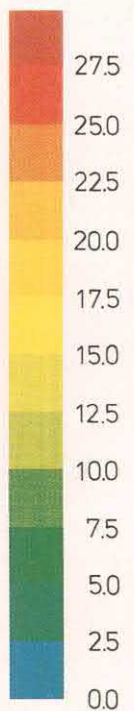
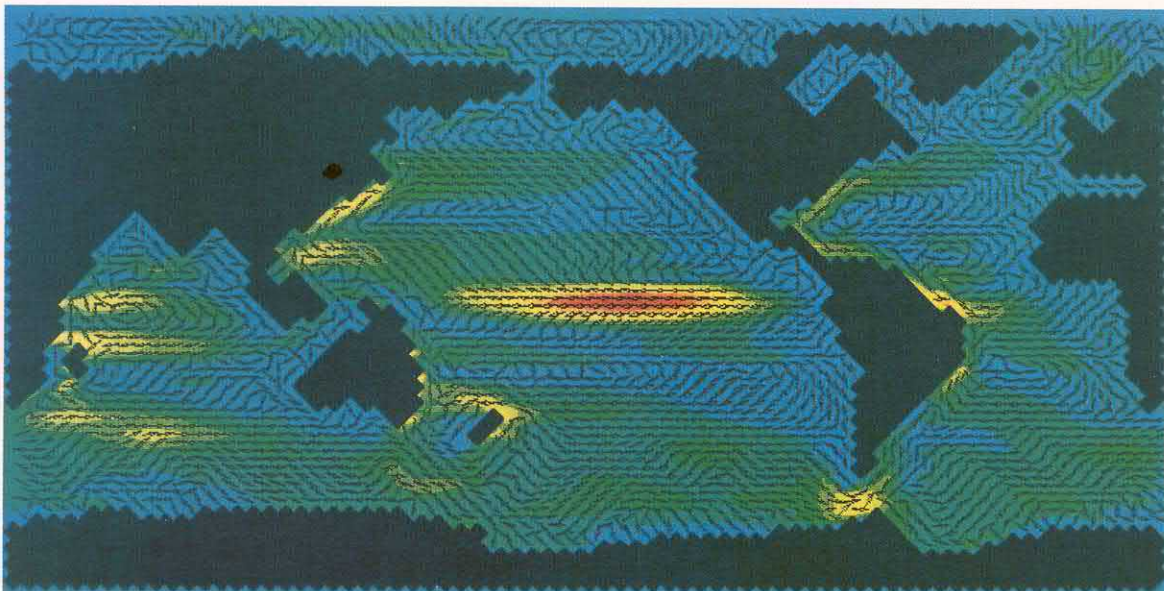


promet

1/2/3 '88

meteorologische fortbildung

Das Max-Planck-Institut für Meteorologie



cm/s

3 M. LATIF Wechselwirkung Ozean-Atmosphäre in den Tropen

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 all-

jährlich etwa zur Weihnachtszeit vor der peruanischen Küste einstellt. 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 Volkswirtschaft in dieser Region nach sich zieht. Heutzutage wird mit dem Wort *El Niño* nicht mehr dieses jahreszeitliche Signal

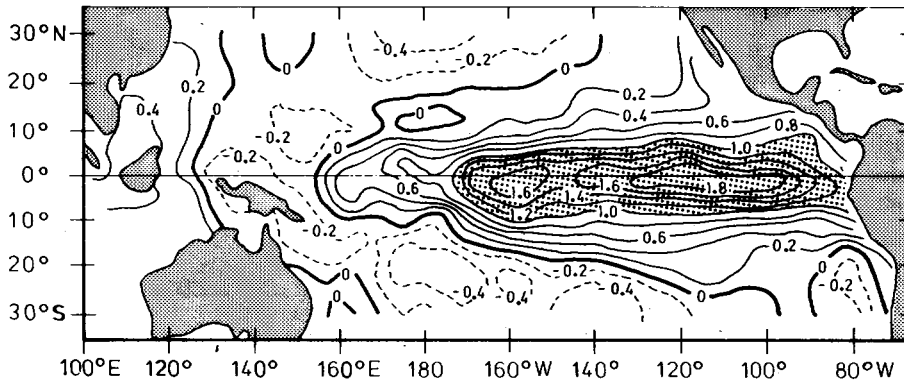


Abb. 1: Geographische Verteilung der Oberflächentemperaturanomalie im Winter eines El Niño Jahres. Nach: RASMUS-SON u. CARPENTER 1982.

