zu vernachlässigen.

Der Nettowärmefluß an der Ozeanoberfläche wird neben dem Nettostrahlungsfluß durch den sensiblen und den latenten Wärmefluß bestimmt. Unter Anwendung der aerodynamischen 'Bulk'-Formel (Hastenrath, [1979]) weisen beide Flüsse Abhängigkeiten von der Windgeschwindigkeit, der SST und der Lufttemperatur auf.

Der sensible Wärmefluß  $Q_{sen}$  ist gegeben durch :

$$Q_{sen} = \rho c_p c_D \cdot |\vec{v}| \cdot (T_O - T_L) \quad (1)$$

$T_O$  ist die SST,  $T_L$  die oberflächennahe atmosphärische Lufttemperatur,  $\rho$  die Luftdichte,  $c_p$  die spezifische Wärmekapazität,  $c_D$  der Austauschkoefizient und  $|\vec{v}|$  der Betrag der Windgeschwindigkeit. Entsprechend wird der latente Wärmefluß  $Q_{lat}$  definiert :

$$Q_{lat} = \rho c_D L_v \cdot |\vec{v}| \cdot (e_s(T_O) - r \cdot e_s(T_L)) \cdot \frac{0.622}{P_{ref}} \quad (2)$$

<sup>1</sup>Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set

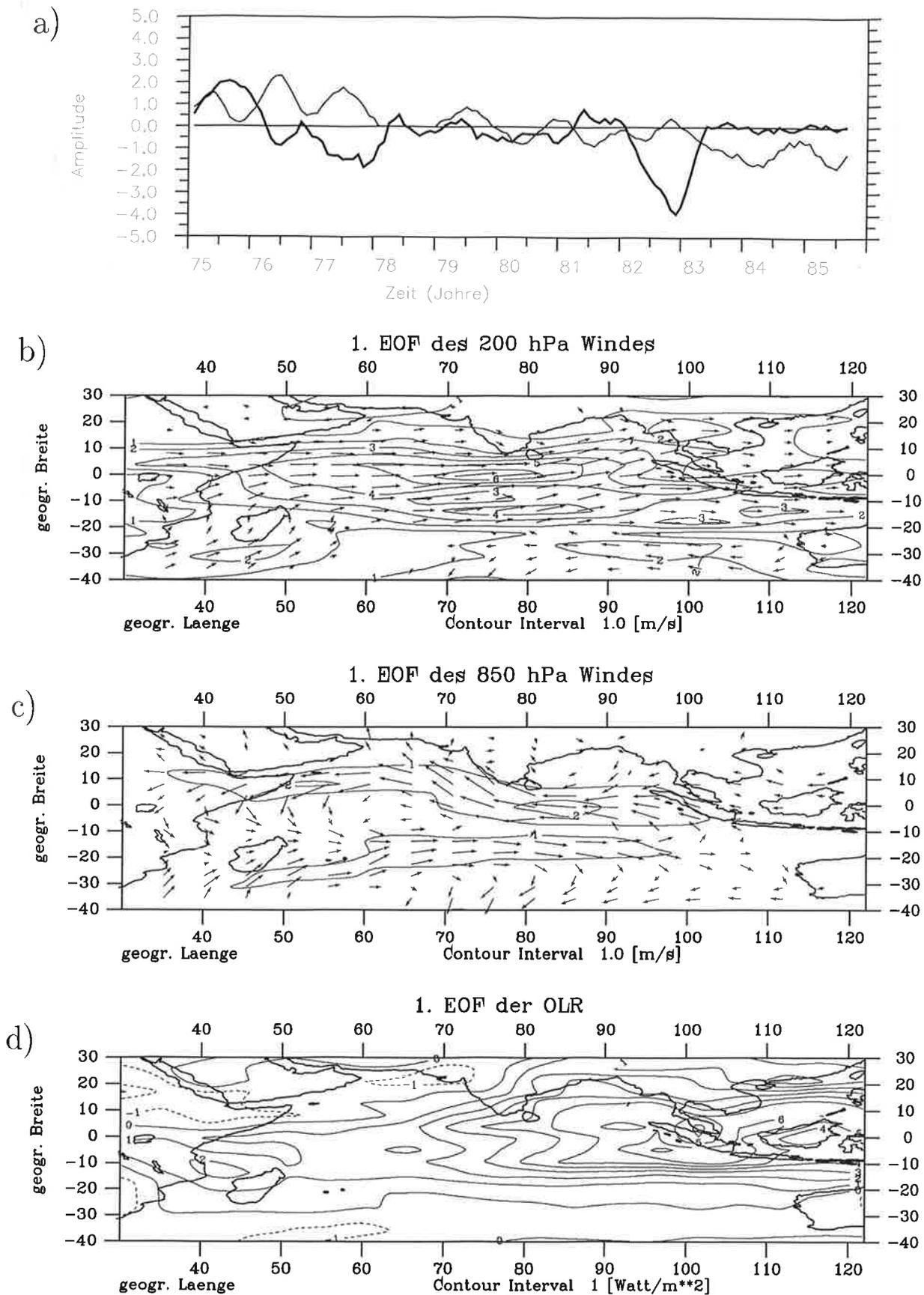


Abbildung 5: EOF - Analyse des 200 hPa-, 850 hPa- Windes und und der OLR, 1975-85: 1. EOF, erkl. Var. 14.4%, a) EOF-Zeitreihe und SOI (dicke Linie), b) EOF-Muster des Windes im 200 hPa Niveau, c) EOF-Muster des Windes im 850hPa Niveau, d) EOF-Muster der OLR

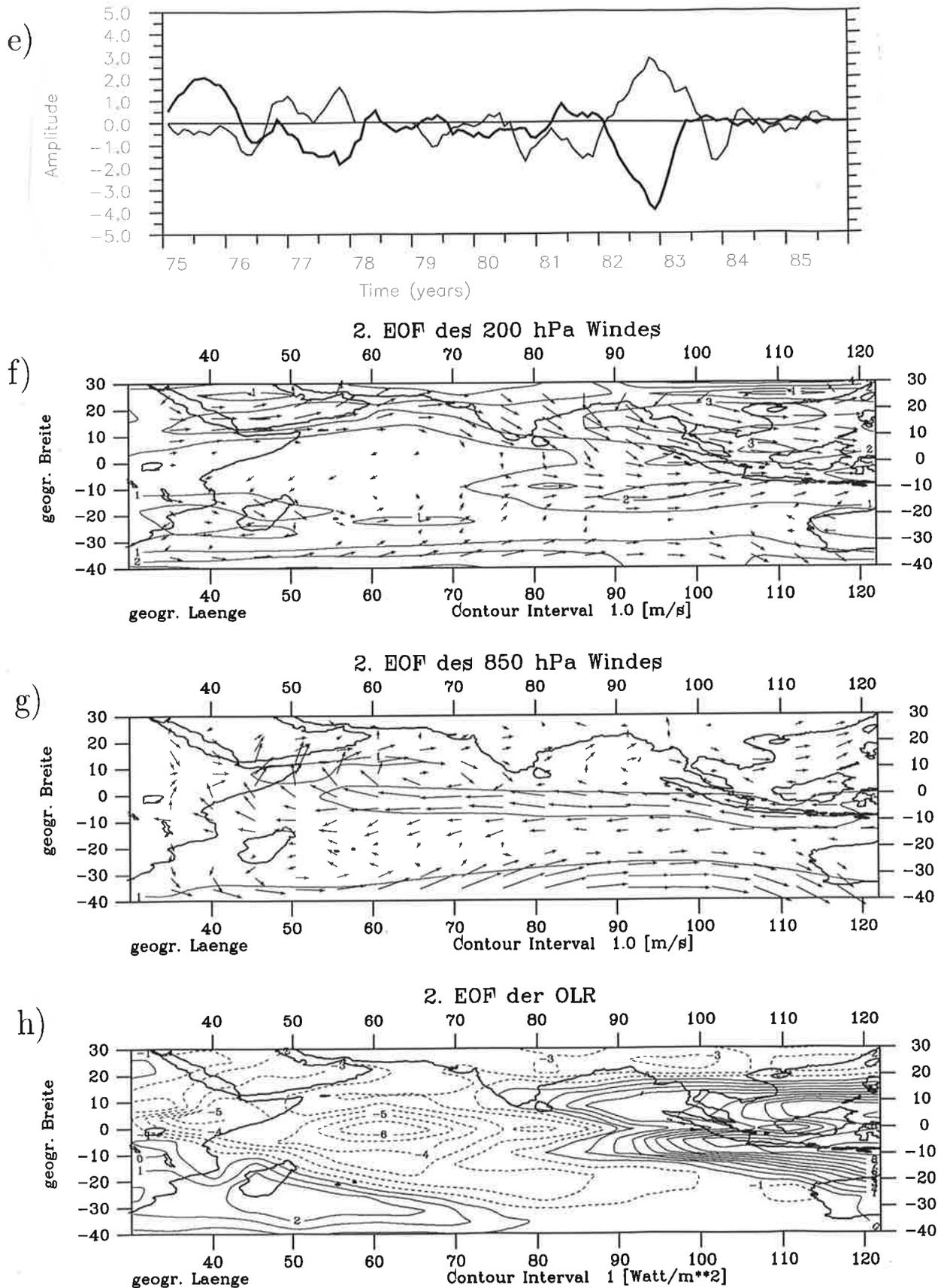
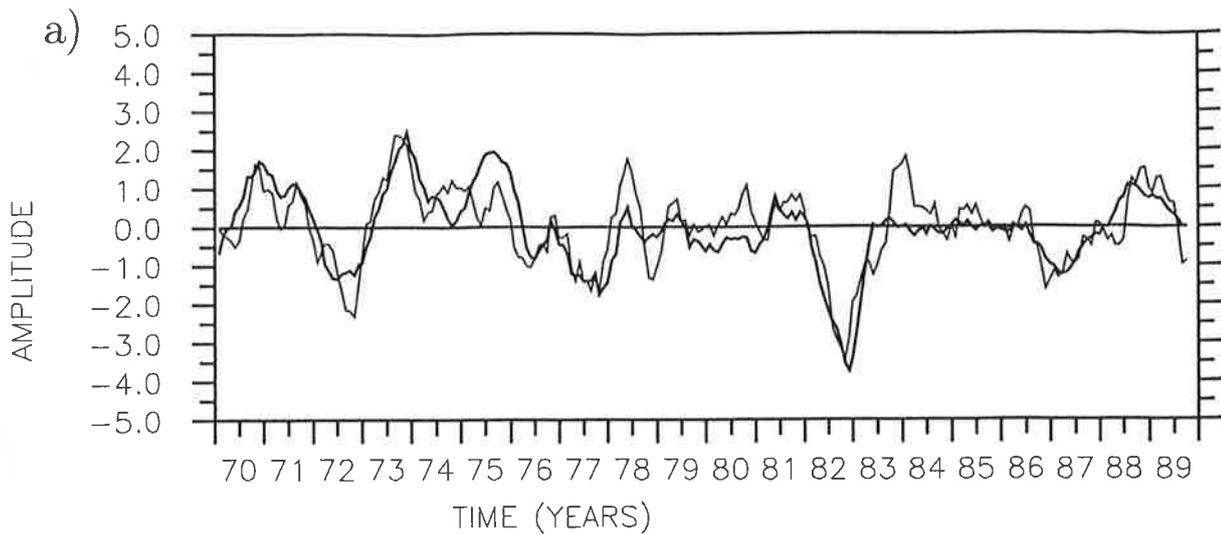


Abbildung 5: Fortsetzung von Abb. 5 für die 2. EOF, erkl. Var. 6.6%, e) EOF-Zeitreihe und SOI (dicke Linie), f) EOF-Muster des Windes im 200 hPa Niveau, g) EOF-Muster des Windes im 850hPa Niveau, h) EOF-Muster der OLR



EOF-ANALYSIS OF CLOUD COVER ANOMALY (COADS) 70-89

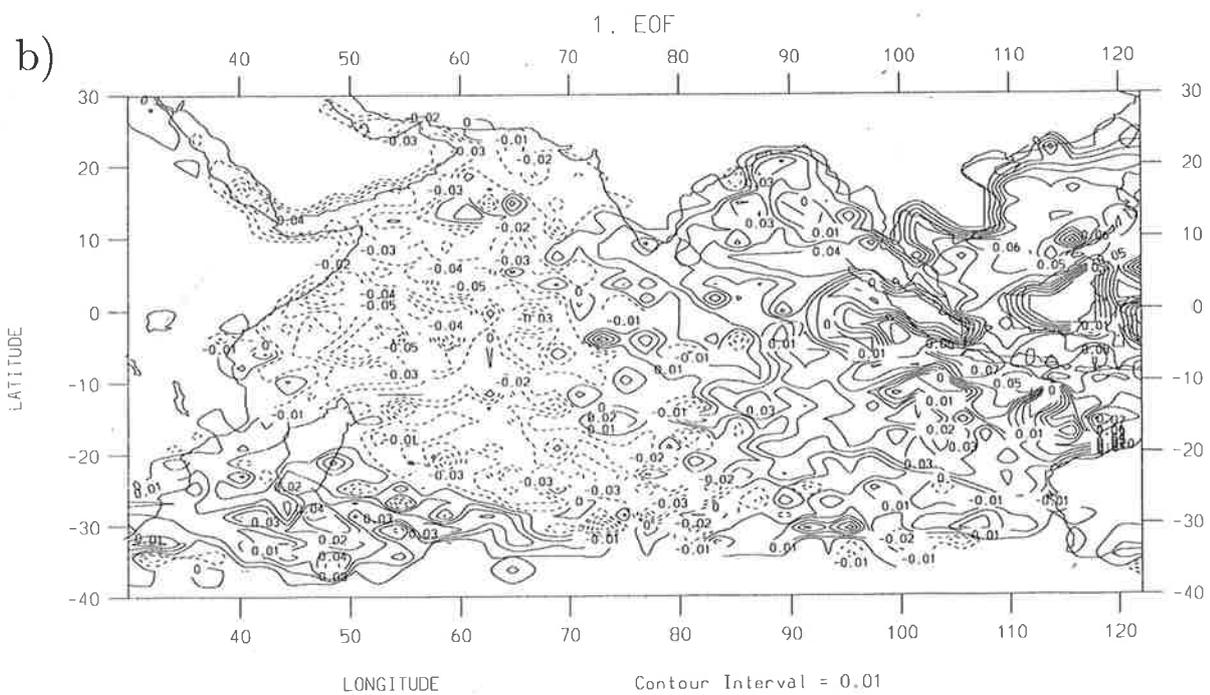


Abbildung 6: EOF - Analyse der Bewölkungsanomalien nach COADS (1970-89) a) Zeitreihe der 1.EOF und SOI (dicke Linie), b) Muster der 1.EOF, erkl. Var. 2.5%,  $\bar{\sigma} = 4.15$

$r$  bezeichnet die relative Feuchte,  $P_{ref}$  den mittleren Bodendruck,  $L_v$  die latente Verdampfungswärme und  $e_s(T)$  den Sättigungsdampfdruck.

Der sensible Wärmefluß ist etwa um eine Größenordnung kleiner als der latente (*Oberhuber*, [1990]). Abnehmende Windgeschwindigkeit führt zu einer Verringerung beider Flüsse und wirkt als positive Rückkopplung auf die SST, weil über tropischen Ozeanen der latente Wärmefluß immer, der sensible überwiegend vom Ozean zur Atmosphäre gerichtet ist.

Unter der Voraussetzung, daß sich die Differenz zwischen atmosphärischer Lufttemperatur und der SST nicht wesentlich ändert, führt ein Anstieg der SST zu einer Erhöhung der Wärmeflüsse. Diese Annahme erscheint bei den geringen Schwankungen in der Warmwassersphäre des zentralen und östlichen Indischen Ozeans in erster Näherung gerechtfertigt. Insofern müßte eine positive SST - Anomalie als negative Rückkopplung über den Wärmefluß wirken.

Der Nettoeffekt auf die latenten und sensiblen Wärmeflüsse ist für den Fall einer Windabschwächung und Ozeanerwärmung schwer abschätzbar. Im sensiblen Wärmefluß sind die Windgeschwindigkeitsvariationen aber wahrscheinlich wichtiger als die Schwankungen der Lufttemperatur, die nur eine sehr kurze Einstellzeit besitzt.

Der latente Wärmefluß ist ebenfalls linear vom Windbetrag abhängig, während Änderungen der SST unter Annahme konstanter Luft-Wasser Temperaturdifferenzen einen schwächeren Einfluß haben. Im östlichen Indischen Ozean nimmt der bodennahe Wind während eines warmen ENSO - Extrems ab, die Temperaturdifferenz Luft-Wasser bleibt, wegen der geringen Schwankungsbreite und der kurzen Einstellzeit, nahezu konstant. Eine Abschätzung des Nettoeffekts für den latenten und sensiblen Wärmefluß ergibt eine Verringerung von etwa  $20[\frac{W}{m^2}]$  vom Ozean in die Atmosphäre. Da dem Ozean weniger Wärme entzogen wird, liegt eine positive Rückkopplung vor. Im westlichen Teil des Ozeans führt eine positive Anomalie des Windbetrages, einhergehend mit größeren Luft-Wasser Temperaturdifferenzen, zu erhöhten Wärmeflüssen, möglicherweise zu einer negativen Rückkopplung auf die SST.

Zusammenfassend ergeben die Analysen der Winde in der unteren und oberen Atmosphäre, der OLR und der Bewölkung folgendes Bild, für die mit ENSO verbundene niederfrequente Variabilität im zentralen und östlichen äquatorialen Indischen Ozean (Abb. 7).

Die niederfrequente Variabilität im indo-pazifischen Raum wird vom ENSO - Signal bestimmt. Während eines warmen ENSO - Extrems (El Niño) im äquatorialen Pazifik ändert sich das atmosphärische Zirkulationsmuster folgendermaßen :

Das Gebiet starker tropischer Konvektion verlagert sich ostwärts von Indonesien in den zentralen Pazifischen Ozean. Über dem indonesischen Raum und dem östlichen

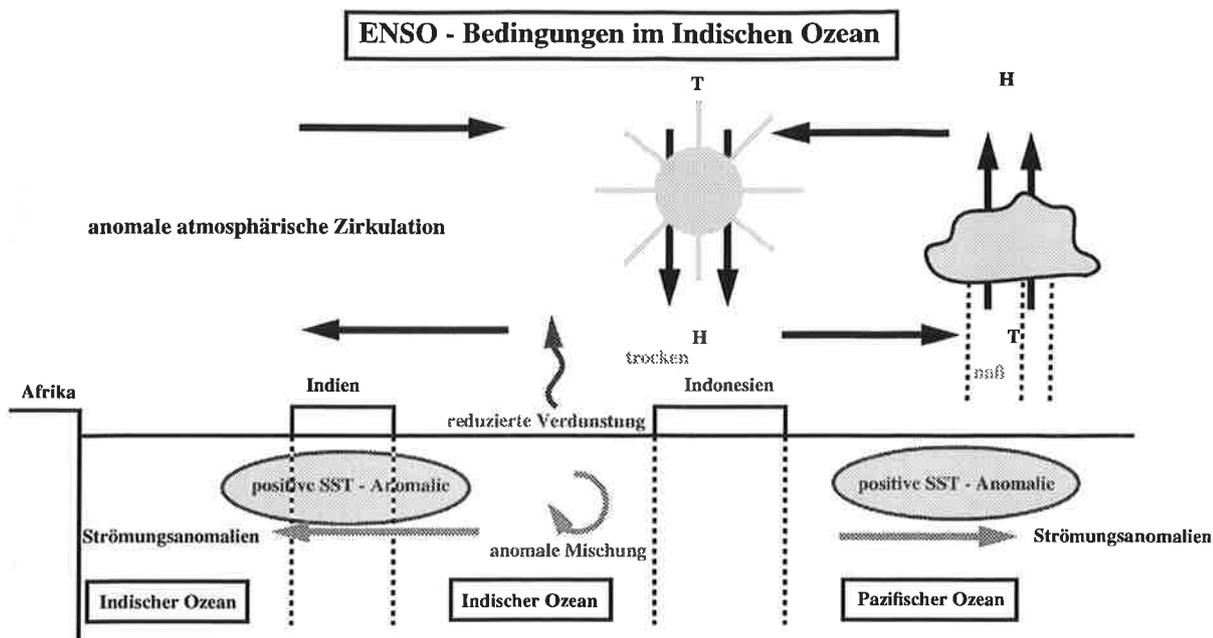


Abbildung 7: Schematische Darstellung der physikalischen Prozesse während eines warmen ENSO - Extrems im Indo-Pazifischen Raum

Im Indischen Ozean treten in der unteren Troposphäre (850 hPa) anomale Divergenz und absinkende Luftbewegung auf, während demgegenüber in der höheren Troposphäre (200 hPa) anomale Konvergenz beobachtet wird. Über dem zentralen und östlichen Indischen Ozean schwächen Ostwindanomalien in der unteren Troposphäre die dort im Jahresmittel vorherrschenden westlichen Winde ab. Bei starken Ereignissen werden sogar äquatoriale Ostwinde beobachtet.

Weiterhin vermindert die Absinkbewegung über dem östlichen Indischen Ozean dort die hochreichende tropische Konvektion.

Für die beobachtete Erwärmung der Meeresoberflächentemperatur während eines warmen ENSO - Extrems sei folgender Mechanismus als Arbeitshypothese angenommen: Abnehmende Winde führen sowohl zu einer Verringerung der vertikalen Durchmischung der oberen Schichten des Ozeans, als auch zur Reduktion der Horizontaladvektion. Hinzu kommt eine Verringerung des sensiblen und latenten Wärmeflusses vom Ozean in die Atmosphäre durch eine reduzierte Verdunstung. Der Rückgang der Bedeckung im östlichen Teil des Ozeans erhöht hier die solare Einstrahlung. All diese Prozesse können zu einer Erwärmung beitragen.

Andererseits begünstigen äquatoriale Ostwinde auch den äquatorialen Auftrieb, der kalte Wassermassen heranzführt. In der Natur scheinen jedoch die Prozesse zu domi-

nieren, die die SST erwärmen.

Für die Änderung der SST kommen also sowohl Variationen im Impuls-, wie im Wärmefluß in Frage. Über die relative Bedeutung von Impuls- und Wärmeflüssen kann auch nach der Analyse von Beobachtungsdaten keine eindeutige Aussage getroffen werden. Dafür sind insbesondere weitere ozeanische Daten notwendig. Solche Datensätze stehen jedoch nicht zur Verfügung. Um weitere Einblicke in die Dynamik der Zirkulation des Indischen Ozeans zu gewinnen, sind Modellsimulationen mit unterschiedlichen atmosphärischen Randbedingungen notwendig.

Im folgenden Abschnitt wird das ozeanische Zirkulationsmodell vorgestellt, das für diese Studie entwickelt wurde. Die Simulationen des Jahresganges werden anschließend gegenüber Beobachtungsdaten verifiziert. Im vierten Kapitel folgen dann die Experimente mit beobachteten Randbedingungen.

## 3 Modellbeschreibung und Verifikation

### 3.1 Die Modellgleichungen

Bei der Entwicklung des Modells stand die Zielsetzung im Vordergrund, die großskalige Variabilität mit unterschiedlichen Randbedingungen untersuchen zu können. Dafür mußte ein Kompromiß zwischen möglichst hoher Auflösung und Rechenaufwand gefunden werden.

Grundlage ist das von *Maier - Reimer, Latif* und *Olbers* entwickelte Modell des äquatorialen Pazifiks (*Latif*, [1987]). Es handelt sich dabei um ein auf den primitiven Gleichungen basierendes regionales Modell des tropischen und subtropischen Indischen Ozeans. Eine detaillierte Dokumentation einer globalen Version wurde von *Sterl* [1991] erstellt.

Die primitiven Gleichungen wurden gewählt, weil für die Anwendung auf äquatoriale Ozeane, eine Behandlung mit den quasigeostrophischen Modellen nicht möglich ist. Das Verschwinden des Coriolisparameters am Äquator verhindert eine Trennung von Schwere-, Trägheits- und Rossbywellen durch Filterung.

Bei der Beschränkung auf großskalige Bewegungen können in der Regel zwei Vereinfachungen in die Bewegungsgleichungen einfließen :

- 1.) die Hydrostatische Approximation
- 2.) die Boussinesq - Approximation.

Somit nehmen die horizontalen Bewegungsgleichungen die folgende Form an :

$$\frac{\partial \vec{u}}{\partial t} + (\vec{u} \nabla) \vec{u} + w \vec{u}_z - f(\vec{k} \times \vec{u}) = -\frac{\nabla p}{\rho_o} + \nabla A_H \nabla \vec{u} + (A_v \vec{u}_z)_z \quad (3)$$

$\vec{u}$  ist der horizontale Geschwindigkeitsvektor,  $f = 2\Omega \sin \phi$  der Coriolisparameter,  $\vec{k}$  die Vertikalkomponente des Einheitsvektors,  $A_H, A_v$  die horizontale, bzw. vertikale Wirbelviskosität (siehe Parametrisierungen).

Der Index "z" bezeichnet die partielle Ableitung  $\frac{\partial}{\partial z}$ .

Die Gleichung für die Vertikalbewegung reduziert sich gemäß Annahme 1.) auf die Hydrostatische Grundgleichung (4) :

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\frac{g\rho}{\rho_o} \quad (4)$$

Unter Ausnutzung der Boussinesq Approximation vereinfacht sich die Kontinuitätsgleichung zu :

$$\nabla \vec{v} = 0 \iff \frac{\partial w}{\partial z} = -\nabla \vec{u} \quad (5)$$

Mit Hilfe der Randbedingungen  $p(\zeta) = 0$  ( $\zeta$  : Wasserstand) und  $w(-H) = 0$  ergibt die Integration der Hydrostatischen Grundgleichung :

$$p(z) = -g \int_{\zeta}^z \frac{\rho(z)}{\rho_0} dz \approx g \left( \int_z^0 \frac{\rho(z)}{\rho_0} dz + \zeta \right) = p' + g\zeta \quad (6)$$

$p'$  und  $g\zeta$  werden als *barokliner* bzw. *barotroper* Druck bezeichnet.

Der Wasserstand  $\zeta$  wird als prognostische Größe aus der vertikal integrierten Kontinuitätsgleichung bestimmt. Integration von (5) liefert

$$w(z=0) - w(z=-H) = - \int_{-H}^0 \nabla \vec{u} dz \quad (7)$$

Mit  $w(z=0) = \frac{\partial \zeta}{\partial t}$  und  $w(z=-H) = 0$  folgt :

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = - \int_{-H}^0 \nabla \vec{u} dz = \nabla \hat{\vec{u}} \quad (8)$$

$\hat{\vec{u}}$  ist der barotrope Anteil der Geschwindigkeit.

Die Dichte ist eine Funktion der Temperatur, des Salzgehaltes und des Druckes. Sie wird nach einer Formulierung der UNESCO (1981) berechnet :

$$\rho = \rho(T, S, p_r(z)), \quad p_r(z) = g\rho_0 z. \quad (9)$$

$p_r(z)$  ist der Referenzdruck in der Tiefe  $z$ .

Zur vollständigen Beschreibung des Systems werden ferner Gleichungen für die Temperatur und den Salzgehalt benötigt. Temperatur - bzw. Salzgehaltsänderungen sind durch advective und diffusive Prozesse möglich, sodaß sich die Änderungen dieser Größen mit der Zeit formulieren lassen als :

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{u} \nabla T + w T_z = \nabla (D_h \nabla T) + (D_v T_z)_z \quad (10)$$

bzw.

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \vec{u} \nabla S + w S_z = \nabla (D_h \nabla S) + (D_v S_z)_z \quad (11)$$

$D_h$  und  $D_v$  sind die horizontalen bzw. vertikalen turbulenten Diffusionskoeffizienten (siehe Abschnitt Parametrisierungen).

## 3.2 Randbedingungen und Parametrisierungen

Der Ozeanboden, sowie die lateralen Ränder, bestehen aus festen Wänden. Durch diese sind keine Flüsse möglich und die Geschwindigkeiten verschwinden.

An der Ozeanoberfläche werden die atmosphärischen Randbedingungen vorgeschrieben. Alle Flüsse sollen in der obersten Schicht des Modells absorbiert werden (Schichtdicke = 20 m). Impuls-, Wärme- und Frischwasserflüsse müssen spezifiziert werden.

### 1. Der Impulsfluß

Der Impulsübertrag von der Atmosphäre in den Ozean erfolgt durch die Windschubspannung  $\vec{\tau}$  :

$$A_v \vec{u}_z = \frac{\vec{\tau}}{\rho_0}, \quad z = 0. \quad (12)$$

Die Windschubspannung  $\vec{\tau}$  wird über eine nichtlineare Beziehung aus den Oberflächenwinden abgeleitet :

$$\vec{\tau} = \rho_L c_D \cdot \vec{v} |\vec{v}| \quad (13)$$

$\vec{v}$  bezeichnet den Windvektor,  $\rho_L$  die Luftdichte und  $c_D$  den Austauschkoeffizienten.

### 2. Der Wärmefluß

Der Wärmefluß zwischen Ozean und Atmosphäre setzt sich aus dem sensiblen und dem latenten Fluß ( $Q_{sen}, Q_{lat}$ ), sowie dem Nettostrahlungsfluß ( $Q_{rad}$ ) zusammen. Die obere Randbedingung läßt sich allgemein formulieren als :

$$D_v T_z = \frac{Q}{\rho_0 c_p}, \quad z = 0. \quad (14)$$

$Q$  ist der Gesamtwärmefluß und  $c_p$  die spezifische Wärmekapazität des Wassers. Der Gesamtwärmefluß läßt sich schreiben als :

$$Q = \frac{Q_{rad} - Q_{sen} - Q_{lat}}{\rho c_p} \quad (15)$$

Für den Nettostrahlungsfluß  $Q_{rad}$  wird die Klimatologie von *Esbensen* und *Kushnir* [1981] verwendet.

Der sensible und der latente Wärmefluß sind nach der 'Bulk'formel (Gleichung (1) und (2)) formuliert. Für die Meeresoberflächentemperatur " $T_O$ " wird nun die simulierte Temperatur in der ersten Modellschicht verwendet, für die Lufttemperatur " $T_L$ " das langjährige klimatologische Mittel nach *Esbensen / Kushnir* [1981].

