

Modellierung des gekoppelten Systems Ozean-Atmosphäre in den Tropen

(Eine zusammenfassende Beschreibung der Arbeiten, Latif et al., 1985; Latif, 1987; Latif, 1988; Latif et al., 1988a,b; Barnett et al., 1989 und Latif et al., 1989)

Mojib Latif

Max-Planck-Institut für Meteorologie
Bundesstr. 55, D 2000 Hamburg 13, BR Deutschland

Inhalt

Zusammenfassung	3
1. Einleitung	5
2. El Niño und Southern Oscillation	10
3. Sensitivität gegenüber den Randbedingungen	13
3.1 Ozeanische Modellierung	13
3.2 Atmosphärische Modellierung	21
4. Gekoppeltes Ozean-Atmosphären Zirkulationsmodell	27
4.1 "Burst"-Experiment	28
4.2 Zehnjahresexperiment	32
4.3 Schneeexperiment	36
5. Vereinfachte Ozean-Atmosphären Modelle	38
5.1 Ozeanisches Zirkulationsmodell- statistisches Atmosphärenmodell	39
5.2 Ozeanisches Zirkulationsmodell- LSS Atmosphärenmodell	43
6. Schlußbetrachtung	45
7. Danksagung	49
Literaturverzeichnis	50

Zusammenfassung

Die als ENSO bekannten Wechselwirkungen zwischen Ozean und Atmosphäre in den Tropen wurden mit Hilfe ozeanischer und atmosphärischer Modelle der allgemeinen Zirkulation untersucht. Dabei wurden die Modelle sowohl im ungekoppelten Modus unter Vorgabe realistischer Randbedingungen als auch im gekoppelten Modus betrieben.

Grundlage der vorliegenden Abhandlung sind folgende Arbeiten: Latif et al. (1985), Latif (1987), Latif (1988), Latif et al. (1988a,b), Barnett et al. (1989), Latif et al. (1989).

Die Ergebnisse der Rechnungen zeigen, daß die Modelle Variationen der für die Wechselwirkung entscheidenden Größen Meeresoberflächentemperatur (SST) und Windschub realistisch simulieren, wenn die jeweiligen Randbedingungen aus Beobachtungen vorgeschrieben werden. So konnten SST Anomalien bei Vorgabe beobachteter Windschubfelder über Jahrzehnte hinweg erfolgreich von einem ozeanischen Zirkulationsmodell simuliert werden. Die mit den Temperaturanomalien einhergehenden simulierten Wasserstands- und Strömungsanomalien sind ebenfalls mit den wenigen verfügbaren Messungen konsistent.

Umgekehrt wurde ein atmosphärisches Zirkulationsmodell während einer 16-jährigen Simulation mit beobachteten Meeresoberflächentemperaturen angetrieben. Das Modell liefert eine realistische Beschreibung der räumlichen Muster der interannualen Variationen des oberflächennahen Windfeldes in den Tropen. Die Amplituden dieser niederfrequenten Variationen werden vom Modell jedoch deutlich unterschätzt.

Beide Zirkulationsmodelle wurden dann zu einem Ozean-Atmosphärenmodell zusammengekoppelt. In einem ersten Experiment wurde über dem tropischen Westpazifik eine Windstörung eingebracht und die Antwort des gekoppelten Systems auf diese Anfangsstörung untersucht. Es konnte gezeigt werden, daß die Kopplung von Ozean und Atmosphäre der entscheidende Faktor für die Persistenz von Anomalien der Meeresoberflächentemperatur ist.

Das gekoppelte Zirkulationsmodell wurde dann für eine Dauer von zehn Jahren

integriert, um die natürliche Variabilität im gekoppelten System zu bestimmen. Interannuale Variabilität in Äquatornähe wird im gekoppelten System erheblich unterschätzt. Weiterhin zeigt das gekoppelte Modell eine Klimadrift in Form einer Abkühlung des oberen Ozeans in dieser Region. Außerhalb der äquatorialen Zone ist die simulierte interannuale Variabilität von der gleichen Größenordnung wie in den Beobachtungen.

Das gekoppelte Zirkulationsmodell wurde außerdem dazu verwendet, die Hypothese zu testen, daß eine anomale Schneebedeckung über Eurasien El Niño Ereignisse auslösen kann. Dazu wurde der Schneefall über Eurasien verdoppelt und die Antwort des gekoppelten Systems auf die Änderung der Schneefallrate untersucht. Es entwickelten sich im darauffolgenden Sommer positive SST Anomalien im äquatorialen Pazifik. Zu diesem Zeitpunkt waren die simulierten Bedingungen in Ozean und Atmosphäre den während der Anfangsphase von El Niño Ereignissen beobachteten sehr ähnlich. Danach kehrte das gekoppelte Modell allerdings ziemlich schnell in den Normalzustand zurück, was möglicherweise auf die Entkoppelung von Ozean und Atmosphäre durch die Klimadrift zurückzuführen ist.

Schließlich wurden vereinfachte gekoppelte Modelle erstellt, mit denen u. a. die Sensitivität der gekoppelten Systeme bzgl. der Wahl der Kopplungskonstanten untersucht wurde. Diese Modelle wurden ebenfalls für die ENSO Vorhersage verwendet. Dabei zeigte sich, daß zumindest das ENSO Ereignis der Jahre 1982/1983 einige Monate im voraus vorhergesagt werden konnte.

1. Einleitung

Die wichtigste Klimaschwankung im kurzen Klimazeitskalenbereich von einigen Monaten bis zu wenigen Jahren bildet ohne Zweifel das "El Niño/Southern Oscillation" (ENSO) Phänomen. Diese Klimaschwankung hat ihren Ursprung in den Tropen, wirkt sich aber auf das globale Klimasystem aus und führt zu weitreichenden Störungen des Ökosystems und der Weltwirtschaft. Das ENSO Phänomen hat in den letzten Jahren zunehmendes Interesse der Wissenschaft gefunden, nicht zuletzt, weil man sich begründete Hoffnungen auf deutliche Fortschritte im Verständnis und sogar in die Vorhersage natürlicher Klimaschwankungen macht.

Bereits im letzten Jahrhundert beobachteten peruanische Küstenfischer einen schmalen Küstenstrom, der sich alljährlich etwa zur Weihnachtszeit vor der peruanischen Küste einstellte. Die Fischer bezeichneten daher diese Strömung als "El Niño" (span.: das Christkind). Der El Niño Strom führt relativ warmes Wasser mit sich, das die nährstoffreiche Auftriebsströmung vor der Küste verdrängt und daher das Ende der Fischfangsaison vor Peru markiert. In unregelmäßigen Abständen von zwei bis sieben Jahren ist die Erwärmung allerdings extrem stark, und es setzt ein großes Fischsterben ein. Über die Nahrungskette beginnt dann kurze Zeit später ein Verenden der Seevögel, was zu einem erheblichen Rückgang der dortigen Vogeldünger (Guano)-Produktion führt und schwere Einbußen für die Volkswirtschaften in dieser Region nach sich zieht. Heutzutage wird mit dem Wort "El Niño" nicht mehr das jahreszeitliche Signal bezeichnet, sondern es werden nur noch die anomal starken Ereignisse unter diesem Namen verstanden.

Während man bis vor etwa 25 Jahren noch glaubte, daß El Niño Ereignisse nur von regionaler Bedeutung wären und lediglich die südamerikanische Küstenregion betreffen, weiß man heute, daß El Niño Ereignisse zu einer anomalen Erwärmung des gesamten äquatorialen Pazifiks führen (siehe Abbildung 1) und das globale Klimasystem beeinflussen.

Den entscheidenden Schritt, das El Niño Phänomen ins globale Klimasystem einzubetten, machte Bjerknes (1966) in seiner fundamentalen Arbeit. Bjerknes zeigte, daß das ozeanische Phänomen El Niño mit dem atmosphärischen Phänomen

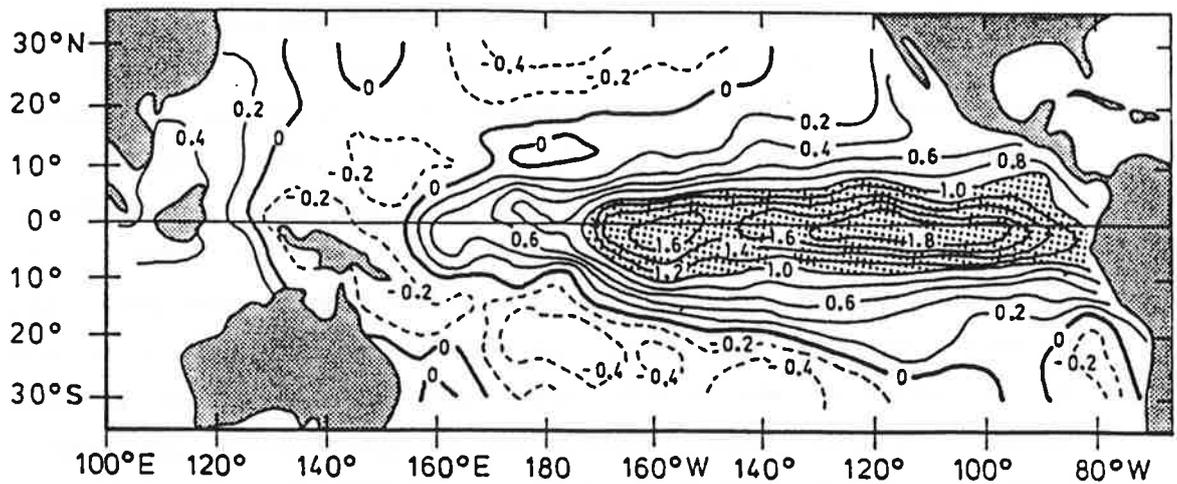


Abbildung 1: Geographische Verteilung einer typischen SST-Anomalie im Winter eines El Niño Jahres. Nach: Rasmusson und Carpenter (1982).

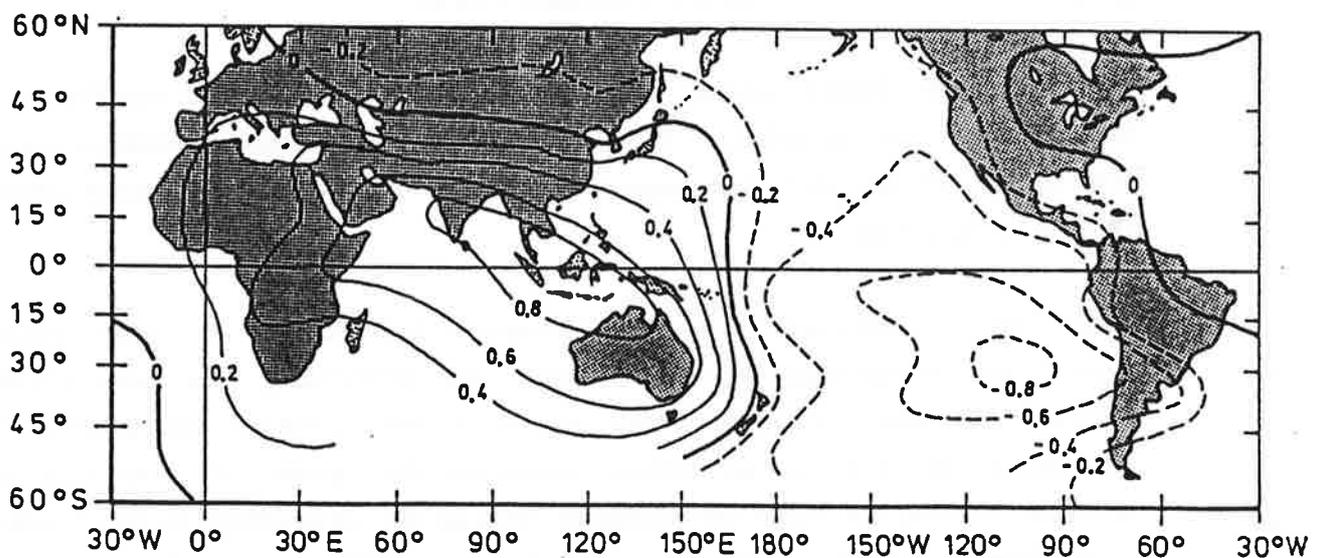


Abbildung 2: Globale Verteilung der Korrelation jährlicher Bodendruckanomalien mit denen von Djakarta, Indonesien. Nach Berlage (1957).

"Southern Oscillation" eng verknüpft ist. Die Southern Oscillation wurde bereits in den Zwanziger Jahren von Sir Gilbert Walker entdeckt (Walker, 1924) und stellt einen großräumigen atmosphärischen Massenaustausch zwischen der östlichen und westlichen Hemisphäre dar. Man kann sie sich als eine Druckschaukel vorstellen, deren Zentren über Südostasien im Bereich des asiatisch-australischen Tiefdrucksystems und über dem südöstlichen äquatorialen Pazifik im dortigen Hochdrucksystem liegen (siehe Abbildung 2). Bjerknes konnte zeigen, daß die Southern Oscillation mit der Oberflächentemperatur des äquatorialen Pazifik und damit auch mit El Niño hoch korreliert ist, und, daß Ozean und Atmosphäre ein stark wechselwirkendes System darstellen. Man spricht daher heute nicht mehr von El Niño oder Southern Oscillation allein, sondern vom El Niño/Southern Oscillation (ENSO) Phänomen. Eine umfangreiche Einführung in das ENSO Phänomen findet man z. B. in Oceanus, Vol. 1 (1984).

Begleitet werden ENSO Ereignisse von weitreichenden ozeanischen und atmosphärischen Zirkulationsanomalien. So kommt es beispielsweise im indonesischen Raum während ENSO Ereignissen zu Dürren und als Folge davon in dieser gewöhnlich regenreichen Region zu Mißernten. Auf der anderen Seite des Pazifik werden starke Niederschläge über Südamerika beobachtet, welche gelegentlich zu schweren Überschwemmungen führen.

Im äquatorialen Pazifik kommt es während ENSO Ereignissen zu signifikanten Veränderungen der ozeanischen Zirkulation, die sich in Wasserstandsänderungen von bis zu 20 cm und Strömungsanomalien von über 100 cm/s manifestieren (Firing et al., 1983).

Wegen ihrer außerordentlichen weiten zonalen Erstreckung, die etwa einem Drittel des Erdumfangs entspricht, führt die Erwärmung des äquatorialen Pazifiks weiterhin zu signifikanten Anomalien der globalen atmosphärischen Zirkulation. So konnten persistente Anomalien der großen Drucksysteme in mittleren Breiten als Folge der anomalen Heizung der Atmosphäre in den Tropen nachgewiesen werden (Shukla und Wallace, 1983). Im Rahmen des Weltklimaprogramms (WCRP) sollen daher in dem 10 Jahre dauernden Experiment TOGA (Tropical Ocean Global Atmosphere) nicht nur die Ursachen des ENSO Phänomens sondern auch seine Auswirkung auf das globale Klimasystem untersucht werden.

Die Modellierung des ENSO Phänomens wurde zunächst getrennt entweder nur mit Ozeanmodellen oder nur mit Atmosphärenmodellen durchgeführt. Die Ozeanmodelle waren zunächst linearisierte äquatoriale Wellenmodelle, die nur die Entwicklung des Wasserstandes beschrieben (siehe z. B. Busalacchi und O'Brien, 1981). Später wurden dann Modelle entwickelt, die mehrere vertikale Moden auflösten, jedoch immer noch linear waren (Mc Creary, 1976). Heutzutage werden inzwischen hochauflösende, dreidimensionale Ozeanzirkulationsmodelle eingesetzt (Philander und Seigel, 1985; Latif et al. 1985; Latif, 1987).

Atmosphärische ENSO Untersuchungen wurden bereits am Anfang mit Modellen der allgemeinen Zirkulation durchgeführt. Im Laufe der Zeit wurden jedoch Auflösung und die Parameterisierung physikalischer Prozesse ständig verfeinert.

Sowohl Ozean- als auch Atmosphärenmodelle wurden zunächst mit zeitlich konstantem Antrieb gerechnet, um die jeweiligen Gleichgewichtszustände zu bestimmen. Innerhalb der letzten Jahre hat man aber mehr und mehr zeitlich veränderliche Antriebe eingeführt, um auch Schwankungserscheinungen während längerer Zeiträume simulieren zu können (Einen Überblick zur ENSO Modellierung findet man im Buch von J. C. J. Nihoul, 1985). So wurden Simulationen mit ozeanischen und atmosphärischen Modellen der allgemeinen Zirkulation über Dekaden durchgeführt, und die Ergebnisse mit dem verfügbaren Datenmaterial verglichen. Es zeigte sich, daß die Modelle durchaus in der Lage waren, die beobachteten niederfrequenten Schwankungen realistisch zu simulieren. Variationen sowohl der Oberflächentemperatur des äquatorialen Pazifik als auch des Windstresses - beides entscheidende Parameter in der Wechselwirkung Ozean Atmosphäre - waren mit den Beobachtungsdaten hoch korreliert. Auf Grund dieser ermutigenden Erfolge hofft man, daß es durch die Erstellung gekoppelter Ozean-Atmosphärenmodelle möglich sein wird, ein genaueres Bild von der großskaligen Wechselwirkung im System Ozean-Atmosphäre zu erhalten und künftige ENSO Ereignisse in ihrem Verlauf sogar vorherzusagen.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wird das El Niño/Southern Oscillation (ENSO) Phänomen mit Hilfe von Modellen der allgemeinen ozeanischen und atmosphärischen Zirkulation untersucht. Die zentralen Fragestellungen waren dabei:

1. In wieweit können die Modelle die durch langsam veränderliche Randbedingungen induzierten niederfrequenten Variationen in Ozean und Atmosphäre wiedergeben?
2. Sind gekoppelte Ozean-Atmosphärenmodelle in der Lage, die interannuale Variabilität in den Tropen realistisch zu simulieren?
3. Ist das ENSO Phänomen vorhersagbar?

In dieser Arbeit wird zunächst im Abschnitt 2 etwas ausführlicher auf die Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre in den Tropen eingegangen und der Zusammenhang zwischen El Niño und Southern Oscillation näher dargestellt. In Abschnitt 3 wird die Sensitivität der Einzelmodelle gegenüber zeitlich veränderlichen Randbedingungen untersucht. Untersuchungen mit einem gekoppelten Ozean-Atmosphären Zirkulationsmodell werden im Abschnitt 4 dargestellt, während in Abschnitt 5 Ergebnisse vereinfachter Ozean-Atmosphären Modelle beschrieben werden. Im Rahmen einer Schlußbetrachtung werden schließlich die Ergebnisse diskutiert und künftige Vorhaben kurz umrissen.