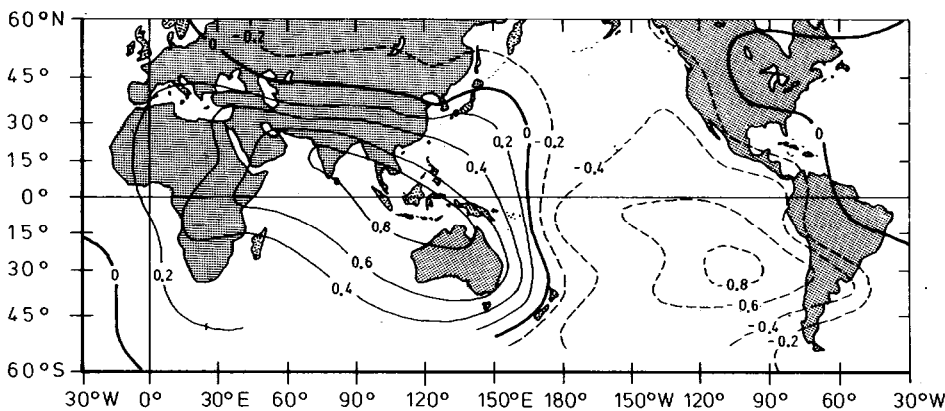


Abb. 2: Geographische Verteilung der Korrelation jährlicher Boden-druckanomalien mit denen von Djakarta, Indonesien. Nach BERLAGE 1957.

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 (s. Abb. 1) und das globale Klimasystem beeinflussen.

Den entscheidenden Schritt, das El-Niño-Phänomen ins globale Klimasystem einzubetten, machte BJERKNES (1966) in seiner fundamentalen Arbeit. Er zeigte, daß das ozeanische Phänomen El Niño mit dem atmosphärischen Phänomen *Southern Oscillation* eng verknüpft ist. Die *Southern Oscillation* wurde bereits in den Zwanziger Jahren von Sir Gilbert WALKER (1924) entdeckt 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 (s. Abb. 2). BJERKNES konnte zeigen, daß die *Southern Oscillation* mit der Oberflächentemperatur des äquatorialen Pazifiks 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.

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 Pazifiks 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.

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. 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. Später wurden dann Modelle entwickelt, die mehrere vertikale Moden auflösten, jedoch immer noch linear waren. Heutzutage werden inzwischen hochauflösende, dreidimensionale Ozeanzirkulationsmodelle eingesetzt.

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 bei 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.

In diesem Bericht wird zunächst im Abschnitt 2 etwas ausführlicher auf die Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre eingegangen und der Zusammenhang zwischen El Niño und Southern Oscillation näher dargestellt. Die am Max-Planck-Institut für Meteorologie durchgeführten Modellierungsarbeiten werden in Abschnitt 3 beschrieben. Es werden sowohl Ergebnisse eines ozeanischen als auch eines atmosphärischen Zirkulationsmodells präsentiert. Beide Modelle sind kürzlich zusammengekoppelt worden und werden in einem interaktiven Modus integriert. Schließlich werden in Abschnitt 4 die wichtigsten Ergebnisse zusammengefaßt und künftige Forschungsvorhaben vorgestellt.

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 Oberflächentempe-

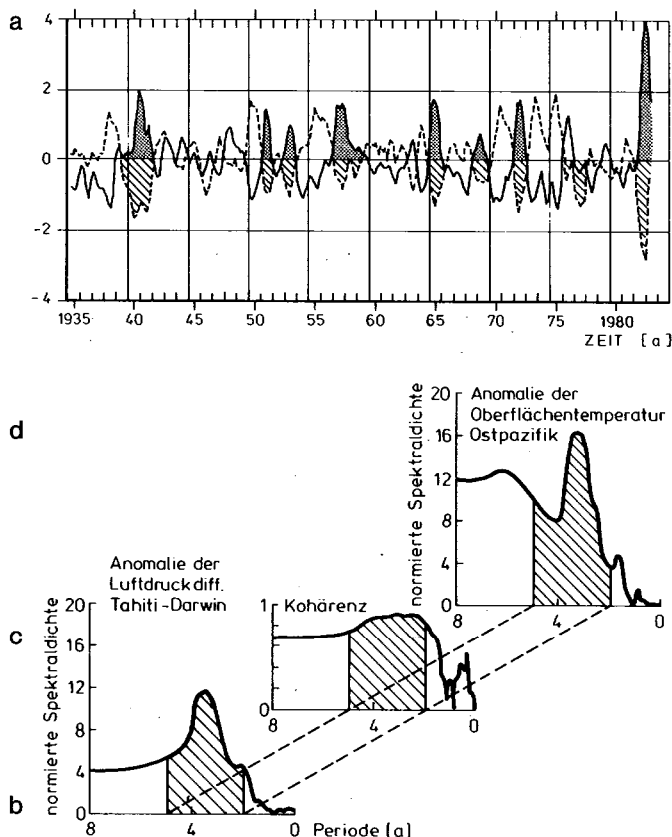


Abb. 3: a) (oben) Zeitreihen der Oberflächentemperaturanomalie (durchgezogene Linie) im Südostpazifik (Puerto Chicama, Peru) und der Anomalien des SOI (gestrichelte Linie). Nach RASMUSSON 1984; b) Autospektrum der SOI-Anomalien, c) Kohärenz, d) Autospektrum der Temperaturanomalien. Nach KÄSE 1985.

ratur 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 pazifischen Raum hin. Der Mechanismus dieser Wechselwirkung wurde in seinen Grundzügen 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 Wärmeflüsse 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 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 *Kaltereignisse* 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 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.