### 3. Der Frischwasserfluß :

Es wird kein jahreszeitlich variierender Frischwasserfluß verwendet.

Der Oberflächensalzgehalt wird über eine Relaxation am klimatologischen Jahresmittelwert festgehalten :

$$D_v S_z = \eta(S_L - S_O), \quad z = 0 \quad (16)$$

$S_L$  bezeichnet den klimatologischen Jahresmittelwert des Salzgehaltes nach *Levitus*,  $S_O$  den Salzgehalt in der obersten Modellschicht,  $\eta$  die Relaxationskonstante und  $\tau = h/\eta$  die *Relaxationszeit*. Letztere stellt ein Maß für den Zeitraum dar, in dem sich  $S$  an  $S_{Beob.}$  annähert, wenn Advektions- und Diffusionsprozesse keine Rolle spielen. Die Relaxationszeit beträgt 40 Tage.

### 4. Die vertikale Vermischung :

Die in den Bewegungsgleichungen auftretenden horizontalen und vertikalen Wirbelviskositäten ( $A_h$  und  $A_v$ ), sowie die entsprechenden Diffusionskoeffizienten ( $D_h$  und  $D_v$ ), müssen parametrisiert werden.

Die vertikale Durchmischung ist von der Stabilität der Schichtung und der Stromscherung abhängig. Daher basiert die Formulierung der vertikalen Mischungskoeffizienten  $A_v$  und  $D_v$  auf der als Stabilitätsmaß bekannte Richardsonzahl (Ri).

$$Ri = \frac{-g\partial_z P}{\rho_0[(\partial_z u)^2 + (\partial_z v)^2]} \quad (17)$$

Unter Modifizierung der von *Pacanowski* und *Philander* [1981] vorgestellten Formulierung ergibt sich :

$$A_v = (1 - a_1) \cdot A_v^{t-1} + a_1 \cdot \frac{A_{v0}}{1 + Ri^2} \quad (18)$$

$A_{v0} = 0.007[\frac{m^2}{s}]$ ,  $a_1 = 0.1$  und

$$D_v = (1 - a_1) \cdot D_v^{t-1} + a_1 \cdot \frac{D_{v0}}{1 + a_2 Ri^2} \quad (19)$$

$D_{v0} = 0.010[\frac{m^2}{s}]$ ,  $a_2 = 8$ .

Die Größen  $A_{v0}$ ,  $D_{v0}$ ,  $a_1$  und  $a_2$  sind freie Parameter. Durch die Einbeziehung des vorhergehenden Zeitschrittes ( $t - 1$ ) beinhaltet die Parametrisierung eine Art "Gedächtnis".

### 5. Die horizontale Vermischung :

Für die horizontale Diffusion in der Temperatur- und der Salzgleichung wird ein konstanter Wert angenommen ( $D_H = 5000[\frac{m^2}{s}]$ ). Die horizontale Wirbelviskosität ist hingegen abhängig von der jeweiligen Stromscherung (Details, siehe *Sterl* [1991]).

### 3.3 Das Modellgebiet und -gitter

Der Integrationsbereich des Modells reicht von  $30^{\circ}N$  bis  $42^{\circ}S$  und von  $30^{\circ}E$  bis  $120^{\circ}E$ . Damit wird der Bereich des tropischen und subtropischen Indischen Ozeans überdeckt (Abb. 8). Der Ozean wird von "realistischen" Küstenlinien begrenzt. Der Durchstrom

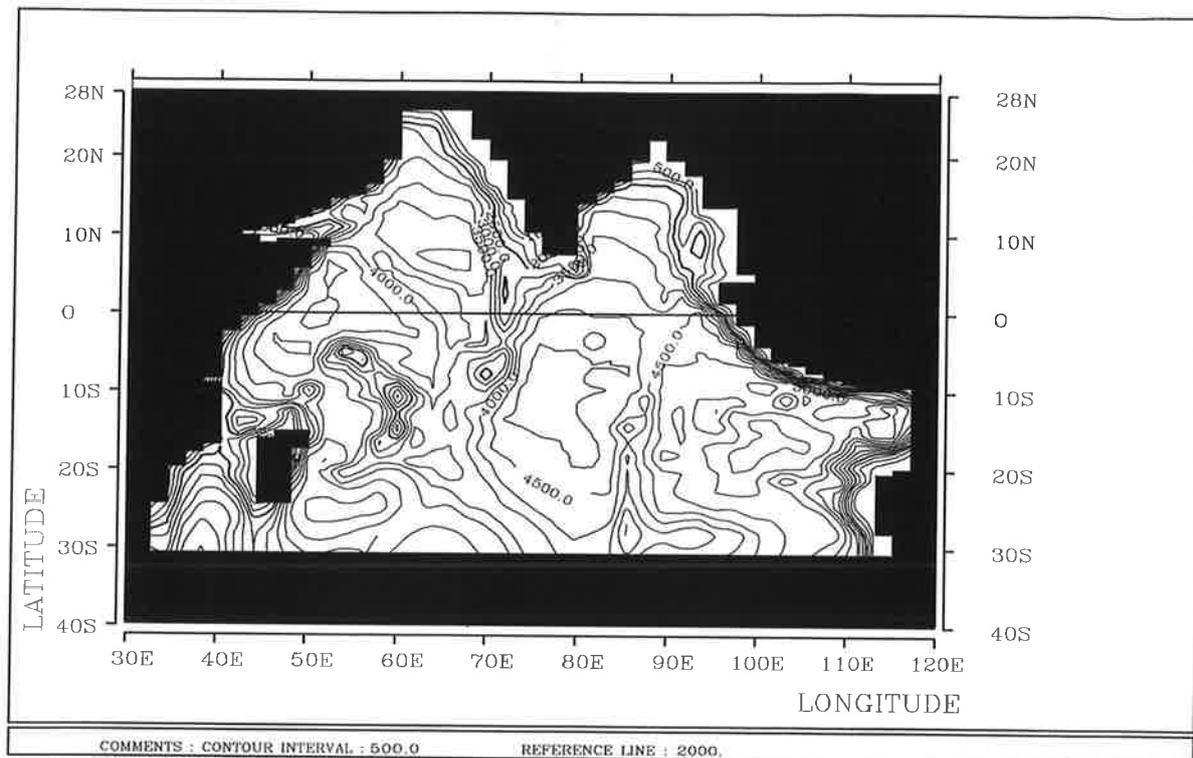


Abbildung 8: *Modellozean mit Topographie in [m]*

zwischen den Indonesischen Inseln, sowie die Verbindung zum Zirkumpolarstrom ist jedoch unterbrochen, sodaß ein abgeschlossenes Ozeanbecken entsteht. Die Gründe für die Vereinfachung sind die problematische numerische Behandlung offener Ränder und der unzureichende Forschungsstand über den indo-pazifischen Durchfluß, sowie den Meridionaltransport an der Südgrenze des Modellgebietes. Abschätzungen zum Durchstrom zwischen Pazifik und Indischem Ozean reichen von einem bis über zwanzig Sverdrup (*Wyrtki*, [1987]). Darüberhinaus ist die interannuale Variabilität sehr hoch (*Kindle*, [1989], *Clarke* [1993]).

In der Horizontalen wird ein Arakawa E-Gitter (*Arakawa u. Lamb*, [1977]) verwendet. Es handelt sich um ein versetztes Gitter, wie aus Abb. 9a zu erkennen ist. An den mit "x" bezeichneten Punkten sind alle skalaren Größen ( $T, S, \rho, P$ ) definiert, während die vektoriellen Größen (Strömung, Windschub) an den dazwischen liegenden Punkten ("o") berechnet werden.

Die Auflösung ist in zonaler Richtung konstant mit  $2^{\circ}$ . In einem Band von  $20^{\circ}N$  bis

$20^\circ S$  beträgt der meridionale Gitterabstand  $0.5^\circ$ , der sich bis an die Modellgrenzen auf  $4^\circ$  vergrößert. Mit dieser Auflösung ergeben sich in zonaler Richtung 46, in meridionaler 93 Gitterpunkte.

In der Vertikalen sind die Variablen auf einem versetzten, nicht äquidistanten Gitter in 13 Schichten definiert, von denen 10 in den oberen 400 Metern liegen (Abb. 9b). Der Ozeanboden wird mit einer realistischen Topographie dargestellt, die maximale Wassertiefe beträgt 7000 Meter (s. Abb. 8).

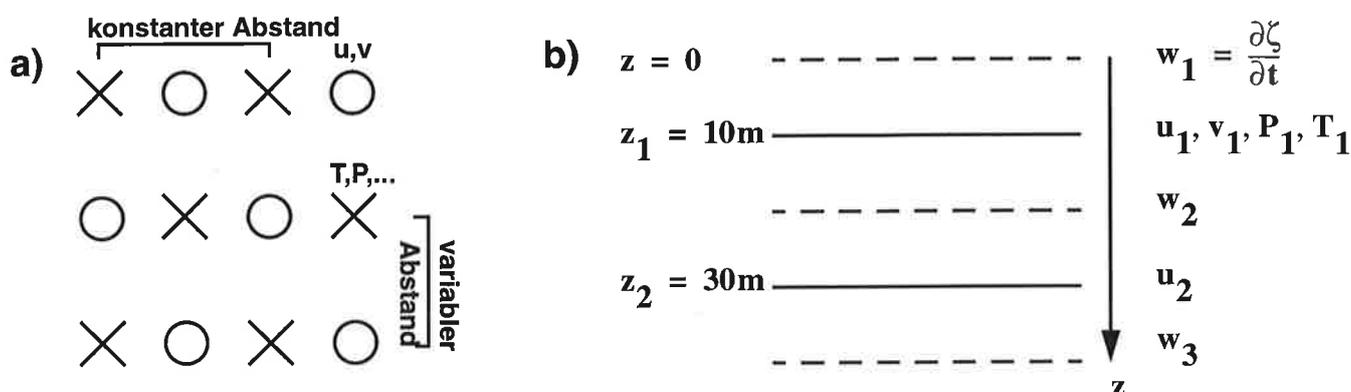


Abbildung 9: Arakawa E - Gitter a) horizontal, b) vertikal, "×" für skalare, "○" für vektoriellen Größen

### 3.4 Numerik

Bei der numerischen Lösung der Modellgleichungen auf einem Gitternetz ist der maximal mögliche Zeitschritt bei expliziter Behandlungsweise begrenzt. Die Abhängigkeit zwischen Zeitschritt und Gitterweite ist durch das Courant - Friedrich - Lewy Kriterium (CFL) gegeben :

$$\Delta t \leq \frac{\Delta x}{c \cdot \sqrt{2}}$$

Hierbei ist  $\Delta x$  der Gitterabstand,  $\Delta t$  der gewählte Zeitschritt und  $c$  die Ausbreitungsgeschwindigkeit der (schnellsten) Wellen. Die Wellen mit der höchsten Ausbreitungsgeschwindigkeit sind die Schwerewellen an der Ozeanoberfläche, die eine Geschwindigkeit von bis zu  $300 \left[ \frac{\text{m}}{\text{s}} \right]$  erreichen. Bei Nichtbeachtung der CFL - Kriteriums wird das Modell

numerisch instabil.

Die Gitterweite von 50 km am Äquator würde den Zeitschritt auf etwa 120 sec begrenzen. Um einen wesentlich grösseren Zeitschritt zu realisieren, wurde für den barotropen Anteil des Geschwindigkeitsfeldes ein impliziter Algorithmus (Gauß'sches Eliminationsverfahren) gewählt (s. *Sterl*, [1991]).

Die übrigen Gleichungen werden explizit behandelt, was eine Vergrößerung des Zeitschrittes auf 8100 sec ( $\sim 2 \frac{1}{4}$  Std.) ermöglicht. Der Rechenaufwand liegt für ein Modelljahr bei etwa einer Stunde Rechenzeit auf einem Prozessor einer Cray-2.

### 3.5 Einschwingen des Modells

Zu Beginn eines Experimentes befindet sich der Ozean in Ruhe, als Temperatur- und Salzgehaltswerte sind die klimatologischen Jahresmittelwerte nach *Levitus* [1982] vorgegeben.

Im ersten Modelljahr werden die Jahresmittelwerte der Windschubspannung, der Lufttemperatur und des Nettostrahlungsflusses als Antrieb verwendet. Darauf folgen zwei Modelljahre mit saisonal variierenden Randbedingungen.

Die nach diesem Zeitraum verbleibende Modelldrift ist, verglichen mit den jahreszeitlichen Fluktuationen, so klein, daß das Modell nach drei Jahren als cyclo-stationär betrachtet werden kann. Lediglich der tiefe Ozean, der ohnehin nur grob aufgelöst ist und in dieser Studie nicht näher untersucht wird, zeigt noch einen leichten Trend.

## 3.6 Verifikation

### 3.6.1 Der klimatologische Antrieb

In diesem Abschnitt wird der vom Modell erzeugte Jahresgang bei Antrieb mit klimatologischen Randbedingungen vorgestellt und mit Beobachtungsdaten verglichen. Es wurden drei Experimente mit verschiedenen Windklimatologien durchgeführt :

- (1) Klimatologie von Hellerman / Rosenstein (HR)
- (2) " " abgeleitet aus FSU-Daten der Jahre 1977-89
- (3) " " abgeleitet aus Analysen des ECMWF

Für die Berechnung der Windschubspannung aus den Winddaten, gemäß Gleichung (13), wird für die Klimatologien nach *Hellerman* und *Rosenstein* [1983], sowie FSU (*Legler* [1989]), ein konstanter Austauschkoefizient angenommen :

$$\rho_L \cdot c_D = 1.2 \left[ \frac{\text{kg}}{\text{m}^3} \right] \cdot 1.5 \cdot 10^{-3}$$

Die vom ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) analysierten Windschubdaten beinhalten einen Ansatz mit einem räumlich und zeitlich variablen Austauschkoefizienten nach *Trenberth* [1989]. Dieser ist im Modellgebiet um etwa 30% kleiner, als der der beiden anderen Datensätze.

Der zeitliche Verlauf der Windschubspannung entlang des Äquators ist für die drei Windklimatologien in Abb. 10 dargestellt. Der saisonale Richtungswechsel ist im westlichen Teil des Ozeans am stärksten ausgeprägt. Während im Winter nordöstliche Winde vorherrschen, sind im Sommer südwestliche Winde bestimmend. Im östlichen Teil des äquatorialen Indischen Ozeans sind südwestliche Winde dominierend. Die Differenzen zwischen den Winddatensätzen von HR und FSU sind klein. Die größten Unterschiede treten in den vom Monsun beeinflussten Regionen auf der Nordhalbkugel und im Bereich des Südost - Passates auf. Beide Datensätze benutzen Schiffsdaten als Basis, für die ECMWF - Winde konnten auch andere Beobachtungen, wie z.B. Bodendruckdaten, für die Analyse herangezogen werden. Diese wurden mit einem vierdimensionalen Assimilationsverfahren aufbereitet (*Trenberth*, [1989]). Wegen der unterschiedlichen Datenbasis und des Analyseverfahrens weicht der ECMWF - Datensatz deutlich von den beiden anderen ab. Insbesondere im Nordsommer ist die Monsunzirkulation insgesamt schwächer ausgeprägt. Im zentralen äquatorialen Indischen Ozean treten zu dieser Jahreszeit Ostwinde auf, während die beiden anderen Datensätze westliche Winde aufweisen. Dieser Umstand hat deutliche Auswirkungen auf die simulierten Strömungen (s.u.).

Die Randbedingungen für die Wärmeflüsse und den Oberflächensalzgehalt sind gemäß

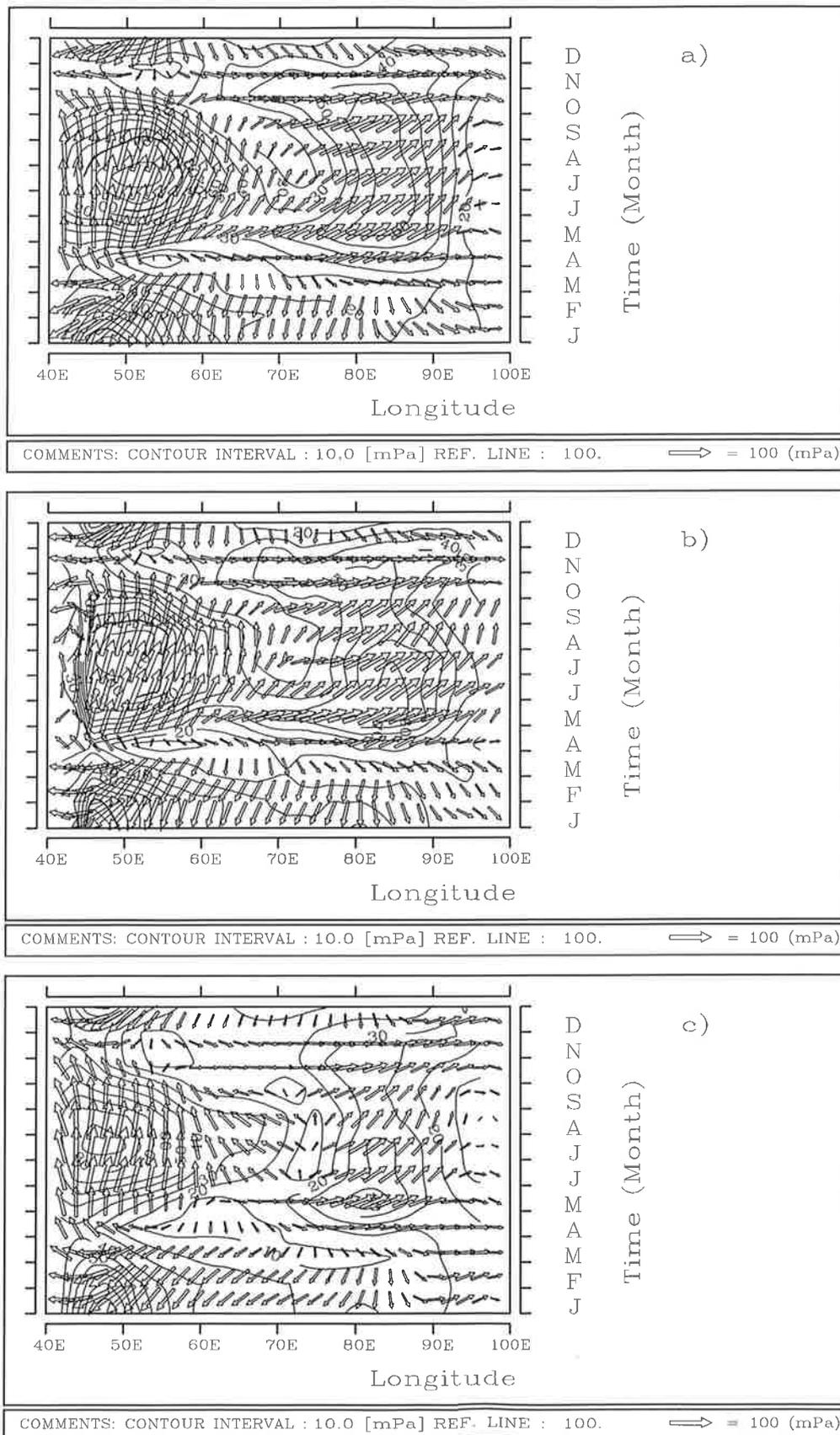


Abbildung 10: Hovmöllerdiagramme entlang des Äquators für a) Hellerman / Rosenstein - , b) FSU - und c) ECMWF - Windschubspannung in [mPa]

Gleichungen (15)-(16) formuliert. Während der Nettostrahlungsfluß und die Relaxation an einen mittleren Salzgehalt für alle Simulationen unverändert bleiben, wird der latente und der sensible Wärmefluß durch die jeweilige Windklimatologie modifiziert. Jedem Experiment geht ein Einschwingvorgang, wie in Abschnitt 3.6 beschrieben, voraus. Die im folgenden vorgestellten Ergebnisse beziehen sich jeweils auf das vierte Simulationsjahr.

### 3.6.2 Simulationen des Jahresganges

In den Abbildungen (11-15) sind die Modellergebnisse den Beobachtungen gegenübergestellt. Da es sich bei der HR-Windklimatologie um einen sehr häufig verwendeten Datensatz handelt und die Differenzen zwischen den Experimenten (1) (HR-Wind) und (2) (FSU-Wind) sehr klein sind, werden im folgenden nur die Ergebnisse der Experimente (1) und (3) diskutiert.

In Abb. 11a-c ist die zeitliche Entwicklung der Zonalkomponente der Oberflächenströmung für die Beobachtungen und die Simulationen (1) und (3) dargestellt. Die Strömungsmessungen sind aus Schiffsdriftdaten (*Reverdin*, [1987]) gewonnen.

In den Hovmöllerdiagrammen ist der Jahresgang entlang des Äquators gemittelt zwischen  $1^{\circ}N - 1^{\circ}S$  aufgetragen. Hauptmerkmal der äquatorialen Zonalströmung im Indischen Ozean ist der vierteljährliche Wechsel der Strömungsrichtung. Der Winter ist durch den Nordostmonsun geprägt, der eine westwärts gerichtete Strömung antreibt. Im Frühjahr (April - Mai) kehrt sich die Strömung durch westliche Winde rasch um. Es kommt zur Ausbildung eines äquatorialen Jets (*Wyrtki*, [1973]), der auch als "Wyrtki - Jet" bezeichnet wird (*O'Brien*, [1974]). Nach einer erneuten Strömungsumkehr im Sommer tritt der Wyrtki-Jet im Spätherbst erneut auf. Die westwärts gerichteten Strömungen erreichen im Monatsmittel Geschwindigkeiten von etwa  $60[\frac{cm}{s}]$ , während die äquatorialen Jets Geschwindigkeiten von mehr als  $80[\frac{cm}{s}]$  aufweisen.

Verglichen mit den Beobachtungsdaten, ist der sommerliche Richtungswechsel im ersten Modellexperiment mit HR - Winden (Abb. 11a) schwächer ausgeprägt. Dagegen fallen beide Jetmaxima mit Strömungsgeschwindigkeiten von über  $100[\frac{cm}{s}]$  etwas stärker aus. Insgesamt ist die Übereinstimmung mit den Schiffsdaten gut.

Bei Antrieb mit dem ECMWF - Datensatz (3) ist die Strömungsumkehr im Sommerhalbjahr wesentlich deutlicher (Abb. 11b). Dies wird durch die kleine Ostwindkomponente in den ECMWF - Winddaten im zentralen äquatorialen Ozean verursacht. In den beiden anderen Windfeldern bleibt hingegen eine schwache Westwindkomponente erhalten (vergl. Abb. 10). Auch die Asymmetrie in der Stärke der Wyrtki - Jets im Experiment (3) kann direkt auf das antreibende Windfeld zurückgeführt werden, da die Westwinde im Frühjahr stärker sind als im Herbst.

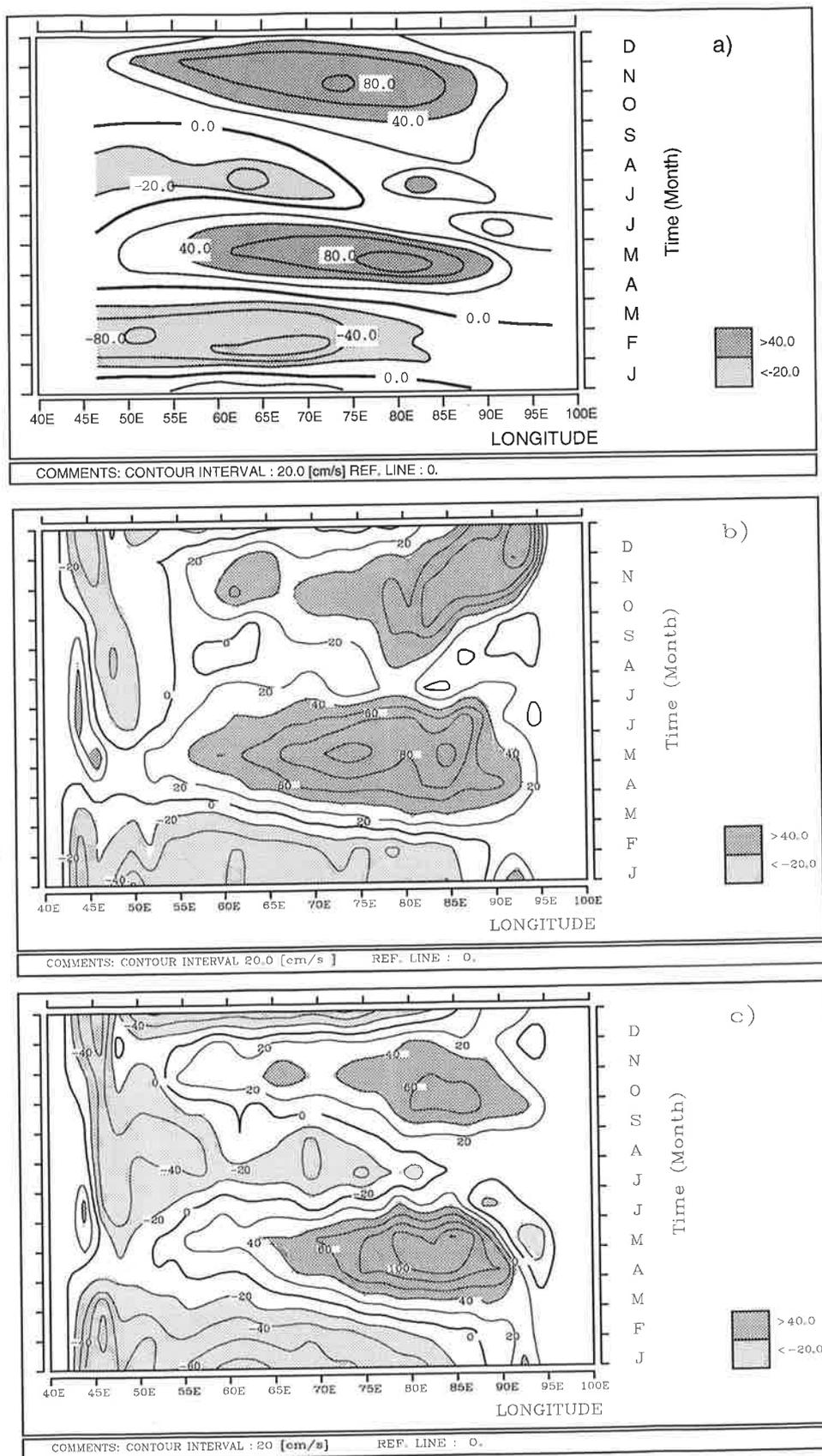


Abbildung 11: Hovmöllerdiagramme der Zonalströmung gemittelt zwischen  $1^{\circ}N - 1^{\circ}S$  entlang des Äquators für a) Beobachtungen nach Reverdin [1987], b) HR - und c) ECMWF - Experiment

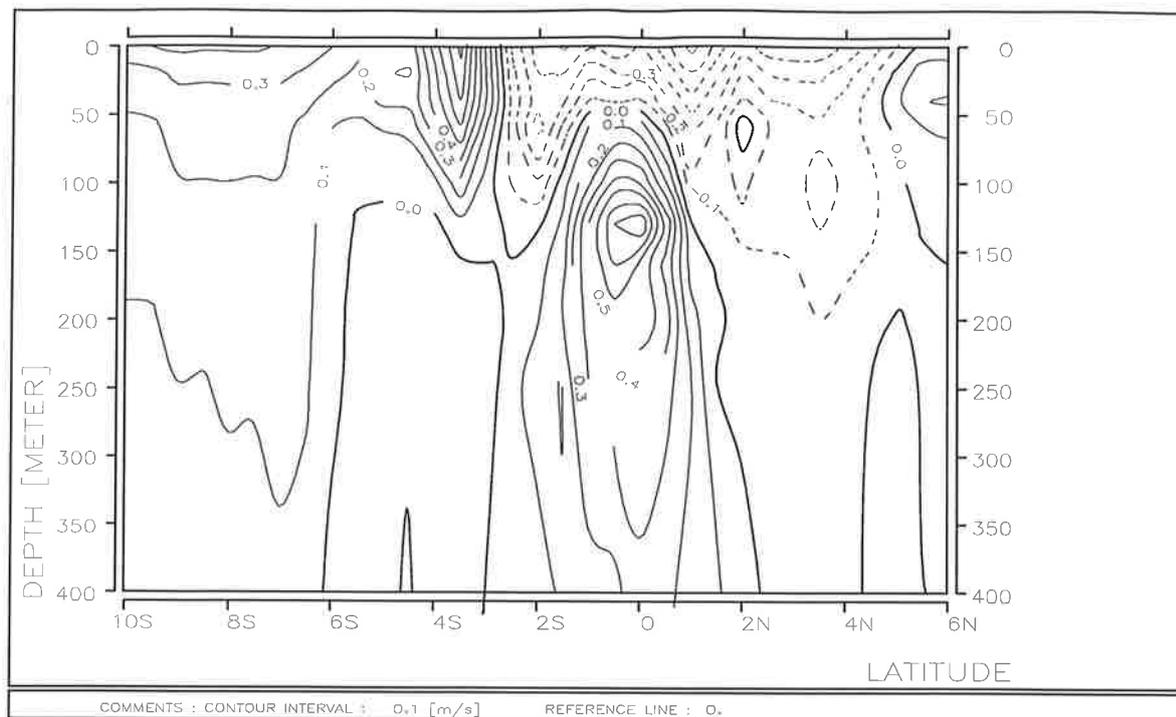


Abbildung 12: Zonalströmung bei 56°E im Februar (Exp. (3)): westwärts gerichtete Strömungen sind durch gestrichelte Linien verdeutlicht, ostwärts gerichtete durch durchgezogene Linien

Als weitere Besonderheit der Zirkulation des Indischen Ozeans tritt, im Gegensatz zum Pazifik und Atlantik, der äquatoriale Unterstrom nur im Spätwinter und gelegentlich im Spätsommer auf (Visbek, [1993]). Angetrieben durch bodennahe Ostwinde, entwickelt sich eine westwärts gerichtete Oberflächenströmung, unter der sich der äquatoriale Unterstrom aufbaut. Dieser konnte auch in den Modellexperimenten nachgewiesen werden. In Abb. 12 ist die Zonalströmung (Exp. (3)) in einem Meridionalschnitt zwischen 10°S und 6°N in den oberen 400 Metern dargestellt. Der Unterstrom erreicht im Februar maximale Geschwindigkeiten von  $60 - 80 \left[ \frac{cm}{s} \right]$  in einer Tiefe von 100-150 Metern. Dieses Ergebnis steht in guter Übereinstimmung zu Messungen von Leetma und Stommel [1980]. Die äquatorialen Westwinde führen zum Zusammenbrechen des Unterstromes im Frühjahr. Eine Simulation des Unterstroms während der Sommermonate gelingt nur im Experiment (3), bedingt durch die äquatorialen Ostwinde in den ECMWF - Daten (vergl. Abb. 10c).