2. El Niño und Southern Oscillation

Der Zustand der Southern Oscillation wird durch den sogenannten Southern Oscillation Index (SOI) charakterisiert. Der SOI mißt die Bodendruckdifferenz zwischen den beiden Zentren der Oszillation. Im allgemeinen verwendet man die Bodendrucke von Tahiti (franz. Polynesien) und Darwin (Australien). Ein hoher Wert des SOI entspricht demnach einem stärkeren Druckunterschied zwischen dem indonesisch-australischen Tiefdruck- und dem südostpazifischen Hochdrucksystem, während ein kleinerer Wert des SOI einem schwächeren Druckgegensatz entspricht. Der Southern Oscillation Index ist daher auch ein Maß für die Stärke der Südostpassate, denen eine entscheidende Bedeutung für die thermische Struktur des äquatorialen pazifischen Ozeans zukommt.

Die Verbindung zwischen der Southern Oscillation und der Oberflächentemperatur des äquatorialen Pazifik wird durch Abbildung 3 verdeutlicht. In der oberen Abbildung 3a sind Zeitreihen der Anomalien des SOI und der Oberflächentemperatur im äquatorialen Südostpazifik dargestellt. Wir erkennen, daß positive Anomalien der Oberflächentemperatur und damit El Niño Ereignisse mit negativen Ausschlägen des SOI einhergehen. Umgekehrt sind negative Temperaturanomalien mit einem hohen SOI verknüpft. Die hohe Korrelation beider Zeitreihen, insbesondere im niederfrequenten Spektralbereich, ist aus dem Kohärenzspektrum beider Zeitserien ersichtlich (Abb. 3c), das hoch signifikante Werte im Periodenbereich von wenigen Jahren aufweist. Die entsprechenden Autospektren der beiden Zeitreihen (Abb. 3b und 3d) zeigen dabei hohe Varianzanteile in diesem Spektralbereich.

Abbildung 3 weist auf eine enge Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre im tropischen Pazifik hin. Der Mechanismus dieser Wechselwirkung wurde in seinen Grundzügen bereits von Bjerknes (1966) beschrieben. Er basiert auf der Tatsache, daß die thermische Struktur des äquatorialen Pazifiks in erster Linie als dynamische Antwort auf das Oberflächenwindfeld und nicht durch die lokalen Wärme Flüsse an der Grenzfläche Ozean-Atmosphäre zustande kommt. Die in beiden Hemisphären äquatorwärts wehenden Passatwinde weisen in Äquatornähe eine starke zonale, nach Westen gerichtete Komponente auf. Dadurch werden Wassermassen im Westpazifik aufgestaut, was sich in einem zonalen Wasserstandsunterschied von etwa 40 cm über die gesamte Breite des Pazifiks

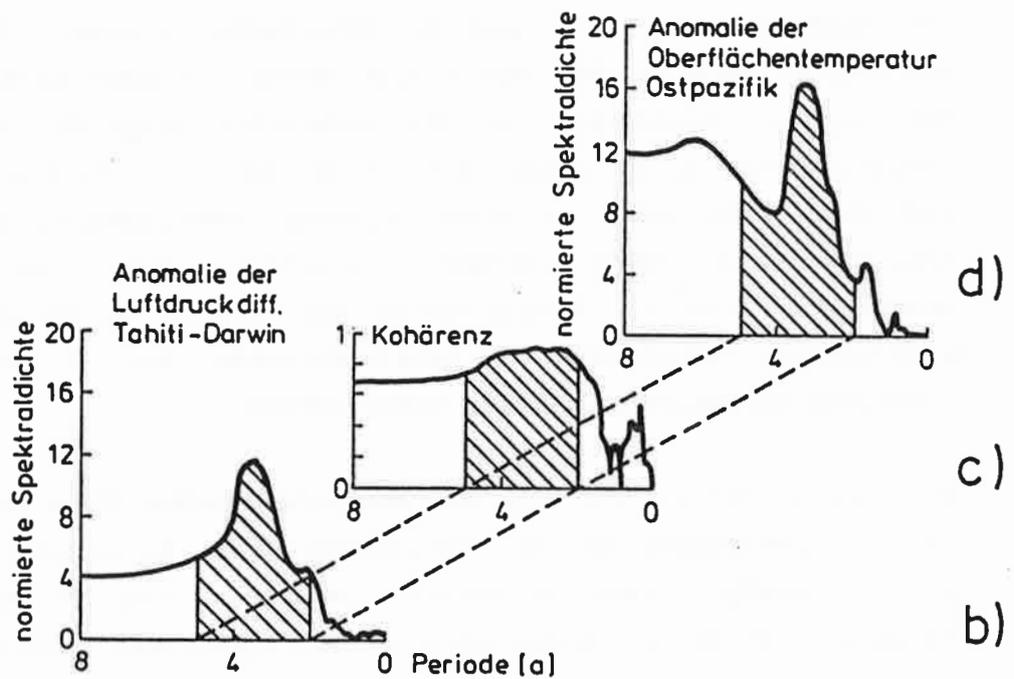
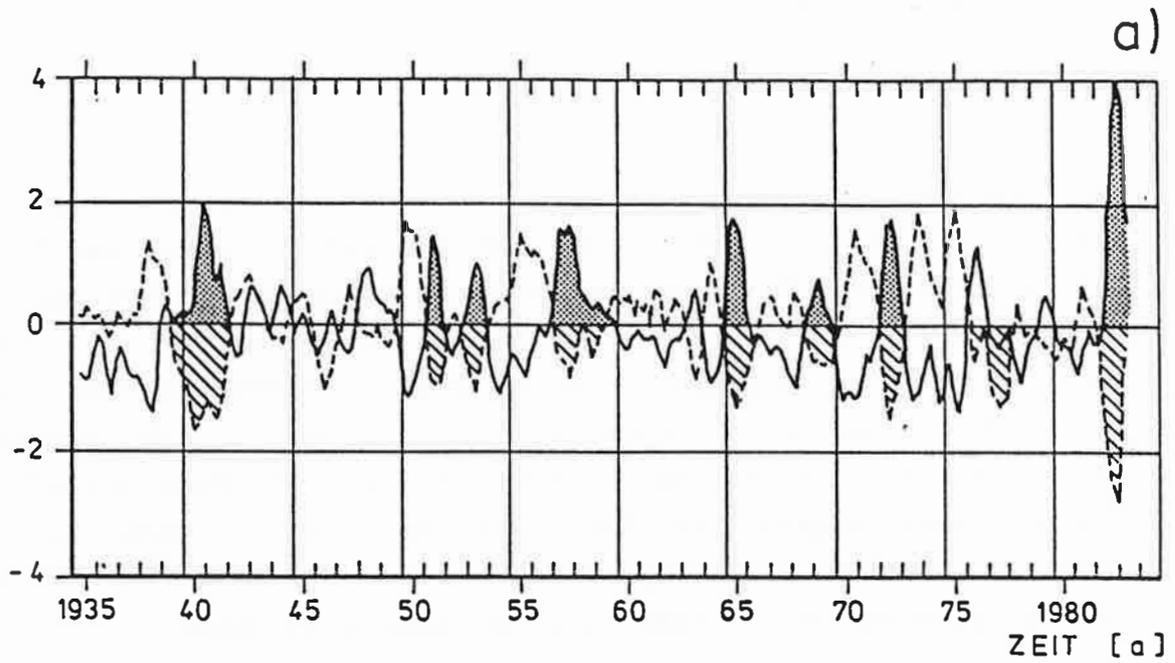


Abbildung 3: a) Zeitreihen der SST-Anomalien (durchgezogene Linie) im Südostpazifik (Puerto Chicama, Peru) und der Anomalien des SOI (gestrichelte Linie). Nach Rasmusson (1984); b) Autospektrum der SOI-Anomalien, c) Kohärenz, d) Autospektrum der Temperaturanomalien. Nach Käse (1985).

manifestiert. Dieser Wasserstandsgradient wird in der Tiefe durch ein gegenläufiges Schrägstellen der Isothermen kompensiert, wobei die Isothermen im Ostpazifik der Oberfläche näher sind als im Westpazifik. Daher liegt die Thermokline im Westpazifik in einer Tiefe von etwa 150 m, während sie im Ostpazifik in nur 30 m Tiefe zu finden ist. Die Tiefe der Thermokline wirkt sich auch unmittelbar auf die Meeresoberflächentemperatur auf dem Äquator aus, da der Äquator ein Auftriebsgebiet ist und je nach Lage der Thermokline das kalte Tiefenwasser unterschiedlich stark von der Oberfläche abgeschirmt wird. Längs des Äquators wird daher ebenfalls ein zonaler Temperaturgradient an der Oberfläche beobachtet, der etwa 7°C über die gesamte Breite des äquatorialen Pazifiks beträgt. Das wärmste Wasser befindet sich dabei im Westpazifik, wo Temperaturen bis zu 30°C gemessen werden.

Dieser Ost-West Gegensatz der Meeresoberflächentemperatur treibt eine direkte atmosphärische Zirkulationszelle in der Vertikalebene längs des Äquators an, die als "Walker Zelle" bezeichnet wird. Über dem relativ kalten Ostpazifik sinkt die Luft ab, um dann als Teil der Hadley Zirkulation als Passat westwärts zu strömen. Dabei erwärmt sich die Luft und reichert sich mit Feuchtigkeit an. Über dem indonesisch-australischen Raum steigt die Luft unter kräftiger Wolkenbildung auf, strömt in der oberen Troposphäre ostwärts und schließt so den Kreislauf.

Eine negative Anomalie des Southern Oscillation Index ist kennzeichnend für eine schwächere Walker Zirkulation, d. h. für einen schwächeren Druckgegensatz zwischen dem südostpazifischen und dem indonesisch-australischen Raum und somit für schwächere Passatwinde. Die Reduktion der Passate führt zu einer Verminderung des äquatorialen Auftriebs, was zu einer Temperaturerhöhung insbesondere im Ostpazifik führt. Diese Reduktion des Gradienten der Oberflächentemperatur längs des Äquators schwächt die Walker Zelle, welche gerade durch den Ost-West Gegensatz der Meeresoberflächentemperatur angetrieben wird, weiter ab. Dieses Wechselspiel zwischen Wind und Oberflächentemperatur stellt somit eine instabile positive Rückkopplung dar. Der gleiche Mechanismus funktioniert natürlich auch in umgekehrter Richtung. Neben den als ENSO bezeichneten "Warmereignissen" werden daher auch umgekehrt "Kalt ereignisse" beobachtet. Kleine Störungen im System Ozean-Atmosphäre können somit durch diese instabilen Wechselwirkungen im Prinzip schnell wachsen.

Obwohl der Ozean eine relativ träge Klimakomponente ist, sind dennoch Klimaschwankungen auf der Zeitskala von wenigen Monaten in niederen Breiten möglich. Dies liegt an der Existenz spezieller, schnell wandernder äquatorialer Wellenformen. Der bekannteste Vertreter dieser äquatorialen Wellen ist die äquatoriale Kelvinwelle. Wellen des ersten baroklinen Modes dieses nichtdispersiven Wellentyps besitzen typische Phasengeschwindigkeiten von knapp 3 m/s und können daher das pazifische Becken in etwa zwei Monaten überqueren. Während die Kelvinwelle nur nach Osten laufen kann, propagieren lange äquatoriale Rossbywellen nach Westen, wobei diese Wellen ebenfalls nahezu nichtdispersiv sind und Phasengeschwindigkeiten von etwa 1 m/s erreichen. Äquatoriale Ozeane sind daher in der Lage, rasch Informationen zu transportieren und besitzen eine relativ kurze Einstellzeit. So können beispielsweise Windänderungen über dem Westpazifik innerhalb weniger Monate signifikante Temperaturänderungen im Ostpazifik hervorrufen, welche dann durch instabile Wechselwirkungen mit der Atmosphäre weiter verstärkt werden können.

3. Sensitivität gegenüber den Randbedingungen

Niederfrequente Variabilität innerhalb der Subsysteme Ozean und Atmosphäre werden in niederen Breiten durch langsam veränderliche Randbedingungen und nicht durch den Subsystemen inherente Instabilitäten hervorgerufen. Ein geeigneter Modelltest im Hinblick auf ENSO besteht daher darin, ozeanische wie auch atmosphärische Zirkulationsmodelle mit beobachteten Randwerten anzutreiben und die Ergebnisse der Modellläufe mit den verfügbaren Beobachtungsdaten zu vergleichen.

3.1 Ozeanische Modellierung

In mittleren Breiten sind die Regime der Schwere- und Rossbywellen bezüglich ihrer Extremalfrequenzen deutlich voneinander unterschieden. Diese Tatsache macht man sich häufig dadurch zunutze, daß man bei der Modellierung von großräumigen Bewegungsvorgängen in mittleren Breiten einen approximierten als

"quasigeostrophisch" bezeichneten Satz von Gleichungen verwendet. Diese besitzen den Vorteil, daß sie die Schwere- und Trägheitswellen herausfiltern und nur noch die Rossbywellen als Wellenlösungen zulassen.

Die Situation ändert sich allerdings grundlegend bei Annäherung an den Äquator. Infolge des Verschwindens des Coriolisparameters f ($f = 2\Omega\sin\varphi$) am Äquator geht die Frequenztrennung zwischen den Regimen der Schwere- und Rossbywellen verloren. Es ist deshalb nicht möglich, in niederen Breiten mit den quasigeostrophischen Gleichungen zu arbeiten. Die in diesem und im folgenden Abschnitt beschriebenen Modelle basieren daher auf den aufwändigeren "primitiven Gleichungen".

Das ozeanische Zirkulationsmodell (Latif et al, 1985; Latif, 1987) ist ein regionales Modell, das den tropischen Pazifik von 30°N bis 30°S umfaßt. Die horizontale Auflösung ist variabel: Sie ist am Äquator mit 50 km am feinsten, um die äquatorialen Strömungen, die typische meridionale Erstreckungen von wenigen hundert Kilometern besitzen, auflösen zu können. Mit zunehmender Breite vergrößert sich das Modellgitter und erreicht schließlich an den Rändern eine Gitterweite von 400 km. In zonaler Richtung wurde ein konstanter Gitterpunktsabstand von 800 km gewählt.

In der Vertikalen ist die Auflösung ebenfalls variabel. Es werden 13 Niveaus verwendet, von denen zehn Niveaus in den oberen 300 m angeordnet sind. Die Ozeantiefe beträgt konstant 4000 m. Durch die relativ grobe Auflösung des tiefen Ozeans können die dort ablaufenden Prozesse nur näherungsweise erfaßt werden. Da wir aber an Vorgängen auf der Zeitskala von Monaten bis wenigen Jahren interessiert sind, und die Prozesse im tiefen Ozean relativ langsam ablaufen, ist die Wahl der vertikalen Auflösung dem Problem angepaßt.

Die nördlichen und südlichen Ränder des Modellozeans werden als feste Wände angenommen. Die großskalige meridionale Zirkulation der ozeanischen Becken, die die Dichteschichtung langfristig aufrechterhält wird somit unterbunden. Im Laufe der Zeit wird daher die Anfangsschichtung allmählich abgebaut und verfälscht. Da dies aber relativ langsam innerhalb einiger Hundert Jahre erfolgt, ist die Abgeschlossenheit des Modells bei Simulationen, die höchstens wenige Dekaden betragen, vertretbar.

Angetrieben wird das Ozeanmodell an der Oberfläche durch Vorgabe des Windstresses und des Wärmeflusses. Wie bereits erwähnt entsteht die thermische

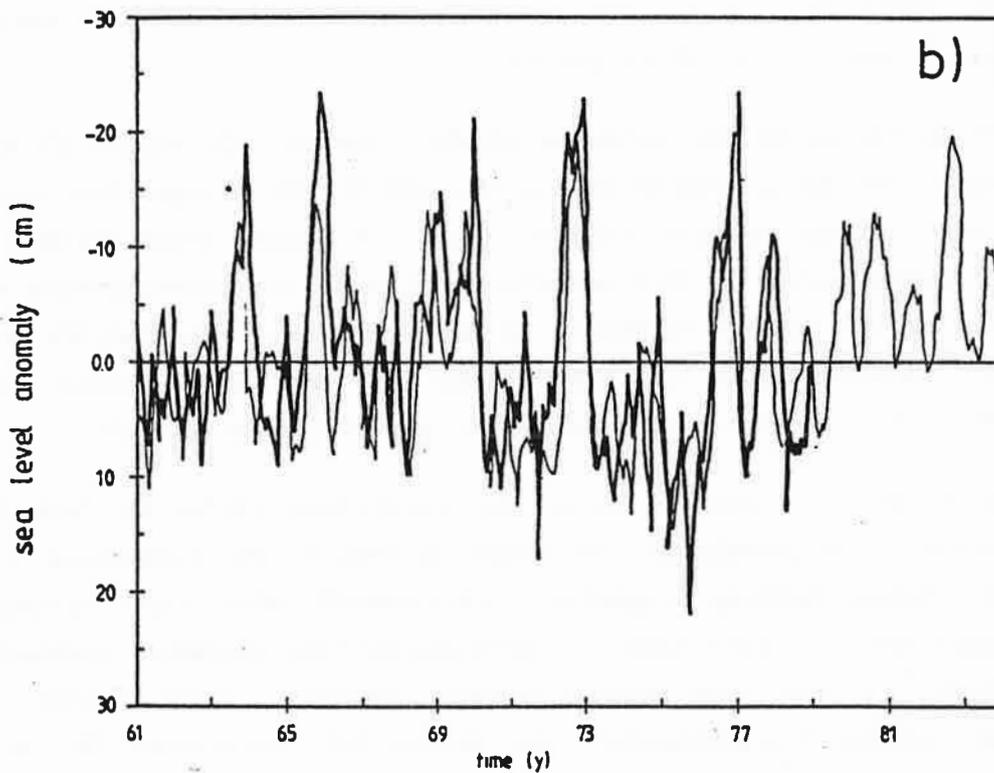
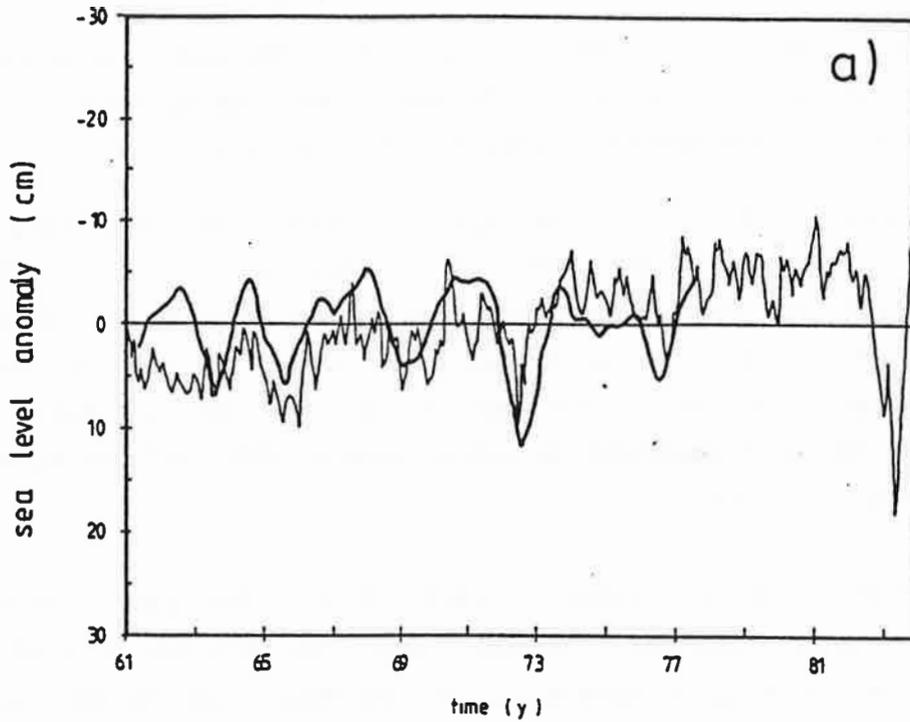


Abbildung 4: a) Vergleich simulierter (dünne Linie) und beobachteter (dicke Linie) Wasserstandsanomalien im Ostpazifik (0° , 90° W). b) Vergleich simulierter (dünne Linie) und beobachteter (dicke Linie) Wasserstandsanomalien im Westpazifik (7° N, 152° E). Die beobachteten Anomalien sind als Gleitmittel über 12 Monate berechnet und sind jeweils der Arbeit von Busalacchi et al. (1983) entnommen.