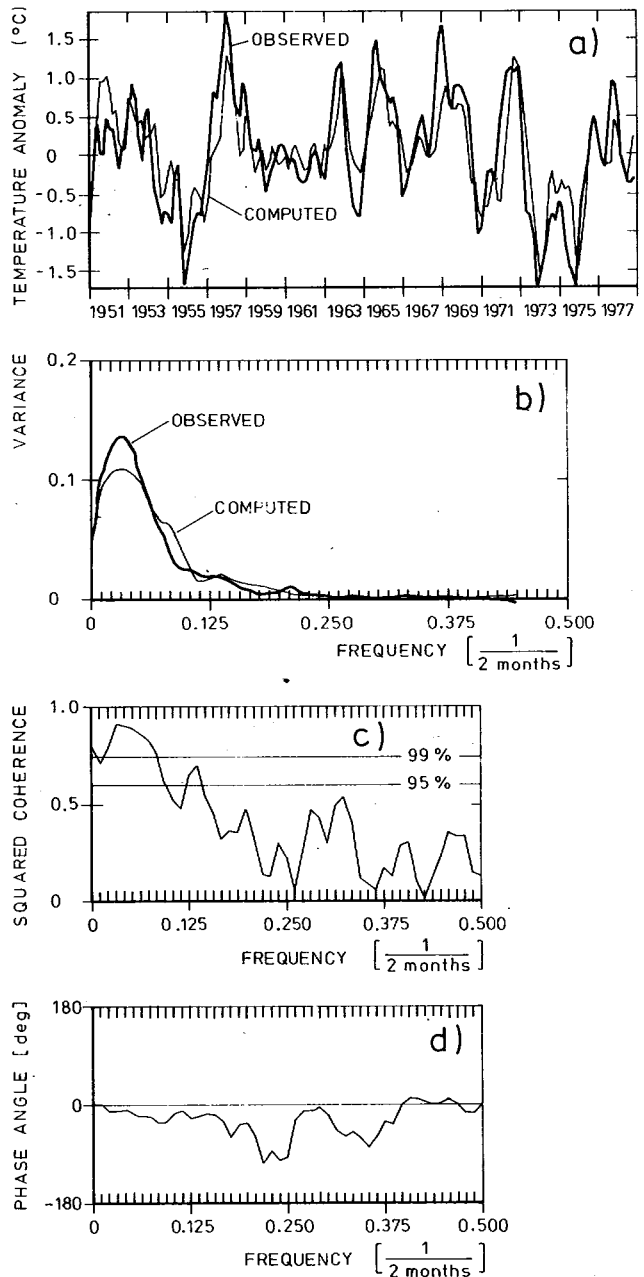


Abb. 4: a) Zeitreihen beobachteter und berechneter Anomalien der Meeresoberflächentemperatur im Zentralpazifik auf dem Äquator, b) Autospektren, c) Kohärenz-, d) Phasenspektrum.