Ebenso wie der äquatoriale Unterstrom wird auch der äquatoriale Gegenstrom im Indischen Ozean nur während der Wintermonate beobachtet. In Abb. 12 ist der Gegenstrom mit einem Maximum bei etwa 4°S deutlich zu erkennen. Die Stärke von etwa  $60 \left[ \frac{cm}{s} \right]$  stimmt ebenfalls gut mit Beobachtungsdaten überein (Knox, [1985]).

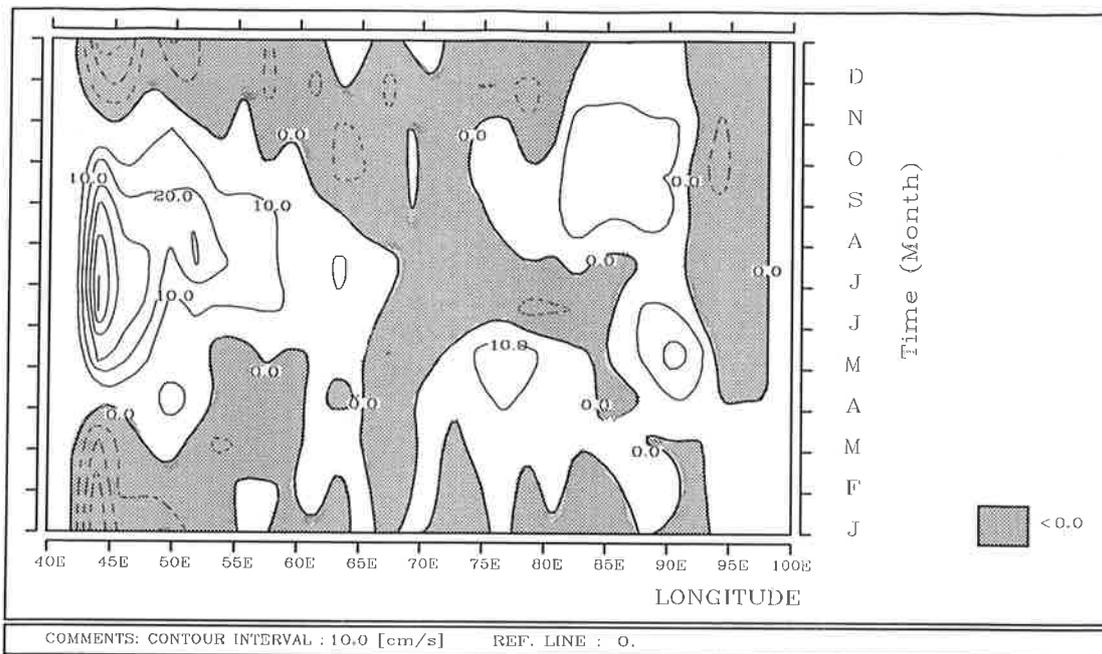


Abbildung 13: Hovmöllerdiagramm der Meridionalströmung gemittelt zwischen  $1^{\circ}N - 1^{\circ}S$  entlang des Äquators für das Experiment (1)

Die zeitliche Entwicklung der meridionalen Strömungskomponente (Abb. 13 für das Experiment (1)) ist durch den rapiden Richtungswechsel des Somaliströms im westlichen Indischen Ozean geprägt. Während bis April eine südwärts gerichtete Strömung, getrieben durch den Nordost - Monsun vorherrscht, kommt es im Mai zu einer raschen Strömungsumkehr zum sommerlichen Südwest - Monsunstrom. Dieser verschwindet erst wieder im Spätherbst und wechselt dann abermals die Richtung. Der Somalstrom erreicht seine größte Intensität erst nördlich des Äquators. Die Klimatologie der Oberflächenströmung nach *Hastenrath* [1989] weist maximale Geschwindigkeiten von mehr als  $100[\frac{cm}{s}]$  für den Monat Juli vor der Küste Somalias bei etwa  $5^{\circ}N$  auf (Abb. 14a). Die simulierten Oberflächenströmungen (Abb. 14b für Experiment (1)) stimmen hiermit gut überein, wenngleich punktuelle Messungen (*Schott*, [1990]), Strömungsgeschwindigkeiten von mehr als  $200[\frac{cm}{s}]$  ergaben. Der nordostwärts gerichtete Massentransport, entlang einer Linie bei  $5^{\circ}N$  zwischen der Küste und  $52^{\circ}E$ , beträgt in den oberen 200 Metern im Monat Juli etwa 45 Sverdrup im Vergleich zu  $60[Sv]$  aus Beobachtungen *Swallow* [1966].

Wegen der groben Auflösung ( $2^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ ) ist das Modell nicht in der Lage, die mesoskaligen Wirbel im Somalstrom vor der Küste Somalias zu reproduzieren (*Schott*, [1983], *Luther*, [1985]).

In den anderen äquatorialen Regionen ist die meridionale Strömungskomponente ver-

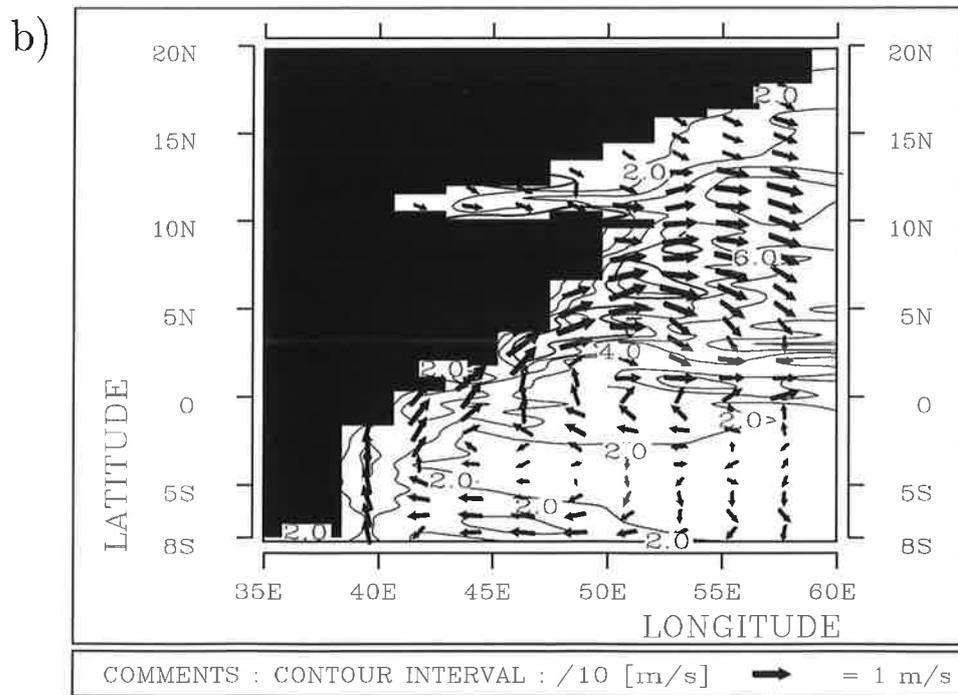
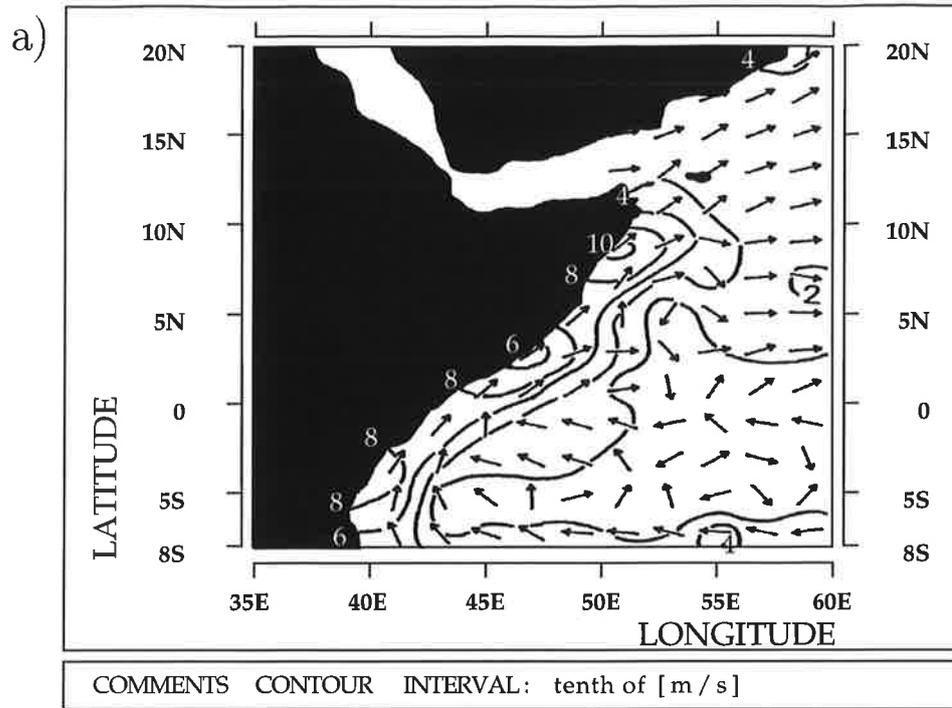


Abbildung 14: Somalistrohm im Juli: a) Beobachtung nach Hastenrath [1979], b) Simulation (HR)

glichen mit der Zonalströmung klein ( $\leq 20[\frac{cm}{s}]$ ). Im Gegensatz zur Zonalströmung liefern die beiden anderen Experimente in Hinblick auf die meridionale Strömungskomponente sehr ähnliche Ergebnisse.

Die saisonalen Variationen der Meeresoberflächentemperatur sind im äquatorialen Indischen Ozean im allgemeinen gering (weniger als  $1-2^{\circ}C$ ). Nur am Westrand des Ozeans treten größere Schwankungen im Bereich des Somalstroms auf, wo durch Aufquellen kalter Wassermassen Oberflächentemperaturen unter  $20^{\circ}C$  beobachtet werden (Schott, [1983]). In der Simulation ist dieser Prozeß angedeutet (Abb. 15a für Exp.(1)). Wie bereits bei der meridionalen Strömungskomponente erläutert, können aufgrund der Auflösung keine mesoskaligen Strukturen simuliert werden. Der Vergleich mit einer Klimatologie (Abb. 15b, Levitus, [1982]), deren zonale Auflösung gleich ist, zeigt eine gute Übereinstimmung. Die simulierte SST ist aber generell um etwa  $1^{\circ}C$  niedriger als die beobachtete. Diese systematische Abweichung ist abhängig von der Parametrisierung der vertikalen Mischung.

Eine Analyse der thermischen Struktur der oberen 400m soll verdeutlichen, daß Stärke und Tiefe der Thermokline sehr stark von der Wahl des numerischen Verfahrens für die Behandlung der Horizontaladvektion von Temperatur und Salzgehalt abhängt. In Abb. 16 sind drei Zonalschnitte der Temperatur längs des Äquators für die oberen 400m im Monat Juli aufgetragen. Abb. 16a zeigt die Klimatologie nach Levitus, b) die Simulation (3) mit einem "up-stream"- Verfahren und c) analog zu b), unter Verwendung eines Halbschrittverfahrens nach Matsuno (s. Sterl, [1991]). Im Juli beginnt die beobachtete Thermokline in einer Tiefe von etwa 50 Metern. Die Dicke beträgt etwa 100 Meter, mit einer leichten Neigung von West nach Ost (Abb. 16a). Bei der Verwendung eines upstream - Verfahrens für die Horizontaladvektion, kann die Thermokline nur sehr diffus simuliert werden (Abb. 16b). Bei einer Dicke von knapp 200 Metern liegt die Untergrenze in etwa 220 Metern Tiefe. Unterhalb dieser Schicht liegen die Modelltemperaturen etwa  $1-2^{\circ}C$  unter den Beobachtungen. Das Halbschrittverfahren liefert eine sehr scharfe Thermokline, die in 50 - 80 Meter Tiefe beginnt und nur bis auf 130 - 150 Meter hinabreicht (Abb. 16c). Darunter ist der Temperaturgradient deutlich schwächer, die Temperaturen liegen aber um etwa  $2^{\circ}C$  höher als in den Beobachtungen. Die geringere numerische Diffusion dieses Verfahrens führt zu etwas stärkeren Gradienten und kleinräumigeren Strukturen. Da aber insgesamt die Struktur der Thermokline durch das Matsuno - Verfahren erheblich besser simuliert werden kann, wird im folgenden nur noch dieses Verfahren benutzt.

Die Jahrgangsexperimente lassen sich folgendermaßen zusammenfassen :

Die Simulationen des Jahrganges unter Verwendung verschiedener Windfelder stimmen gut mit den Beobachtungen überein. Insbesondere im äquatorialen Bereich wird

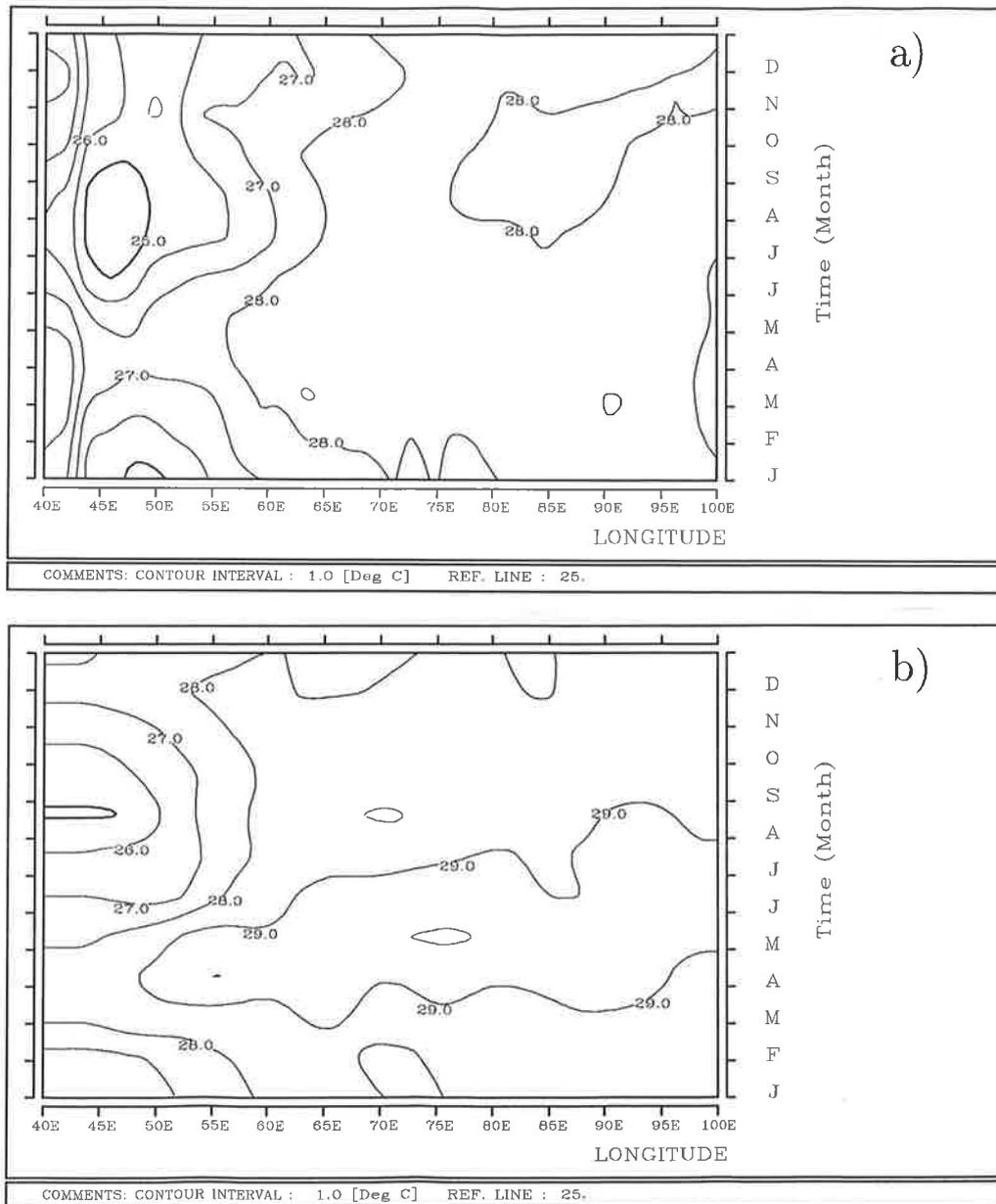


Abbildung 15: Hovmöllerdiagramme der SST gemittelt zwischen  $1^{\circ}N-1^{\circ}S$  entlang des Äquators für a) HR - Experiment, b) Klimatologie nach Levitus [1982]

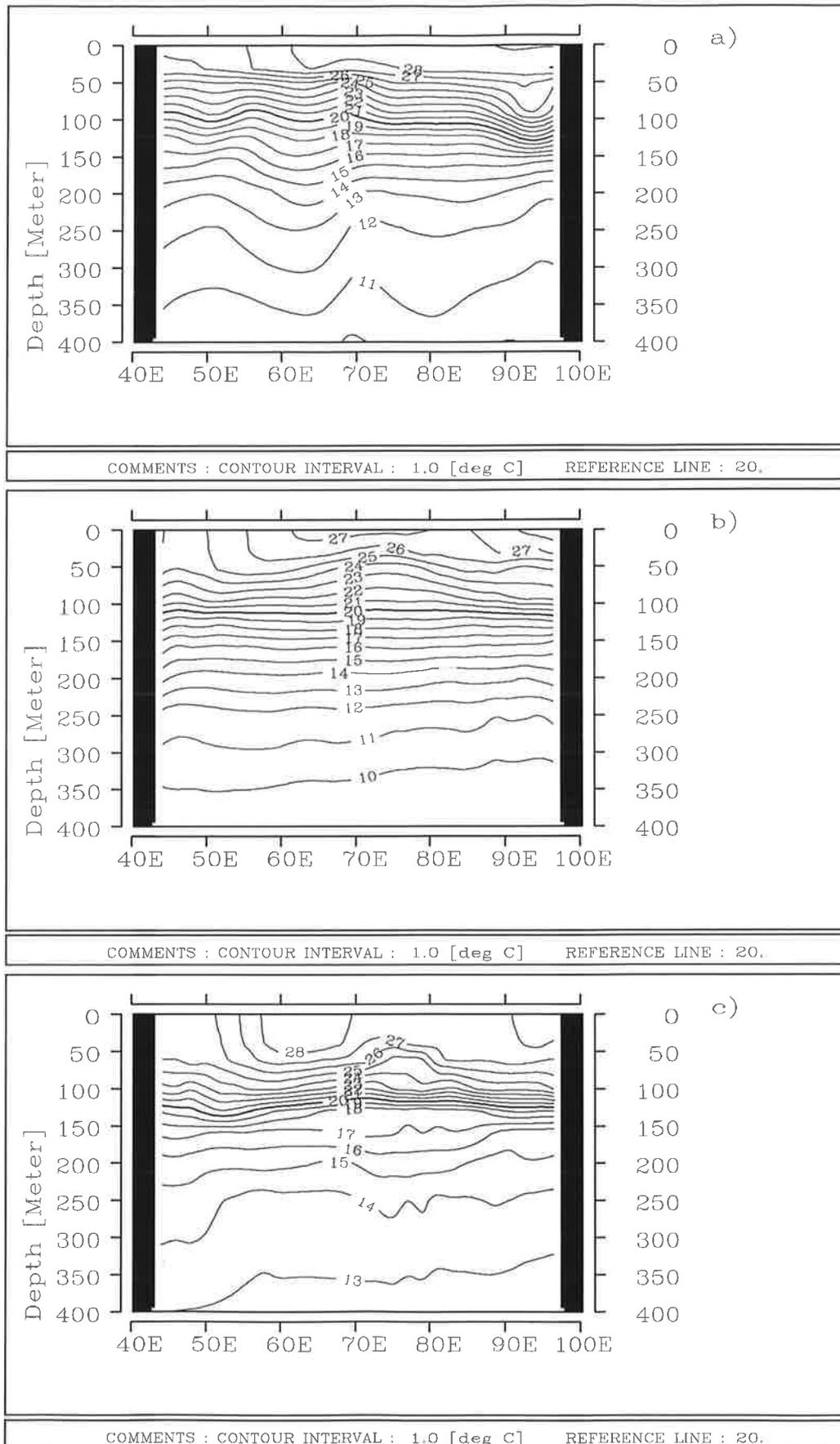


Abbildung 16: Zonalschnitte der Temperatur im Juli längs des Äquators a) Klimatologie nach Levitus, b) mit "up-stream" Temperaturadvektion, c) Temperaturadvektion mit dem "Halbschritt"-Verfahren

die thermische und dynamische Struktur des oberen Ozeans gut reproduziert. Mesoskalige Prozesse, die in einigen Regionen, wie im Bereich des Somalistroms, eine wichtige Rolle spielen, können wegen der verwendeten Auflösung nicht simuliert werden. Die Vergleichsrechnungen mit unterschiedlichen Winddatensätzen weisen eine hohe Sensitivität bezüglich des Windantriebs auf. Die Simulation mit ECMWF - Winden liefert das realistischste Bild der mittleren Zirkulation im Indischen Ozean.

## 4 Interannuale Variabilität

### 4.1 Übersicht

In Kapitel 2 wurde die niederfrequente Variabilität anhand atmosphärischer und ozeanischer Beobachtungen untersucht. Die Analyse der SST, der Oberflächen- und Höhenwinde, der Bewölkung und der langwelligigen Ausstrahlung weist auf eine deutliche Verbindung zum ENSO - Phänomen hin. Verglichen mit dem Pazifik ist das Signal im Indischen Ozean zwar erheblich schwächer, dennoch kann etwa ein Drittel der Varianz in der SST durch ENSO erklärt werden.

Den zentralen Antriebsmechanismus stellt die zonale Verlagerung der Walkerzirkulation dar. In Abb. 17 (nach Webster [1991]) ist im oberen Diagramm die ungestörte Walkerzirkulation mit aufsteigenden Luftmassen über Indonesien und einem Absinken über dem Indischen Ozean dargestellt. Während eines warmen ENSO - Extrems (unteres Bild) verlagert sich das Tiefdrucksystem über Indonesien ostwärts in den Zentralpazifik. Absinkende Luftmassen mit Bewölkungsrückgang und abnehmender Konvektion werden über dem indonesischen Raum und dem östlichen Indischen Ozean beobachtet. Dagegen ist in den westlichen Regionen schwache Konvergenz vorherrschend. Diese

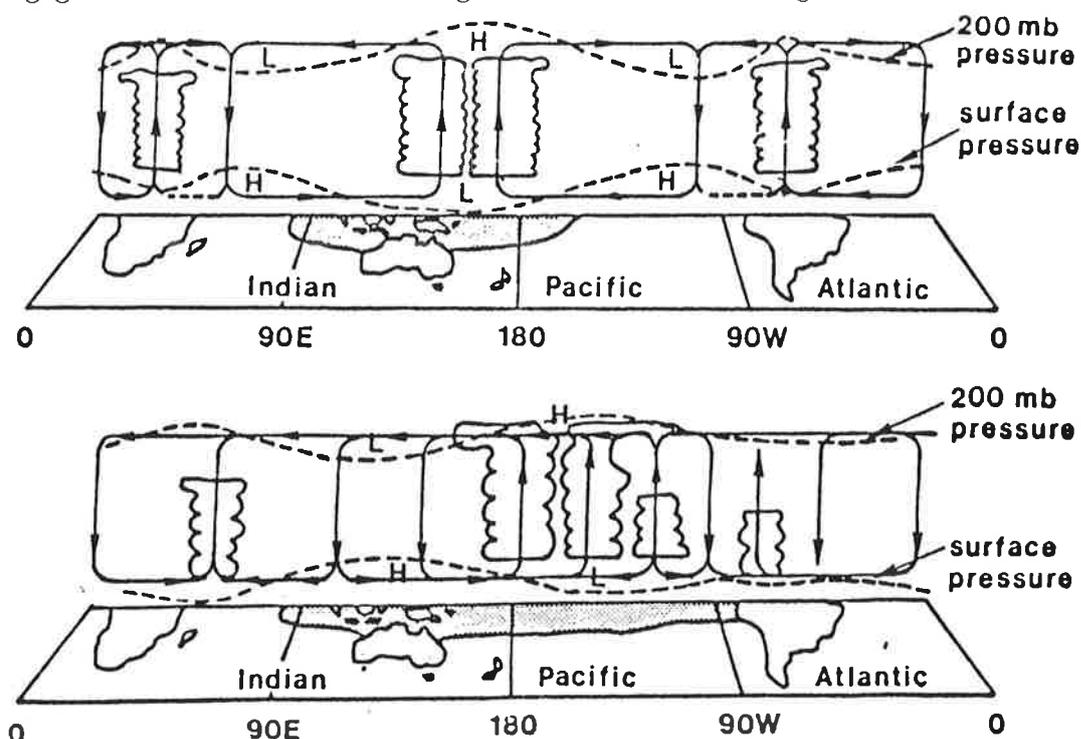


Abbildung 17: Walkerzirkulation a) ungestört, b) bei einem El Niño  
(nach Webster [1991])

Änderungen der großskaligen Zirkulation wirken auf die dynamischen und thermodynamischen Prozesse im Indischen Ozeans zurück.

Da keine ozeanischen Daten über längere Zeiträume und hoher räumlicher Auflösung zur Verfügung stehen, können Hypothesen über die Änderung der SST im Indischen Ozean nur mit Hilfe von Modellsimulationen überprüft werden. Bei dem hier betrachteten Phänomen stehen Ozean und Atmosphäre in enger Wechselwirkung. Insofern wäre es naheliegend, Simulationen mit einem gekoppelten Modell von Ozean und Atmosphäre durchzuführen. Wegen der Klimadrift dieser Modelle (*Latif et al.*, [1993a,b]), wird aber das in Kapitel 3 beschriebene Ozeanmodell in ungekoppelten Experimenten mit beobachteten atmosphärischen Randbedingungen angetrieben.

Mit dieser Methode ist es möglich, die Wirkung des Windes und die der Wärmeflüsse getrennt zu betrachten. Im ersten Teil der Untersuchungen (s. Tabelle 1) steht der Windantrieb im Vordergrund. Danach schließen sich Experimente mit einem einfachen Deckschichtmodell an. In diesen wird die lokale Wirkung verschiedener Randbedingungen im Wärmefluß auf die SST analysiert. Im dritten Abschnitt des Kapitels folgen weitere Simulationen mit dem Zirkulationsmodell, in denen die Variabilität durch Wärmeflußrandbedingungen näher untersucht wird.

Die Initialisierung aller Simulationen erfolgt vom Zustand des Ozeanmodells nach vier, mit klimatologischen Randbedingungen gerechneten Jahren.

**Modellexperimente mit beobachteter Windschubspannung**

Exp.	Wind	$Q_{rad}$	$Q_{lat}/Q_{sen}$	Zeitintervall
1	FSU	Klimatologie	klimat. Luftt., beob. Wind	1979 - 88
2	ECMWF	“	“	1980 - 89

**Tabelle 1** : Modellexperimente bei Antrieb mit beobachteter Windschubspannung

## 4.2 Experimente mit beobachtetem Wind

Nach *Wyrtki* [1975] kann die Zirkulation in äquatorialen Auftriebsgebieten in erster Näherung als windgetrieben angesehen werden. Deshalb wird die interannuale Variabilität zunächst unter Vorgabe unterschiedlicher Windantriebe untersucht. Als Datensätze stehen die Windschubspannung von FSU für den Zeitraum 1979-89, sowie Analysen des ECMWF von 1980-89 zur Verfügung. Die entsprechenden Klimatologien wurden bereits in Kapitel 3 diskutiert. In Abb. 19 sind die Anomalien der zonalen Windschubspannung als Mittel über vier ausgewählte Regionen im Indischen Ozean (Abb. 18) dargestellt. Es erfolgte eine Glättung mit einem gleitenden Mittel über fünf Monate. Die Übereinstimmung beider Datensätze ist zeitlich und regional unterschiedlich. Insbesondere in den östlichen Gebieten und vor der Küste Somalias sind die

Differenzen relativ groß. Die Korrelationen zwischen den beiden Zeitreihen erreichen im Gebiet I nur 0.4 und im Gebiet III 0.56, während in der zentralen und der südlichen Region Werte von 0.71 resp. 0.68 erreicht werden. In den äquatorialen Bereichen ist die Variabilität der ECMWF - Winde insgesamt geringer als im FSU - Datensatz, für den ein Austauschkoefizient  $\rho_{CD} = 1.2 \left[ \frac{kg}{m^3} \right] \cdot 1.5 \cdot 10^{-3}$  angenommen wird.