Struktur des oberen äquatorialen Pazifiks in erster Linie als dynamische Antwort auf den Windstress. Daher sind insbesondere möglichst genaue Windbeobachtungen nötig, während der Wärmefluß eine nur untergeordnete Rolle spielt.

Um das Ozeanmodell auf seine Eignung für ENSO relevante Fragestellungen hin zu untersuchen, wurde es mit beobachteten Winddaten angetrieben. Dabei wurden zwei verschiedene Winddatensätze verwendet (Barnett, 1983; Goldenberg und O'Brien, 1981), die insgesamt den Zeitraum von 1947 bis einschließlich 1985 umfassen. Der von beiden Datensätzen gemeinsam abgedeckte Zeitraum reicht von 1961 bis 1978. Die Windstressdaten lagen als monatliche bzw. zweimonatliche Mittelwerte auf einem $4^\circ \times 10^\circ$ bzw. $2^\circ \times 2^\circ$ Gitter vor und wurden für den Gebrauch im Modell linear in Raum und Zeit interpoliert.

Die derzeit am besten beobachtete Größe im äquatorialen Pazifik ist der Wasserstand. Wie bereits von Busalacchi und O'Brien (1981) gezeigt wurde, können niederfrequente Wasserstansanomalien erfolgreich mit Wellenmodellen beschrieben werden. Dennoch ist in dem "reduced gravity model" von Busalacchi und O'Brien der Wasserstand nur eine diagnostische Größe, da es nur die Höhe der Pyknokline vorhersagt. Das gleiche gilt für anspruchsvollere Modelle, wie etwa die "GFDL"-Modelle, die durch Annahme der "rigid lid" - Approximation den Wasserstand ebenfalls diagnostisch behandeln. Das hier beschriebene Ozeanmodell behandelt den Wasserstand prognostisch, so daß es von besonderem Interesse ist, wie sich Wasserstands anomalien in diesem Modell entwickeln.

Abbildung 4 zeigt Vergleiche von berechneten und beobachteten Wasserstands anomalien im Ost- (a) und Westpazifik (b). Die niederfrequenten Schwankungen werden vom Modell gut erfaßt und liegen in der Größenordnung von 10 cm im Ost- und von 20 cm im Westpazifik. Die Schwankungen zwischen Ost- und Westpazifik sind außerdem gegenläufig, was signifikante Änderungen im zonalen Wasserstandsgradienten zur Folge hat und als zonale Umverteilung von Wärme während ENSO Ereignissen gedeutet werden kann.

Mit Hilfe einer EOF (Empirische Orthogonale Funktionen) Analyse wurde die raumzeitliche Struktur von SST-Änderungen untersucht. Dabei zeigt sich, daß sich ENSO in der SST als stehende Oszillation darstellt und in der Beobachtung wie auch im Modell durch die jeweils erste EOF beschrieben werden kann (Abb. 5). Beide EOFs erklären etwa 60% der in den Datensätzen enthaltenen Varianz.

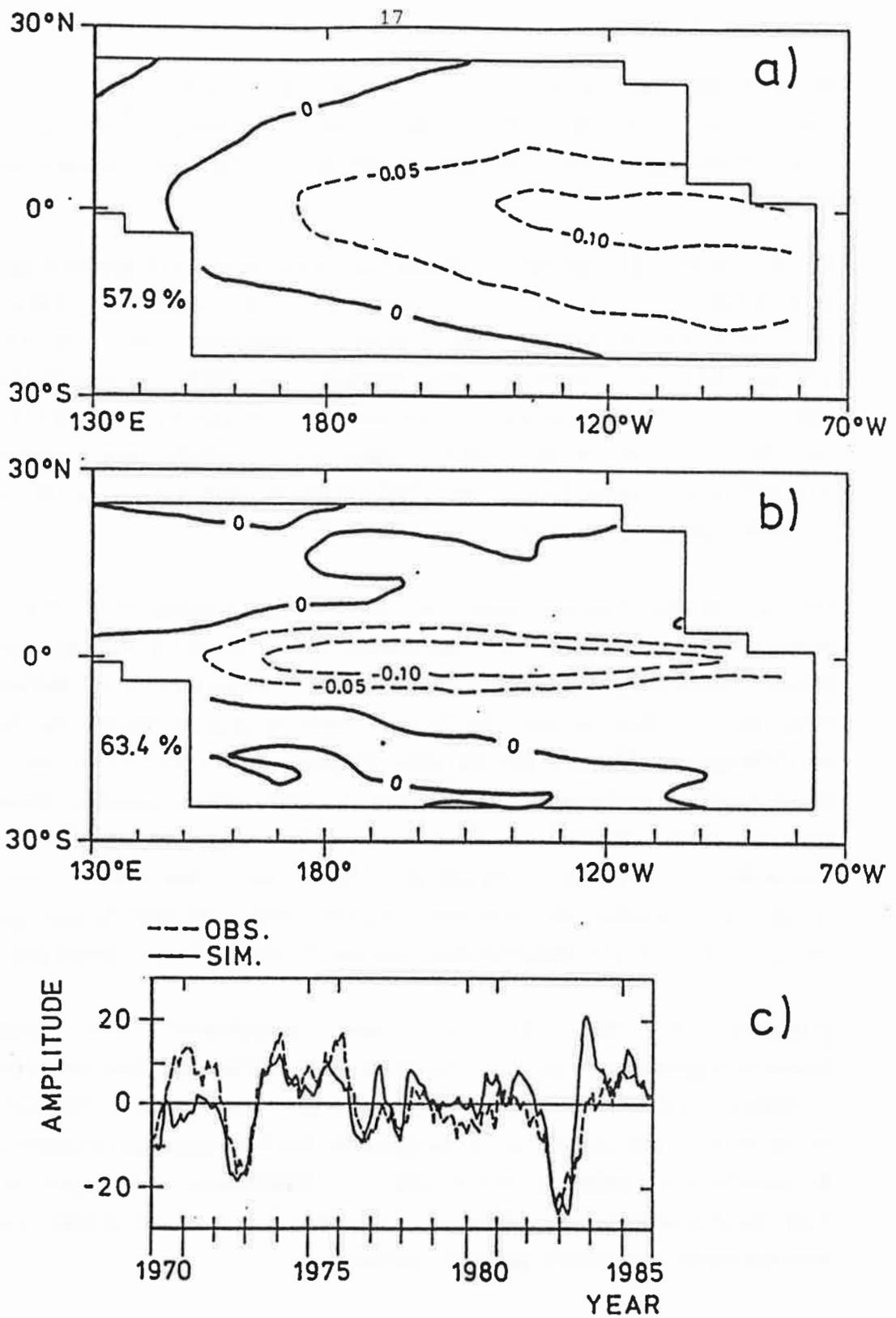


Abbildung 5: Vergleich der 1. EOFs berechnet aus beobachteten (a) und simulierten (b) SST-Anomalien im tropischen Pazifik. Die jeweiligen Zeitreihen sind in c) dargestellt.

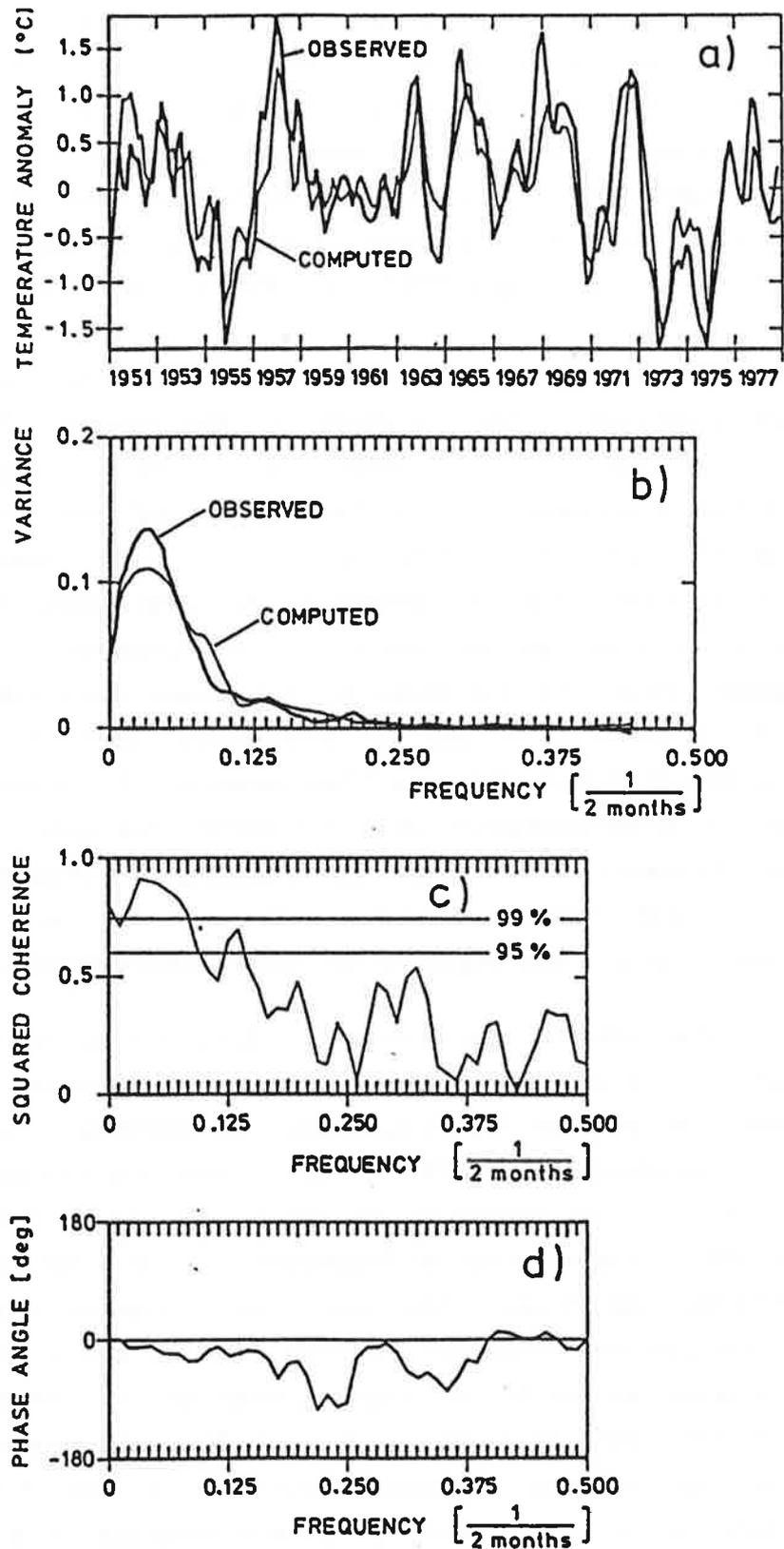


Abbildung 6: a) Zeitreihen beobachteter und berechneter SST-Anomalien im Zentralpazifik auf dem Äquator, b) Autospektren, c) Kohärenz-, d) Phasenspektrum.

Das räumliche Muster der SST-Variationen (Abb. 5a und 5b) besteht aus einem, nahezu den gesamten tropischen Pazifik bedeckenden Gebiet von Anomalien gleichen Vorzeichens. Im Modell sind die Anomalien jedoch stärker um den Äquator konzentriert und haben ihr Maximum im Zentralpazifik, während die Beobachtungen die stärksten Anomalien im Ostpazifik zeigen. Die beiden zugehörigen Zeitreihen zeigen ein hohes Maß an Übereinstimmung (Abb. 5c). So werden beispielsweise die starken Erwärmungen der Jahre 1972/73 und 1982/83 wie auch die Abkühlungen 1973/74 und 1975/76 vom Modell korrekt erfaßt.

Die EOF Analyse zeigt, daß zumindest in Äquatornähe das ozeanische Zirkulationsmodell eine realistische Beschreibung der SST-Variabilität liefert. Dies wird verdeutlicht durch einen Vergleich der SST-Anomaliezeitreihen an der Datumsgrenze auf dem Äquator (Abb. 6). Man erkennt, daß das Ozeanmodell die niederfrequenten Anteile der Temperaturvariabilität gut wiedergibt. Allerdings fallen die Maximalausschläge im Modell etwas geringer als in den Beobachtungen aus (wie in Latif 1987 gezeigt, werden die Amplituden bei Verwendung eines anderen Winddatensatzes leicht überschätzt, so daß die Abweichungen innerhalb der zu erwartenden Unsicherheit liegen). Die gute Übereinstimmung der beiden Zeitreihen spiegelt sich im Kohärenzspektrum (Abb. 6c) wieder, das hoch signifikante Werte im niederfrequenten Bereich zeigt. Das zugehörige Phasenspektrum (Abb. 6d) läßt eine kleine Phasenverschiebung erkennen, die einem Vorseilen der beobachteten Zeitreihe gegenüber der Modellzeitreihe entspricht.

Das bisher stärkste beobachtete ENSO Ereignis fand in den Jahren 1982/1983 statt. Es ist zugleich auch das am besten dokumentierte Ereignis und bietet daher eine günstige Verifikationsbasis. In Abbildung 7 sind Temperatur und zonale Strömungen bei 159°W auf dem Äquator als Funktion der Tiefe für die Periode 1982/1983 dargestellt. Die Strömungsmessungen (Abb. 7a) zeigen einige für ENSO Ereignisse typische Änderungen. So finden wir beispielsweise während September und Oktober 1982 einen totalen Zusammenbruch des äquatorialen Unterstroms. Der äquatoriale Unterstrom ist eine starke Strömung unterhalb der Oberfläche, die durch den zonalen Druckgradienten innerhalb der Thermokline angetrieben wird. Er fließt in einer dem Wind entgegengesetzten Richtung nach Osten und erreicht Geschwindigkeiten bis zu 100 cm/s. Der äquatoriale Unterstrom ist eine äußerst persistente Strömung, deren Verschwinden eine außergewöhnliche Zirkulationsanomalie darstellt. Es ist daher ermutigend, daß das Ozeanmodell das Verschwinden des äquatorialen Unterstroms richtig

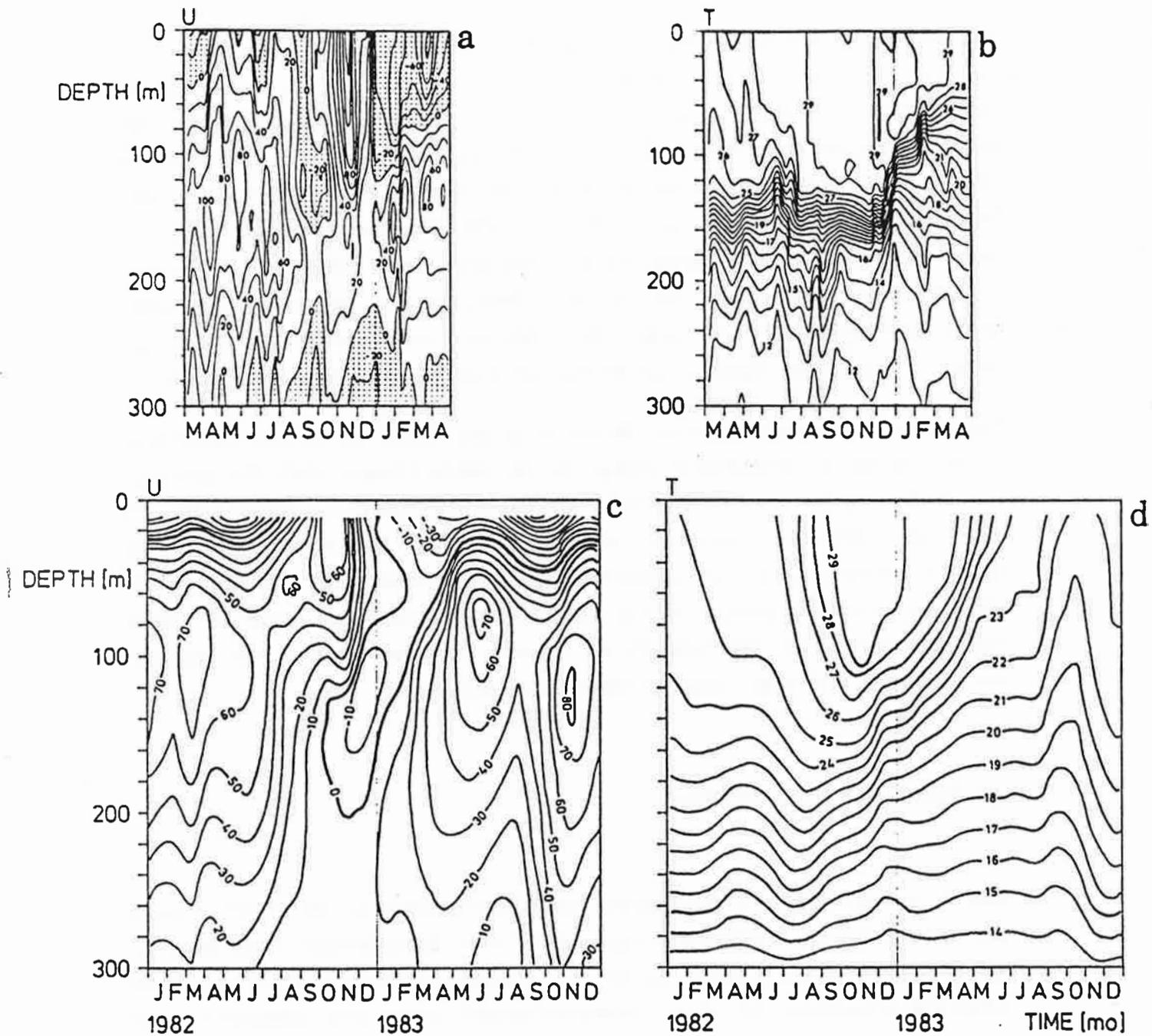


Abbildung 7: Zeitliche Entwicklung der zonalen Strömungskomponente und der Temperatur als Funktion der Tiefe auf dem Äquator bei 159°W. a,c) beobachtet (nach Firing et al., 1983), b,d) berechnet.

simuliert (siehe Abb. 7c)

Ein weiteres bemerkenswertes Charakteristikum des 1982/1983 ENSO Ereignisses ist die Entstehung nach Osten gerichteter Oberflächenströmungen am Äquator gegen Ende des Jahres 1982 (Abb. 7a). Da im klimatologischen Mittel der Oberflächenstrom nach Westen fließt, ist die Umkehrung des Oberflächenstroms ebenfalls ein außerordentliches Ereignis. Der ostwärtige "Jet" erreichte sein Maximum im November mit über 100 cm/s (Abb. 7a). Die Simulation (Abb. 7c) zeigt ebenfalls die Entwicklung nach Osten gerichteter Oberflächenströmungen im November, wenngleich sie etwas schwächer als beobachtet ausfallen. Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß die wesentlichen Variationen der zonalen Strömung am Äquator vom Modell zufriedenstellend reproduziert werden.