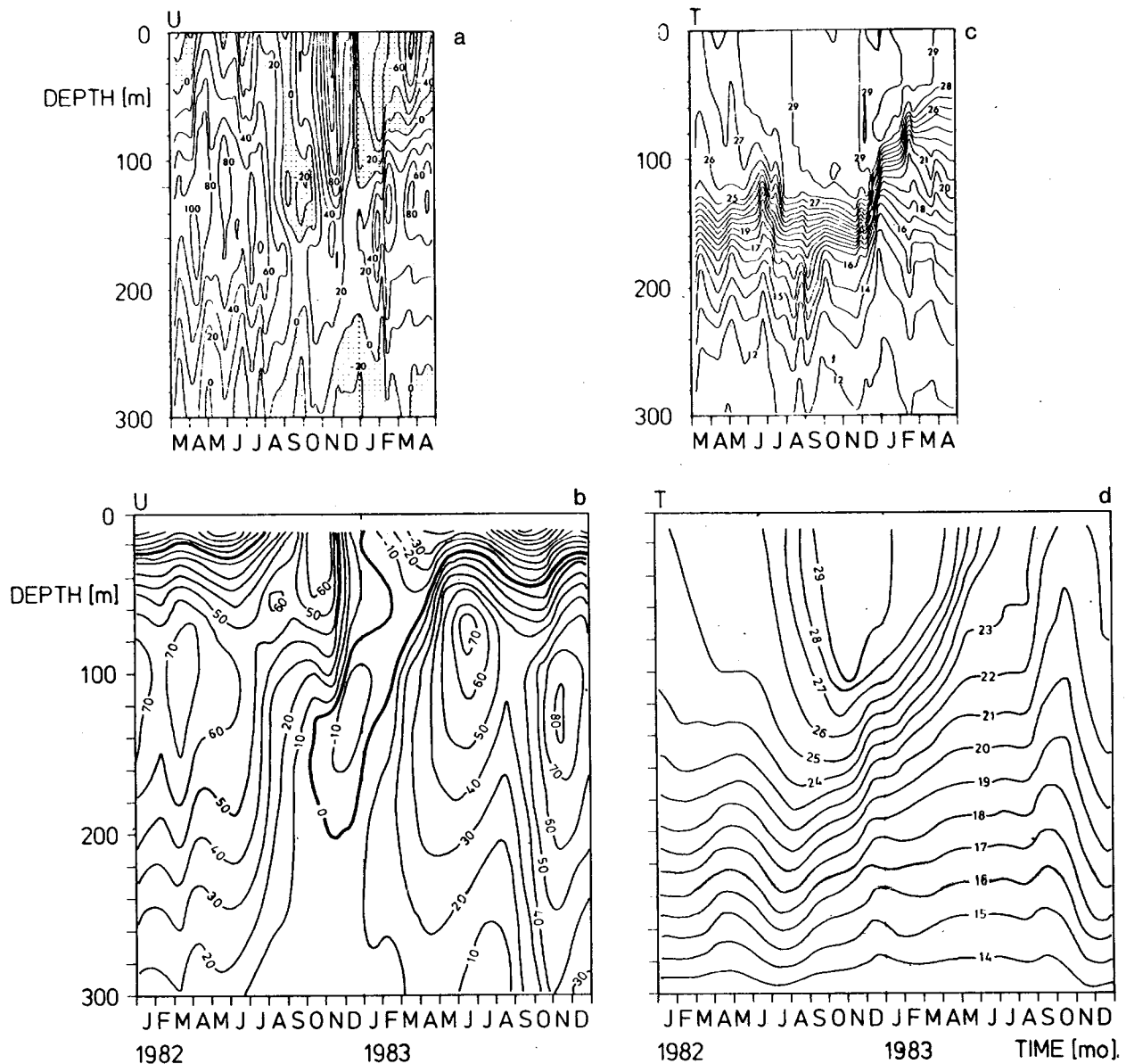


Abb. 5: Zeitliche Entwicklung der zonalen Strömungskomponente und der Temperatur als Funktion der Tiefe auf dem Äquator bei 159° W. a,c) (oben) beobachtet (nach FIRRING et al. 1983), b,d) (unten) berechnet.

Die Situation ändert sich allerdings grundlegend bei Annäherung an den Äquator. Infolge des Verschwindens des Coriolisparameters $f = 2\Omega \sin\phi$ 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 im folgenden beschriebenen Modelle basieren daher auf den aufwendigeren *primitiven Gleichungen*.

3.1 Ozeanische Modellierung

Das am Max-Planck-Institut für Meteorologie für ENSO-Studien verwendete Ozeanmodell wurde am Institut selbst entwickelt. Es 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 zentraler Richtung wurde ein konstanter Gitterpunktabstand 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 Windstress und des Wärmeflusses. Wie bereits erwähnt, entsteht die thermische 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, die insgesamt den Zeitraum von 1947 bis einschließlich 1983 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.

In Abbildung 4a werden die simulierten Anomalien der Oberflächentemperatur im äquatorialen Zentralpazifik mit den Beobachtungsdaten verglichen. Man erkennt, daß das Ozeanmodell die niederfrequenten Anteile der Temperaturvariabilität gut wiedergibt. Es werden vom Modell sowohl die anomalen Erwärmungen während ENSO-Ereignissen als auch die *Kaltereignisse* (1955, 1973, 1975) simuliert, allerdings fallen die Maximalauschläge im Modell etwas geringer als in den Beobachtungen aus. Die gute Übereinstimmung der beiden Zeitreihen spiegelt sich im Kohärenzspektrum (Abb. 4c) wieder, das hoch signifikante Werte im niederfrequenten Bereich zeigt. Das zugehörige Phasenspektrum (Abb. 4d) 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 5 sind Temperatur und zonale Strömungen bei 159° W auf dem Äquator als Funktion der Tiefe für die Periode 1982/1983 dargestellt. Die Strömungsmessungen (Abb. 5a) 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 simuliert (s. Abb. 5c).

Ein weiteres bemerkenswertes Charakteristikum des 1982/1983 ENSO-Ereignisses ist die Entstehung nach Osten gerichteter Oberflächenströmungen am Äquator gegen Ende des Jahres 1982 (Abb. 5a). 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. 5a). Die Simulation (Abb. 5c) 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.

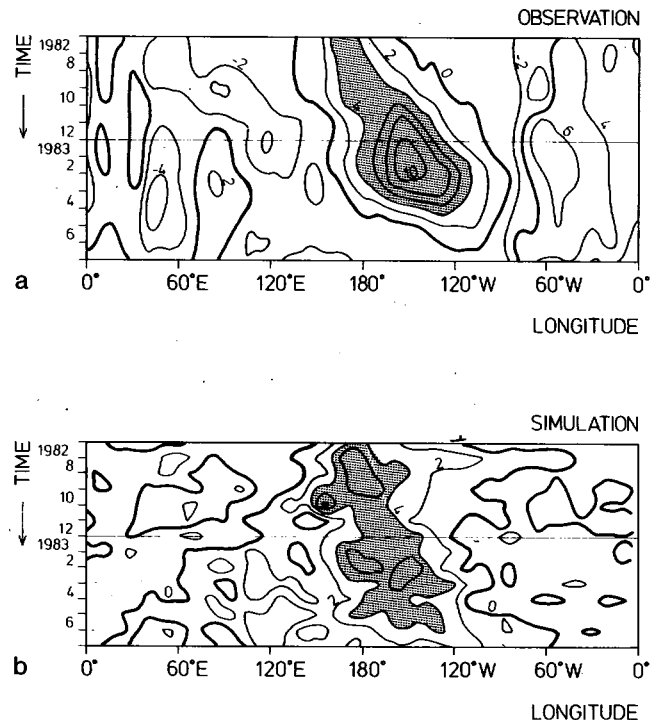


Abb. 6: Zeitliche Entwicklung der äquatorialen Zonalwindanomalie (m/s) im 850 hPa Niveau während des 1982/1983 ENSO Ereignisses, a) beobachtet, 0° - 10° s (nach ARKIN et al. 1983), b) berechnet, 2.5° N- 2.5° S.