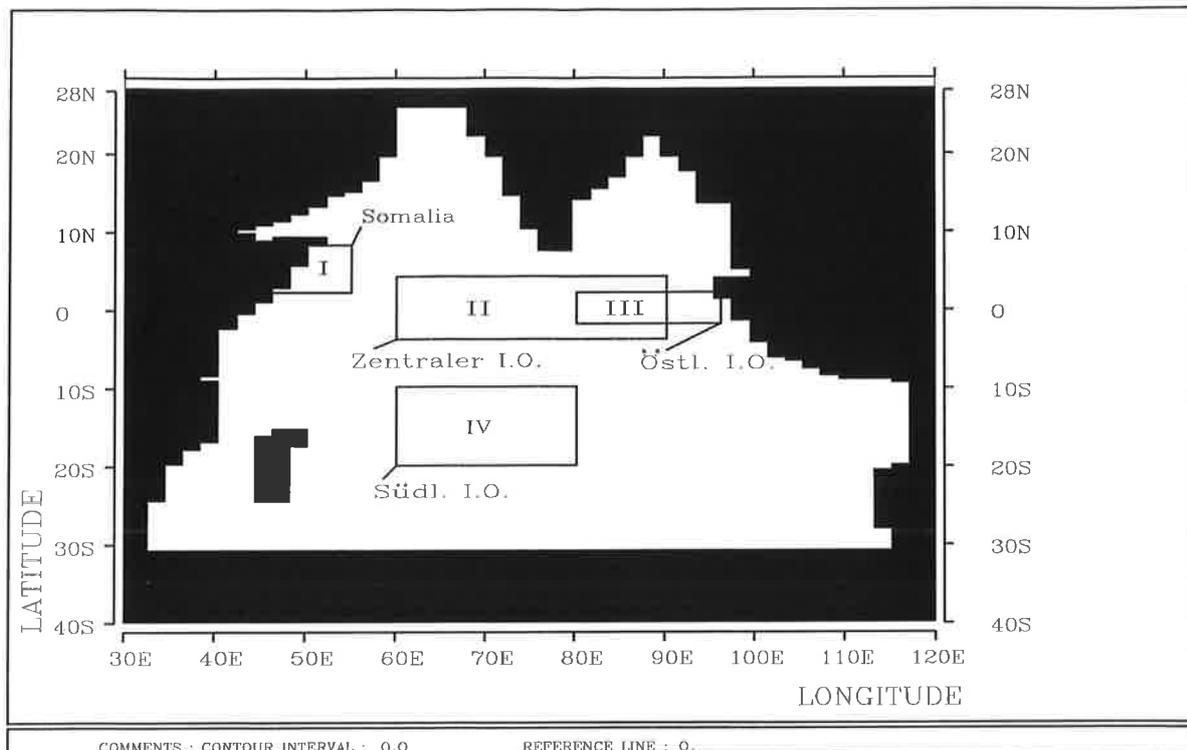


Abbildung 18: Ausgewählte Gebiete im Indischen Ozean

In Kapitel 3 ist bereits auf die unterschiedliche Datenbasis und Analysemethoden hingewiesen worden. Eine Aussage darüber, welcher Datensatz die Beobachtungen korrekter widerspiegelt, ist schwer zu treffen. Die großen Differenzen im Jahr 1980 können mit hoher Wahrscheinlichkeit auf die ECMWF-Daten zurückgeführt werden, da ein weiterer, zum Vergleich herangezogener Datensatz (COADS, [1987]), eine bessere Übereinstimmung mit den FSU-Daten aufweist.

Bereits ohne weitere statistische Auswertung beider Datensätze sind im zentralen und östlichen Indischen Ozean die stärksten Ostwindanomalien in den El Niño - Jahren 1982/83 und 1987 (Abb. 19b,c) zu erkennen. Die Anomalien der Windschubspannung erreichen in den äquatorialen Regionen Werte von etwa  $20 - 30 [mPa]$ . Dies entspricht Variationen im Zonalwind von  $3 - 4 \left[ \frac{m}{s} \right]$ , einer mit den dortigen saisonalen Schwankungen vergleichbaren Größenordnung (s. Abb. 10).

Aus der Untersuchung der hier verwendeten Winddatensätze resultiert, unter Einbeziehung der in Kapitel 2 diskutierten Zusammenhänge zwischen beobachteten Wind-

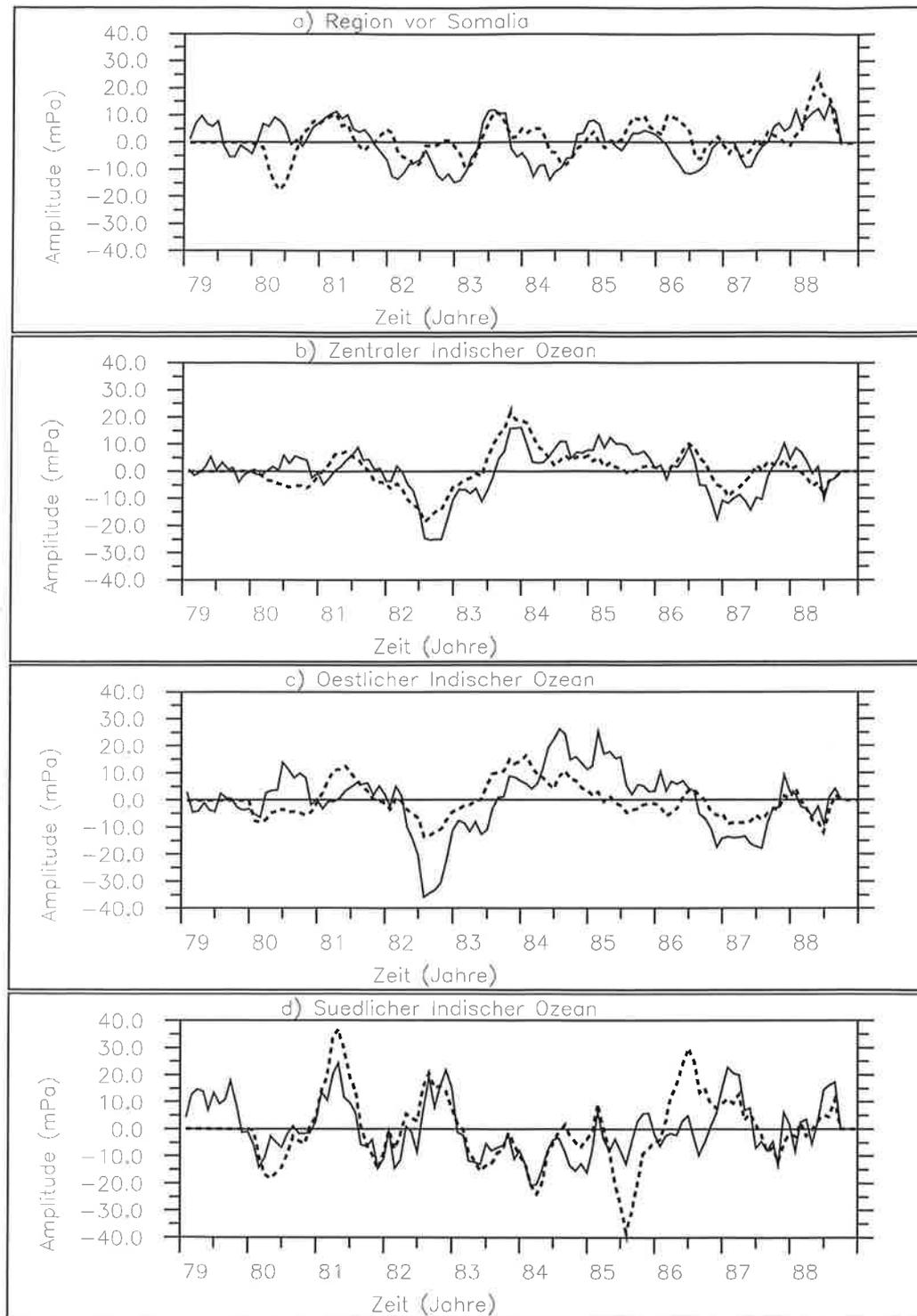


Abbildung 19: Anomalien der Zonalkomponente der Windschubspannung in vier Regionen (s. Abb. 18), dünne Linie : FSU, gestrichelte Linie : ECMWF.

und SST-Anomalien, daß beide ein sehr ausgeprägtes ENSO - Signal enthalten und in weiten Bereichen des Ozeans eine hohe Korrelation mit der beobachteten SST aufweisen. Insofern sind sie für die weitere Untersuchung des ENSO - Prozesses gut geeignet. Bei der Benutzung der ECMWF - Daten sollte das Jahr 1980 mit besonderer Vorsicht interpretiert werden, da hier eine unrealistisch große Anomalie im westlichen Indischen Ozean zu verzeichnen ist.

Neben dem Windantrieb enthält das Ozeanmodell eine zusätzliche Rückkopplung zur Atmosphäre über den Wärmefluß. Gemäß Gleichung (1) und (2) hängen der sensible und der latente Wärmefluß von der Windgeschwindigkeit und der Lufttemperatur ab. In den beiden ersten Experimenten wird eine klimatologische Lufttemperatur nach *Esbensen* und *Kushnir* [1981], sowie die beobachtete Windgeschwindigkeit benutzt. Für den latenten Wärmefluß wird eine minimale Windgeschwindigkeit von  $5[\frac{m}{s}]$  angenommen, um unrealistisch kleine Werte zu windschwachen Zeiten zu vermeiden (*Haney* [1971]).

Durch die Verwendung von beobachteten an Stelle von klimatologischen Windgeschwindigkeiten werden die Verdunstungsprozesse in der Simulation berücksichtigt. Diese erlangen in Regionen mit starken Winden und hoher Variabilität, wie z.B. vor der Küste Somalias und im Bereich der Südostpassate, nennenswerte Bedeutung. Eine Vergleichsrechnung ohne die Windabhängigkeit in den Wärmeflüssen ergab eine generell reduzierte Variabilität der SST, mit maximalen Differenzen von  $0.3^{\circ}C$  im Südosten des Integrationsgebietes.

Als dritte Komponente des Nettowärmeflusses wird für den Nettostrahlungsfluß die Klimatologie nach *Esbensen* und *Kushnir* [1981] verwendet.

Unter Maßgabe dieser Randbedingungen stellen sich die Ergebnisse für die beiden ersten Experimente folgendermaßen dar :

Die zeitlichen Entwicklungen der beobachteten SST - Anomalie nach *Reynolds* [1988], sowie die der Simulationen mit FSU - und ECMWF - Winden, sind in Abb. 20 für die vier Schlüsselregionen dargestellt. Eine gute Übereinstimmung zwischen Simulation und Beobachtungen ist lediglich im Bereich der Südostpassate (Abb. 20d) erkennbar. Insbesondere im Gebiet vor der Küste Somalias (Abb. 20a) differieren alle drei Kurven sehr stark. Die auffällige SST - Anomalie im Jahre 1980 in der Simulation mit ECMWF - Winden ist eine Folge der schon erwähnten, unrealistischen Windanomalie in diesem Datensatz. Keine der beiden Simulationen ist in der Lage, die Erwärmungen im zentralen und östlichen Indischen Ozean (Abb. 20b,c) in den Jahren 1982/83 und 1987/88 zu reproduzieren. Die Ergebnisse mit dem FSU - Datensatz sind, insbesondere in Hinsicht auf das Jahr 1987, etwas besser. Im Experiment (2) ist die Variabilität insgesamt zu gering.

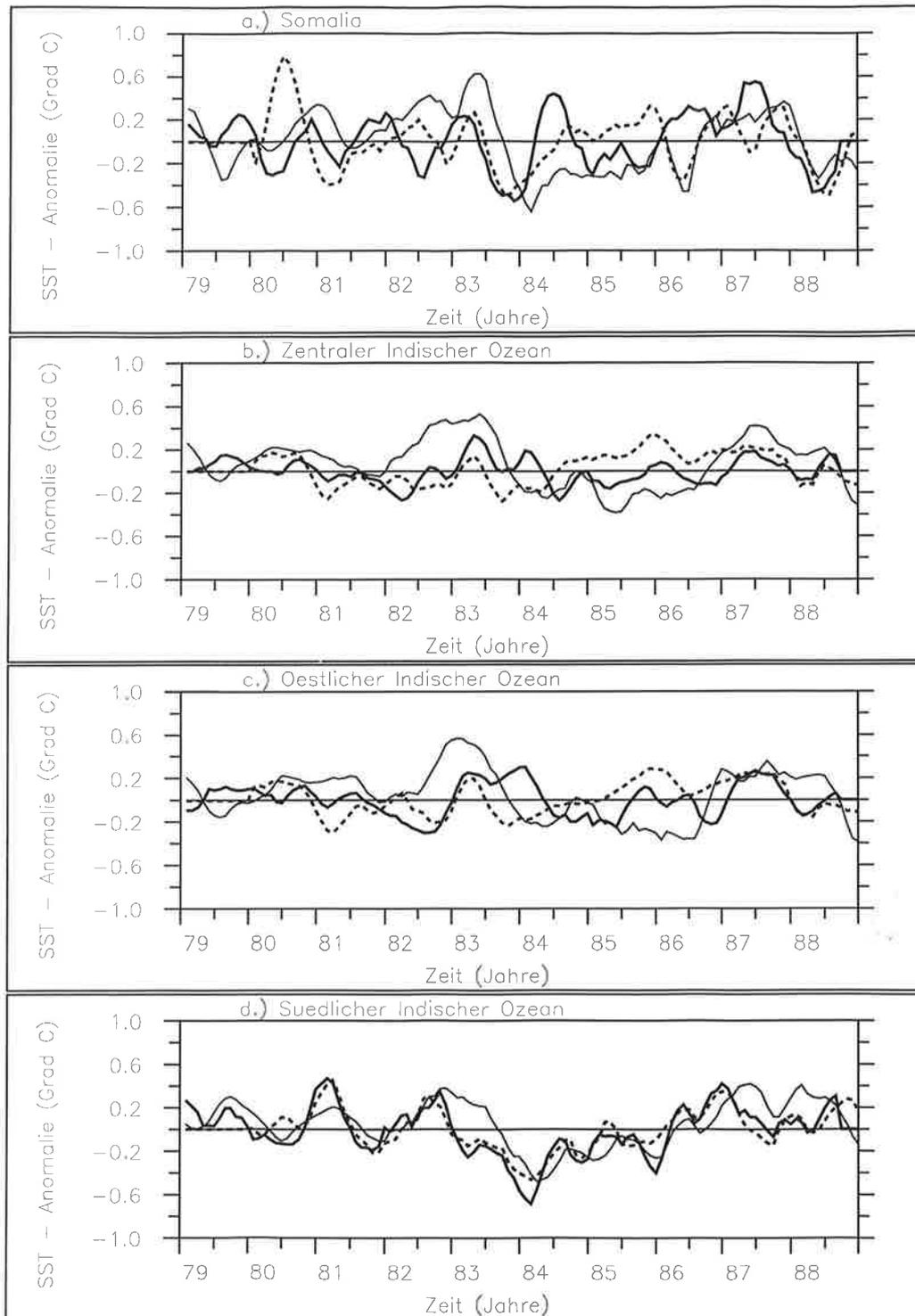


Abbildung 20: Zeitreihen der beobachteten und simulierten SSTA in den vier Regionen nach Abb. 18, dünne Linie : beob. SSTA (Reynolds), dicke Linie : sim. SSTA (FSU), gestrichelte Linie : sim. SSTA (ECMWF), Glättung : 5-Monats Gleitmittel

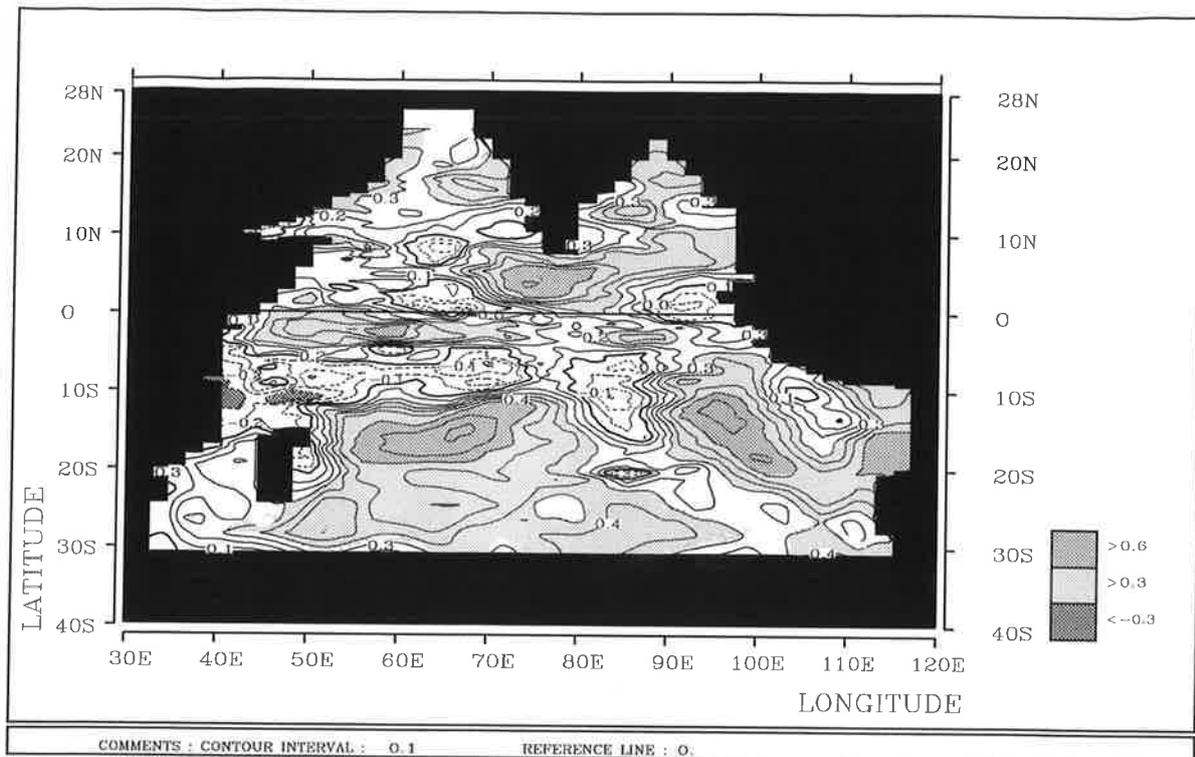


Abbildung 21: Korrelationsmuster zwischen beob. SSTA (Reynolds [1988]) und sim. SSTA (Exp. 1), Zeitraum : 1979-88, Gleitmittel über 5 Monate

Das Korrelationsmuster zwischen beobachteter und simulierter SST - Anomalie (Abb. 21 für das Experiment 1) weist die höchsten positiven Werte im Bereich der Südostpassate zwischen  $10^{\circ}S$  und  $20^{\circ}S$  auf. Die Maximalwerte liegen bei 0.82. Gute Übereinstimmungen, schattiert sind Korrelationen  $> 0.3$  bzw.  $> 0.6$ , werden auch südlich von Indien und im Westen etwas südlich des Äquators erreicht. Dagegen treten entlang des Äquators und vor der Küste Ostafrikas negative Werte (dunkel schattiert sind Werte  $< -0.3$ ) auf. Es ist auffällig, daß überall dort, wo hohe negative Korrelationen zwischen dem Betrag der Windschubspannung und der SST zu verzeichnen sind, eine gute Simulation gelingt (vergl. Abb. 3). In diesen Bereichen bestimmen entweder die vertikale Durchmischung oder die Verdunstung die Änderung der SST.

Die im westlichen Indischen Ozean, etwas südlich des Äquators, erreichten hohen Korrelationen, können hingegen nicht auf den Wind zurückgeführt werden. Hier existiert kein entsprechender Zusammenhang mit der SST. In diesem Gebiet könnten advektive Prozesse für die Änderung der SST verantwortlich sein, da dies das Gebiet stärkster zonaler SST - Gradienten ist.

Im folgenden soll die Variabilität im Modell mit Hilfe einer kombinierten EOF-Analyse verschiedener Größen näher untersucht werden. Hauptaugenmerk dieser Studie gilt dem ENSO - Mechanismus im Indischen Ozean. Deshalb erstreckt sich das

Untersuchungsgebiet nur auf die äquatoriale Region des Indischen Ozeans zwischen  $12^{\circ}N - 8^{\circ}S, 46^{\circ}E - 96^{\circ}E$ . Für jedes Experiment werden die Anomalien der Windschubspannung, der Oberflächenströmung, der SST und des Nettowärmefflusses analysiert. Die Resultate unterscheiden sich in beiden Experimenten qualitativ nur geringfügig. Die Zeitreihe der führenden EOF, die etwa 6% (FSU) der Varianz erklärt, weist eine hohe negative Korrelation (-0.5) mit dem SOI auf (Abb. 22a). Diese EOF beschreibt das ENSO - Signal in der Modellsimulation. Die Muster der EOF lassen sich wie folgt interpretieren (Abb. 22b-e, Experiment 1) :

Während eines warmen ENSO - Extrems nehmen die Windgeschwindigkeiten über dem zentralen und östlichen äquatorialen Ozean ab (gestrichelte Linien in Abb.22b). Durch reduzierte vertikale Mischung und geringere Verdunstung kann sich der obere Ozean erwärmen.

Die Abschwächung der im Jahresmittel in dieser Region vorherrschenden Westwinde wird durch Ostwindanomalien geleistet (Abb. 22b), die eine westwärts gerichtete Strömung auf dem Äquator antreiben. Diese transportiert zum einen durch anomale zonale Advektion warmes Wasser aus dem Warmwasserpool des östlichen Indischen Ozeans nach Westen und führt hier zur Erwärmung. Andererseits entsteht durch Ekmandivergenz äquatorialer Auftrieb (Abb. 22c), der abkühlend auf die SST wirkt. Dieser Prozeß bedingt das relative Minimum der Erwärmung (Abb. 22d) in der Simulation in den östlichen Gebieten. In diesen Regionen ist die erklärte Varianz der EOF mit weniger als 10% auch sehr klein.

Ausgelöst durch die divergente Strömung am Äquator, trägt der polwärtige Transport zur Erwärmung höherer Breiten bei. Zwischen  $2^{\circ}S$  und  $8^{\circ}S$  erreicht die erklärte Varianz der führenden EOF für die SST Werte von bis zu 30%, die mit den Beobachtungen vergleichbar sind.

Der Nettowärmeffluß wirkt durch die Relaxation an die klimatologische Lufttemperatur als negativer Rückkopplungsmechanismus dämpfend auf die SST - Anomalie (Abb. 22e).

Die Wirkung der Windanomalien kann besonders gut durch die Variationen im Wasserstand dokumentiert werden. In Abb. 23 ist die führende EOF (erkl. Var. etwa 25%) der Wasserstands anomalie für den Zeitraum von 1979 - 1988 (Exp. 1) dargestellt. Die EOF stellt den ENSO - Prozeß dar, wie aus der negativen Korrelation der EOF-Zeitreihe (Abb. 23a) mit dem SOI (-0.5) zu entnehmen ist. Das zugehörige EOF-Muster (Abb. 23b) weist eine anomale Neigung der Wasseroberfläche von Westen nach Osten während eines warmen Extrems von ENSO aus. Verursacht durch die Ostwindanomalien treten niedrige Wasserstände im östlichen Teil des Ozeans und positive in den westlichen und südlichen Regionen auf. Die maximalen Amplituden des Signals liegen bei etwa  $5 - 8[cm]$  in einem Gürtel bei  $15^{\circ}S$  und stimmen gut mit

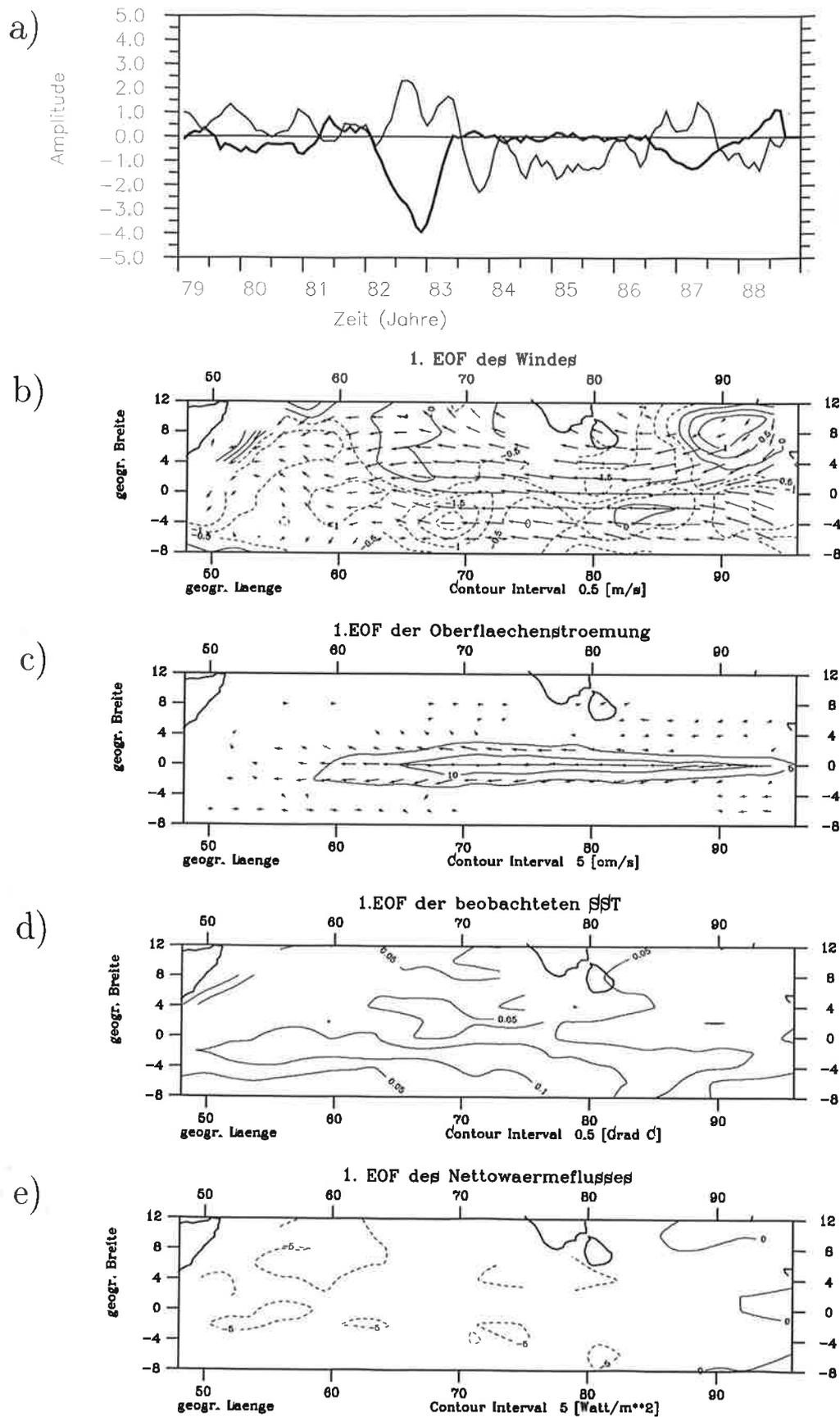


Abbildung 22: Kombinierte EOF - Analyse aus Exp. 1, 1.EOF (erkl. Var.  $\sim 6\%$ ), a) EOF-Zeitreihe mit SOI, b-e) EOF-Muster des FSU - Windes, der Oberflaechenstroemung, der SST und des Nettowaermefflusses

Wasserstandsschwankungen überein, die aus Satellitendaten gewonnen wurden. *Perigaud* und *Delecluse* [1993] geben für das ENSO - Ereignis im Jahre 1987 Anomalien von etwa 7[cm] in dieser Region an.

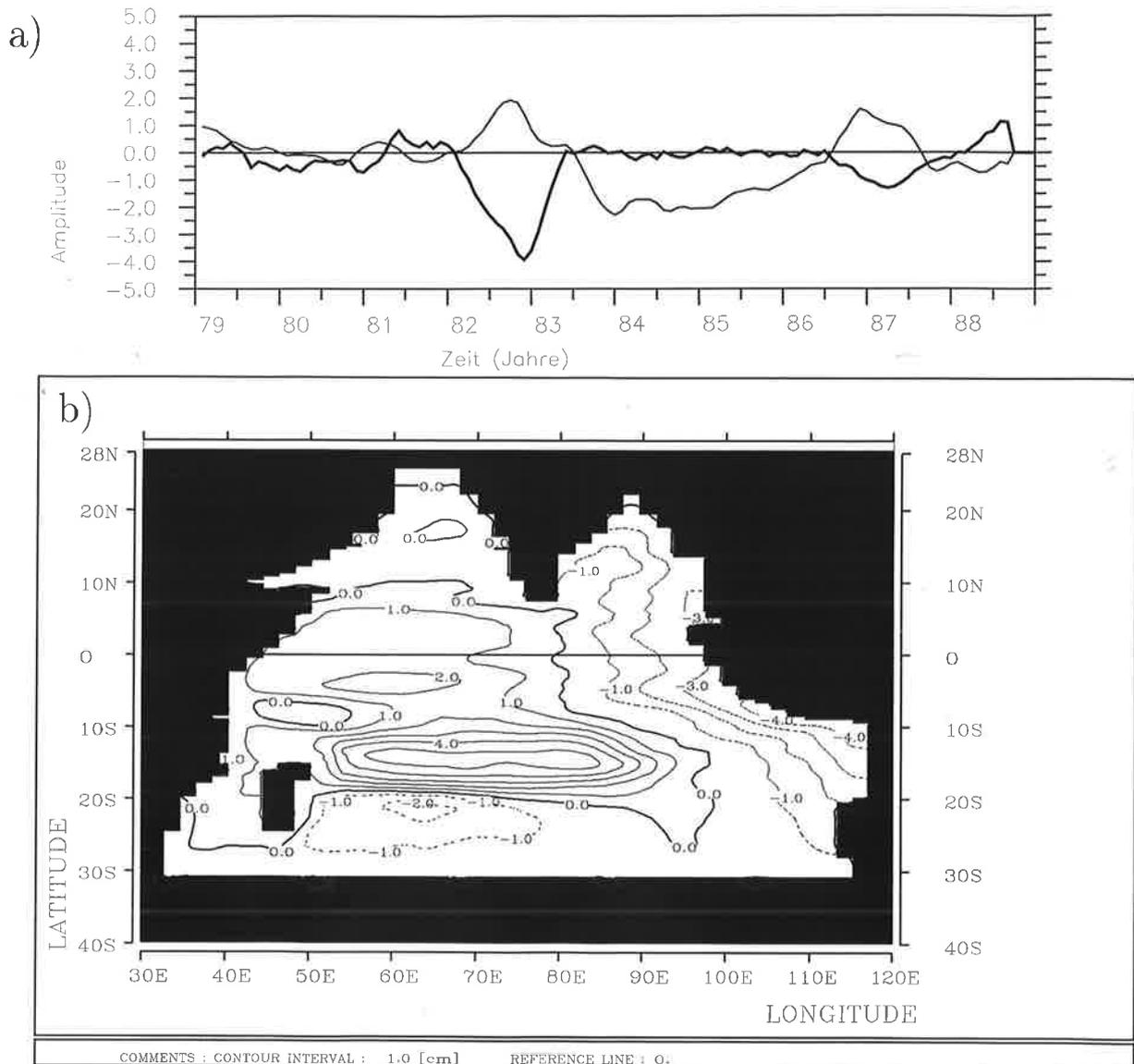


Abbildung 23: EOF - Analyse des Wasserstandes (Exp. 1), 1.EOF (erkl. Var.  $\sim 25\%$ ), a) EOF-Zeitreihe mit SOI, b) EOF-Muster in [cm]

Auf eine ausführliche Diskussion der Ergebnisse des Experimentes 2 mit ECMWF - Winden wird hier verzichtet. Die kombinierte EOF - Analyse weist, bei einer erklärten Varianz von etwa 10%, ein qualitativ vergleichbares Resultat auf. Das äquatoriale Minimum der Erwärmung im Falle eines El Niño ist jedoch noch erheblich stärker. Die im vorangegangenen Abschnitt diskutierten Unterschiede zwischen den Windfeldern, sowie die Tatsache, daß das räumliche Korrelationsmuster zwischen der Windschubspannung des ECMWF - Datensatzes und der SST generell geringere Werte aufweist,

kann die schlechteren Ergebnisse im Experiment 2 erklären.