Ein ähnlicher Vergleich zwischen Beobachtung und Modell ist in den Abbildungen 7b und 7d für die Temperatur gezeigt. In den Beobachtungen (Abb. 7b) läßt sich die Erwärmung bis in eine Tiefe von etwa 150 m verfolgen. Das Modell (Abb. 7d) zeigt ein ähnliches Verhalten, allerdings ist die Thermokline im Modell äußerst diffusiv und nur schwach ausgeprägt. Leider ist die beobachtete Zeitreihe nicht lang genug, um das simulierte Kälteereignis am Ende des Jahres 1983 zu verifizieren. Die wenigen verfügbaren Messungen deuten aber an, daß die Abkühlung vom Modell deutlich überschätzt wird.

3.2 Atmosphärische Modellierung

Das in diesem Abschnitt beschriebene Atmosphärenmodell ist die "T-21" Version des operationellen Wettervorhersagemodells des Europäischen Zentrums für Mittelfristvorhersage (EZMW). Es ist ein globales spektrales Modell mit einer Dreiecksabschneidung bei einer Gesamtwellenzahl $n=21$. Dies entspricht einer horizontalen Auflösung von etwa 1000 km, obwohl ein höherauflösendes Gitter von $5.6^\circ \times 5.6^\circ$ zur Darstellung verwendet wird. In der vertikalen Richtung werden 16 Niveaus, die im unteren Teil auf σ - und im oberen Teil auf p -Flächen definiert sind, verwendet. Das Modell enthält alle üblichen Parameterisierungen physikalischer Prozesse, wie z. B. einen vollständigen hydrologischen Zyklus und Strahlungs - Wolken Wechselwirkung. Das "T-21" Modell wurde in zahlreichen Studien für klimarelevante Fragestellungen eingesetzt. Eine Zusammenfassung dieser Studien findet man in Fischer (1987) und Storch (1988).

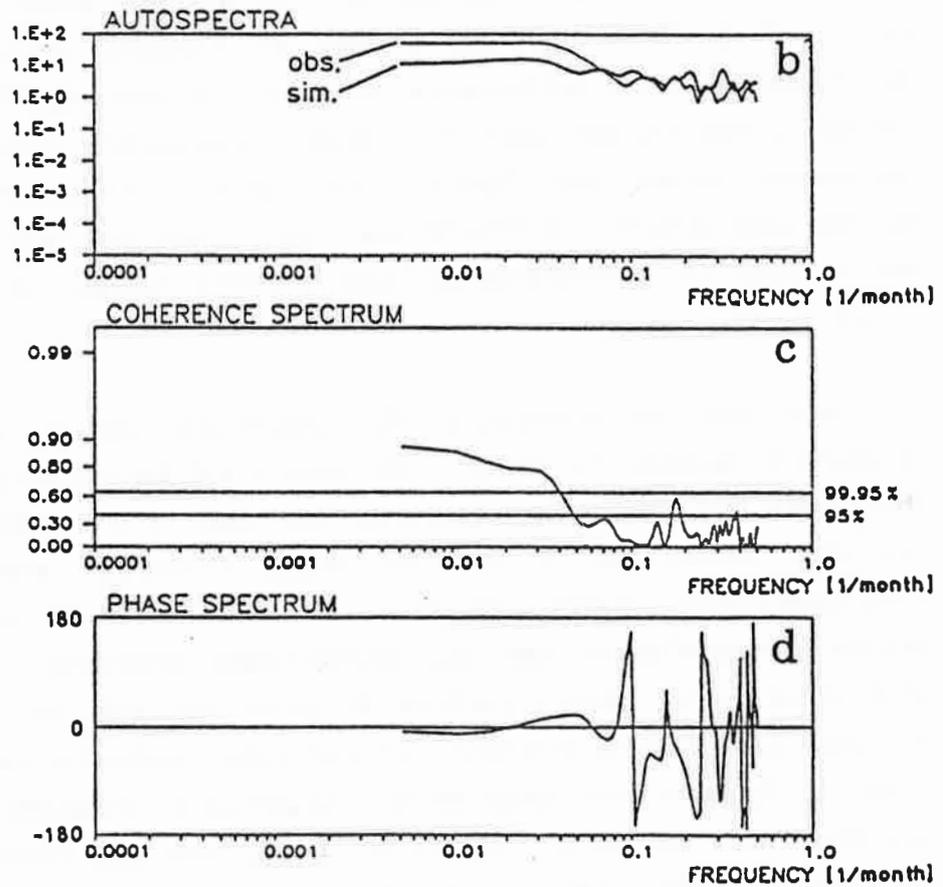
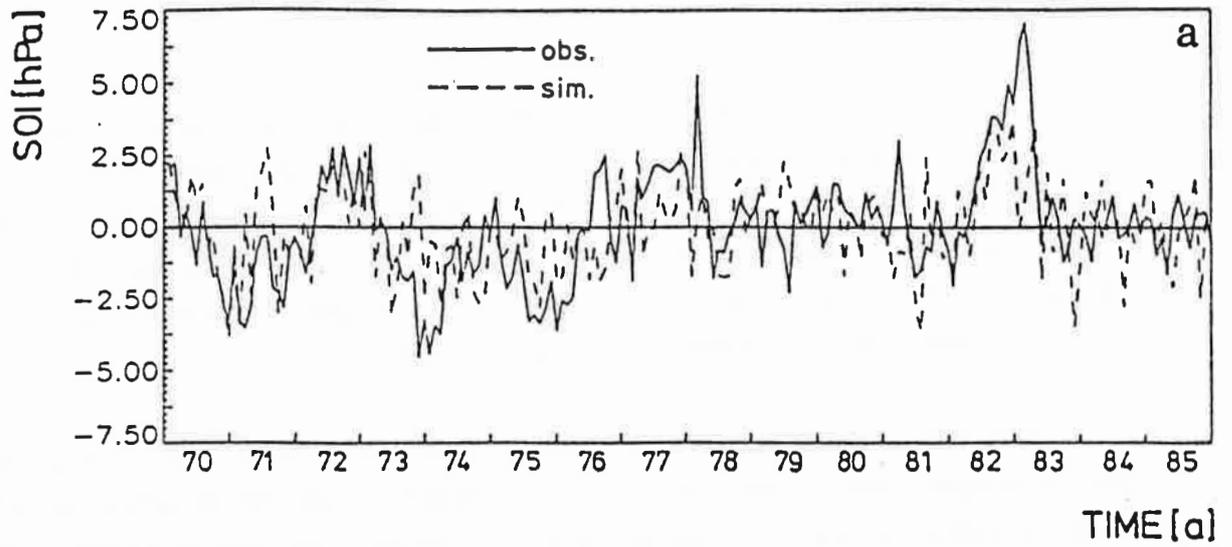


Abbildung 8: a) Zeitreihen der aus Beobachtungen (durchgezogene Linie) und aus der Simulation mit dem "T-21" Modell (gestrichelte Linie) ermittelten Anomalien des SOI. b) Autospektren, c) Kohärenzspektrum, d) Phasenspektrum der beiden Zeitreihen aus (a).

Um die Eignung des "T-21" Modells für ENSO relevante Fragestellungen zu untersuchen, wurde es mit beobachteter SST für den Zeitraum 1970 - 1985 angetrieben (Latif et al., 1989). Die SST-Daten (Reynolds, 1988) decken meridional den Bereich von 40°S bis 60°N ab und sind in zonaler Richtung global. Als Referenzlauf dient ein ebenfalls 16-jähriges Experiment allerdings mit klimatologischer SST (siehe hierzu Fischer, 1987).

Ein Vergleich des simulierten Southern Oscillation Index (SOI) mit den Beobachtungen (Abb. 8) verdeutlicht, daß im Modell durch die zeitabhängige SST eine Southern Oscillation induziert wird (im Kontrolllauf mit klimatologischer SST sind keinerlei niederfrequente Variationen im SOI erkennbar). Die beiden Zeitreihen (Abb. 8a) sind zwar wegen der begrenzten Vorhersagbarkeit der Atmosphäre bei hohen Frequenzen unkorreliert (Abb. 8c), auf längeren Zeitskalen wird die anomale Heizung durch die SST aber immer bedeutsamer und das "T-21" Modell simuliert die Extrema der Southern Oscillation realistisch. Wir finden daher im Kohärenzspektrum (Abb. 8c) hoch signifikante Werte für Perioden größer als zwei Jahre bei nahezu verschwindender Phase (Abb. 8d). Die Amplituden werden vom Modell jedoch deutlich unterschätzt (siehe die Kälteperioden 1973/74 und 1975/76 sowie die Warmperiode 1982/83), so daß die Modellvarianz im niederfrequenten Spektralbereich nahezu eine Größenordnung kleiner ist als beobachtet (Abb. 8b).

Die wichtigste Antriebsfunktion für äquatoriale Ozeane ist die zonale Windstresskomponente. Es ist daher im Hinblick auf die Kopplung von Ozean und Atmosphäre von besonderem Interesse, wie das "T-21" Modell diese Größe simuliert. Abbildungen 9 und 10 zeigen Ergebnisse einer EOF-Analyse tiefpassgefilterter Zonalstressanomalien (Perioden kleiner als 16 Monate wurden herausgefiltert). Die aus Beobachtungen ermittelte 1. EOF ($\text{EOF}_1^{\text{obs}}$) zeigt einen großen Bereich positiver Anomalien, der sich vom Westpazifik bis hin zum Zentralpazifik erstreckt mit maximalen Amplituden auf dem Äquator (Abb. 9a). Umgeben wird dieser Bereich von schwachen negativen Anomalien. Das aus Modelldaten bestimmte Muster ($\text{EOF}_1^{\text{sim}}$) zeigt eine gute Übereinstimmung mit den Beobachtungen (Abb. 9b). Die beiden EOF-Zeitreihen (Abb. 9c) verdeutlichen, daß die jeweils ersten EOFs eng mit dem ENSO Phänomen verknüpft sind (man vergleiche hierzu z. B. den SOI), und daß eine hohe Korrelation zwischen den beiden Zeitreihen existiert. Die Varianz der Modellzeitreihe ist jedoch deutlich geringer als die der aus Beobachtungen abgeleiteten Zeitreihe,

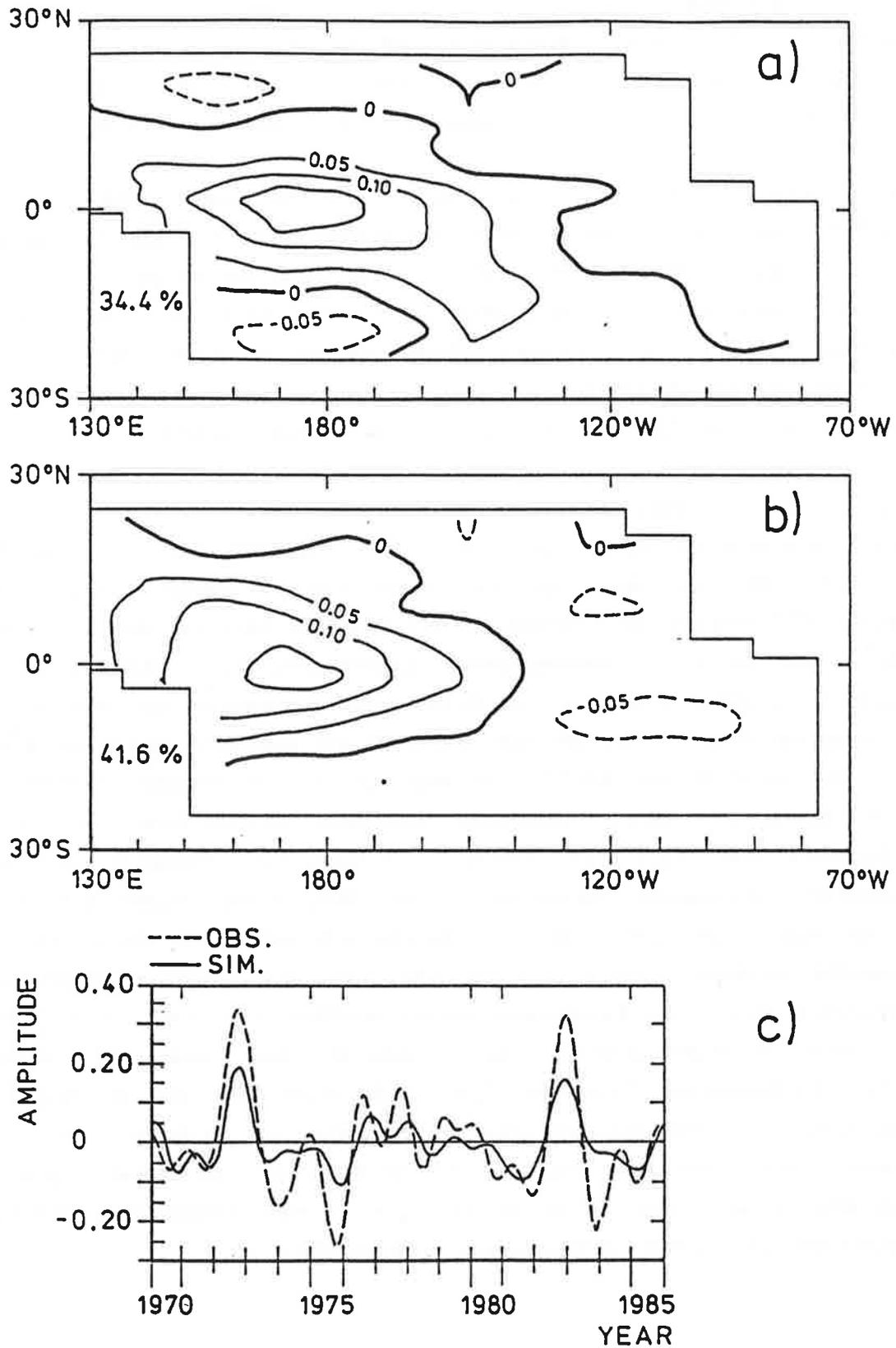


Abbildung 9: Vergleich der 1. EOFs berechnet aus beobachteten (a) und simulierten (b) Zonalstress-Anomalien über dem tropischen Pazifik. Die jeweiligen Zeitreihen sind in c) dargestellt.

so daß niederfrequente Zonalstressanomalien über großen Teilen des tropischen Pazifik vom "T-21" Modell unterschätzt werden. Wie in Latif et al. (1989) gezeigt, sind simulierte Zonalstressanomalien im West- und Zentralpazifik typischerweise um einen Faktor zwei gegenüber den Beobachtungen reduziert.

Ein ähnlicher Vergleich ist in Abbildung 10 für die zweiten EOFs (EOF_2^{obs} , EOF_2^{sim}) dargestellt. Die beiden räumlichen Muster (Abb. 10a und 10b) zeigen ebenfalls einige Gemeinsamkeiten: Positive Werte längs des Äquators von $150^\circ E$ bis zur südamerikanischen Küste, Maxima bei etwa, $150^\circ W$, $10^\circ S$ und negative Extrema nördlich von Australien. Diese Region negativer Werte reicht allerdings in den Beobachtungen wesentlich weiter nach Osten. Die beiden entsprechenden EOF-Zeitreihen (Abb. 10c) sind nur marginal kohärent.

Wie aus der Abbildung 10c außerdem ersichtlich ist, variieren die ersten beiden "beobachteten" EOFs kohärent mit einer konstanten Phase von ungefähr 90° . ENSO läßt sich daher bzgl. des Zonalstressess als Zyklus auffassen, der durch EOF_1^{obs} während der Extremphasen von ENSO (El Niño, La Niña) und durch EOF_2^{obs} während der Übergangsphasen charakterisiert wird. Während dieses Zyklusses verlagern sich dabei die Stressanomalien ostwärts, ein Sachverhalt, der auch von Barnett (1983) gefunden wurde. In der Simulation finden wir keine EOF, die die Rolle von EOF_2^{obs} übernimmt, so daß die Stressvariabilität im "T-21" Modell als stehende Oszillation beschrieben werden kann. Dies führt insbesondere über Teilen des Zentral- und über dem Ostpazifik zu stark reduzierter interannueller Variabilität. Dieser Modelldefekt spiegelt sich auch in dem Ozeanmodell wieder, das zu schwache interannuelle SST Variabilität im Ostpazifik simuliert, wenn es mit den vom "T-21" Modell simulierten Stressen angetrieben wird (diese Experimente werden ausführlich in Latif et al., 1989 diskutiert). In einem ähnlichen, am Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) durchgeführten Experiment (Lau, 1985) zeigte sich, daß die Southern Oscillation im GFDL-Atmosphärenmodell ebenfalls als stehende Oszillation simuliert wurde (Barnett, 1985). Es ist bisher unklar, ob dieser scheinbar allen Modellen gemeinsame Fehler auf Fehler in der Modellformulierung oder auf unzureichend formulierte Randbedingungen zurückzuführen ist.