Ein ähnlicher Vergleich zwischen Beobachtung und Modell ist in den Abbildungen 5b und 5d für die Temperatur gezeigt. In den Beobachtungen (Abb. 5b) läßt sich die Erwärmung bis in eine Tiefe von etwa 150 m verfolgen. Das Modell (Abb. 5d) 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 Kältereignis am Ende des Jahres 1983 zu verifizieren. Die wenigen verfügbaren Messungen deuten aber an, daß die Abkühlung vom Modell deutlich überschätzt wird.

Weitere Einzelheiten über das Ozeanmodell sowie dessen Verifizierung an Hand von Beobachtungen können der Arbeit von LATIF (1987) entnommen werden.

3.2. Atmosphärische Modellierung

Am Max-Planck-Institut für Meteorologie wird als Atmosphärenmodell standardmäßig die „T-21“-Version des Zirkulationsmodells des Europäischen Zentrums für Mittelfristvorhersage (EZMW) verwendet. 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-Flächenn definiert sind, verwendet. Das Modell enthält alle üblichen Parameterisierungen physikalischer Prozesse. Genauere Angaben können den Arbeiten von DÜMENIL und SCHLESE (1987) und FISCHER (1987) entnommen werden.

In den hier beschriebenen Experimenten wurde stets die Meeresoberflächentemperatur als Antrieb vorgegeben. In einem zehnjährigen Kontrollexperiment wurde der klimatologische Jahresgang der Meeresoberflächentemperatur eingesetzt, während in sogenannten Anomalieexperimenten die beobachteten Temperaturen verwendet wurden. In einem 16-jährigen Anomalieexperiment zeigte sich insbesondere in den Tropen ein deutlicher Anstieg der niederfrequenten Variabilität gegenüber dem Kontrolllauf, wobei das typische Erscheinungsbild der Southern Oscillation (s. Abb. 2) nur in diesem Lauf bei Verwendung beobachteter Meeresoberflächentemperaturen vom Atmosphärenmodell simuliert wurde.

Wie bereits erwähnt, eignet sich das ENSO-Ereignis der Jahre 1982/1983 besonders gut zur Verifizierung von Modellen. Im folgenden werden daher Modellergebnisse aus speziellen ENSO-Experimenten präsentiert, bei denen die Meeresoberflächentemperatur für dieses Ereignis in dem tropischen Streifen von 30°N - 30°S vorgeschrieben wurde.

Abbildung 6 zeigt einen Vergleich zwischen der beobachteten (Abb. 6a) und der vom Atmosphärenmodell berechneten äquatorialen Zonalwindanomalie (Abb. 6b) im 850-hPa-Niveau. In den Beobachtungen ist eine mit einer Geschwindigkeit von ungefähr 1 m/s ostwärts wandernde ausgeprägte Westwindanomalie zu sehen. Die Maximalwerte der Zonalwindanomalien liegen bei etwa 10 m/s . In der entsprechenden Simulation (Abb. 6b) findet man die wandernde Westwindanomalie deutlich wieder. Die Maximalwerte der Anomalien sind jedoch um etwa 40 v.H. unterschätzt, was für die Wechselwirkung mit dem Ozean ein nicht zu unterschätzender Modellfehler sein kann.

Der Vergleich zwischen Simulation und Beobachtung für die räumliche Struktur des tropischen Responses auf die Erwärmung im äquatorialen Pazifik ist in Abbildung 7 wiedergegeben. Gezeigt wird hier die Stromfunktion in der

oberen Troposphäre für die Wintersaison (DJF) der Jahre 1982/1983. Sowohl in der Beobachtung (Abb. 7a) als auch in der Simulation (Abb. 7b) erkennen wir deutlich die beiden Antizyklogen beiderseits der Äquators in der Nähe der Datumsgränze, die durch die Divergenz der in unteren Schichten aufsteigenden Luftmassen gebildet werden. Zwischen den beiden Antizyklogen ist die Strömung längs des Äquators nach Westen gerichtet. In unteren Schichten (nicht gezeigt) finden wir etwa an gleicher Stelle zwei Zyklonen beiderseits des Äquators, wobei die Strömung zwischen diesen ostwärts gerichtet ist (vgl. Abb. 6). Die tropische atmosphärische Antwort auf die Temperaturanomalie im Äquatorialpazifik läßt sich demnach sowohl im Modell wie auch in der Beobachtung gut mit der vertikalen Struktur des 1. baroklinen Modells beschreiben.