Zusammenfassend lassen sich aus den ersten beiden Experimenten folgende Schlußfolgerungen ziehen :

Die Simulationen mit dem Ozeanmodell ergeben, bei Antrieb mit beobachteten Winden, daß das stärkste interannuale Signal durch das ENSO - Phänomen geprägt ist. Dies entspricht der in Kapitel 2 vorgestellte Hypothese, daß eine Verlagerung des großräumigen atmosphärischen Zirkulationsmusters die SST im Indischen Ozean ändert. Die während eines ENSO - Ereignisses auftretenden äquatorialen Ostwindanomalien, treiben im Modell eine westwärts gerichtete, divergente Oberflächenströmung. Aus rein dynamischen Gründen entsteht äquatorialer Auftrieb. Dies hat einen abkühlenden Effekt auf die SST entlang des Äquators. Dem entgegen stehen vier Prozesse, die zu einer Erwärmung beitragen :

1. In der äquatorialen Region nimmt der Betrag der Windschubspannung ab. Schwächere Winde und geringere Stromscherung reduzieren die vertikale Durchmischung und führen so zu einer Erwärmung.
2. Ein weiterer Aspekt der reduzierten Windgeschwindigkeit ist Verringerung der Verdunstung. Der latente und sensible Wärmefluß vom Ozean zur Atmosphäre nimmt ab, die Meeresoberfläche kann sich ebenfalls erwärmen.
3. Die durch Ostwindanomalien angetriebene, westwärts gerichtete Oberflächenströmung transportiert warmes Wasser nach Westen, das dort zu positiven SST - Anomalien führt.
4. Die divergente Strömung entlang des Äquators ist für einen polwärtigen Wärmetransport durch meridionale Advektion und somit für die Erwärmung höherer Breiten verantwortlich.

Diese vier Prozesse führen letztendlich zu einem positiven Signal im EOF - Muster der SST. Das Signal ist schwächer als in den Beobachtungen. Zum einen erklärt eine entsprechende kombinierte EOF-Analyse mit beobachteter SST - Anomalie etwa doppelt so viel Varianz, zum anderen ist auch Amplitude des SST - Signals mit  $0.5^{\circ}\text{C}$  erheblich grösser als in der Simulation ( $0.3^{\circ}\text{C}$ ).

Es stellt sich die Frage, inwieweit die Simulation der Variabilität der SST, insbesondere der ENSO behaftete Teil des Signals, noch verbessert werden kann, und welche der diskutierten Einzelprozesse lokal die Änderung der SST bestimmen.

Zunächst soll geklärt werden, ob die Dynamik des Modells empfindlicher auf das Windfeld reagiert als der reale Ozean, da in den Beobachtungen kein Einfluß des äquatorialen

Auftriebs festgestellt werden konnte. Aufgrund fehlender Strömungsmessungen kann diese Hypothese nur mit Hilfe von Sensitivitätsexperimenten geprüft werden. Eine Vergleichsrechnung mit einer um ein Drittel reduzierten Windschubspannung ergab zwar eine Abschwächung des Auftriebs, aber keine Änderungen in der Struktur der SST-Anomalien. Darüberhinaus weisen die modellierten Jahresgänge eine gute Übereinstimmung mit den Beobachtungsdaten auf (s. Kap.3). Eine erhöhte Sensitivität des Modells gegenüber dem Windantrieb wird daher für unwahrscheinlich gehalten.

Die in den beiden Experimenten verwendeten atmosphärischen Randbedingungen enthalten nicht alle relevanten physikalischen Prozesse für die Änderung der SST. Es fehlen zwei physikalische Prozesse, die dem abkühlenden Effekt des äquatorialen Auftriebs entgegenwirken könnten. Dies ist zum einen der hochfrequente Anteil des Windfeldes, der in den monatlich gemittelten Winddaten nicht mehr enthalten ist. Die hochfrequenten Anteile des Windes beeinflussen die Mischungsprozesse in der ozeanischen Deckschicht (*Niiler, und Kraus 1977*)

Der zweite Mechanismus ist ein realistischerer Wärmefluß. In den bisherigen Experimenten fungierte der Wärmefluß als im wesentlichen als negative Rückkopplung an klimatologische Werte, um zu verhindern, daß sich das Modell unrealistisch weit von einem mittleren Zustand entfernt. Variationen des Nettostrahlungsflusses, bedingt durch Bewölkungsschwankungen, blieben bisher unberücksichtigt. Die Analysen von OLR- und Bewölkungsdaten in Kap. 2 weisen aber auf eine mögliche positive Rückkopplung mit der SST hin. Während eines warmen ENSO - Extrems wird sich durch den Bewölkungsrückgang die Einstrahlung erhöhen und so dem abkühlenden Effekt des äquatorialen Auftriebs entgegenwirken.

Die folgenden zwei Abschnitte beschäftigen sich deshalb mit der Wirkung verschiedener Wärmeflußformulierungen auf die Variabilität der SST - Anomalien. Zunächst werden unterschiedliche Ansätze mit einem sehr einfachen Deckschichtmodell untersucht. Dadurch ist es möglich, die lokalen Wirkungen ohne Ozeandynamik abzuschätzen. Es schließen sich Simulationen mit dem Zirkulationsmodell unter Vorgabe weiterer Wärmeflußrandbedingungen an.

### 4.3 Experimente mit einem Deckschichtmodell

Durch den Antrieb des ozeanischen Zirkulationsmodells mit einem zeitlich variablen Windschub konnte nur ein Teil der beobachteten Variabilität reproduziert werden. In diesem Abschnitt soll die lokale Wirkung verschiedener Wärmeflußformulierungen zunächst frei von dynamischen Effekten mit einem sehr einfachen Ansatz für die Temperaturänderung in der ozeanischen Mischungsschicht untersucht werden. Unter Annahme, daß sich die Temperatur in der Deckschicht lediglich durch den Nettowärmefluß ändert, ergibt sich :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{Q}{\rho c_p \cdot d} \quad (20)$$

$d$  ist die Dicke der Mischungsschicht, die zunächst als konstant mit 50 Metern angenommen wird. Die Temperaturänderung wird bezüglich verschiedener Ansätze für den Nettowärmefluß  $Q$  berechnet :

Experiment	Wärmefluß	Windgeschw.
M1a,b	klimatologisch	FSU / ECMWF
M2	SST - Lufttemp. = const.	“
M3	wie M1, $d$ variabel	“
M4	Lufttemp. aus Atm.modell	ECMWF

**Tabelle 2 :** Experimente mit dem Deckschichtmodell

Die Wärmeflußformulierung der ersten Simulation entspricht der des Standardexperimentes mit dem ozeanischen Zirkulationsmodell (Abschnitt 4.1). Während sich alle Simulationen mit FSU - Winden auf den Zeitraum 1979 - 88 beziehen, überdecken die Experimente mit ECMWF - Winden die Periode 1980 - 89. Als Anfangsbedingung wird eine horizontal homogene Deckschichttemperatur von  $28^\circ C$  angenommen.

Die Ergebnisse des Experimentes (M1) können direkt mit denen des Zirkulationsmodells (1) verglichen werden, weil die Randbedingungen im Wärmefluß identisch sind. Die mittlere SST ist in den meisten Gebieten um  $1 - 2^\circ C$  höher als im Zirkulationsmodell. Insbesondere im westlichen Teil des Ozeans werden die saisonalen Schwankungen der Temperatur durch das Fehlen der advektiven Prozesse unterschätzt. Die Variabilität fällt in allen Regionen geringer als im Zirkulationsmodell aus, weil der Verdunstungseffekt den alleinigen Antrieb darstellt.

Analog zum Vorgehen in Abschnitt 4.1 werden die Anomalien der Deckschichttemperatur mit den Beobachtungen korreliert (Abb. 24). Ein Vergleich von Abb. 24 mit den Ergebnissen aus dem Zirkulationsmodell (Abb. 21) ergibt ähnliche Strukturen in beiden Experimenten. Im Bereich der subtropischen Hochdruckgebiete der Südhemisphäre ist die simulierte Variabilität dem Ergebnis des Zirkulationsmodells qualitativ gleichwer-

tig. Deutlich schlechter ist die Übereinstimmung südlich von Indien und im westlichen äquatorialen Teil des Ozeans, sowie zwischen  $5^{\circ}S-10^{\circ}S$ . Hier sind offensichtlich andere Prozesse, wie z.B. Advektion oder vertikale Durchmischung wichtig. Im Deckschichtmodell ist die beobachtete Windgeschwindigkeit im sensiblen und latenten Wärmefluß der einzige zeitabhängige Antriebsparameter. Insofern stellt Abb. 24 ein negatives Abbild von Abb. 3 dar. Die Stärke der durch den Verdunstungseffekt im Wärmefluß induzierten Variabilität ist mit Amplituden von etwa  $\pm 0.2^{\circ}C$  in allen Gebieten geringer als in den Beobachtungen und den Simulationen mit dem Zirkulationsmodell.

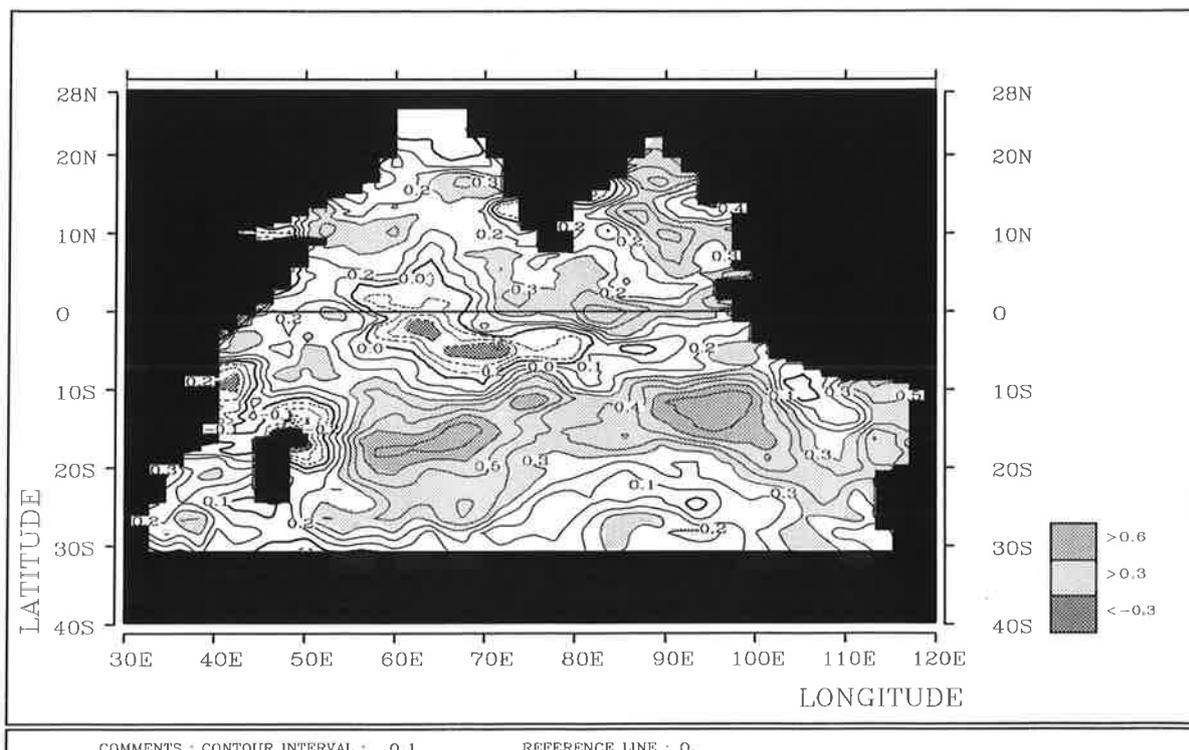


Abbildung 24: Korrelationsmuster zwischen beob. SSTA (Reynolds [1988]) und sim. SSTA (Exp. M1), 1979-88, 5-Monats Gleitmittel

Bei Verwendung von ECMWF - Winden ergeben sich zu qualitativ ähnliche Ergebnisse. Die Korrelationen zwischen der Windgeschwindigkeit und den SST - Anomalien sind in den äquatorialen Regionen jedoch noch schwächer als mit FSU - Winden. Zum zweiten Experiment führte die Überlegung, daß die Temperaturdifferenzen zwischen Ozean und Atmosphäre klein sind und nur geringen Schwankungen unterliegen. Daher wird ein sensibler und latenter Wärmefluß mit einer räumlich und zeitlich konstanten Temperaturdifferenz von  $0.5^{\circ}C$  verwendet. Abweichend vom Standardexperiment entfällt dadurch die negative Rückkopplung im sensiblen und latenten Wärmefluß. Durch diese Vorgehensweise erhöht sich die mittlere Deckschichttemperatur in

den äquatorialen Regionen um  $1 - 2^{\circ}\text{C}$ . Im südlichen Ozean tritt ein verstärkter Jahresgang mit niedrigeren Winterminima auf.

Im Vergleich zum Experiment M1 ergeben sich im westlichen und subtropischen Indischen Ozean deutliche höhere Korrelationen (vergl. Abb. 25 mit Abb. 21). In Bereichen mit schwachem Zusammenhang zwischen dem Wind und der SST, vor allem im äquatorialen Zentralindik, verschlechtern sich die Ergebnisse. Das Fehlen der negativen Rückkopplung erhöht erwartungsgemäß die Variabilität. Sie übersteigt in den östlichen und südlichen Gebieten die der Beobachtungen.

Eine Abschwächung der dämpfenden Wirkung des Wärmeflusses, durch die Wahl einer festen Temperaturdifferenz zwischen Ozean und Atmosphäre, verstärkt die Wirkung des Verdunstungseffektes. Da im westlichen Teil des Ozeans eine deutliche Verbesserung der Simulation erzielt wird, liegt die Vermutung nahe, daß hier eine lokale, positive Wirkung durch den Wärmefluß notwendig ist.

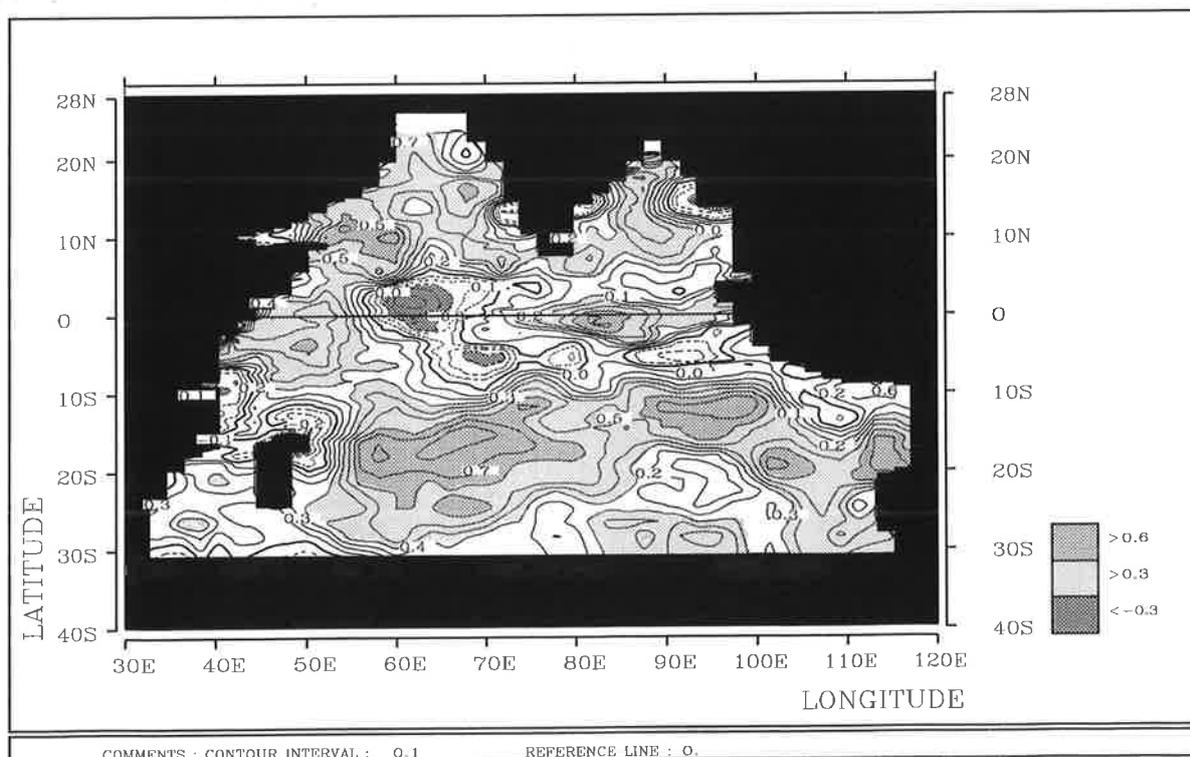


Abbildung 25: Korrelationsmuster zwischen beob. SSTA Reynolds [1988] und sim. SSTA (Exp. M2), 1979-88, Gleitmittel über 5 Monate

Um den Einfluß einer variablen Deckschichttiefe zu untersuchen, wurden Variationen der Dicke der Mischungsschicht in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit zugelassen. Bei höherer Windgeschwindigkeit vergrößert sich die durchmischte Schicht, und die Temperatur in der Schicht sinkt ab. Unter Annahme einer linearen Beziehung zwischen der Anomalie der Windgeschwindigkeit und der Deckschichttiefe ergibt sich für

die neue Deckschichttiefe  $D_{neu}$  :

$$D_{neu} = D_{alt} + c \cdot |\vec{V}|_{ano} \quad (21)$$

$D_{alt}$  ist die bisherige Deckschichttiefe von 50 Metern,  $|\vec{V}|_{ano}$  die Anomalie des Windbeitrages (FSU),  $c$  ist ein Skalierungsfaktor, für den der Wert  $5[s]$  angenommen wurde. Bei maximalen Anomalien der Windgeschwindigkeit von etwa  $5[\frac{m}{s}]$  liegen die Variationen der Deckschichttiefe bei etwa 25 Metern. Die dadurch induzierten Temperaturschwankungen sind sehr klein ( $< 0.1^\circ C$ ) und verbessern die Simulation der SST - Anomalien nur in Gebieten mit großen Anomalien der Windgeschwindigkeit, insbesondere im südlichen Teil des Ozeans südlich von  $30^\circ S$  (Abb. 26). Eine weitere Verstärkung des Effektes durch die Wahl eines größeren Skalierungsfaktors erhöht zwar die Variabilität, verschlechtert aber die Übereinstimmungen mit den Beobachtungen. Mit diesem stark

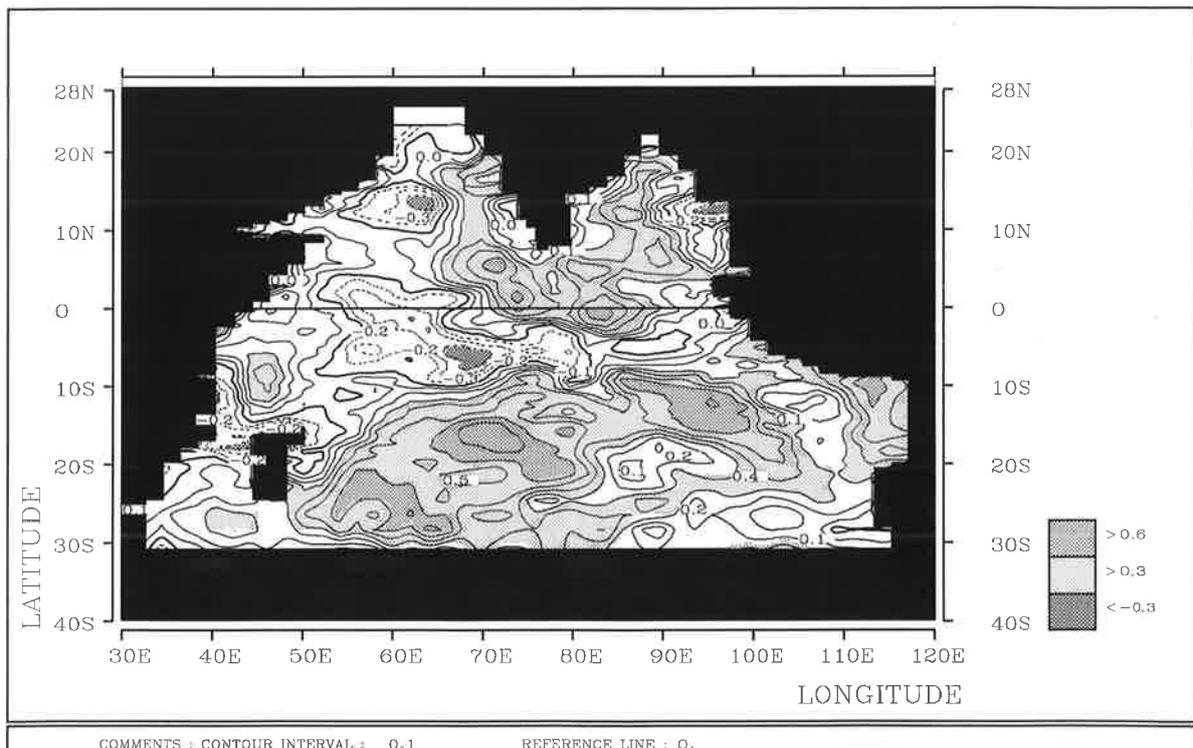


Abbildung 26: Korrelationsmuster zwischen beob. und sim. Deckschichttemperatur (Exp. M3), 1979-88, Gleitmittel über 5 Monate

vereinfachten Mechanismus der Variation der Deckschichttiefe ergibt sich, daß diese allenfalls in den subtropischen Regionen des Indischen Ozeans einen Einfluß auf die beobachteten Temperaturschwankungen haben.

Im letzten Experiment wird die Lufttemperatur mit Hilfe eines sehr einfachen Advektionsmodells für die Atmosphärentemperatur bestimmt. Nach *Luksch* [1992] berechnet sich die zeitliche Änderung der oberflächennahen Lufttemperatur aus der horizontalen Advektion und einem Wärmefluß :

$$\frac{\partial T_L}{\partial t} = -\vec{v} \cdot \nabla T_L + \frac{Q}{\rho c_p H} \quad (22)$$

$T_L$  bezeichnet die Lufttemperatur,  $\vec{v}$  den Oberflächenwind,  $Q$  den Wärmefluß und  $H$  die Skalenhöhe der homogenen Atmosphäre.

Der atmosphärische Wärmefluß wird ganz analog zum ozeanischen (Gl. (15)) formuliert. Der Jahresgang der Lufttemperatur, den das Atmosphärenmodell bei Antrieb mit klimatologischen Daten des Windes und der simulierten SST aus M1 erzeugt, entspricht nicht dem Jahresgang der beobachteten Lufttemperatur. Deshalb wird zunächst in einem ungekoppelten Kontrollexperiment der zusätzliche Wärmefluß bestimmt, den das Atmosphärenmodell noch benötigt, um die klimatologische Lufttemperatur exakt zu reproduzieren.

Im gekoppelten Experiment setzt sich der Gesamtwärmefluß aus diesem Korrekturannteil und dem aktuellen Anteil zusammen, der entsprechend Gl. (15) bestimmt wird. Es gibt nun eine Kopplung zwischen Ozean und Atmosphäre, da die simulierten Ozean- und Atmosphärentemperaturen in die Berechnung der "aktuellen" sensiblen und latenten Flüsse eingehen. Im Gegensatz zu den bisherigen Simulationen dient der ECMWF-Datensatz als Antrieb, weil die Windschubspannung von FSU über Land nicht definiert ist.

Die Temperaturadvektion ist mit dem "upstream"-Verfahren formuliert. Der Zeitschritt beträgt 2700s. Die vom Atmosphärenmodell berechnete Lufttemperatur wird über einen Monat gemittelt und dann in den Formulierungen des sensiblen und latenten Wärmeflusses im Deckschichtmodell verwendet.

Die so berechnete Atmosphärentemperatur verursacht eine leichte bis mäßige Drift des Deckschichtmodells. Sie ist im südlichen Teil des Ozean am stärksten ausgeprägt. Die Veränderungen der Variabilität fallen, gegenüber dem Experiment M1 mit klimatologischer Lufttemperatur, regional sehr verschieden aus. In Abb. 27 sind die Zeitreihen der beobachteten und simulierten Temperaturanomalien in den vier Schlüsselgebieten dargestellt. Zum Vergleich ist das Ergebnis aus Exp. M1b bei Verwendung klimatologischer Lufttemperaturen aufgetragen. In den beiden äquatorialen Regionen (Abb. 27b,c) sind die Modifikationen durch das atmosphärische Advektionsmodell klein. Die Temperaturanomalien sind generell größer als mit Fall M1b. Die Übereinstimmungen mit den Beobachtungen sind in beiden Fällen unzureichend. Vor der Küste Somalias und im südlichen Teil des Ozeans treten stärkere Anomalien auf (Abb. 27a,d). In der westlichen Region ist lediglich eine generelle Amplifizierung zu verzeichnen. Im Bereich der

subtropischen Hochdruckgebiete der Südhalbkugel weisen die Variationen in den beiden Experimenten auch Phasendifferenzen auf. Letztendlich kann aber nirgends von einer Verbesserung der Simulation gesprochen werden. Da die Veränderungen, insbesondere in den äquatorialen Gebieten, sehr klein sind, wird auf eine Vergleichsrechnung mit dem Zirkulationsmodell verzichtet.

Die Experimente mit dem einfachen Deckschichtmodell bieten eine gute Vergleichsmöglichkeit mit den Simulationen des Zirkulationsmodells. Es gelang, die Regionen zu identifizieren, in denen advective Prozesse in der "Modellwelt" dominieren. In einigen Gebieten führt die Verwendung des Zirkulationsmodells zu einer verbesserten Übereinstimmung mit den Beobachtungen, in anderen aber zu Verschlechterungen. In solchen Regionen sind entweder die simulierten Strömungen fehlerhaft, oder es wirken in der Natur Prozesse, die die advectiven Effekte kompensieren. Hierfür kommen z. B. Variationen des Nettostrahlungsflusses in Frage, die im folgenden Abschnitt näher untersucht werden. Einen Anhaltspunkt für die Interpretation der im westlichen Indischen Ozean wirksamen Prozesse liefert das Experiment mit konstanter Temperaturdifferenz. Die negative Rückkopplung in der Standardformulierung der Wärme Flüsse dämpft die Entwicklung von SST - Anomalien. Die SST und die Lufttemperatur sind aber in den Tropen eng gekoppelt. Die Temperaturdifferenz Luft-Wasser wird demzufolge nur bei starker horizontaler Advektion in der Atmosphäre variieren. Insofern ist die Annahme einer festen Temperaturdifferenz nicht unrealistisch. Dadurch wird die negative Rückkopplung eliminiert. In der Natur bleibt das System stabil, während bei numerischen Simulationen mangels rückkoppelnder Effekte eine Drift infolge unzureichender Wärme flußdaten und Modellfehler auftritt. Die Verbesserungen bei der Simulation der SST - Anomalie im westlichen Teil des Ozeans dokumentieren, daß in der Natur die dämpfende Rückkopplung schwächer oder sogar positiv ist. Als bestimmender Antriebsmechanismus tritt dann, wie auch schon in anderen Regionen, der Verdunstungseffekt durch Variationen der Windgeschwindigkeit hervor.

Die Änderung der Lufttemperatur durch horizontale Advektion erwies sich als nicht geeignet, um die Ergebnisse zu verbessern. Aufgrund der geringen Wirkung ist diesem Prozeß in den äquatorialen Gebieten kein besonderer Stellenwert zuzumessen.

Der nächsten Abschnitt beschäftigt sich mit der Wirkung von Wärme flußanomalien in drei weiteren Experimenten mit dem ozeanischen Zirkulationsmodell.