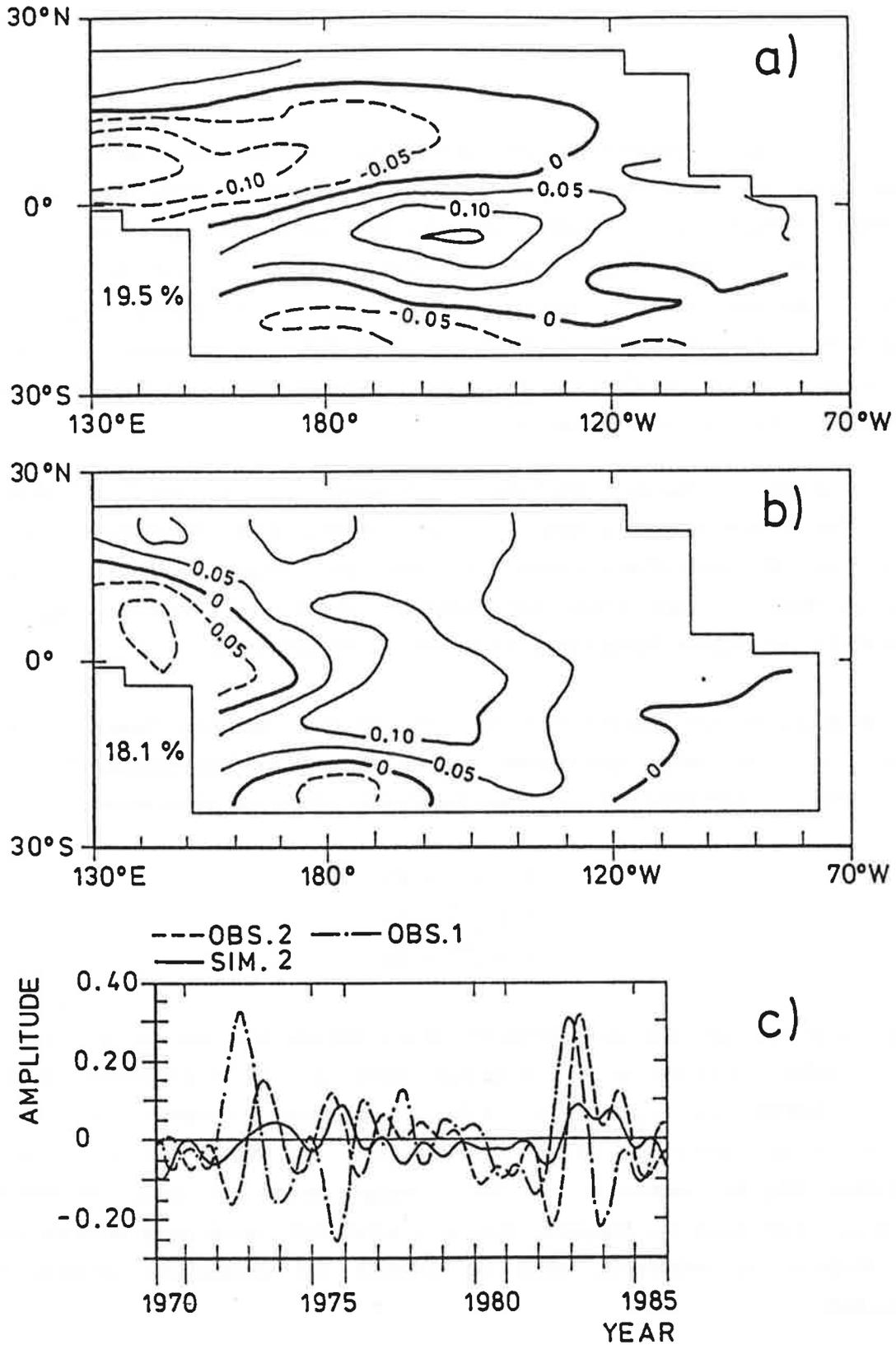


Abbildung 10: Vergleich der 2. EOFs berechnet aus beobachteten (a) und simulierten (b) Zonalstress-Anomalien über dem tropischen Pazifik. Die jeweiligen Zeitreihen sind in c) dargestellt. Zum Vergleich ist ferner die Zeitreihe der aus Beobachtungen ermittelten 1. EOF gezeigt (strichpunktierte Linie).

4. Gekoppeltes Ozean-Atmosphären Zirkulationsmodell

Die in den beiden vorangehenden Abschnitten beschriebenen Experimente mit dem ozeanischen bzw. dem atmosphärischen Zirkulationsmodell zeigen wie auch an anderen Instituten (GFDL, NCAR) durchgeführte Studien, daß die Modelle trotz der oben beschriebenen systematischen Fehler inzwischen einen Entwicklungsstand erreicht haben, der es sinnvoll erscheinen läßt, mit gekoppelten Ozean-Atmosphärenmodellen das ENSO Phänomen in seiner Gesamtheit zu studieren. Auch das Fernziel der ENSO Vorhersage wird nur mit derartigen gekoppelten Modellen zu erreichen sein.

Daher wurden das regionale Pazifikmodell (Abschnitt 3.1) und das "T-21" Modell des EZMW (Abschnitt 3.2) zusammengekoppelt. Außerhalb des tropischen Pazifiks wird die Meeresoberflächentemperatur aus der langjährigen Klimatologie vorgeschrieben, so daß durch eine mögliche, durch die Kopplung induzierte Klimadrift das globale Klima nicht all zu sehr beeinflusst wird.

Die Kopplung erfolgt entsprechend der "Flußkorrektur"-Methode (Sausen et al., 1988), nach der alle interaktiven Größen (Meeresoberflächentemperatur T , Windstress $\underline{\tau}$, Wärmefluß Q) mit einem konstanten Offset versehen werden:

$$\begin{aligned} T &= T^{\text{int}} + \Delta T \\ \underline{\tau} &= \underline{\tau}^{\text{int}} + \Delta \underline{\tau} \\ Q &= Q^{\text{int}} + \Delta Q \end{aligned}$$

Hierin sind mit "int" die im interaktiven Modus berechneten und mit T , $\underline{\tau}$, und Q die tatsächlich verwendeten Antriebsgrößen bezeichnet. Die Korrekturen ΔT , $\Delta \underline{\tau}$ und ΔQ werden aus ungekoppelten Kontrollläufen unter Vorgabe beobachteter Randwerte als Differenz zwischen Beobachtung und Simulation ($\Delta = \text{obs} - \text{sim}$) bestimmt. Wie von Sausen et al. (1988) gezeigt, gelingt es unter bestimmten Annahmen eine durch die Kopplung induzierte Klimadrift durch diese Methode auf ein Minimum zu reduzieren, ohne die Dynamik des gekoppelten Systems zu verändern.

Die Kopplung erfolgt synchron jeden Ozeanzeitschritt ($\Delta t_0 = 135$ min) bzw. jeden dritten Atmosphärenzeitschritt ($\Delta t_A = 45$ min).

4.1 "Burst"-Experiment

Über dem westlichen Äquatorialpazifik werden häufig Starkwindereignisse (im folgenden als "bursts" bezeichnet) beobachtet. Diese wenige Wochen anhaltenden, räumlich äußerst kohärenten "bursts" gehen mit Windgeschwindigkeiten von typischerweise 10 m/s einher. Einige Autoren vertreten daher die Hypothese, daß diese natürlichen Fluktuationen ENSO Ereignisse auslösen können, falls der Ozean bestimmte, bisher nicht näher definierte, notwendige Bedingungen erfüllt (siehe hierzu z. B. Wyrтки, 1985).

Um u. a. diese Hypothese zu verifizieren, wurde in einer ersten Studie mit dem gekoppelten Zirkulationsmodell die Antwort des gekoppelten Systems auf eine über dem westlichen Äquatorialpazifik eingebrachte Westwindanomalie untersucht (siehe hierzu Latif et al., 1988a).

Die Wechselwirkung im gekoppelten System erfolgt in dieser speziellen Studie nur auf zwei Wegen: das Ozeanmodell wird durch den vom Atmosphärenmodell berechneten Windstress angetrieben und gibt seinerseits die so errechnete Meeresoberflächentemperatur an das Atmosphärenmodell zurück. Auf eine Kopplung über den Wärmefluß wurde noch verzichtet. Das Atmosphärenmodell errechnet sich zwar den Wärmefluß aus der vom Ozeanmodell berechneten SST, dieser Wärmefluß wirkt aber nicht zurück auf das Ozeanmodell.

Die Windanomalie wirkte einen Monat lang. Danach wurde das gekoppelte Modell für weitere 11 Monate integriert. In einem Vergleichsexperiment wurde das Ozeanmodell im ungekoppelten Modus mit derselben Windanomalie gerechnet, um den Einfluß der Kopplung erfassen zu können.

In Abbildung 11 ist die Entwicklung der Temperaturanomalie an der Meeresoberfläche längs des Äquators als Funktion der Zeit dargestellt. Die Anomalien wurden jeweils als Abweichungen gegenüber Kontrollläufen bestimmt, die ohne die Einbringung einer Windanomalie durchgeführt wurden. Man sieht, daß sich sowohl im ungekoppelten (Abb. 11a) wie auch im gekoppelten Lauf (Abb. 11b) rasch eine positive Temperaturanomalie aufbaut. Durch das abrupte Einbringen der Windanomalie zu Beginn der Experimente werden äquatoriale Wellen ausgelöst, von denen die äquatoriale Kelvinwelle des ersten baroklinen Modes in unserem Modell die größte Amplitude besitzt. Die theoretische Bahn einer ostwärts wandernden Kelvinwelle ist in den Abbildungen 11a und 11b

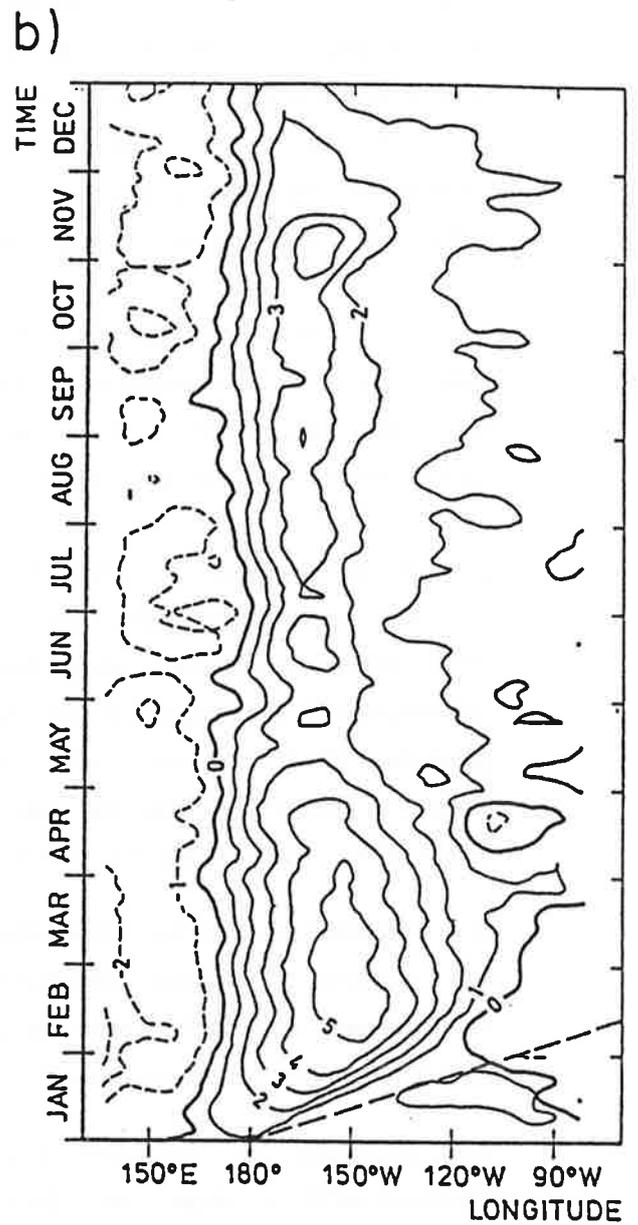
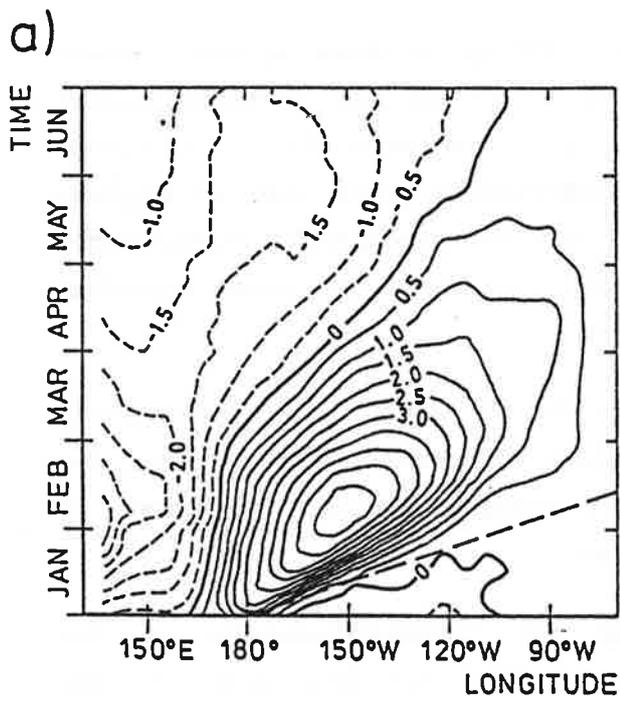


Abbildung 11: Zeitliche Entwicklung von SST-Anomalien längs des Äquators bei Einbringung einer Westwindanomalie ("burst") über dem Westpazifik, a) ungekoppelter Fall, b) gekoppelter Fall.

jeweils durch eine gestrichelte Linie angedeutet. Die Propagation der Kelvinwelle ist mit einer Vertiefung der Thermokline und einer positiven Anomalie der zonalen Strömungskomponente an der Oberfläche verbunden, so daß es im Nachlauf der Kelvinwelle durch anomale vertikale und zonale Advektion von Wärme zu einer Temperaturerhöhung kommt. Die maximalen Temperaturanomalien von etwa 5°C werden bereits nach einem Monat bei 150°W erreicht.

Der wesentliche Unterschied zwischen der Antwort des ungekoppelten und des gekoppelten Ozeanmodells besteht in der Persistenz der Temperaturanomalien. Während im ungekoppelten Fall (Abb. 11a) die Anomalien der Meeresoberflächentemperatur relativ schnell wieder abklingen und nur eine typische Zeitskala von wenigen Monaten besitzen, sind sie im gekoppelten Fall (Abb. 11b) deutlich langlebiger. Die Lebensdauer der Anomalien im gekoppelten Lauf beträgt etwa ein Jahr, was der beobachteten Zeitskala (siehe Abb. 3a) recht nahe kommt.

Die Wechselwirkung von Ozean und Atmosphäre ist somit der entscheidende Mechanismus für die Aufrechterhaltung von SST Anomalien im äquatorialen Pazifik und läßt sich im gekoppelten Experiment folgendermaßen erklären: Durch die eingebrachte Windanomalie wird eine positive Anomalie der Meeresoberflächentemperatur im Zentralpazifik aufgebaut. Damit verschiebt sich das wärmste Wasser ostwärts vom Westpazifik in den Zentralpazifik. Als Folge davon verschiebt sich ebenfalls der aufsteigende Ast der Walker Zirkulation ostwärts und mit ihm das Gebiet stärkster Niederschläge (Abb. 12a). In Bodennähe strömen die Luftmassen längs des Äquators von beiden Seiten in dieses Gebiet ein, so daß sich westlich der Temperaturanomalie starke Westwinde entwickeln (Abb. 12b). Diese Westwinde treiben nach Osten gerichtete Oberflächenströmungen, die am Äquator durch die nichtlineare Impulsadvektion noch intensiviert werden. Wir finden daher längs des gesamten Äquators nach Osten gerichtete Strömungsanomalien (Abb. 12c), welche die Temperaturanomalien aufrechterhalten.