Weiter östlich werden vom Modell zwei Zyklonen simuliert, die wir ebenfalls in der Beobachtung angedeutet finden. Die atmosphärische Reaktion besteht somit aus einer Art Quadrupolmuster, das sich auch auf das Gebiet außerhalb des pazifischen Raums erstreckt.

Wie bereits in der Einleitung dargelegt, stellt ENSO in seinen Auswirkungen ein globales Phänomen dar, und es werden dementsprechend auch signifikante Zirkulationsanomalien außerhalb der Tropen beobachtet. Die beobachteten nordhemisphärischen Anomalien des 500 hPa Höhenfeldes im Januar 1983 sind in der Abbildung 8a dargestellt. Wir erkennen zwei ausgeprägte Depressionen, von denen die eine über dem Pazifik und die andere über dem Atlantik liegt. Anomal hoher Druck wurde dagegen über Nordamerika, über dem Mittelmeerraum und über Sibirien beobachtet. Die entsprechende, von CUBASCH (1985) durchgeführte Simulation (Abb. 8b) zeigt einen erstaunlichen Grad an Übereinstimmung mit der Beobachtung. Obwohl die Stärke der Höhenanomalien vom Modell deutlich unterschätzt werden, finden sich doch die Zentren der Anomalien in etwa an den richtigen Stellen, so daß das durch starke ENSO-Ereignisse hervorgerufene Fernwirkungsmuster vom Modell realistisch simuliert wird.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß das T-21-Modell die atmosphärische Antwort auf Meeresoberflächentemperaturanomalien im äquatorialen Pazifik sowohl

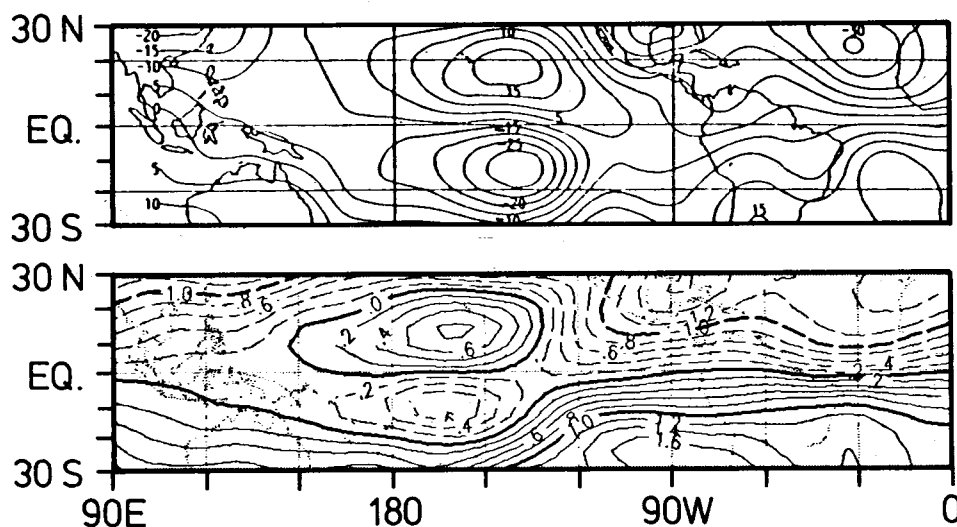


Abb. 7: Muster der anomalen Stromfunktion im 200 hPa Niveau für den Winter 1982/1983 (DJF), a) (oben) beobachtet (nach ARKIN et al. 1983), b) (unten) berechnet.

in den Tropen als auch in den Extratropen im Muster realistisch reproduziert, aber die Amplituden im allgemeinen etwas unterschätzt.

3.3 Modellierung des gekoppelten Systems Ozean-Atmosphäre

Die in den beiden vorangehenden Abschnitten beschriebenen Experimente mit dem Ozean- bzw. dem Atmosphärenmodell zeigen wie auch an anderen Instituten (GFDL, NCAR) durchgeführte Studien, daß die Modelle 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.