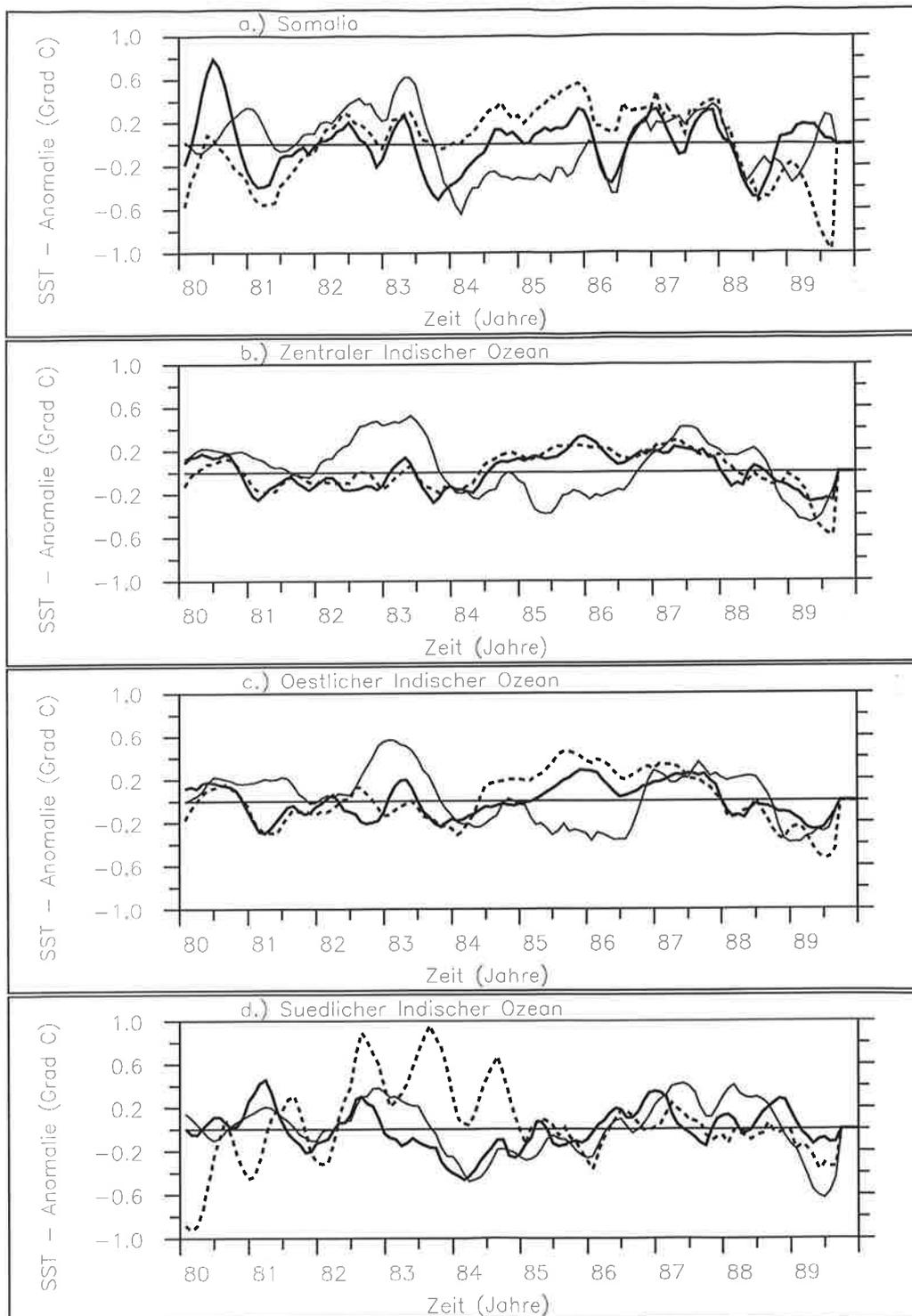


Abbildung 27: Zeitreihen der beobachteten und simulierten SSTA in den vier Regionen nach Abb. 18, dünne Linie : beob. SSTA, dicke Linie : sim. SSTA (Exp. M1b), gestrichelte Linie : sim. SSTA (Exp. M4), Gleitmittel über 5 Monate

#### 4.4 Experimente mit Wärmeflüssen

Bei der Beurteilung der Wärmefluß - Parametrisierung, gemäß Gl. (1) und (2), ist die Wirkung mehrerer physikalischer Prozesse zu beachten. Wie in Kapitel 2 diskutiert, hängen der sensible und der latente Wärmefluß von der Windgeschwindigkeit und der Temperaturdifferenz Luft-Wasser ab. In den bisherigen Experimenten wurde lediglich der Verdunstungseffekt durch die Schwankungen der Windgeschwindigkeit, nicht aber Änderung der Lufttemperatur und die Variation der kurz- und langwelligen Strahlung berücksichtigt. Dadurch konnten auch die Variationen der Bewölkung nicht erfaßt werden. Aus dem ENSO - Signal der Bewölkungsanomalien lassen sich Variationen des Nettostrahlungsflusses von etwa  $10 - 20[\frac{W}{m^2}]$  abschätzen. Diese Größenordnung ist insbesondere im Bereich der Warmwassersphäre im östlichen Indischen Ozean für Änderungen der SST nicht zu vernachlässigen. Nach *Hastenrath* [1979] liegen die Fehler bei der Bestimmung von Wärmeflüssen allerdings auch in diesem Bereich. Dieser Umstand erschwert die Bestimmung eines "korrekten" Wärmeflusses.

Mit weiteren Experimenten mit dem Zirkulationsmodell soll die Bedeutung und Wirkung des Wärmeflusses näher untersucht werden (s. Tabelle 3).

**Modellexperimente mit Wärmeflüssen**

Exp.	$Q_{rad}$	$Q_{lat}, Q_{sen}$
3	Klimatologie	beob. Lufttemp., beob. Wind
4	Jahresgang + $\rightarrow$	Anomalie aus "AMIP"- Experiment
5	Klimat. + 1.EOF der Bedeckung	wie bei (1)

**Tabelle 3 :** Modellexperimente mit beobachteten Wärmeflüssen

##### 4.4.1 Antrieb mit beobachteter Lufttemperatur

Für das dritte Experiment wird die Formulierung des sensiblen und des latenten Wärmeflusses geändert. An Stelle der klimatologischen Lufttemperatur geht die beobachtete (nach *COADS* [1987]) in die Berechnung ein. Für den Nettostrahlungsfluß kommt weiterhin die Klimatologie von *Esbensen* und *Kushnir* [1981] zur Anwendung. Bei der Interpretation der Ergebnisse muß berücksichtigt werden, daß insbesondere in den Tropen die bodennahen Lufttemperaturen eng mit der SST verknüpft sind. Insofern ist die Formulierung des sensiblen und des latenten Wärmeflusses nicht mehr unabhängig von der beobachteten SST.

Die Ergebnisse zeigen eine erhebliche Verbesserung der Simulation der SST. Abb. 28 präsentiert, korrespondierend zu Abb. 21, das Korrelationsmuster zwischen simulierter

und beobachteter SST. In weiten Bereichen des Integrationsgebietes übersteigen die Korrelationen nun einen signifikanten Schwellenwert von 0.6 (dunkel schattiert), wenngleich auf dem Äquator noch ein relatives Minimum vorhanden ist. Diese Korrelationen sind signifikant mit  $< 5\%$  Irrtumswahrscheinlichkeit (t-Test). Weiterhin werden in fast allen Regionen Korrelationen größer als 0.3 erreicht (hell schattiert).

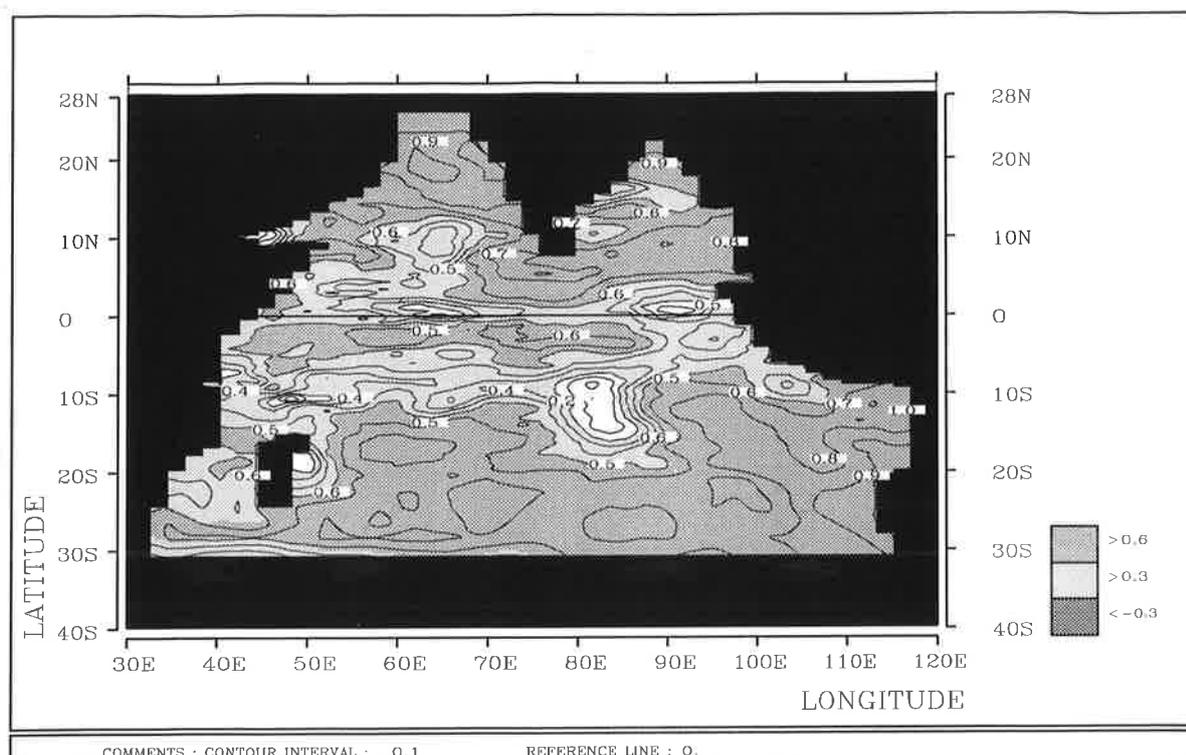


Abbildung 28: Korrelationsmuster zwischen beob. SSTA (Reynolds [1988]) und sim. SSTA (Exp. 3), 1979-88, 5-Monats Gleitmittel

Im östlichen Teil des Ozeans kann die Relaxation an die beobachteten Lufttemperaturen die abkühlende Wirkung durch küstennahe Auftriebsprozesse nicht völlig überdecken. Diese sind dort, vermutlich bedingt durch die geschlossene Berandung, zu stark.

Die insgesamt sehr hohe Übereinstimmung mit den Beobachtungen unterstreicht die Bedeutung der lokalen Wärmefflüsse für die Änderung der SST im tropischen Indischen Ozean.

Allerdings stellt die beobachtete Lufttemperatur keinen von der SST unabhängigen Antriebsmechanismus dar. Im folgenden soll daherversucht werden, realistischere Randbedingungen zu finden, die die SST nicht implizit vorschreiben.

#### 4.4.2 Antrieb mit simulierten Wärmeflußanomalien

Da es keinen konsistenten Beobachtungsdatensatz für den Nettowärmefluß gibt, werden im vierten Experiment die Ergebnisse eines Modellaufes mit einem atmosphärischen Zirkulationsmodell (ECHAM3: T42, Hamburg Version) benutzt. Als Antrieb des Atmosphärenmodells dienten die beobachteten Meeresoberflächentemperaturen der Jahre 1979 - 88. Das Experiment wird auch als AMIP - Experiment für *Atmospheric Model Intercomparison Project* bezeichnet. Die Nettowärmeflußanomalien dieser Simulation stellen, neben den FSU - Winden, einen zusätzlichen Antriebsmechanismus für das Ozeanmodell dar. Eine Analyse der Wärmeflußanomalien ergab lediglich für das Ereignis 1982/83 eine Beziehung zum ENSO - Zyklus, mit positiven Anomalien im östlichen und negativen im westlichen äquatorialen Indischen Ozean. Dieses Resultat entspricht qualitativ dem aus den Bedeckungsdaten gewonnenen Ergebnis.

Die Wirkung der Nettowärmeflußanomalien aus dem AMIP - Experiment auf die SST erwies sich als generell zu groß. Im zentralen und östlichen Indischen Ozean erreichen die simulierten SST - Anomalien Werte von bis zu  $\pm 3^{\circ}\text{C}$ . Die beobachtete Variabilität liegt dagegen nur bei etwa  $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ .

Entsprechend den vorangegangenen Experimenten wurden die Anomalien der Windschubspannung, der Oberflächenströmung, der SST und des Nettowärmeflusses einer EOF - Analyse unterzogen. Die führende EOF des vierten Experimentes (Abb. 29a-e), die etwa 8% der Varianz erklärt, repräsentiert das ENSO - Signal. Dies ist aus dem Vergleich der Zeitreihe der EOF und dem SOI (Abb. 29a) zu entnehmen. Die Muster des Windes und der Oberflächenströmung (Abb. 29b,c) bleiben unverändert, während das SST - Muster (Abb. 29d) von einer Erwärmung südlich des Äquators und einer Abkühlung im Golf von Bengalen geprägt ist. Das für die bisherigen Ergebnisse typische Minimum der Erwärmung am Äquator ist schwächer ausgeprägt. Im Muster des Nettowärmeflusses (Abb. 29e), der als zusätzlicher Antrieb für das Modell dient, ist die Dipolstruktur mit positiven Anomalien im Osten und negativen im Westen des äquatorialen Bereiches auffällig. Dies führt zu der Erwärmung östlich von  $70^{\circ}\text{E}$  und südlich von  $4^{\circ}\text{S}$ . Die positiven Anomalien in der SST westlich dieser Grenze werden im Modell vermutlich durch horizontale Advektion warmen Wassers nach Westen verursacht. Die Erwärmung ist auf eine schmale äquatoriale Zunge beschränkt, die gut mit dem Signal der Zonalströmung übereinstimmt.

Obwohl auch im AMIP - Experiment als stärkstes interannuales Signal das ENSO - Signal nachgewiesen werden kann, entspricht die Variabilität in weiten Teilen des Modellgebietes nicht den Beobachtungen. Ferner sind die simulierten SST - Anomalien erheblich zu groß. Insofern erweist sich der aus dem AMIP - Experiment gewonnene Datensatz des Nettowärmeflusses für die vorliegende Studie als ungeeignet.

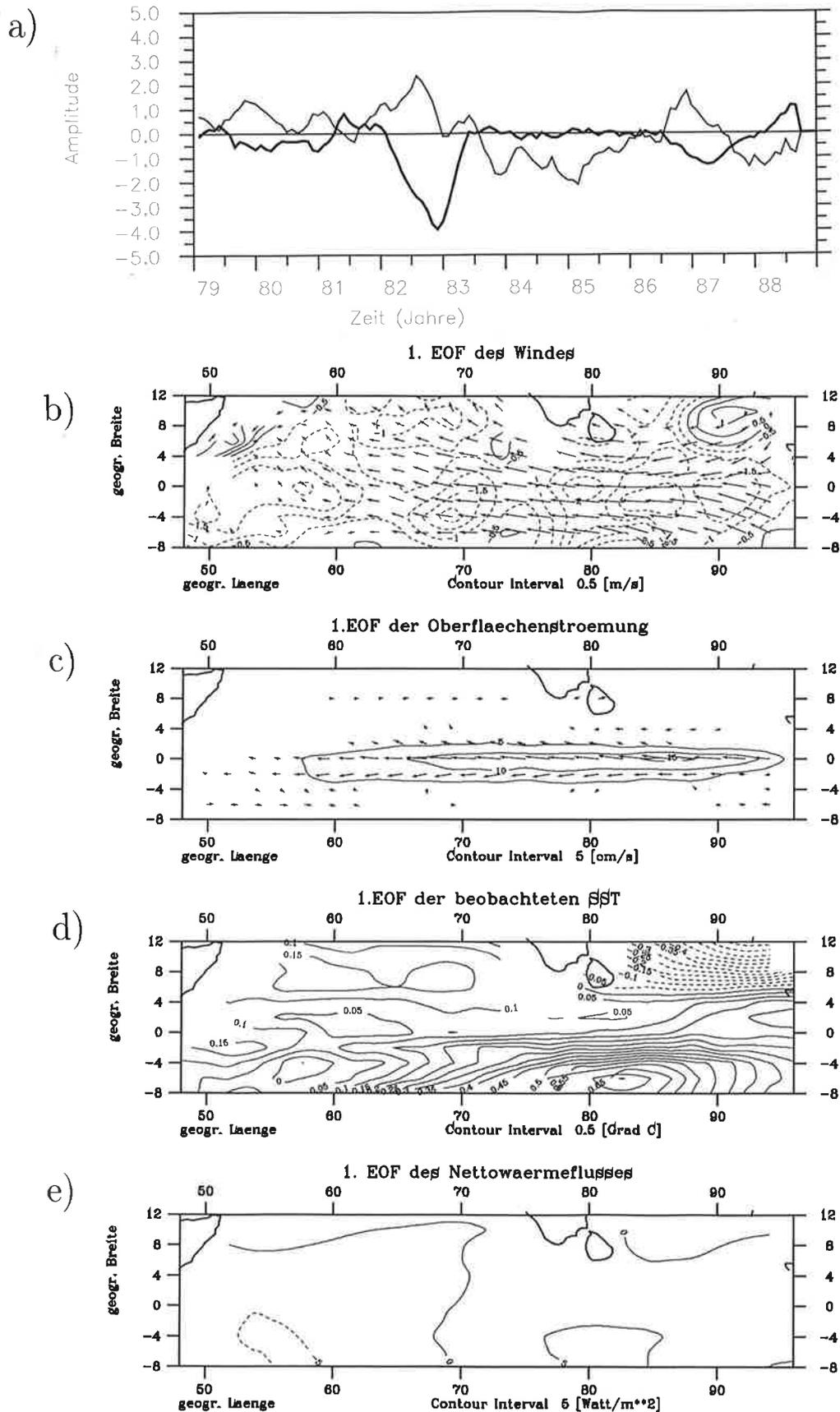


Abbildung 29: Kombinierte EOF - Analyse aus Exp. 4, 1.EOF (erkl. Var. : 8.2%),  
 a) EOF-Zeitreihe mit SOI, b-e) EOF-Muster des FSU - Windes,  
 der Oberflächenströmung, der SST und des Nettowärmefflusses

### 4.4.3 Antrieb mit Bewölkungsanomalien

Um einen zeitlich variablen Wärmefluß zu gewinnen, wird für das letzte Experiment der klimatologische Nettostrahlungsfluß mit Hilfe von Bedeckungsdaten modifiziert. Die Formulierungen des sensiblen und des latenten Flusses entsprechen denen der ersten beiden Experimente. Als Windantrieb dient wiederum der FSU - Datensatz.

Ausgangspunkt für die Ableitung der Anomalien des Nettostrahlungsflusses sind die Bedeckungsdaten nach COADS [1987]. Mit Hilfe einer EOF -Analyse wird das ENSO - Signal aus diesem Datensatz extrahiert (s. Kap.2). Wegen der lückenhaften und stark verrauschten Datenbasis erklärt das Signal nur 2.5% der Gesamtvarianz. Da in dieser Studie nur der durch ENSO bestimmte Anteil der Variabilität untersucht wird, dient die führende EOF der Bedeckung multipliziert mit dem Jahresgang der kurzwelligen Einstrahlung als idealisierte Anomalie des klimatologischen Nettostrahlungsflusses. Es gilt :

$$Q_{neu} = Q_{alt} + W_{ano} * Q_{kurz} \quad (23)$$

$Q_{alt}$  bezeichnet den klimatologischen Nettostrahlungsfluß,  $W_{ano}$  die 1. EOF der Bewölkungsanomalie und  $Q_{kurz}$  die Klimatologie der kurzwelligen Strahlung nach Oberhuber [1990].

Für die Korrektur wird nur die kurzwellige Strahlung verwendet, denn nach Webster [1990] modifizieren Bewölkungsvariationen in den Tropen im wesentlichen den kurzwelligen Anteil des Strahlungsflusses. Die langwellige Rückstrahlung verändert sich in der sehr feuchten atmosphärischen Grenzschicht der Tropen nur wenig. Darüber hinaus beschränkt sich die Korrektur auf Gebiete mit Meeresoberflächentemperaturen zwischen 26.5 und 29.5°C. Nach Waliser und Graham [1992] tritt in tropischen Ozeanen hochreichende konvektive Bewölkung erst bei Wassertemperaturen von mindestens 26.5°C auf. Übersteigt die SST einen zweiten Schwellenwert von etwa 29.5°C, bricht die Konvektion wieder zusammen.

Der hieraus resultierende Antrieb für das Modell beinhaltet ein Signal mit Dipolstruktur (s. Abb.6). Im westlichen Indischen Ozean nimmt die Einstrahlung bei einem El Niño ab (stärkere Bewölkung), östlich von 70°E ist der gegenteilige Effekt zu beobachten. Die Strahlungsanomalien erreichen im östlichen Indischen Ozean Werte von  $\pm 20 \left[ \frac{W}{m^2} \right]$ .

In Abb. 30 sind die Zeitreihen der beobachteten und der simulierten SST - Anomalie für die Experimente 1 und 5 in den vier ausgewählten Regionen des Indischen Ozeans dargestellt. In den beiden westlichen Gebieten (Abb. 30a,b) fallen die Modifikationen durch die Wolkenbedeckung sehr gering aus. Die Simulation des El Niño - Ereignis 1982/83 gelingt im zentralen Indischen Ozean erheblich besser. Im östlichen Teil des Ozeans (Abb. 30c) kann während der Warmphasen von einer guten Übereinstimmung

gesprochen werden. Dagegen übersteigt die Variabilität im Bereich der Südostpassate die der Beobachtungsdaten (Abb. 30d).

Die kombinierte EOF - Analyse der SST, der Oberflächenströmung, des Wärmeflusses und der Windschubspannung zeigt als dominierenden Prozeß (erkl. Var. etwa 8%) für dieses Experiment ebenfalls das ENSO - Signal (Abb. 31). Im Gegensatz zum Standardexperiment (vergl. Abb. 22) ist das Minimum der Erwärmung entlang des Äquators trotz divergenter Oberflächenströmung (Abb. 31b,c) schwächer ausgeprägt. Das EOF-Muster der SST - Anomalie (Abb. 31d) weist jedoch größere horizontale Inhomogenitäten als das der Beobachtungen (vergl. Abb. 2) auf. Im EOF-Muster des Nettowärmeflusses (Abb. 31e) spiegelt sich die Dipolstruktur der führenden EOF der Wolkenbedeckung, mit positiver Rückkopplung im östlichen und negativer im westlichen Teil des Ozeans wider.

Im Korrelationsmuster zwischen beobachteter und simulierter SST - Anomalie (Abb. 32) sind die Verbesserungen im östlichen Teil des Ozeans im Vergleich zum Experiment 1 auffällig. Durch die ausgeprägte Dipolstruktur im Signal des Wärmeflusses sind im westlichen und im südlichen Teil schlechtere Korrelationen zu verzeichnen. Die schmale Zunge positiver Werte im äquatorialen westlichen Indischen Ozean dokumentiert die Stärke der advektiven Prozesse im Modell. Der thermodynamische Antrieb durch den Wärmefluß müßte in dieser Region zu negativen Temperaturanomalien, resultierend in negativen Korrelationen, führen. Offensichtlich wird jedoch warmes Wasser von Osten her advehiert. Das relative Minimum der Korrelation vor der indonesischen Küste ist höchstwahrscheinlich ein küstennahes Auftriebsgebiet zurückzuführen.

Dieses Experiment zeigt, daß sich mit Hilfe von idealisierten Bewölkungsanomalien der mit dem ENSO - Phänomen verbundene Teil der beobachteten Variabilität der SST im östlichen Teil des Ozeans besser simulieren läßt. Wegen der dipolaren Struktur des verwendeten Antriebs kann im westlichen Teil des Ozeans keine Verbesserung der Simulation erreicht werden. Auch in diesem Experiment sind die Wirkungen der advektiven Prozesse in der Nähe des Äquators sehr auffällig.

Im nächsten Abschnitt werden die Ergebnisse des vorangegangenen Experimentes, in Hinblick auf den Verlauf der beiden warmen ENSO - Extreme im Untersuchungszeitraum, genauer analysiert und mit Beobachtungsdaten verglichen.

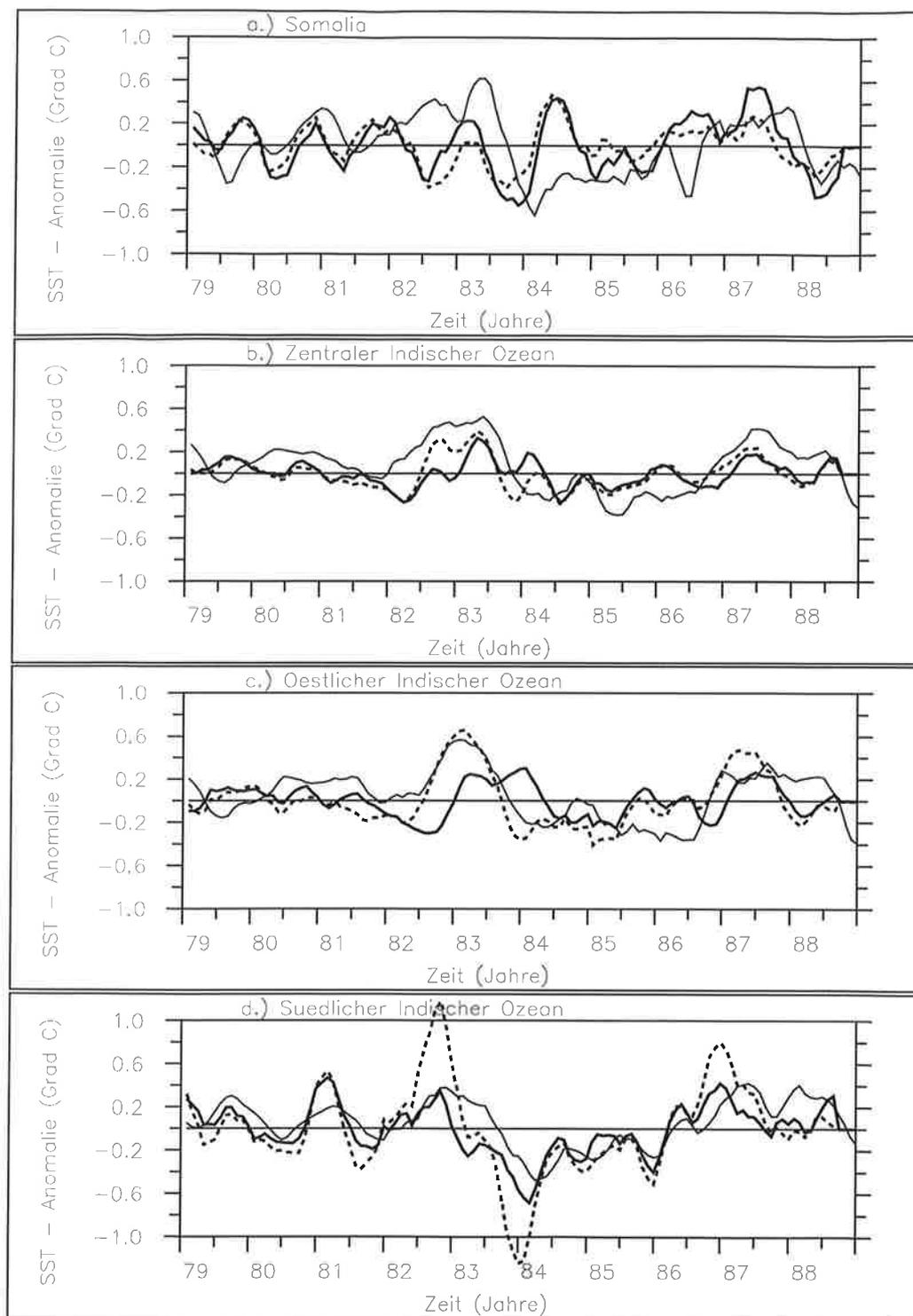


Abbildung 30: Zeitreihen der beobachteten und simulierten SSTA in den vier Regionen nach Abb. 18, dünne Linie : beob. SSTA, dicke Linie : sim. SSTA (Exp. 1), gestrichelte Linie : sim. SSTA (Exp. 5), Glättung : Gleitmittel über 5 Monate

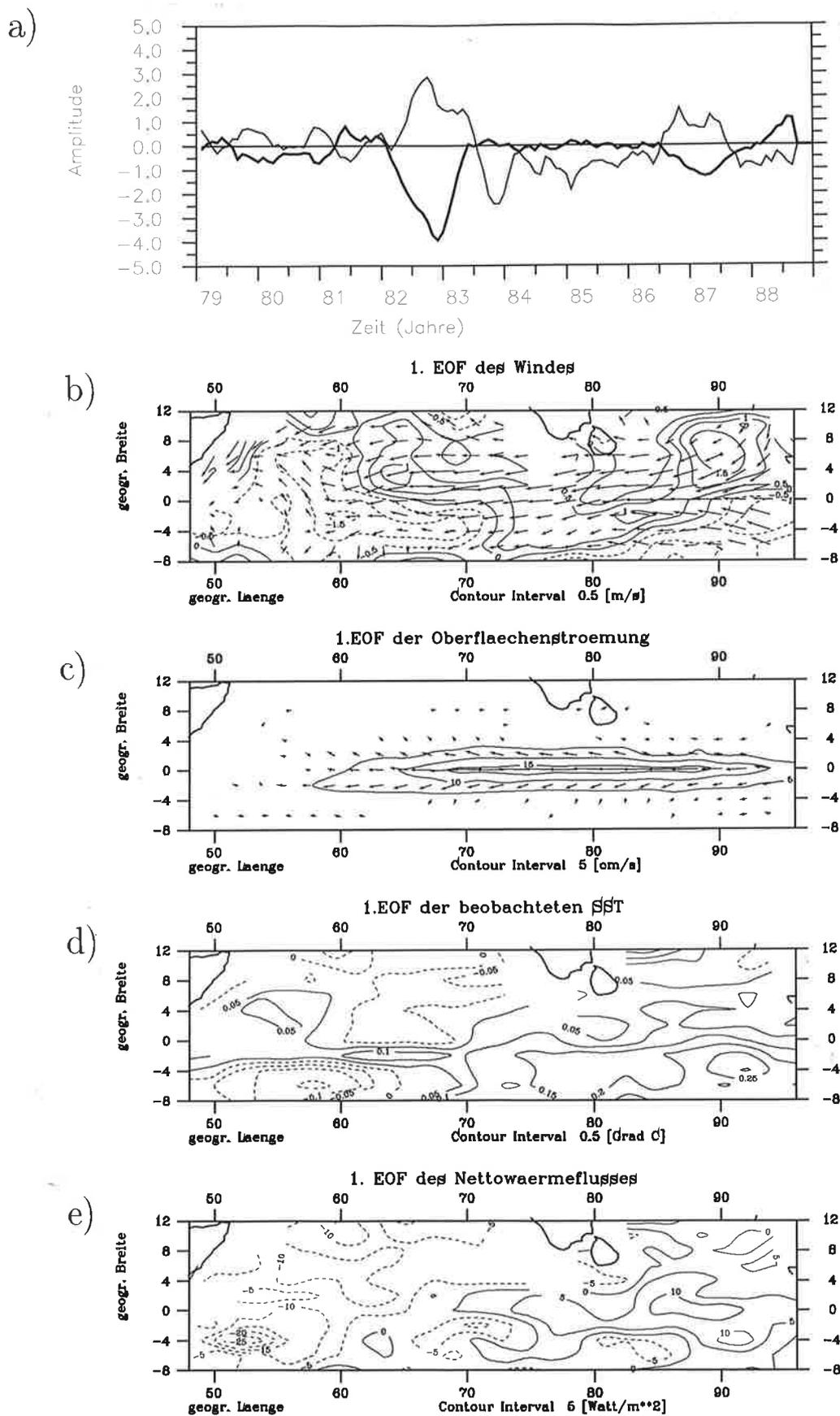


Abbildung 31: Kombinierte EOF - Analyse aus Exp. 5, 1.EOF (erkl. Var. 7.8%), a) EOF-Zeitreihe mit SOI, b-e) EOF-Muster des FSU - Windes, der Oberflächenströmung, der SST und des Nettowärmefflusses