Obwohl die oben skizzierte Wechselwirkung in wesentlichen Punkten mit dem in Abschnitt 2 beschriebenen, aus Beobachtungsdaten gewonnenen Bild der Wechselwirkung übereinstimmt, sind jedoch auch deutliche Unterschiede zu ENSO Ereignissen erkennbar. Dazu gehört die Abkühlung des westlichen Pazifik, die durch die undurchlässige Berandung im Westen des Modellbeckens hervorgerufen wird. In der Natur würden die nach Osten geschobenen Wassermassen durch warmes Wasser aus dem Indischen Ozean ersetzt werden, wohingegen im Modell ein

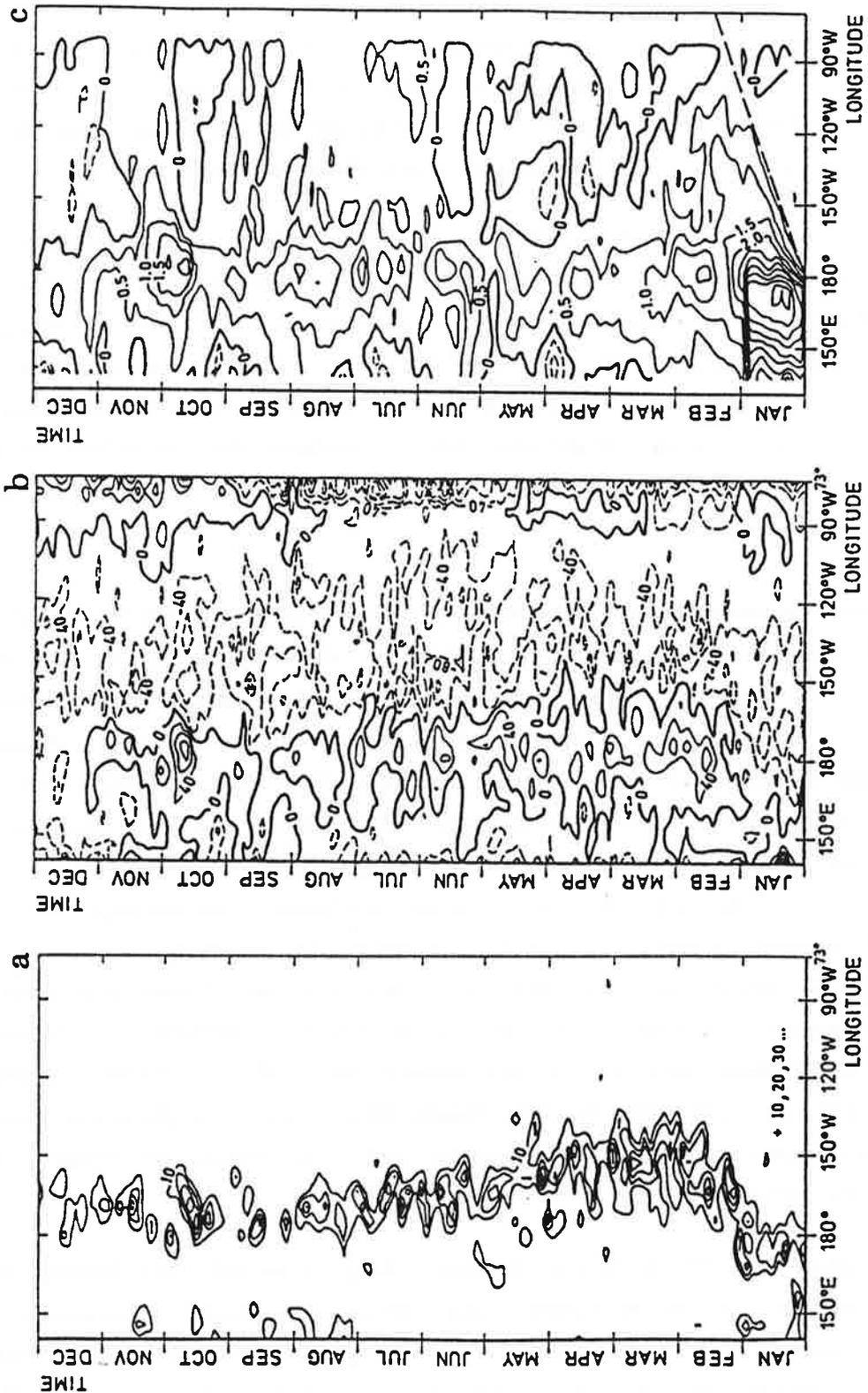


Abbildung 12: Zeitliche Entwicklung des konvektiven Niederschlags (a), der zonalen Windstresskomponente (b) und der zonalen Strömungsanomalie an der Meeresoberfläche (c) im gekoppelten "burst"-Experiment. Der Isolinienabstand beträgt 10 mm/d für den Niederschlag, 40 mPa für den Stress und 0.5 m/s für die Strömungsanomalien.

Aufquellen kälteren Wassers auftritt. Daher finden wir in der Modellsimulation einen isolierten Bereich warmen Wassers im Zentralpazifik, während die Beobachtungen eine ostwärtige Ausdehnung des Bereichs sehr warmen Wassers anzeigen.

Ein weiterer Unterschied zu realen ENSO Ereignissen ist das Fehlen der Wanderung der Anomalien. Während des 1982/1983 ENSO Ereignisses beobachtete man eine ostwärtige Wanderung ozeanischer und atmosphärischer Anomalien über die gesamte Breite des äquatorialen Pazifiks mit einer Geschwindigkeit von etwa 1 m/s (Gill und Rasmusson, 1983). Die Ergebnisse des gekoppelten Modells hingegen zeigen ein stehendes Muster von Anomalien. Wir finden daher in der Simulation auch nur relativ schwach ausgeprägte Anomalien im Ostpazifik.

Trotz dieser Diskrepanzen konnte durch das "burst"-Experiment gezeigt werden, daß Starkwindereignisse über dem Westpazifik durchaus ENSO Ereignisse auslösen können, und daß das gekoppelte Modell den entscheidenden, für die Persistenz von SST Anomalien notwendigen Rückkopplungsmechanismus enthält.

4.2 Zehnjahresexperiment

Das gekoppelte Zirkulationsmodell in seiner komplett interaktiven Version (mit interaktivem Wärmefluß) wurde dann für eine Dauer von zehn Jahren integriert, um das volle Variabilitätsspektrum des gekoppelten Systems zu bestimmen. Hierbei stand die Frage im Vordergrund, ob im gekoppelten Modell von sich heraus ENSO-ähnliche Oszillationen entstehen.

In Abbildung 13 sind die SST (a) und der Wasserstand (b) längs des Äquators als Funktion der Zeit dargestellt. Wir erkennen, daß interannuale Variabilität in der SST vom gekoppelten Modell mit einer interannualen Standardabweichung (σ_{int}^{obs}) von etwa 0.3°C stark unterschätzt wird. Der Wasserstand zeigt ein ähnliches Verhalten mit einem relativ konstanten Gradienten längs des Äquators.

Trotz der Kopplung entsprechend der "Flußkorrektur"-Methode zeigt die SST einen signifikanten Abkühlungstrend in einem Breitenkreislänge von wenigen Grad um den Äquator. Die Abkühlung beträgt längs des Äquators typischerweise 2° - 3°C nach 10 Jahren und ist zu Beginn des Experiments am stärksten (siehe

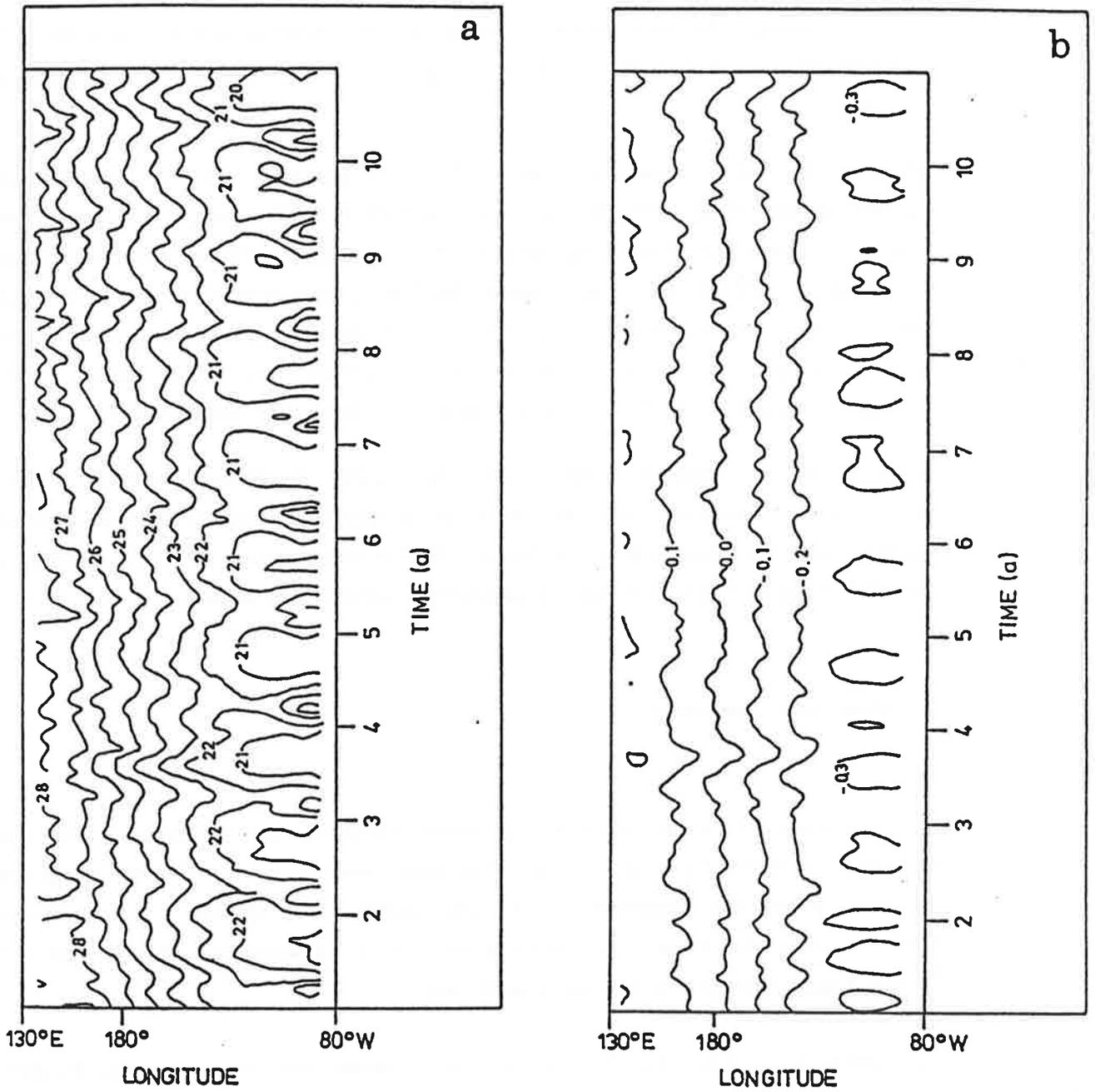


Abbildung 13: Zeitliche Entwicklung der SST (a) und des Wasserstands (b) längs des Äquators im Zehnjahresexperiment. Der Isolinienabstand beträgt 1°C bzw. 0.1 m .

beispielsweise die 28°C-Isotherme in Abb. 13a).

Die Vermeidung einer Drift in gekoppelten Modellen mittels der Flußkorrektur erfordert die Erfüllung zweier notwendiger Bedingungen: Die Korrektur muß im Sinne einer Linearierung klein gegenüber der zu korrigierenden Größe sein, und die Einzelmodelle müssen einen stationären Zustand erreicht haben, wenn sie mit Flüssen angetrieben werden. Beide Bedingungen sind im Zehnjahresexperiment verletzt. Wie in Latif et al. (1988b) gezeigt, sind die Windstresskorrekturen von der gleichen Größenordnung wie der im "T-21" Modell simulierte klimatologische Windstress selber, im Falle des Meridionalstresses sogar größer.

Die Stationaritätsbedingung ist im Ozeanmodell verletzt, das wegen seiner geschlossenen Geometrie nicht die Prozesse enthält, welche die Thermokline aufrechterhalten. In einem zehnjährigen Vergleichsexperiment mit dem ungekoppelten Ozeanmodell zeigte sich bei Vorgabe der am Ende der "Spin-up"-Phase ermittelten Wärmeflüsse ebenfalls eine Abkühlung an der Meeresoberfläche, die in räumlicher Struktur und Amplitude der im gekoppelten Experiment gefundenen sehr ähnlich war.

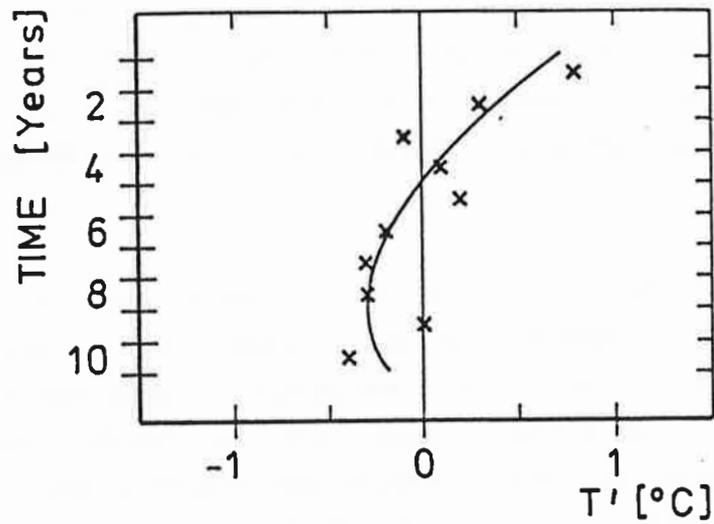
Außerhalb dieser Zone starker Abkühlung wird die interannuale Variabilität im gekoppelten Zirkulationsmodell realistisch simuliert. Wie Abbildung 14 für einen einzelnen, aber repräsentativen Ort zeigt, ist hier der Trend nur schwach ausgeprägt (Abb. 14b), während die Schwankungen um diesen Trend die beobachtete Größenordnung von $\sigma_{int}^{obs} = 0.5^{\circ}\text{C}$ (Shea, 1986) erreichen. Zum Vergleich ist in der Abbildung 14a die Entwicklung der SST für einen Ort in der Nähe des Äquators dargestellt, wo die Variabilität durch den Trend dominiert wird.

Die stark reduzierte interannuale Variabilität in der äquatorialen Region läßt sich zumindest teilweise auf den Klimatrend zurückführen. Infolge der Nichtlinearität der Clausius-Clapeyron'schen Gleichung sind die instabilen Wechselwirkungen zwischen Ozean und Atmosphäre bei niedrigeren Temperaturen weniger energiereich, so daß Ozean und Atmosphäre dazu tendieren, sich zu entkoppeln.

Ein weiterer möglicher Grund für die Unterschätzung interannualer Variabilität im gekoppelten Experiment ist die schwache Variabilität innerhalb des "T-21"

a)

2.8°N, 157.5°E



b)

13.8°S, 157.5°E

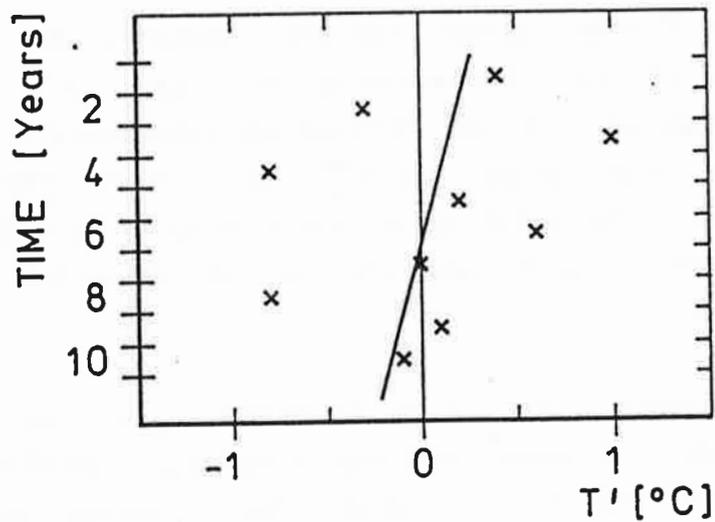


Abbildung 14: Simulierte Abweichungen der SST vom Sommermittelwert (JJA) im Zehnjahresexperiment bei 157.5°E. a) Anomalien bei 2.8°N, b) Anomalien bei 13.8°S. Die durchgezogene Linie gibt jeweils den an die Zeitreihen angepaßten Trend an.

Modells. Wie die Untersuchung des Zonalstressses gezeigt hat (vgl. Abb. 9 und Abb. 10) simuliert das "T-21" Modell selbst dann zu schwache Anomalien, wenn es mit beobachteten SST Anomalien angetrieben wird. Daher ist möglicherweise die Kopplung zwischen Ozean und Atmosphäre nicht stark genug, um ENSO ähnliche Oszillationen hervorzurufen.

Eine weitere mögliche Ursache für das Fehlen ENSO ähnlicher Oszillationen ist die unzureichende Simulation der Thermokline, die im Ozeanmodell viel zu diffusiv ist (vgl. Abb. 7b und 7d). Dadurch haben Änderungen in der Thermoklinentiefe (hervorgerufen z. B. durch die Propagation von Kelvinwellen) insbesondere im Ostpazifik nur einen geringen Effekt auf die dortige SST, was die Kopplungsstärke weiter reduziert.

Wie bei der Vorstellung der Ergebnisse mit vereinfachten Ozean-Atmosphären Modellen gezeigt wird (siehe Abschnitt 5), sind gekoppelte Systeme äußerst sensitiv gegenüber der Wahl der Kopplungsparameter, in denen bereits kleine Änderungen den Übergang von einem stabilen in einen instabilen Zustand bewirken können. Daher scheint es prinzipiell möglich zu sein, daß entweder durch die Wahl geeigneter Kopplungstechniken oder durch moderate Verbesserungen in den Einzelmodellen die interannuale Variabilität im gekoppelten Zirkulationsmodell erhöht werden kann.

4.3 Schneexperiment

Nach einer bereits über hundert Jahre alten Hypothese von Blanford (1884) soll die Schneebedeckung über dem Himalaya eng mit der Ausprägung des Indischen Sommermonsuns korreliert sein. Barnett et al. (1988) bestätigten diese Hypothese mit Hilfe von Experimenten mit dem "T-21" Modell, in denen verschiedene anomale Schneebedeckungen über Eurasien vorgeschrieben wurden und demonstrierten damit die Wichtigkeit von Landprozessen für das Globalklima. Sie fanden aber auch persistente Anomalien im oberflächennahen Druck- und Windfeld über dem äquatorialen Pazifik und spekulierten, daß anomal hohe Schneebedeckung über Eurasien ENSO Ereignisse auslösen.

Um diesen möglichen Zusammenhang näher zu untersuchen, wurde das ozeanische Zirkulationsmodell (Abschnitt 3.1) mit den vom "T-21" Modell - in Experimenten

mit verdoppelter Schneefallrate über Eurasien - berechneten anomalen Windstressen angetrieben (Barnett et al., 1989). Es entwickelten sich tatsächlich positive SST Anomalien längs des Äquators (Abb. 15a) mit maximalen Werten von etwa 0.8°C im Ostpazifik.

Geleitet von diesem Ergebnis wurde dann im gekoppelten Zirkulationsmodell die gleiche Schneefallanomalie wie in den ungekoppelten Experimenten mit dem "T-21" Modell eingebracht und das gekoppelte Zirkulationsmodell für zehn Monate integriert (siehe hierzu ebenfalls Barnett, et al., 1989). In diesem gekoppelten Experiment entwickelten sich während der Sommermonate etwa doppelt so starke SST Anomalien (Abb. 15b) im Vergleich zum Experiment mit dem ungekoppelten Ozeanmodell (Abb. 15a). Zu dieser Zeit waren die ozeanischen Bedingungen denen während der Anfangsphase von ENSO Ereignissen beobachteten äußerst ähnlich. Danach kehrte das gekoppelte System allerdings ziemlich rasch in den Normalzustand zurück, was wahrscheinlich auf die Entkopplung von Ozean und Atmosphäre infolge des oben beschriebenen Abkühlungstrends zurückzuführen ist. Dennoch unterstützt das gekoppelte Schneeexperiment die von Barnett et al. (1988) aufgestellte Hypothese, daß eine anomal hohe Schneebedeckung über Eurasien ENSO Ereignisse auslösen können.