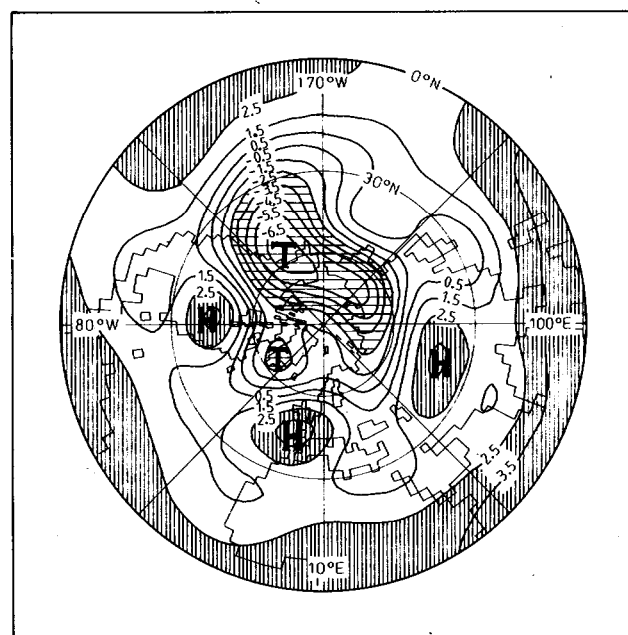
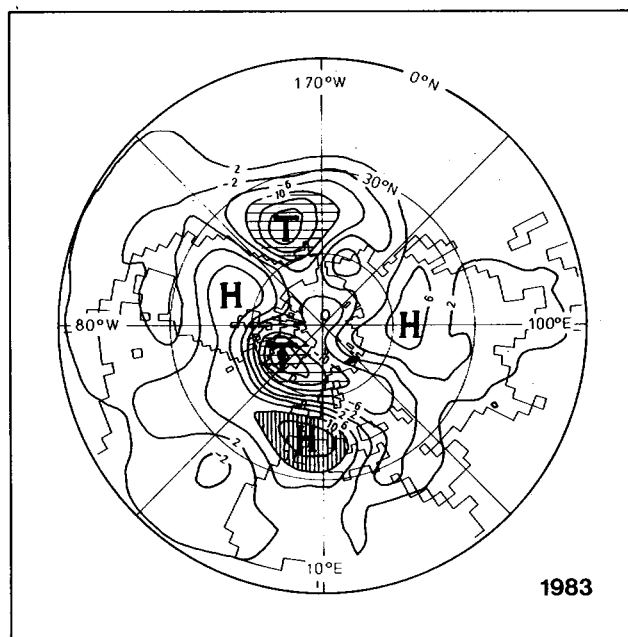


Abb. 8: Anomalien des nordhemisphärischen 500 hPa Höhenfeldes im Januar 1983, a) (oben) beobachtet (Contour Intervall 40m), b) (unten) berechnet (Contour Intervall 10m). Nach STORCH und KRUSE 1985.

In ersten Experimenten mit einem gekoppelten Modell wurde das regionale Pazifikmodell (Abschn. 3.1) und das T-21-Modell des EZMW (Abschn. 3.2) zusammengeköpelt. 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 Wechselwirkung im gekoppelten System erfolgt 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 in der hier beschriebenen Studie noch verzichtet. Das Atmosphärenmodell errechnet sich zwar den Wärmefluß aus der vom Ozeanmodell berechneten Meeresoberflächentemperatur, dieser Wärmefluß wirkt aber nicht zurück auf das Ozeanmodell. Weiterhin werden die interaktiven Größen Windstress und Meeresoberflächentemperatur nach einer Methode von SAUSEN et al. (1988) mit konstanten Korrekturen versehen, um eine Klimadrift während der Integration möglichst gering zu halten.

In einem ersten Experiment wurde zunächst die Antwort des gekoppelten Modells auf eine über dem äquatorialen Westpazifik eingebrachte Westwindanomalie untersucht. Einzelheiten können der Arbeit von LATIF et al. (1988) entnommen werden. 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 9 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. 9a) wie auch im gekoppelten Lauf (Abb. 9b) 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 9a und 9b 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.

Im äußersten Westen des Beckens kommt es zu einer anomalen Abkühlung, die durch starke nach Osten gerichtete Oberflächenströmungen hervorgerufen wird. Durch die Westwindanomalie werden Wassermassen vom Westrand des Modellbeckens weggeschoben, was zu einem ausglei-

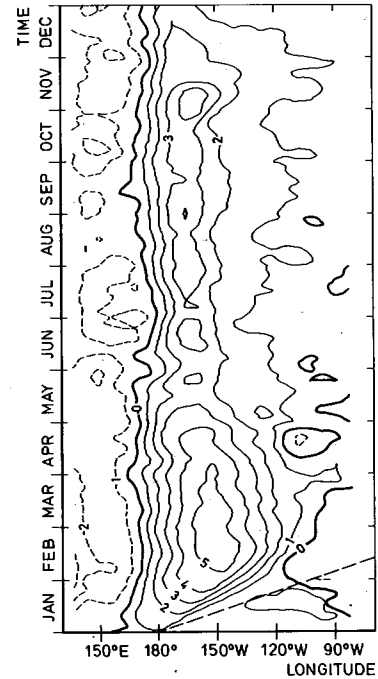
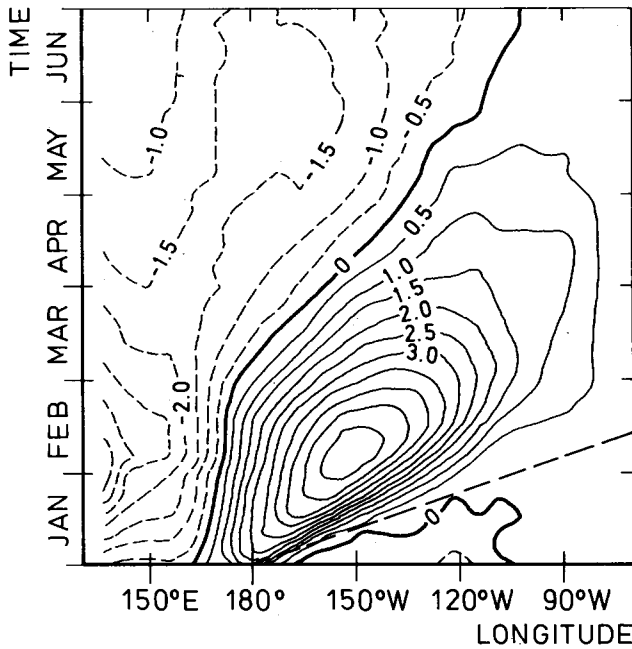


Abb. 9: Zeitliche Entwicklung der Anomalien der Meeresoberflächentemperatur längs des Äquators, a) (links) ungekoppelter Fall, b) (rechts) gekoppelter Fall.

chenden Aufquellen kühleren Wassers aus tiefer gelegenen Schichten führt.