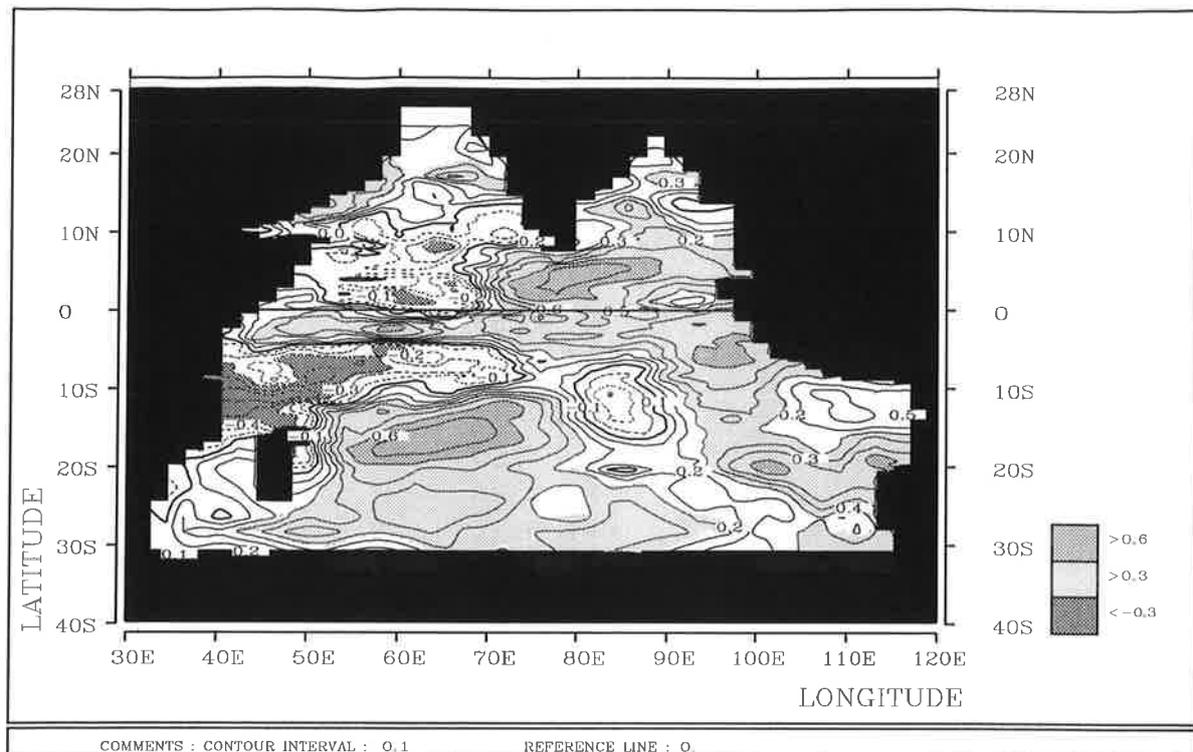


Abbildung 32: *Korrelationsmuster zwischen beob. SSTA (Reynolds [1988]) und sim. SSTA (Exp. 5), 1979-88, Gleitmittel über 5 Monate*

#### 4.5 Fallstudien : ENSO 1982/83 und 1987/88

Die bisherigen Untersuchungen zur niederfrequenten Variabilität im Indischen Ozean beschäftigten sich mit der Identifizierung und Interpretation des ENSO - Phänomens. Durch die Vorgabe der Windschubspannung gelang es, das ENSO - Signal in der SST zu reproduzieren. Mit Hilfe einer idealisierten Strahlungsanomalie als zusätzlichen Antrieb verbesserte sich die Simulation des ENSO - Signals. In zwei Fallstudien sollen die beiden Warmereignisse, die in die untersuchte Periode von 1979-89 fallen, detaillierter analysiert werden.

##### 4.5.1 ENSO 1982/83

Das Warmereignis der Jahre 1982/83 ist das stärkste der letzten 100 Jahre. Es zeichnet sich ferner durch einen ungewöhnlichen Verlauf aus. Im Gegensatz zu einem "normalen" El Niño, propagierten die pazifischen Wind- und SST - Anomalien von Westen nach Osten. Üblicherweise wird ein stehendes oder westwärts wanderndes Muster beobachtet (Rasmusson, [1982]). Auch in den SST - Anomalien des Indischen Ozeans ist dieses Ereignis deutlich erkennbar (Abb. 20a-c). Im Hovmöllerdiagramm der beobachteten

SST - Anomalien (Abb. 33a) ist die Entwicklung des El Niño - Ereignisses gut nachvollziehbar. Positive SST - Anomalien ( $> 0.5^{\circ}C$ ) entstehen ab Mai 1982 im westlichen Teil des Ozeans, breiten sich ostwärts aus und erstrecken sich ab Januar 1983 über den gesamten äquatorialen Bereich. Gegen Ende des Jahres klingen diese wieder ab.

Durch den zusätzlichen Antrieb mit Strahlungsanomalien im Experiment 5 konnte das Ereignis gut simuliert werden (vergl. Abb. 30). In Abb. 33b ist die zeitliche Entwicklung der SST - Anomalie für dieses Experiment dargestellt. Im Vergleich zu den Beobachtungen treten positive SST - Anomalien erst einige Monate später, ab August 1982, auf. Ferner ist keine Ostwärtswanderung der Anomalie erkennbar. Die großflächige Erwärmung im Jahre 1983 ist gut wiedergegeben, das Abklingen des Ereignisses setzt etwas früher ein.

Die Oberflächenzirkulation wird in hohem Maße durch den Windantrieb geprägt. Diese weisen ebenfalls kräftige (negative) Anomalien auf. Als Folge der Verlagerung der Walkerzirkulation, entstanden 1982/83 starke Ostwindanomalien über dem äquatorialen Indischen Ozean. Diese sind im Hovmöllerdiagramm der Zonalkomponente der Windschubspannung (FSU - Daten) grau schraffiert (Abb. 34). Ostwindanomalien, die die im Jahresmittel vorherrschenden äquatorialen Westwinde abschwächen, wurden fast durchgängig in beiden Jahren 1982/83 beobachtet. Im Herbst 1982 traten über dem östlichen Teil des Ozeans sogar Ostwinde auf. Das Ereignis geht erst gegen Ende 1983 mit dem Einsatz stärkerer Westwinde zu Ende, einige Monate später als im Pazifik. Diese Verzögerung deutet auf eine Verlängerung des Ereignisses durch lokale Wechselwirkungen hin.

Die Windanomalien verändern die Oberflächenzirkulation erheblich. In Abb. 35 ist in einem Hovmöllerdiagramm die Zonalströmung entlang des Äquators für das Exp. 5 dargestellt. Der Wyrтки-Jet fällt im Frühjahr 1982, bedingt durch eine Westwindanomalie, um etwa 50% stärker, als im klimatologischen Mittel (s. Abb. 11) aus. Die kräftigen Ostwinde im Herbst des Jahres sind für das völlige Ausbleiben des Jets verantwortlich. Auch das Frühjahrsmaximum des folgenden Jahres ist relativ schwach, erst im Herbst 1983 tritt wieder ein verstärkter Jet auf.

Das El Niño - Ereignis 1982/83, das auch im Indischen Ozean zu kräftigen Anomalien der ozeanischen und atmosphärischen Zirkulation führte, kann mit Hilfe des Modells reproduziert werden, soweit dies durch Beobachtungsdaten verifizierbar ist. Die Reproduktion gelingt aber nur mit dem zusätzlichen Antrieb des Modells durch Bewölkungsanomalien.

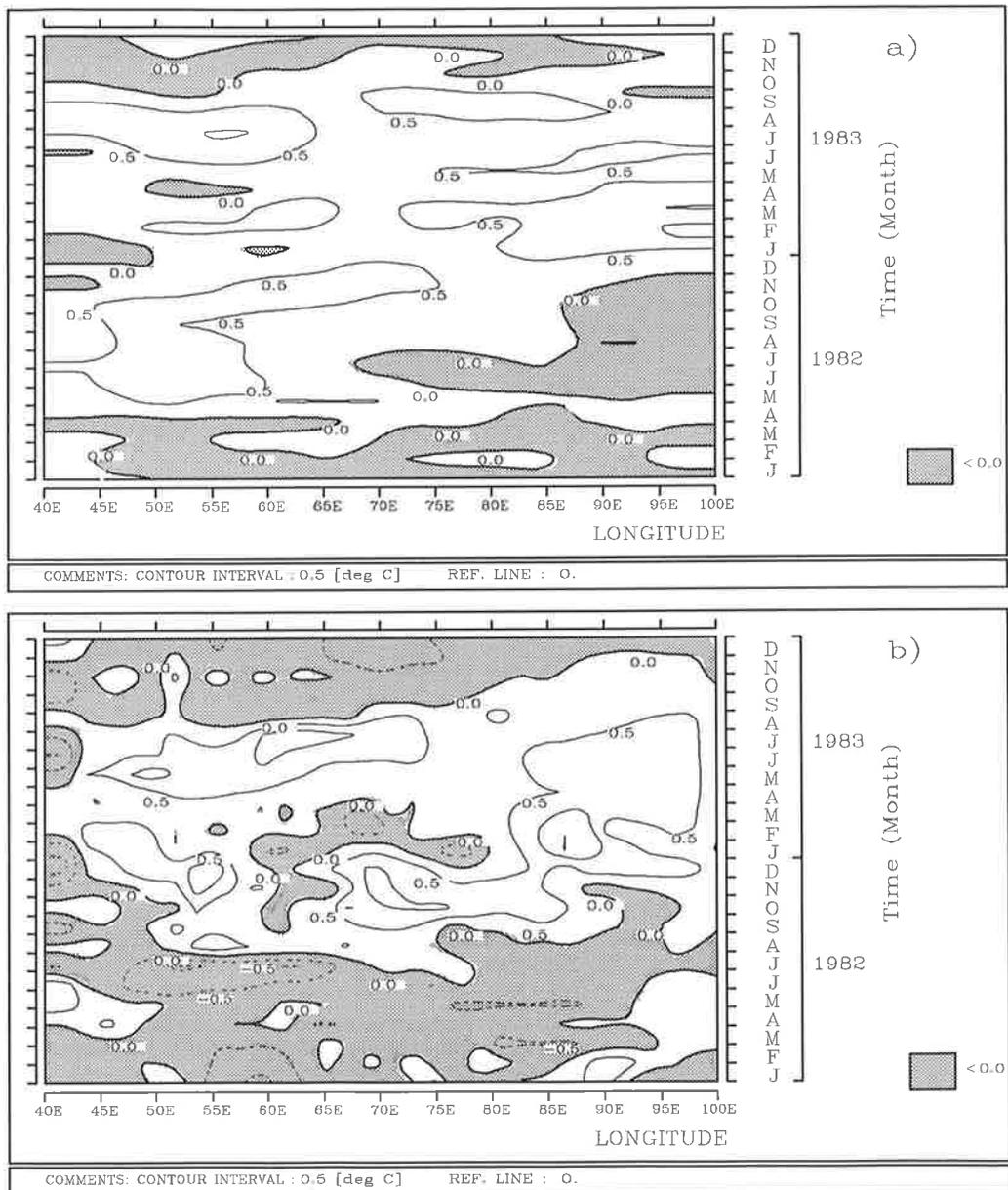


Abbildung 33: Hovmöllerdiagramme der SST - Anomalie entlang des Äquators für den Zeitraum 1982/83 : a) Beobachtungen (Reynolds, [1988]), b) Simulation (Exp. 5)

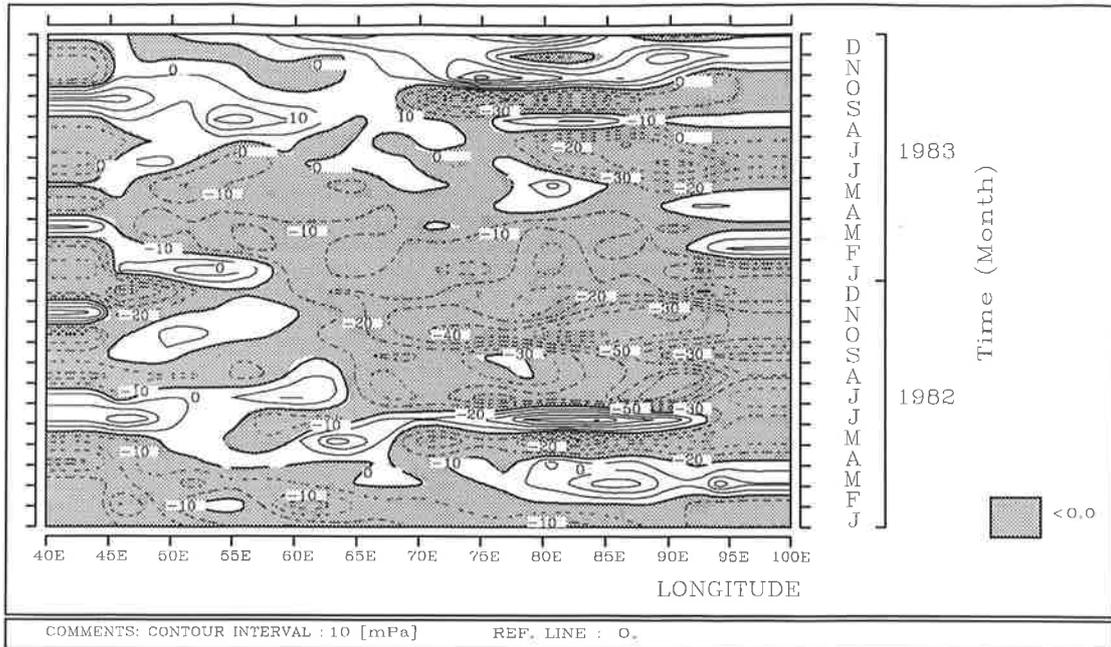


Abbildung 34: Hovmöllerdiagramm der Anomalien der Zonalkomponente der Windschubspannung (FSU - Daten) entlang des Äquators für den Zeitraum 1982/83

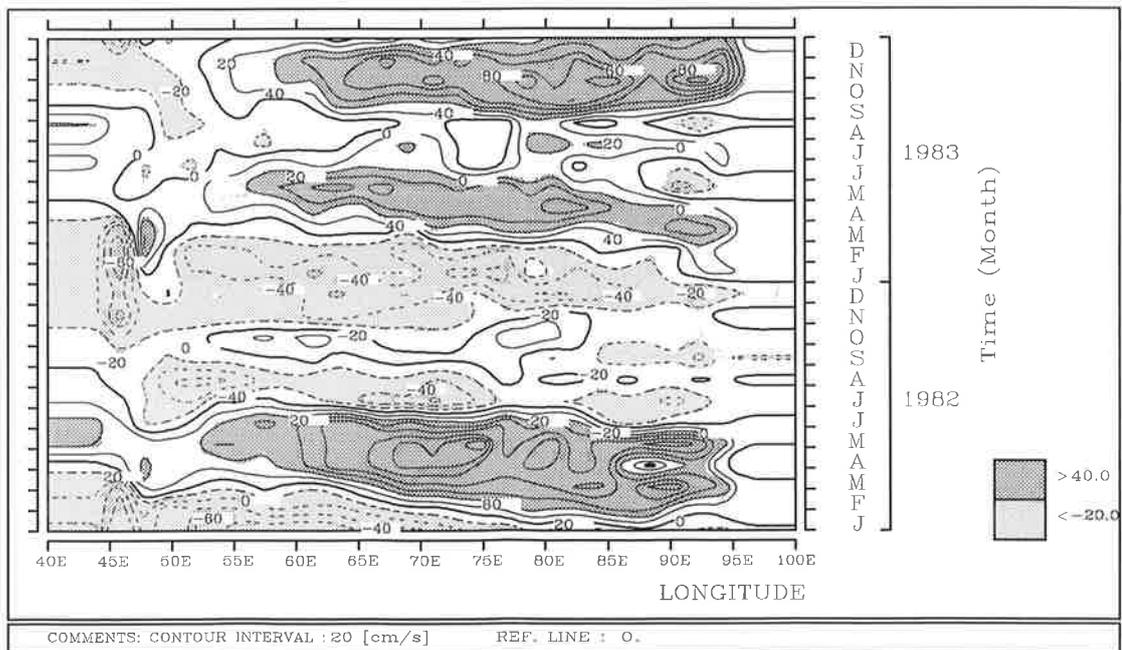


Abbildung 35: Hovmöllerdiagramm der Zonalströmung entlang des Äquators für die Jahre 1982/83 (Exp. 5)

#### 4.5.2 ENSO 1987/88

In einer zweiten Fallstudie sollen die Jahre 1987 und 1988 detaillierter untersucht werden. Das Warmereignis 1986/87, sowie die anschließende Kaltphase ab 1988, wurden von extremen Schwankungen des Indischen Sommermonsuns begleitet. Im Jahr 1987 fiel der Sommermonsun sehr schwach aus, während 1988 anomal starke Regenfälle beobachtet wurden (*Anderson* [1993]). Dieser Zeitraum deckt einen großen Teil der Variationsbreite des Indischen Sommermonsuns ab (s. Abb. 1). Hinzu kommt der Übergang von einer warmen zu einer kalten Phase im ENSO - Zyklus.

Die äquatoriale Region des Indischen Ozeans ist im Jahr 1987 durch Ostwindanomalien geprägt. Sie erstrecken sich in den FSU - Daten fast über den gesamten, in den ECMWF - Analysen nur über den östlichen Indischen Ozean (vergl. Abb. 19). Die Anomalien des Jahres 1987 sind, verglichen mit denen des Zeitraums 1982/83, deutlich schwächer, weisen aber eine vergleichbare räumliche Struktur auf. In beiden Datensätzen treten 1987 im Frühsommer und im Dezember kurzzeitig Westwindanomalien auf. Dagegen sind im Jahr 1988 verstärkt Episoden mit Westwindanomalien zu verzeichnen.

In den beobachteten SST - Anomalien (Abb. 36a) ist das El Niño - Ereignis mit einer Erwärmung von mehr als  $0.5^{\circ}\text{C}$  erkennbar. Verursacht durch den starken Monsun, treten 1988 im westlichen Indischen Ozean negative SST - Anomalien auf. Insgesamt sind aber positive Anomalien bestimmend.

In der Modellsimulation (Abb. 36b für Exp. 5) fallen die negativen SST - Anomalien wesentlich großflächiger aus und erstrecken sich fast über den gesamten äquatorialen Bereich. Nur im ersten Jahr finden sich positive SST - Anomalien. Die Übereinstimmung mit den Beobachtungen ist insgesamt schlechter als im vorangegangenen Beispiel für 1982/83.

Die Strömungsverhältnisse an der Oberfläche sind in beiden Jahren sehr gegensätzlich. In der zeitlichen Entwicklung der Zonalströmung längs des Äquators (Abb. 37) fällt die sehr markante Trennung der beiden Wyrтки - Jets im Sommer 1987 auf, die in den Experimenten mit klimatologischem Antrieb fehlt. Die Strömungsanomalien erreichen bis zu  $60\left[\frac{\text{cm}}{\text{s}}\right]$ . Im folgenden Jahr besteht eine starke Asymmetrie der Wyrтки - Jets. Das Frühjahrsmaximum ist erheblich stärker, das Herbstmaximum schwächer als im langjährigen Mittel.

Der Vergleich der Oberflächenströmungen für die Monate Mai und Juni unterstreicht die extremen Unterschiede dieser beiden Jahre. In Abb. 38a sind die Differenzen der Oberflächenströmung zwischen Mai 1988 und Mai 1987, in Abb. 38b die für die Juni Monate dargestellt. Im Mai treten die größten Unterschiede im Bereich des äquatorialen Jets auf. Der Wyrтки - Jet des Jahres 1988 ist um mehr als  $1\left[\frac{\text{m}}{\text{s}}\right]$  stärker als der des Jahres 1987.

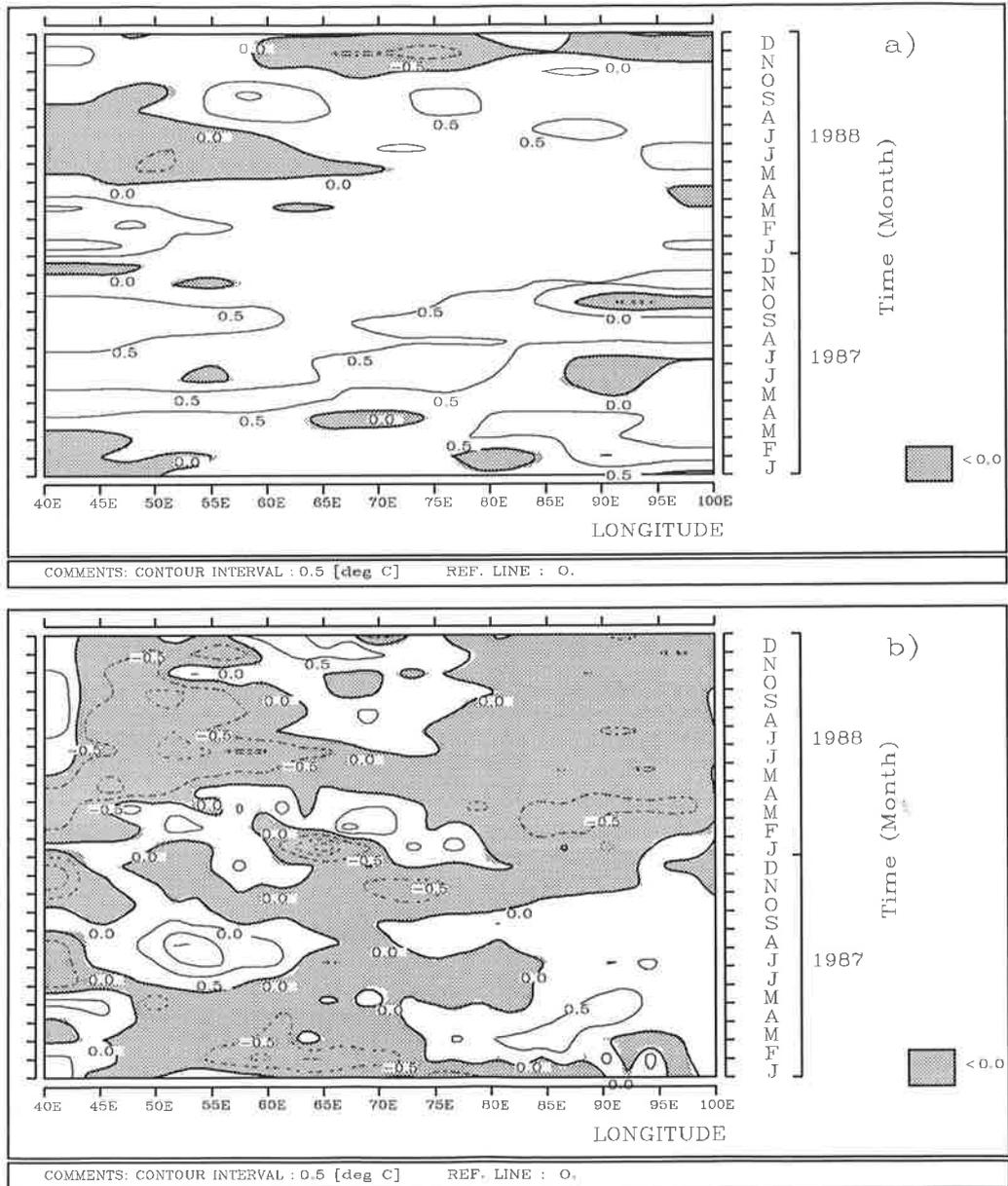


Abbildung 36: Hovmöllerdiagramme der SST - Anomalie entlang des Äquators für den Zeitraum 1987/88 : a) Beobachtungen (Reynolds, [1988]), b) Simulation (Exp. 5)

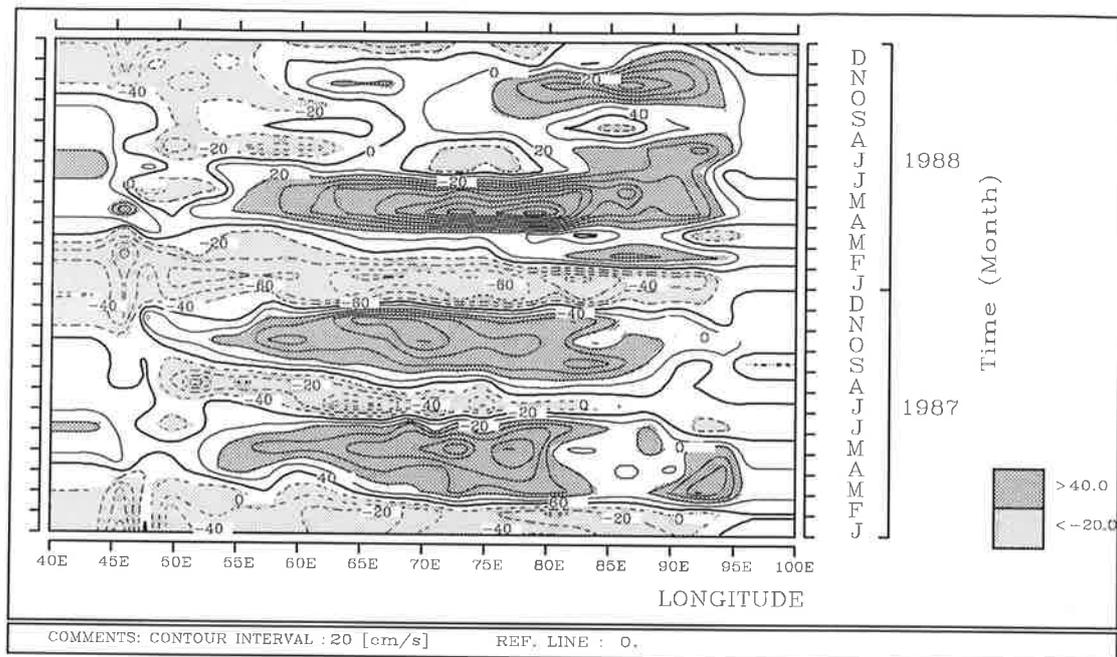


Abbildung 37: Hovmöllerdiagramm der Zonalströmung entlang des Äquators für die Jahre 1987/88 (Exp. 5)

Ein völlig gegensätzliches Bild bietet sich im Juni (Abb. 38b). Im gesamten äquatorialen Bereich wechseln die Strömungsdifferenzen das Vorzeichen. Besonders große Abweichungen ( $> 1 \frac{m}{s}$ ) sind im östlichen Indischen Ozean zu verzeichnen. *Anderson und Carrington* [1993] erzielten in ihren Simulationen ein qualitativ sehr ähnliches Ergebnis. Unter Berücksichtigung des Windantriebs lassen sich die Unterschiede zwischen 1987 und 1988 folgendermaßen erklären :

Die bis zum Mai 1987 anhaltenden Ostwindanomalien sind für das verzögerte und schwächere Einsetzen des äquatorialen Jets verantwortlich. Dieser erreicht sein Maximum erst im Juni, ausgelöst durch eine nur kurz andauernde Westwindanomalie. Der Südwest - Monsun des Jahres 1987 begann vor der Küste Somalias mit einmonatiger Verzögerung und schwächte sich, durch die im weiteren Jahresverlauf wieder auftretenden Ostwindanomalien, stark ab.

Im Frühjahr 1988 entfachten sehr kräftige Westwinde einen außerordentlich heftigen Wyrтки - Jet, der, ebenso wie der Sommermonsun, früher als gewöhnlich einsetzte. Im Juni hat der Jet sein Maximum bereits überschritten. Die äquatorialen Stömungen sind deshalb schwächer als im Vorjahreszeitraum.