5. Vereinfachte Ozean-Atmosphären Modelle

Es ist grundsätzlich sinnvoll, bei der Klimamodellierung das Konzept der Modellhierarchie zu verfolgen. Neben den hochauflösenden dreidimensionalen Modellen wurden daher auch vereinfachte gekoppelte Ozean-Atmosphären Modelle entwickelt, um sie für ENSO relevante Fragestellungen einzusetzen (Latif 1988). Vereinfachte Modelle besitzen nicht nur den Vorteil der Rechenökonomie (der Rechnerkapazität kommt bei Systemen mit unterschiedlichen Zeitskalen eine besondere Bedeutung zu), sie sind auch im Hinblick auf das Studium einzelner physikalischer Prozesse sowie für die Interpretation von Beobachtungs- und Zirkulationsmodelldaten unerlässlich.

Wegen der unterschiedlichen Zeitskalen von Ozean und Atmosphäre liegt die Vorstellung nahe, daß sich die Atmosphäre passiv auf die vom Ozean gegebenen

Randbedingungen einstellt. Daher wurden zwei verschiedene stationäre Atmosphärenmodelle mit dem ozeanischen Zirkulationsmodell (Abschnitt 3.1) gekoppelt. Auf eine Kopplung des Wärmeflusses wurde in diesen Studien verzichtet.

5.1 Ozeanisches Zirkulationsmodell - statistisches Atmosphärenmodell

In diesem Abschnitt wird eine Studie beschrieben, in der die Rückkopplung der Atmosphäre auf den Ozean empirisch bestimmt wurde. Zu diesem Zweck wurde das ozeanische Zirkulationsmodell mit beobachteten Windstressen für die Periode 1970 - 1985 angetrieben, und eine Regression zwischen den beobachteten Windstressanomalien $\underline{\tau}$ und den simulierten SST Anomalien T durchgeführt:

$$\underline{\tau} = \underline{\tau}(T) = \underline{a} \cdot T$$

Die Bestimmung der Regressionskoeffizienten \underline{a} wurde sowohl im Orts- als auch im EOF-Raum durchgeführt.

Als Test für den Regressionsansatz wurden die Stressanomalien für den Zeitraum 1970 - 1985 mit Hilfe der im Ortsraum bestimmten Regressionskoeffizienten \underline{a} und den simulierten SST Anomalien rekonstruiert. Abbildung 16 zeigt die Resultate der Rekonstruktion für die zonale Windstresskomponente an drei Punkten auf dem Äquator. Im West- und Zentralpazifik liefert die Rekonstruktion zufriedenstellende Ergebnisse, während im Ostpazifik Beobachtung und Rekonstruktion nur marginal miteinander korreliert sind. Dieser Sachverhalt war allerdings auch zu erwarten, da von vielen Autoren die Auffassung vertreten wird, daß das Windfeld über dem Ostpazifik nahezu "weiß" ist (siehe Wyrski, 1975 bzw. Goldenberg und O'Brien, 1981).

Die Regressionskoeffizienten zeigen ein hohes Maß an räumlicher Kohärenz mit einem im Falle der Zonalkomponente den gesamten äquatorialen Pazifik umfassenden Bereich positiver Werte (nicht gezeigt).

Mit Hilfe des Regressionsansatzes läßt sich zu jedem Zeitpunkt der anomale Windstress aus der vom Ozeanmodell berechneten Temperaturanomalie bestimmen, so daß der Kreislauf zwischen Ozean und Atmosphäre geschlossen ist. Das auf

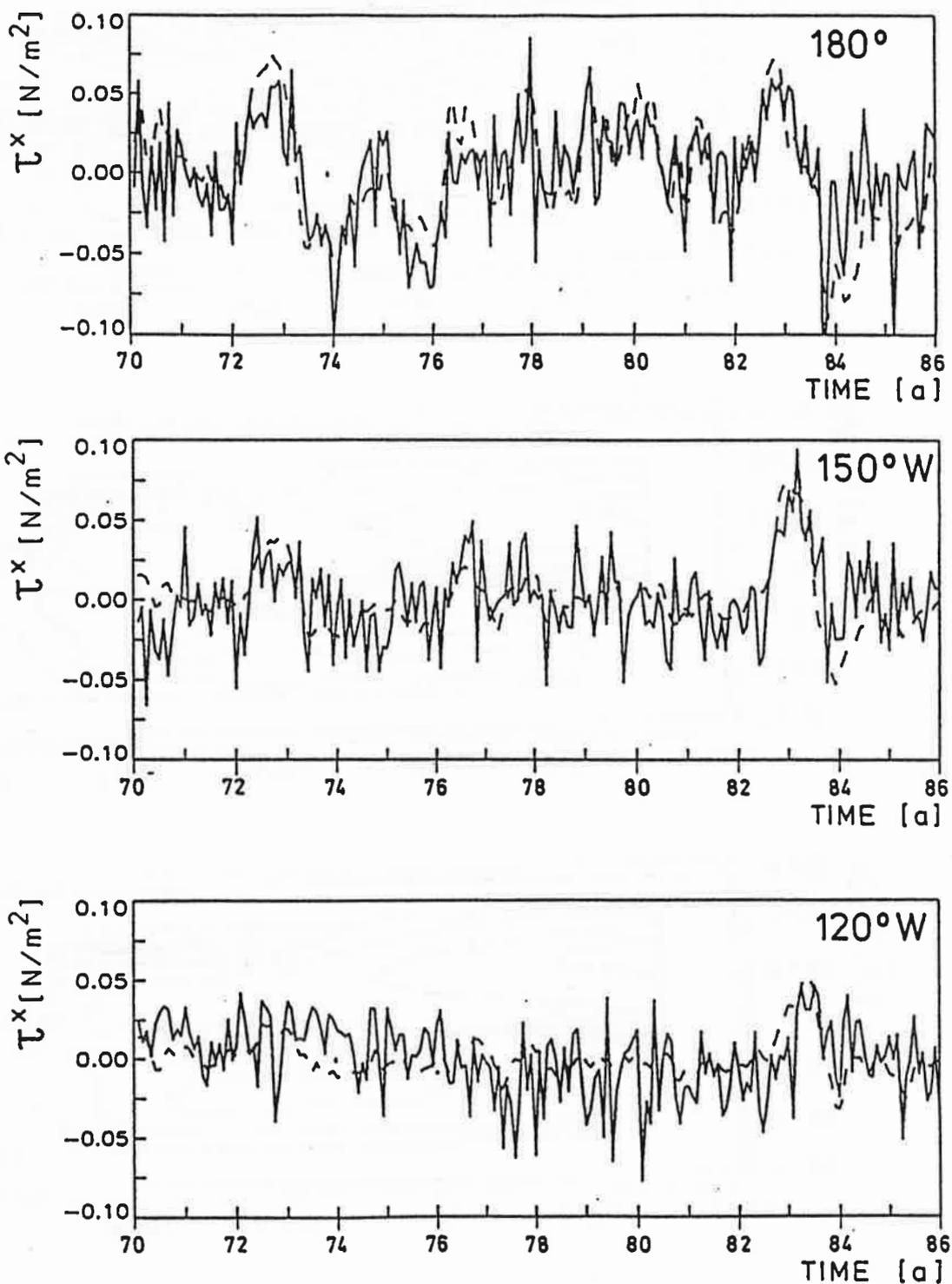


Abbildung 16: Rekonstruktion von Zonalstressanomalien längs des Äquators aus vom Ozeanmodell simulierten SST-Anomalien mit Hilfe eines Regressionsansatzes. Oben: 180° , mitte: 150°W , unten: 120°W .

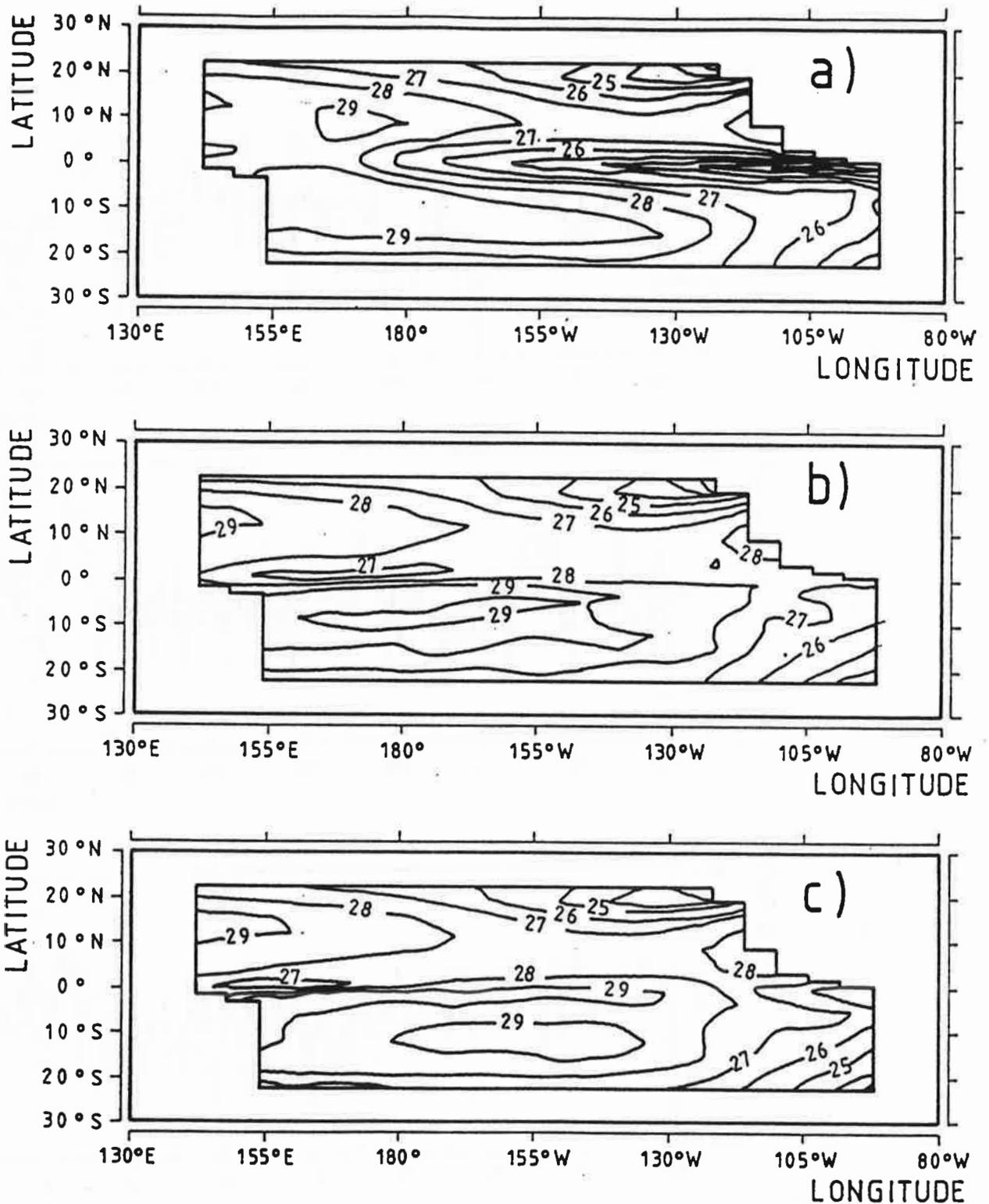


Abbildung 17: Vorhersage der SST für das 1982/1983 ENSO Ereignis mit Hilfe des ozeanischen Zirkulationsmodells und einer empirisch bestimmten Rückkopplung. Oben: SST für Mai 1982 im ungekoppelten Ozeanmodell angetrieben mit beobachteten Windstressen, mitte: SST für Mai 1983 im ungekoppelten Ozeanmodell angetrieben mit beobachteten Windstressen, unten: SST für Mai 1983 vorhergesagt mit dem vereinfachten gekoppelten Modell, das am 1. Mai 1982 initialisiert wurde.

diese Art formulierte gekoppelte System wurde für ENSO Vorhersagestudien verwendet. Die Anfangsbedingungen wurden aus dem oben beschriebenen ungekoppelten Lauf mit dem Ozeanmodell bestimmt. Vorhersageexperimente wurden für die Periode 1970 - 1985 alle 3 Monate für jeweils 2 Jahre gestartet. Dabei zeigte sich, daß das gekoppelte System zwar alle ENSO Ereignisse einige Monate im voraus vorherzusagen vermochte, es allerdings zu empfindlich reagierte. So sagte das gekoppelte System auch dann starke SST Anomalien vorher, wenn eine Phase schwacher Anomalien bevorstand. Außerdem liefen alle ENSO Ereignisse in gleicher Weise ab, ein Befund, der auch von anderen Autoren in gekoppelten Experimenten gefunden wurde (Philander, pers. Mitteilung) aber nicht durch die Beobachtungen unterstützt wird. Der "Vorhersage-Skill" beträgt daher nur 2 Monate.

Am Beispiel des 1982/1983 ENSO Ereignisses soll an dieser Stelle gezeigt werden, daß diese ersten Versuche einer ENSO Vorhersage durchaus ermutigend sind. Die in Abbildung 17 dargestellte Vorhersage wurde mit den Bedingungen des 1. April 1982 initialisiert. Zu dieser Zeit existiert noch eine kräftig ausgeprägte äquatoriale Kaltwasserzunge (Abb. 17a). Ein Jahr später ist der gesamte äquatoriale Pazifik anomal warm (Abb. 17b) ohne nennenswerte zonale SST Gradienten längs des Äquators. Die Vorhersage (Abb. 17c) für den April 1983 zeigt ein erstaunliches Maß an Übereinstimmung mit der "Beobachtung" (als Vergleich wird nicht die beobachtete SST sondern die unter Vorgabe beobachteter Windstresse vom Ozeanmodell berechnete SST verwendet), wobei sogar Details richtig wiedergegeben werden. Beginnend mit Juni 1983 entfernen sich dann "Beobachtung" und Vorhersage immer mehr voneinander (Latif, 1988).

Dieses Ergebnis verdeutlicht, daß es sicher sinnvoll ist, die Vorhersagetechnik mit empirischen Rückkopplungen weiter zu verfolgen. Daher soll in einer weiteren Studie die atmosphärische Rückkopplung unter der Nebenbedingung einer optimalen Vorhersage bestimmt werden.

5.2 Ozeanisches Zirkulationsmodell - LSS Atmosphärenmodell

Das LSS (Linear Stady State) Atmosphärenmodell (Opsteegh und van den Dool, 1980) ist zwar auch stationär, es basiert aber auf den physikalischen Grundgleichungen für Bewegungen auf der Kugel.

Es ist ein um einen zonalen Grundstrom linearisiertes Modell mit 15 Schichten und einer meridionalen Auflösung von 6° . In zonaler Richtung werden sechs Wellen aufgelöst. Feuchte wird im LSS-Modell nicht berücksichtigt.

Um das LSS-Modell im Hinblick auf seine Eignung für ENSO Studien zu untersuchen, wurde es zunächst mit beobachteten SST Anomalien für die Periode 1970 - 1980 angetrieben. Das LSS-Modell simuliert oberflächennahe Windanomalien im West- und Zentralpazifik realistisch, überschätzt aber Windanomalien über dem Ostpazifik deutlich, was möglicherweise auf das Fehlen von Feuchte im Modell zurückzuführen ist.

Im nächsten Schritt wurde das LSS-Modell mit dem ozeanischen Zirkulationsmodell zusammengekoppelt (Latif und Villwock, Manuskript in Vorbereitung). Anomale Heizung der Atmosphäre Q sowie anomaler Windstress $\underline{\tau}$ werden als linear abhängig von der SST Anomalie T bzw. der oberflächennahen Windanomalie \underline{v} angenommen:

$$Q = a \cdot T$$

$$\underline{\tau} = b \cdot \underline{v}$$

Das gekoppelte Modell soll u. a. als Interpretationshilfe für die Ergebnisse gekoppelter Zirkulationsmodelle verwendet werden. In einer ersten Studie mit ihm wurde die Sensitivität des gekoppelten Systems bezüglich der Kopplungsstärke untersucht. Dazu wurden drei Zehnjahres-Experimente mit unterschiedlichen Werten des Windschubkoeffizienten b durchgeführt (Abb. 18). Der normierte Windschubkoeffizient K variierte dabei zwischen Werten von 1 und 2. Bei schwacher Kopplung ($K = 1$) zeigt die SST längs des Äquators nahezu keine interannuale Variabilität und wiederholt praktisch identische jahreszeitliche Zyklen (Abb. 18a). Bei zunehmender Kopplungsstärke beginnt das gekoppelte System auf interannualen Zeitskalen zu oszillieren. Die Periode dieser Oszillationen liegt je nach Kopplungsstärke zwischen zwei und drei

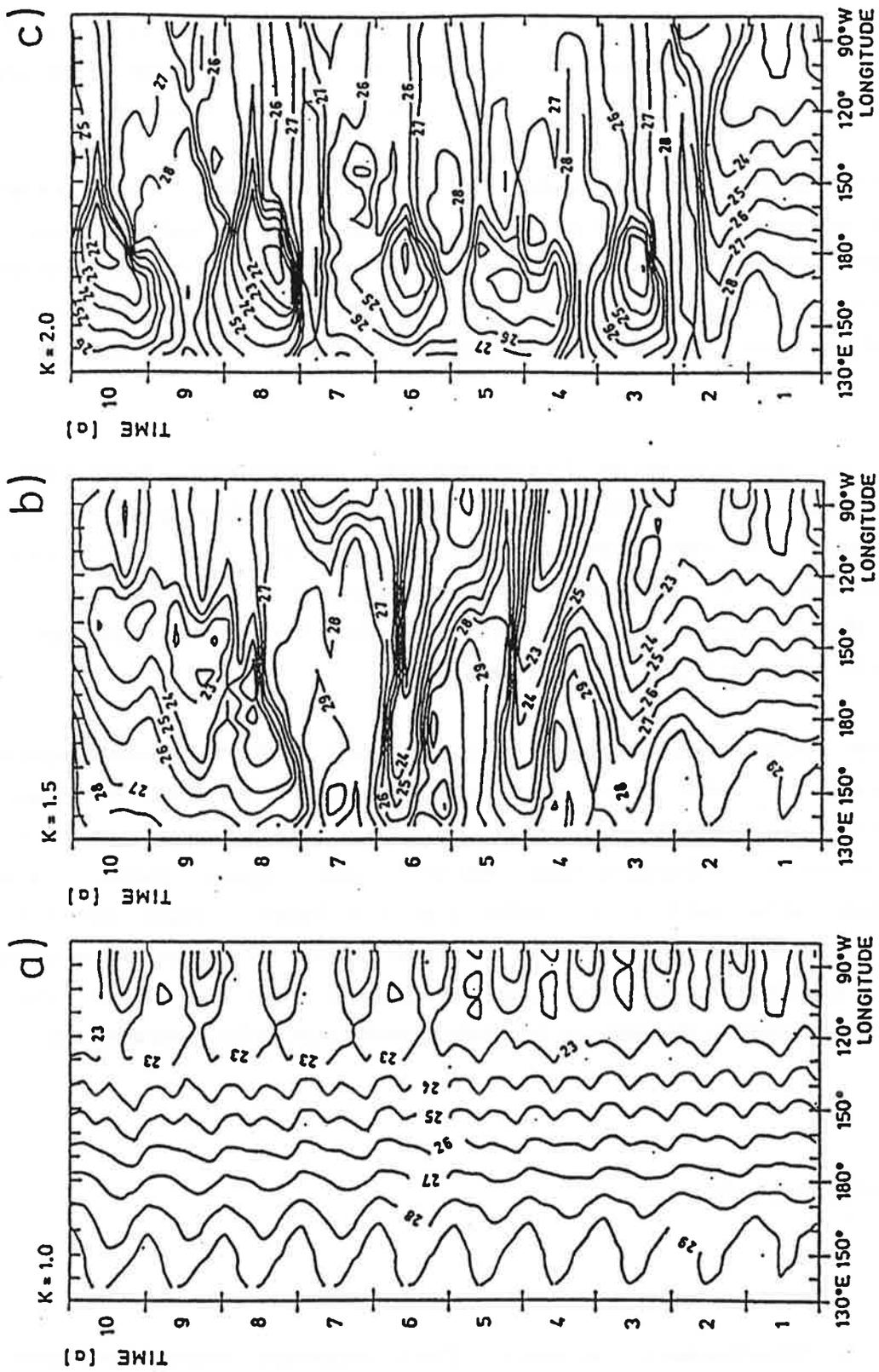


Abbildung 18: Zeitliche Entwicklung der SST längs des Äquators im gekoppelten System bestehend aus dem ozeanischen Zirkulationsmodell und dem LSS-Atmosphärenmodell für drei verschiedene Kopplungsstärken K . a) $K=1.0$, b) $K=1.5$, c) $K=2.0$.

Jahren (Abb. 18b und Abb. 18c). Obwohl die Arbeiten mit dem gekoppelten Modell noch nicht abgeschlossen sind, ist die Ursache dieser Oszillationen wahrscheinlich in der Wanderung äquatorialer Ozeanwellen begründet.

Diese Experimente verdeutlichen, daß im Falle des gekoppelten Zirkulationsmodells (Abschnitt 4) infolge der Unterschätzung von Zonalstressanomalien im "T-21" Modell um etwa 100% die Kopplungsstärke durchaus soweit reduziert werden kann, daß sich das gekoppelte System in einem Parameterbereich befindet, der keine Oszillationen erlaubt (vgl. Abschnitt 4.2).

Das mit dem gekoppelten Zirkulationsmodell durchgeführte "burst"-Experiment (vgl. Abschnitt 4.1) wurde ebenfalls mit dem vereinfachten gekoppelten System wiederholt. Bei Wahl einer moderaten Kopplungsstärke ($K = 1.25$) konnten die Ergebnisse des gekoppelten Zirkulationsmodells in wesentlichen Zügen reproduziert werden (Abb. 19, vgl. Abb. 11b). Die Rückkopplung des "T-21" Modells läßt sich daher als linear verstehen.

Ferner wurden mit dem gekoppelten System ENSO Vorhersageexperimente durchgeführt. Dabei zeigte sich, daß Vorhersagen der ENSO Ereignisse von 1972/73 und 1982/83 nur dann erfolgreich waren, wenn die aus der operationellen Wettervorhersage bekannte MOS- (Model Output Statistics) Methode (siehe Latif et al., 1989), eine multiplikative Technik zur Korrektur von systematischen Modellfehlern, angewandt wurde. Die Vorhersageexperimente sind allerdings noch nicht abgeschlossen, so daß ein Urteil über die Vorhersagequalität des gekoppelten Modells noch nicht gefällt werden kann.

6. Schlußbetrachtung

Das El Niño/Southern Oscillation (ENSO) Phänomen wurde mit Hilfe von atmosphärischen und ozeanischen Modellen untersucht, wobei die Modelle sowohl einzeln als auch gekoppelt eingesetzt wurden. Obwohl die Modellstudien bei weitem noch nicht abgeschlossen sind, lassen sich dennoch einige interessante Schlußfolgerungen ziehen:

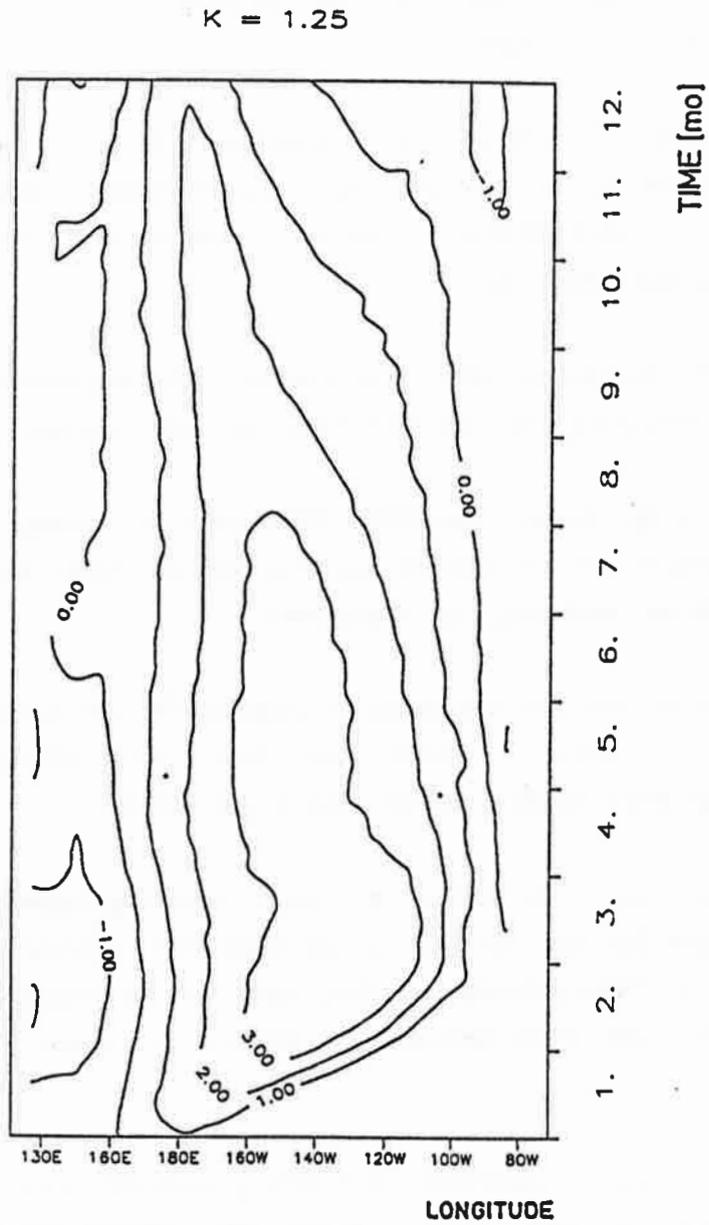


Abbildung 19: Zeitliche Entwicklung von SST-Anomalien längs des Äquators im "burst"-Experiment mit dem vereinfachten gekoppelten Modell (vgl. Abb. 11b).

1.) Niederfrequente Variabilität in Ozean und Atmosphäre wird in der äquatorialen Region durch sich langsam verändernde Randbedingungen induziert und wird von den Modellen bei Vorgabe der Randwerte aus Beobachtungen realistisch simuliert. Allerdings zeigen die Modelle auch einige systematische Fehler, die insbesondere bei der Kopplung von Ozean und Atmosphäre zu Problemen führen können.

2.) Gekoppelte Modelle sind prinzipiell in der Lage, von sich heraus interannuale Variabilität zu simulieren. Allerdings hängt das Auftreten ENSO ähnlicher Oszillationen äußerst empfindlich von der Wahl der Kopplungsparameter ab.

3.) ENSO Ereignisse sind vorhersagbar. Die entwickelten Vorhersageschemata müssen aber noch bzgl. der Vorhersage optimiert werden.

Obwohl einige Aspekte des ENSO Phänomens im Rahmen der hier beschriebenen Modellstudien geklärt werden konnten, ist es bisher nicht gelungen den ENSO Mechanismus eindeutig zu bestimmen.

Zur Zeit werden drei verschiedene Ursachen für die Entstehung von ENSO in der Literatur diskutiert. Durch die hier vorgestellten Modellstudien wird allerdings keine dieser Theorien eindeutig favorisiert.

So konnte durch die Studien mit vereinfachten gekoppelten Systemen (Abschnitt 5) Evidenz für die "delayed action oscillator" Hypothese (siehe z. B. Graham und White, 1988) gefunden werden, nach der die Wanderung äquatorialer Wellen im Pazifik und deren Reflexion an Küsten als Ursache für ENSO vorgeschlagen werden.

Durch das "burst"-Experiment mit dem gekoppelten Zirkulationsmodell (Abschnitt 4) konnte aber auch gezeigt werden, daß atmosphärische Störungen über dem Westpazifik ENSO Ereignisse auslösen können. Damit wurde die Hypothese der "stochastischen Forcierung" (siehe Wyrтки, 1985 und Lau 1985) unterstützt, nach der hochfrequente atmosphärische Störungen als Auslöser für ENSO angesehen werden.

Beide Hypothesen ("delayed action oscillator" und "stochastische Forcierung") gehen davon aus, daß die Ursache für ENSO im tropischen pazifischen Raum zu suchen ist. Demgegenüber ist entsprechend der Hypothese von Barnett (1985), ENSO Teil eines globalen Zyklusses von Druckanomalien. Das "Schneeexperiment" mit dem gekoppelten Zirkulationsmodell konnte Anhaltspunkte für diese Hypothese liefern.

Endgültige Klarheit über den ENSO Mechanismus wird daher nur ein globales gekoppeltes Modell liefern können. Daher wird zur Zeit daran gearbeitet, eine globale Version des ozeanischen Zirkulationsmodells mit dem "T-21" Modell zu koppeln.

Mit den bereits vorhandenen Modellen scheint es trotzdem möglich zu sein, ENSO Ereignisse einige Monate im voraus vorhersagen zu können. Interessanterweise ist die Basis für die Vorhersagbarkeit in einer langsam ablaufenden Instabilität im gekoppelten System Ozean-Atmosphäre begründet. In mittleren Breiten ist es gerade die Instabilität der großräumigen Strömungssysteme, die eine Vorhersage über längere Zeiträume unmöglich erscheinen läßt, wenn nicht externe Einflüsse (wie z. B. die Veränderung der chemischen Zusammensetzung der Atmosphäre) dominierend sind.

Eine wichtige Voraussetzung, um auch den Ablauf von ENSO Ereignissen möglichst genau vorhersagen zu können, ist eine flächendeckende Erfassung ozeanischer und atmosphärischer Daten für die Initialisierung der Vorhersagen. Erforderlich wären vor allem hydrographische Daten aus tiefergelegenen Ozeanschichten. Diese Daten liegen allerdings nur an wenigen Stationen vor.

Eine Alternative eröffnen Satelliten, die eine kontinuierliche und flächendeckende Erfassung von Parametern wie Wind, SST und Wasserstand ermöglichen. Die Messung des Wasserstands liefert zumindest in einem integralen Sinne auch Informationen aus tieferen Ozeanschichten. Es ist daher geplant, ENSO Vorhersagestudien mit dem gekoppelten Zirkulationsmodell unter Berücksichtigung von Satellitendaten durchzuführen.

7. Danksagung

Mein besonderer Dank gilt Prof. Dr. K. Hasselmann für die zahlreichen Diskussionen und Anregungen sowie für seine stets aufmunternde Begleitung während der verschiedenen Untersuchungen. Ich möchte weiterhin Dr. E. Maier-Reimer für die Überlassung des ozeanischen Zirkulationsmodells danken. Ferner danke ich Drs. H. von Storch und J. Biercamp für zahlreiche stimulierende Diskussionen. Herr Dipl. Met. A. Villwock stellte mir freundlicherweise einige Ergebnisse aus seiner Diplomarbeit zur Verfügung. Ich danke außerdem Frau M. Grunert für die Erstellung der verschiedenen Graphiken.

Literaturverzeichnis

Barnett, T. P., 1983: Interaction of the Monsoon and Pacific Trade wind system at interannual time scales. Part I: The equatorial zone. *Mon. Weather Rev.*, 111, 756-773.

Barnett, T. P., 1985: Variations in near-global sea level pressure. *J. Atmos. Sci.*, 42, 478-501.

Barnett, T. P., L. Dümenil, U. Schlese and E. Roeckner, 1988: The effect of Eurasian snow cover on global climate. *Science*, 239, 504-507.

Barnett, T. P., L. Dümenil, U. Schlese E. Roeckner and M. Latif, 1989: The effect of Eurasian snow cover on regional and global climate variations. *J. Atmos. Sci.*, 46, 661-685.

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.

Bjerknes, J., 1966: A possible response of the atmospheric Hadley Circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. *Tellus*, 18, 820-829.

Blanford, H. F., 1884: On the connexion of Himalayan snowfall and seasons of drought in India. *Proc. Roy. Soc. London*, 37, 3-22.

Busalachii, A. J. and J. J. O'Brien, 1981: Interannual variability of the equatorial Pacific in the 1960s. *J. Geophys. Res.*, 86 (11), 10901-10907.

Busalacchi, A. J., K. Takeuchi and J. J. O'Brien, 1983: Interannual variability of the equatorial Pacific. *Hydrodynamics of the equatorial ocean.* J. C. J. Nihoul (Ed.), Elsevier Oceanogr. Ser. Vol. 36.

Firring, E., R. Lukas, J. Sades and K. Wyrтки, 1983: Equatorial undercurrent disappears during the 1982-1983 El Niño event. *Science*, 222, 1121-1123.

Fischer, G., 1987: Climate simulations with the ECMWF T21 model in Hamburg, Large scale atmospheric modelling, Report No. 1, G. Fischer Ed., Meteorologisches Institut der Universität, Bundesstr. 55, D 2000 Hamburg 13, F.R.G.

Gill, A. E. and E. M. Rasmusson, 1983: The 1982-83 climate anomaly in the equatorial Pacific. *Nature*, 306, 229-234.

Goldenberg, S. O. and J. J. O'Brien, 1981: Time, and space variability of tropical Pacific wind stress. *Mon. Weather Rev.*, 109, 1190-1207.

Graham, N. E. and W. B. White, 1988: The El Niño/Southern Oscillation as a natural oscillator of the tropical Pacific ocean/atmosphere system: Evidence from observations and models. *Science*, 240, 1293-1302.

Käse, R. H., 1985: El Niño. *Geowissenschaften in unserer Zeit*, 3. Jahrg., Nr.4, 113-119.

Latif, M., E. Maier-Reimer and D. J. Olbers, 1985: Climate variability studies with a primitive equation model of the equatorial Pacific. Coupled ocean-atmosphere models. J. C. J. Nihoul (Ed.). Elsevier Oceanogr. Ser. Vol. 40.

Latif, M., 1987: Tropical ocean circulation experiments. *J. Phys. Oceanogr.*, Vol. 17, No. 2, 246-263.

Latif, M., 1988: ENSO modelling at MPI. Max-Planck-Institut für Meteorologie, Report No. 22, Bundesstr.55, D 2000 Hamburg 13, F.R.G.

Latif, M., J. Biercamp and H. von Storch, 1988a: The response of a coupled ocean-atmosphere general circulation model to wind bursts. *J. Atmos. Sci.*, 45, 964-979.

Latif, M., J. Biercamp, H. v. Sorch and F. W. Zwiers, 1988b: A ten year climate simulation with a coupled ocean-atmosphere general circulation model. Max-Planck-Institut für Meteorologie, Report No. 21, Bundesstr. 55, D 2000 Hamburg 13, F.R.G.

Latif, M., J. Biercamp, H. v. Storch, M. Mc Phaden and E. Kirk, 1989: Analysis of tropical anomalies simulated by an AGCM. Subm. to *J. Climate*.

Lau, N. C., 1985: Modelling the seasonal dependence of the atmospheric response to observed El Niños in 1962-1976. *Mon. Weather Rev.*, 113, 1970-1996.

McCreary, J., 1976: Eastern tropical ocean response to changing wind systems: With application to El Niño. *J. Phys. Oceanogr.*, 6, 632-645.

Nihoul, J. C. J., 1985: Coupled ocean-atmosphere models. J.C.J. Nihoul, (Ed.), Elsevier Oceanogr. Ser. Vol. 40.

Oceanus, 1984: Volume 27, Number 2, Summer 1984. Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole, Ma. 02543, U.S.A.

Opsteegh, J. D. and H. M. van den Dool, 1980: Seasonal differences in the stationary response of a linearized primitive equation model: Prospects for long range weather forecasting? *J. Atmos. Sci.*, 37, 2169-2185.

Philander, S. G. H. and A. D. Seigel, 1985: Simulation of El Niño of 1982-1983. Coupled ocean-atmosphere models. J. C. J. Nihoul (Ed.). Elsevier Oceanogr. Ser. Vol. 40.

Rasmusson, E.M. and T. H. Carpenter, 1982: Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Mon. Weather Rev.* 110, 354-384.

Rasmusson, E. M., 1984: El Niño: The ocean/atmosphere connection. *Oceanus*, Vol. 27, No. 2.

Reynolds, R. W., 1988: A real-time global sea surface temperature analysis. *J. Climate*, 1, 75-86.

Sausen, R., Barthel, K., and K. Hasselmann, 1988: Coupled ocean-atmosphere models with flux correction. *Climate Dynamics*, 2, 145-163.

Shea, D., 1986: Climatological atlas: 1950-1979. Atmospheric Analyses and Prediction Division. National Centre for Atmospheric Research, Boulder Colorado, U.S.A.

Shukla, J. and J. M. Wallace, 1983: Numerical simulation of the atmospheric response to equatorial Pacific sea surface temperature anomalies. *J. Atmos. Sci.*, 40, 1613-1630.

Storch, H. v., 1988: Climate simulations with the ECMWF T21 model in Hamburg, Large scale atmospheric modelling, Report No. 4, H. v. Storch Ed., Meteorologisches Institut der Universität, Bundesstr. 55, D 2000 Hamburg 13, F.R.G.

Walker, G. T., 1924: Correlation in seasonal variations in weather, IX: a further study of world weather. *Mem. India Meteorol. Dep.* 24 (Part 9), 275-332.

Wyrtki, K., 1975: El Niño - The dynamical response of the equatorial Pacific ocean to atmospheric forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, 4, 372-380.

Wyrtki, K., 1985: Water displacements in the Pacific and the genesis of El Niño cycles. *J. Geophys. Res.*, 90, 7129-7132.