Die Simulation der Episode 1987/88, die sich durch eine sehr hohe interannuale Variabilität in der Region des Indischen Ozeans auszeichnet, weist im Vergleich mit Modell-

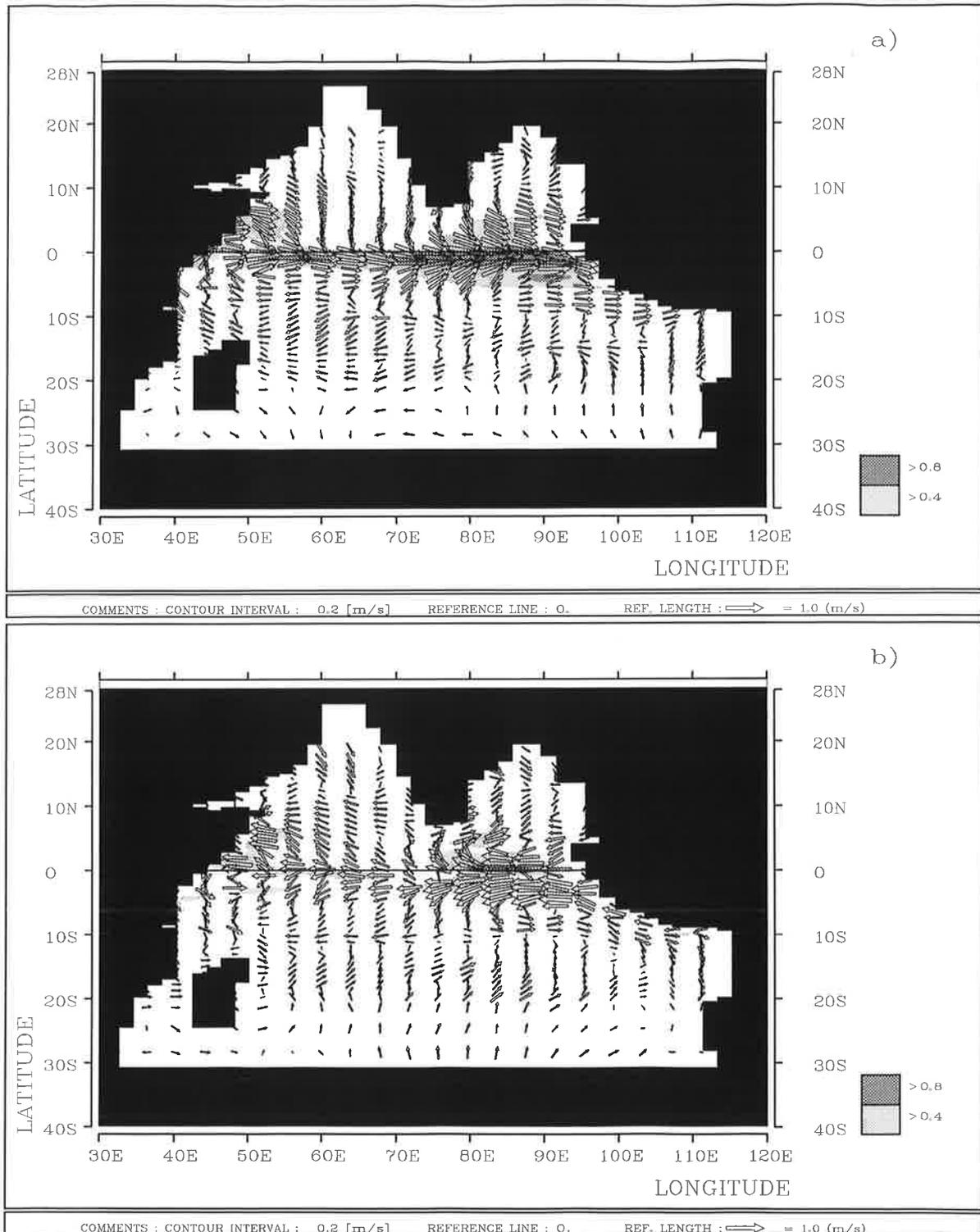


Abbildung 38: Differenzen der Oberflächenströmung im Exp. 5 zwischen 1988 und 1987 für zwei ausgewählte Monate : a) Mai, b) Juni

daten eine gute Übereinstimmung in Hinblick auf die dynamischen Parameter auf. Die beobachteten Schwankungen der SST können aber nur teilweise reproduziert werden.

## 5 Diskussion und Ausblick

Die Untersuchungen zur niederfrequenten Variabilität im Indischen Ozean haben gezeigt, daß auch in diesem Ozean das ENSO - Phänomen das stärkste Signal ist. Verglichen mit dem Pazifischen Ozean ist das Signal in der SST erheblich schwächer, tritt aber mit dem gleichen Vorzeichen und geringer zeitlicher Verzögerung (2-3 Monate) gegenüber dem Pazifik auf. Die Größenordnungen für SST - Anomalien liegen bei etwa  $0.5^{\circ}C$ , während Windanomalien Werte von etwa  $3 - 4[\frac{m}{s}]$  erreichen. Für den östlichen Indischen Ozean sind, im Gegensatz zum westlichen und zentralen Pazifik, Ostwindanomalien bei gleichzeitig abnehmender Konvektion typisch.

Aus atmosphärischen Daten und der SST konnte die Hypothese abgeleitet werden, daß das ENSO - Signal über die Walker - Zirkulation in den Indischen Ozean übertragen wird. Die Verlagerung dieses großräumigen atmosphärischen Zirkulationsmusters führt zu Änderungen der Impuls-, Wärme- und Frischwasserbilanz des Ozeans. Mit Hilfe der zur Verfügung stehenden Beobachtungsdaten konnte nicht entschieden werden, welche Prozesse zu den großräumigen Schwankungen der SST führen. Deshalb ist die Wirkung von veränderten atmosphärischen Randbedingungen auf die SST mit Hilfe eines ozeanischen Zirkulationsmodells und eines einfachen Deckschichtmodells studiert worden. Es erfolgte eine getrennte Untersuchung der Auswirkungen zeitlich variabler Impuls- und Wärmeflüsse. Bei Antrieb mit beobachteten Winddaten erklärt das ENSO - Phänomen auch in den Simulationen, relativ gesehen, den größten Anteil der Variabilität. Die Variabilitätsmuster sind mit den Beobachtungen konsistent, obwohl das ENSO - Signal in der Simulation schwächer als in den Beobachtungen ausfällt. Das Modell reagiert insbesondere auf die mit Warmereignissen einhergehenden Ostwindanomalien sehr sensitiv. Es kommt zu äquatorialem Auftrieb, der die Erwärmung entlang des Äquators abschwächt. In diesem Zusammenhang konnte jedoch eine überhöhte Sensitivität des Modells bezüglich des Windantriebs nicht nachgewiesen werden. Weitere Untersuchungen zur Empfindlichkeit des Modells hinsichtlich der Wahl des numerischen Advektionsverfahrens und der Parametrisierung der vertikalen Mischung, ergaben lediglich Änderungen in der Intensität der SST - Anomalie. Die räumliche Struktur und die zeitliche Entwicklung blieb nahezu unverändert.

Die Übereinstimmungen zwischen beobachteter und simulierter SST - Anomalie sind regional sehr unterschiedlich. Anders als im Pazifik, stellt der Wind im Indischen Ozean nur in einigen Regionen den bestimmenden Parameter für die Variabilität der SST dar. In den Gebieten, in denen Mischungs- und Verdunstungsprozesse dominieren, ist der Windantrieb ausreichend. Diese Hypothese konnte auch durch Experimente mit einem einfachen Deckschichtmodell des Ozeans unterstützt werden. Auch ohne Ozeandynamik sind die simulierten SST - Anomalien in Regionen mit einem engen

Zusammenhang zwischen Windgeschwindigkeit und SST mit denen des vollständigen 3-dimensionalen Modells vergleichbar. Insbesondere im Bereich des Subtropenwirbels der Südhemisphäre werden die besten Übereinstimmungen mit den Beobachtungen erzielt.

Der Vergleich zwischen der Simulation mit dem Deckschichtmodell und der des Zirkulationsmodells bietet weiterhin die Möglichkeit, Gebiete zu identifizieren, in denen advective Prozesse von Bedeutung sind. Südlich von Indien und im westlichen Indischen Ozean wird die Simulation durch advective Prozesse erheblich verbessert, demgegenüber ist in den östlichen Regionen und zwischen  $5 - 15^{\circ}S$  der entgegengesetzte Effekt zu beobachten. In diesen Gebieten müssen noch weitere atmosphärische oder ozeanische Antriebsprozesse die SST beeinflussen, da es keine eindeutige Beziehung zum Wind gibt. Die Eliminierung der negativen Rückkopplung in der Formulierung des sensiblen und latenten Wärmeflusses, durch Verwendung einer konstanten Temperaturdifferenz Luft-Wasser, verbessert die Simulation besonders im westlichen Teil des Ozeans. Daraus kann gefolgert werden, daß auch in diesem Bereich ein Teil der Variabilität durch den Wind erklärt werden kann, der in diesem Fall über die Verdunstung Einfluß auf die SST nimmt.

Weitere positive Rückkopplungen können Variationen im Nettowärmefluß, hervorgerufen durch dynamische Prozesse in der Atmosphäre, sein. Hierzu zählen z. B. Lufttemperaturänderungen durch horizontale Advektion. Ein abschließendes Experiment mit dem Deckschichtmodell diente der Abschätzung dieses Effektes. Die Modifikationen in den Gebieten mit geringen Schwankungen des Windes im äquatorialen Indischen Ozean waren erwartungsgemäß gering. Aber auch in Regionen mit hoher Variabilität im Wind, gab es keine Verbesserungen in der Simulation der SST - Anomalie.

Die Wirkung des Nettowärmeflusses als Antrieb des Zirkulationsmodells wurde mit verschiedenen Ansätzen untersucht. Der Verdunstungseffekt war bereits in den bisherigen Experimenten enthalten. Unter Verwendung der beobachteten Lufttemperatur in der Formulierung des sensiblen und latenten Wärmeflusses, gelingt eine gute Simulation der SST. Die beobachtete Lufttemperatur ist aber nicht nur ein integrales Maß für die atmosphärischen Prozesse, sondern weist auch eine enge Bindung an die SST auf. Daher ist die deutliche Verbesserung der Simulation zu erwarten. Die Lufttemperatur kann aber nicht als eine, von der beobachteten SST unabhängige Randbedingung gewertet werden.

Die Verwendung von Wärmeflußanomalien aus einem atmosphärischen Zirkulationsmodell führte zu keiner wesentlichen Ergebnisverbesserung, obwohl deren Variabilität Ähnlichkeiten zu den beobachteten Schwankungen der Bewölkung und der hochreichenden tropischen Konvektion aufweist. Die simulierten SST - Anomalien übersteigen die tatsächlichen Werte erheblich. Auch deren Struktur entspricht über weite Bereiche

nicht den Beobachtungen.

Die Modifikation des Nettostrahlungsflusses mit Hilfe von Bedeckungsdaten verbessert dagegen die Simulation des ENSO - Signals im zentralen und östlichen Indischen Ozean. Die ausschließliche Nutzung des ENSO - Signals aus den Bewölkungsanomalien, führt in diesem Experiment allerdings zu einer gezielten Verstärkung des gewünschten Effektes. In den westlichen Gebieten kommt es zur Verschlechterung der Ergebnisse, da hier negative Strahlungsanomalien mit Warmphasen von ENSO einhergehen.

Eine Fallstudie, die die beiden Extremphasen von ENSO in den 80er Jahren abdeckt, demonstriert, daß das Modell generell in der Lage ist, den Verlauf solcher Ereignisse zu simulieren. Hierzu muß aber neben dem Windantrieb auch ein modifizierter Strahlungsfluß benutzt werden.

Es ist im Rahmen dieser Arbeit gelungen, den Anteil der Variabilität zu simulieren, der durch den ENSO - Mechanismus verursacht wird. Es erwies sich als nicht möglich, den gesamten ENSO - Prozeß mit *einem* Antriebsmechanismus zu erklären. Ein Teil der Variabilität kann auf den Windantrieb und auf Advektionsprozesse im Ozean zurückgeführt werden. Hierbei sind erhebliche regionale Unterschiede zu beachten. Insbesondere im östlichen Teil des Ozeans spielen auch Variationen in der Strahlungsbilanz eine wichtige Rolle. Die Interpretation von Prozessen, welche mit Wärmeflüssen in Zusammenhang stehen, ist problematisch. Bereits geringe Schwankungen im Wärmefluß können für die beobachtete Variabilität der SST verantwortlich sein. Im Bereich des sehr warmen äquatorialen Indischen Ozeans führen schon Anomalien von etwa  $10 - 20 \left[ \frac{W}{m^2} \right]$  zu Temperaturänderungen von einigen Zehntelgrad pro Monat. Dies sind aber Größenordnungen, die im Bereich des "normalen" Bestimmungsfehlers der Wärmeflüsse liegen (*Hastenrath*, [1979]). Die Genauigkeit reicht also in der Regel nicht aus, um derart kleine Variationen der SST zu untersuchen.

Neben der zu hohen Unsicherheit in den Antriebsdaten dürfen auch die Vereinfachungen im Modell selbst nicht unberücksichtigt bleiben. Hier sind insbesondere das abgeschlossene Ozeanbecken und Vereinfachungen in der Parametrisierung der vertikalen Mischung zu nennen.

Diese Studie beschäftigt sich im wesentlichen mit dem ENSO - Signal im Indischen Ozean. Hiermit wird natürlich nur ein Teil der gesamten Variabilität erfaßt. Insofern bietet sich auf diesem Sektor noch ein weites Forschungsfeld. Der Schwerpunkt sollte zunächst einmal auf der Gewinnung geeigneter Beobachtungsdaten liegen. Das Meßnetz dieses Ozean ist äußerst lückenhaft. Mit Ausnahme von fernerkundbaren Größen, wie SST und Wasserstand, ist die Datenbasis sehr gering. Langjährige Messungen der Strömungsverhältnisse könnten beispielsweise darüber Aufschluß geben, wo advektive Prozesse für die Änderungen der SST wichtig sind. Auch die Bestimmung von Wärmeflüssen bietet noch ein weites Feld experimenteller Forschung.

lung gekoppelter Modelle liegen. Wenn es gelingt, die Probleme bei der Kopplung zu lösen, können gerade auf dem Gebiet der Variabilitätsstudien große Fortschritte erzielt werden. Dafür ist eine exakte Modellierung der Rückkopplungsmechanismen in ihrer absoluten und relativen Bedeutung zueinander unabdingbar.

## Danksagung

Mein besonderer Dank gilt Herrn Dr. Mojib Latif für die Betreuung dieser Arbeit. Seine Anregungen und konstruktive Kritik haben mir bei der Erstellung der vorliegenden Studie sehr geholfen.

Ich danke Herrn Prof. Dr. Sündermann für die Begutachtung der Arbeit und Herrn Prof. Dr. Hasselmann für die Möglichkeit, am Max-Planck Institut für Meteorologie zu promovieren. Das stimulierende und sehr angenehme Betriebsklima des Institutes hat immer sehr motivierend auf mich gewirkt.

Bei Herrn Dr. Ernst Maier-Reimer und Herrn Dr. Jörg Olaf-Wolff möchte ich mich ganz herzlich für die Überlassung des Modells und ihre Hilfe beim Umbau desselben bedanken. Herrn Dr. Ernst Maier-Reimer sei überdies für seine hilfreichen Ratschläge und Geduld bei der Beseitigung der 'kleinen' Hürden auf dem Gebiet der Modellierung gedankt. Frau Dr. Ute Luksch danke ich für die Unterstützung bei der Benutzung des atmosphärischen Advektionsmodells.

Herr Norbert Noreiks half immer prompt und zuverlässig bei der Erstellung von Bildern, dafür ein großes Dankeschön. In diesem Zusammenhang sei auch all denen, die mir mit Tips und Tricks beim Programmieren halfen, herzlich gedankt.

Für ihre konstruktive Kritik, Anteilnahme und Hilfe bin ich vielen Mitarbeitern und Freunden zu Dank verpflichtet.

Ein ganz besonderes Dankeschön gilt Moritz, der es all die Jahre mit mir zusammen auf engem Raum ausgehalten und überdies, durch seine Ratschläge und Kritik, viel zum Fortgang der Arbeit beigetragen hat.

'Last, but not least' danke ich Heike für ihre Korrekturarbeit, ihre immerwährende Bereitschaft zuzuhören und mich immer wieder zu motivieren.

## 6 Literatur

**Anderson, D.L.T., Rowlands, P.B., 1976 :**

The Somali Current response to the SW-Monsoon: the relative importance of local and remote forcing, *Journal of Marine Res.*, **34**, 395 - 417.

**Anderson, D.L.T., D.J. Carrington, 1992 :**

The temporal evolution of Equatorial Currents in the Indian Ocean, *Climate Research Technical Note, Hadley Center*, **23**.

**Anderson, D.L.T., D.J. Carrington, 1993 :**

Modelling Interannual variability in the Indian Ocean using momentum fluxes from the UKMO and ECMWF operational weather analysis, *J. of Geophysical Res.*, **98**, 12483-12499.

**Arakawa A., V.R. Lamb, 1977:**

Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model, *Model. Comp. Phys.* **16**, 173-263.

**Assenbaum, M., 1992 :**

An investigation of Monsoon variability : Observations and model results, *Diplomarbeit, Max Planck Institut für Meteorologie*.

**Barnett, T.P., 1983 :**

Interaction of the Monsoon and Pacific Trade Wind System at Interannual Time Scales; Part I : The Equatorial Zone, *Monthly Weather Review*, **111**, 756-773.

**Barnett, T.P., 1984 :**

Interaction of the Monsoon and Pacific Trade Wind System at Interannual Time Scales; Part II : The Tropical Band, Part III : A partial Anatomy of the SO, *Monthly Weather Review*, **112**, 2380-87, 2388-2400.

**Bjerknes, J., 1969 :**

Atmospheric teleconnections from equatorial Pacific, *Monthly Weather Review*, **97**, 163-172.

**Berlage, H.P., 1957 :**

Fluctuations in the general atmospheric circulation of more than one year, their nature and prognostic value, *K. Ned. Meteor. Inst., Meded. Verh.*, **69**.

**O'Brien, J., H.E. Hurlburt 1974 :**

Equatorial jet in the Indian Ocean : Theory, *Science* **184**, 1075-77.

**Cadet, D.L., B.C. Diehl, 1984 :**

Interannual variability of surface fields over the Indian Ocean during recent decades, *Monthly Weather Review*, **112**, 1921-1932.

**COADS, ed. S.D. Woodruff ed al., 1987 :**

A Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set, *Bull. Am. Met. Soc.*, **68**, 1239 - 1250.

**Cox, M.D., 1970 :**

A mathematical model of the Indian Ocean, *Deep Sea Res.*, **17**, 47 - 75.

**Esbensen, S.K., Y. Kushnir, 1981 :**

The heat budget of the global ocean: An atlas based on estimates from surface marine observations, *Report No. 29*, Climate Research Institute, Oregon.

**Glantz, M.H. (ed.), R.W. Katz, N. Nicholls, 1992 :**

Teleconnections linking worldwide climate anomalies, *Cambridge University Press*, 535p.

**Haney, R.L., 1971 :**

Surface thermal boundary condition for ocean circulation models, *J. Phys. Oceanogr.*, **1**, 241-248.

**Hastenrath, S., P.J. Lamb, 1979,89 :**

Climatic Atlas of the Indian Ocean,

Part I : Surface Climate and Atmospheric Circulation

Part II : The Oceanic Heat Budget

Part III : Upper Ocean Structure,

*The University of Wisconsin Press* Madison, USA.

**Hellerman, S., M. Rosenstein, 1983 :**

Normal monthly wind stress over the World Ocean with error estimates, *J. Phys. Oceanogr.*, **12**, 1093-1104.

**Hirst, A.C., J.S. Godfrey, 1991 :**

The role of the Indonesian Throughflow in a Global Ocean GCM, *J. Phys. Oceanogr.*, submitted.

**Jensen, T.G., 1991 :**

A Numerical Study of the Seasonal Variability of the Somali Current, *Florida State University, Tallahassee, Technical Report*.

**Knox, R.A., 1976 :**

On a long series of measurements of Indian Ocean equatorial currents near Addu Atoll, *Deep Sea Res.*, **23**, 211-221.

**Latif, M., 1987 :**

Tropical Ocean Circulation Experiments, *J. Phys. Oceanogr.*, **17**, 246 - 263.

**Latif, M., A. Sterl, M.M. Junge, E. Maier-Reimer, 1993a:**

Climate Variability in a coupled GCM : Part I : The Tropical Pacific, *Journal of Climate*, **6**, 5-21.

- Latif, M., A. Sterl, M. Assenbaum, M.M. Junge, E. Maier-Reimer, 1993b:**  
Climate Variability in a coupled GCM : Part II : The Indian Ocean and Monsoon, *MPI - Report*, **104**.
- Leetmaa, A., H. Stommel, 1980 :**  
Equatorial Current Observations in the Western Indian Ocean in 1975 and 1976, *J. Phys. Oceanogr.*, **10**, 258 - 269.
- Legler, D.M., I.M. Navon, J.J. O'Brien et al, 1989 :**  
Objective Analysis of Pseudostress over the Indian Ocean, using a direct minimization approach, *Monthly Weather Review*, **117**, 709-720.
- Lighthill, M.J., 1969 :**  
Dynamic Response of the Indian Ocean to onset of the southwest monsoon, *Phil. Trans. of the Royal Soc. of London*, **265**, 45-92.
- Luksch, U., H.v.Storch, 1992 :**  
Modeling the Low-Frequency Sea Surface Temperature Variability in the North Pacific, *Journal of Climate*, **5**, 893 - 906.
- Luther M.E., J.J. O'Brien, 1985 :**  
A model of the Seasonal Circulation in the Arabian Sea forced by Observed Winds, *Prog. Oceanog.*, **14**, 353 - 385.
- Madden, R.A., P.R. Julian, 1972 :**  
Description of Global-Scale Circulation Cells in the Tropics with a 40 - 50 Day Period, *J. of Atmospheric Science*, **29**, 1109 - 23.
- Meehl, G.A., 1987 :**  
The annual cycle and interannual variability in the tropical Pacific and Indian Ocean regions, *Monthly Weather Review*, **115**, 27 - 50.
- Meehl, G.A., 1993 :**  
A coupled air-sea biennial mechanism in the tropical Indian and Pacific regions : Role of the Ocean, *Journal of Climate* **93**, 31 - 41.
- Perigaud, C., P. Delecluse, 1993 :**  
Interannual sea level variations in the tropical Indian Ocean from Geosat and shallow water simulations, *J. Phys. Oceanogr.*, **23** 1916 -1934.
- Pacanowski, R.C., S.G.H. Philander, 1981 :**  
Parameterization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans, *J. Phys. Oceanogr.*, **11** 1443-1451.
- Philander, S.G.H., R.C. Pacanowski, 1984 :**  
Simulation of the seasonal cycle in the tropical Atlantic Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, **11** 802-804.

**Philander, S.G.H., A.D. Seigel, 1985 :**

Simulation of El Niño of 1982-83, In "Coupled ocean-atmosphere models", ed. J.C.J. Nichoul, Elsevier Oceanogr. Ser., Vol. 11, 517-541.

**Potemra, J.T., M.E. Luther, 1991 :**

The seasonal circulation of the upper ocean in the Bay of Bengal, *J. of Geophysical Res.*, **96**, 12667-12683.

**Rasmusson, E.M., T.H. Carpenter, 1983 :**

The Relationship between Eastern Equatorial Pacific Sea Surface Temperatures and Rainfall over India and Sri Lanka, *Monthly Weather Review*, **111**, 517-528.

**Reverdin, G., 1987:**

The Upper Equatorial Indian Ocean : The Climatological Seasonal Cycle, *J. Phys. Oceanogr.*, **17**, 903-927.

**Reynolds, R.W., 1988 :**

A Real-Time Global Sea Surface Temperature Analysis, *Journal of Climate*, **1**, 75-86.

**Schott, F., J. Swallow, M. Fieux, 1990 :**

The Somali Current at the equator : Annual cycle of currents and transports in the upper 1000 m and connection to neighbouring latitudes, *Deep Sea Res.*, **37**, 1825-1848.

**Schott, F., 1983 :**

Monsoon response of the Somali Current and associated upwelling, *Prog. Oceanogr.*, **12**, 357- 381.

**Shukla, J., B.M. Misra, 1977 :**

Relationships between SST and wind speed over the Central Arabian Sea and Monsoon Rainfall over India, *Monthly Weather Review*, **105**, 998-1002.

**Shukla, J., D.A. Paolino, 1983 :**

The Southern Oscillation and Long Range Forecasting of the Summer Monsoon Rainfall over India, *Monthly Weather Review*, **111**, 1830-37.

**Shukla, J., 1987 :**

Interannual variability of monsoons, in *Monsoons*, Ed. J.S. Fein, P.L. Stephens; Wiley and Sons, 399-463.

**Sterl, A., 1991 :**

Manual for the Primitive Equation OGCM as used for ENSO studies and the interface to ECHAM, available from Max Planck Institut für Meteorologie, Bundesstr 55, D-20146 Hamburg.

**Trenberth, K.E., W.G. Large, J.G. Olson, 1989 :**

The Effective Drag Coefficient for evaluating Wind Stress over the Oceans, *Journal of Climate*, **2**, 1507 - 1516.

**UNESCO, 1981 :**

Tenth report of the joint panel on oceanographic tables and standards, *UNESCO Technical Papers in Marine Sci.*, **36**.

**Verma, R.K., 1993:**

Indian Ocean SST Correlations with Monsoon Precipitation, *TOGA - Notes*, **10**, 5-8.

**Visbeck, M., F. Schott, 1992:**

Analysis of Seasonal Current Variations in the Western Equatorial Indian Ocean : Direct Measurements and GFDL Model Comparison, *J. Phys. Oceanogr.*, **22**, 1112-1128.

**Waliser, D.E., N.E. Graham, 1992 :**

Convective Cloud Systems, Solar Radiation and Tropical SST's : Elements of a Natural Thermostat, *sub. to Science*.

**Weare, B.C., 1979 :**

A statistical study of the Relationships between SST and the Indian Monsoon, *Journal of Atmospheric Science*, **36**, 2279-2291.

**Walker, G.T., 1923 :**

Correlation in seasonal variations of weather, *VIII. Mem. Indian Meteor. Dept.*, **24**, 75-131.

**Walker, G.T., 1924 :**

World weather, *IX. Mem. Indian Meteor. Dept.*, **24**, 275-332.

**Webster, P.J., 1991:**

Ocean - Atmosphere Interaction in the Tropics, *Seminar Proceedings of the ECMWF 'Tropical extra - tropical interactions'*, 67-116.

**22**, 1112-1128.

**Woodberry, C., M. Luther, 1989 :**

The wind-driven seasonal circulation in the southern tropical Indian Ocean, *J. of Geophysical Res.*, **94**, 17985-18002.

**Wyrтки, K., 1973 :**

An equatorial jet in the Indian Ocean, *Science*, **181**, 262-264.

**Wyrтки, K., 1987 :**

Indonesian Through Flow and the Associated Pressure Gradient, *J. of Geophysical Res.*, **92**, 12941-46.

**Yasunari, T., 1990 :**

Impact of Indian Monsoon on the Coupled Atmosphere / Ocean System in the Tropical Pacific, *Meteorol. Atmos. Phys.*, **44**, 29 - 41.

MPI Examensarbeit-Referenz:

- |  |  |
|--|--|
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 1</b><br>Juli 1990      | <b>Modellierung des gekoppelten Systems<br/>Ozean-Atmosphäre in den Tropen</b><br>Mojib Latif  |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 2</b><br>Juli 1990      | <b>Zur Dynamik des antarktischen Zirkumpolarstromes</b><br>Jörg-Olaf Wolff   |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 3</b><br>Juli 1990      | <b>Zur Erniedrigung des atmosphärischen Kohlendioxid-<br/>gehalts durch den Weltozean während der letzten Eiszeit</b><br>Christoph Heinze                              |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 4</b><br>August 1990    | <b>Analysis and Prediction of the El Niño Southern<br/>Oscillation Phenomenon using Principal Oscillation<br/>Pattern Analysis</b><br>Jin-Song Xu                      |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 5</b><br>Dezember 1990  | <b>Untersuchung zur niederfrequenten Variabilität der<br/>Meeresoberflächentemperatur im Nordpazifik</b><br>Ute Luksch   |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 6</b><br>Dezember 1990  | <b>Meereismodellierung im südlichen Ozean</b><br>Achim Stössel   |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 7</b><br>Dezember 1990  | <b>Principal Interaction/Oscillation Patterns Theorie und<br/>Analysen zum El Niño/Southern Oscillation Phänomen</b><br>Udo Weese                                      |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 8</b><br>Dezember 1990  | <b>Bestimmung des Temperaturprofils der<br/>Troposphäre mit einem Zwei-Frequenz-LIDAR</b><br>Felix A. Theopold   |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 9</b><br>Januar 1991    | <b>Modellierung des gekoppelten Systems:<br/>Inlandeis, Übergangszone und Schelfeis der Antarktis</b><br>Wolfgang Böhmer   |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 10</b><br>Januar 1991   | <b>Interne Variabilität in einem stochastisch angetriebenen<br/>ozeanischen Zirkulationsmodell</b><br>Uwe Mikolajewicz   |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 11</b><br>Februar 1991  | <b>Bildung und Transport von Aerosolteilchen und ihre<br/>Bedeutung für den Strahlungshaushalt</b><br>Ingrid Schult  |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 12</b><br>März 1991     | <b>Strahlungsübertragung in klaren Atmosphären<br/>im IR mit k-Verteilungs- und Linie-für-Linie Modellen</b><br>Heinz-Dieter Hollweg                                   |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 13</b><br>November 1991 | <b>Die bodenanhe Luftströmung über inhomogenen<br/>Oberflächen</b><br>Martin Claußen   |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 14</b><br>März 1992     | <b>Windinduzierte interannuale Variabilität in der<br/>Warmwassersphäre von 1981 bis 1987<br/>Teil II: Fluktuationen im Kohlenstoffkreislauf</b><br>Arne M. E. Winguth |

MPI Examensarbeit-Referenz:

**EXAMENSARBEIT Nr. 15**  
Dezember 1992

**Fernerkundung der optischen Eigenschaften von Seen  
mit Landsat 5 Thematic Mapper**  
Waltraud Manschke

**EXAMENSARBEIT Nr. 16**  
Juli 1993

**Baroklin instabile Wellen der Atmosphäre:  
Empirisch abgeleitete Moden im Vergleich  
zu quasi-geostrophischer Theorie**  
Reiner Schnur

**EXAMENSARBEIT Nr. 17**  
September 1993

**Messung des Wasserdampfes in der konvektiven  
Grenzschicht mit DIAL und RADAR-RASS**  
Christoph Senff

**EXAMENSARBEIT Nr. 18**  
November 1993

**Zur saisonalen Variation des ozeanischen  
Kohlendioxidpartialdrucks**  
Katharina D. Kurz

**EXAMENSARBEIT Nr. 19**  
Januar 1994

**Dynamisch-stochastische Vorhersage-Experimente  
mit Modellen der allgemeinen Zirkulation  
für einen Zeitraum von 10 Tagen bis 100 Jahren**  
Ulrich Cubasch

**EXAMENSARBEIT Nr. 20**  
Februar 1994

**Deposition radioaktiver Tracer in einem Transportmodell  
der Atmosphäre**  
Stefan Rehfeld

**EXAMENSARBEIT Nr. 21**  
Februar 1994

**Der Einfluß vulkanischen Aerosols und simultaner  
Temperaturanomalien der tropischen Meeresoberfläche  
( El Niño) auf das Klimasystem**  
Ingo Kirchner

**EXAMENSARBEIT Nr. 22**  
Juni 1994

**ENSO induzierte Variabilität im Indischen Ozean**  
Andreas Villwock

ISSN 0938-5177