Der wesentliche Unterschied zwischen der Antwort des ungekoppelten und des gekoppelten Ozeanmodells besteht in der Persistenz der Temperaturanomalien. Während im ungekoppelten Fall (Abb. 9a) die Anomalien der Meeresoberflächentemperatur relativ schnell wieder abklingen und nur eine typische Zeitskala von wenigen Monaten besitzen, sind sie im gekoppelten Fall (Abb. 9b) deutlich langlebiger. Die Lebensdauer der Anomalien im gekoppelten Lauf beträgt etwa ein Jahr, was der beobachteten Zeitskala (s. Abb. 3a) recht nahe kommt. Die Erhöhung der Persistenz im gekoppelten Experiment läßt sich 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. 10b). 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. 10a). 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, 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 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. 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 Diskrepanz scheint das gekoppelte Modell den entscheidenden Rückkopplungsmechanismus zu enthalten, so daß künftige Arbeiten auf diesem Modell aufbauen können.

4 Zusammenfassung und Ausblick

Die am Max-Planck-Institut durchgeführten numerischen Experimente zum ENSO-Phänomen zeigen, daß die durch langsam veränderliche Randbedingungen induzierte niederfrequente Variabilität in Ozean und Atmosphäre von den Modellen realistisch wiedergegeben wird. Anomalien der Meeresoberflächentemperatur konnten bei Vorgabe beobachteter Windfelder als Antrieb erfolgreich simuliert werden (Abb. 4). Umgekehrt konnte das oberflächennahe Windfeld bei Vorgabe beobachteter Meeresoberflächentemperaturen recht gut reproduziert werden (Abb. 6).

Diese Ergebnisse ermutigten zum nächsten Schritt, zur Kopplung beider Modelle. In einer ersten Studie mit dem gekoppelten Modell konnte gezeigt werden, daß die Persistenz von Temperaturanomalien im Ozean entscheidend von der Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre bestimmt wird.

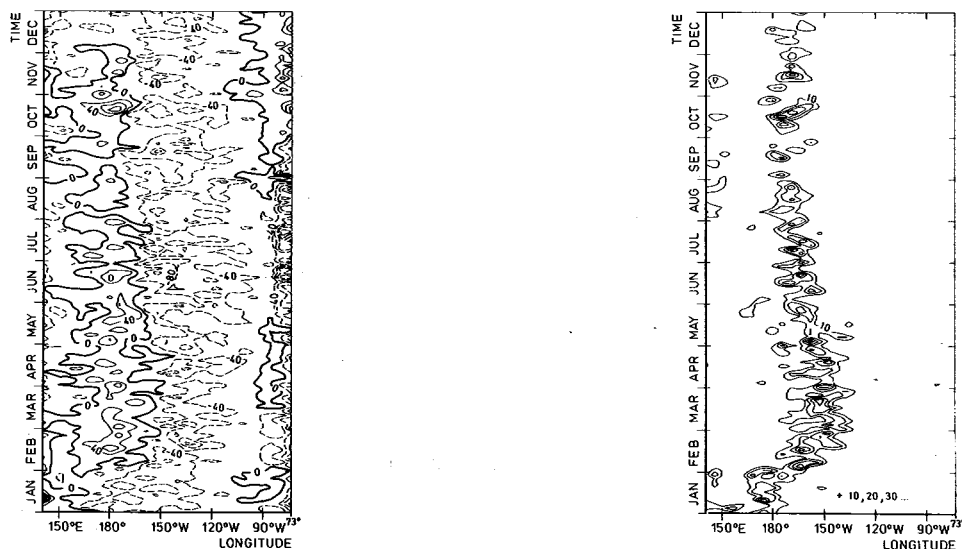


Abb. 10: Zeitliche Entwicklung des zonalen Windstresses (a) (links) und des konvektiven Niederschlags (b) (rechts) längs des Äquators im gekoppelten Fall. Der Isolinienabstand beträgt 40 mPa für den Stress und 10 mm/d für den Niederschlag.

Das hier vorgestellte Ozean-Atmosphärenmodell stellt die erste Stufe in einer Hierarchie hochauflösender gekoppelter Modelle dar. Mit diesem Modell ist geplant, Methoden zur ENSO-Vorhersage zu entwickeln. Dabei sollen die Verfahren im *hindcast mode* erprobt werden.

Als nächste Stufe in der Hierarchie werden die beiden anderen äquatorialen Ozeane, der äquatoriale Atlantik bzw. der äquatoriale Indische Ozean, in das gekoppelte Modell einbezogen. Wie das Korrelationsmuster der Abbildung 2 zeigt, finden sich auch über diesen Ozeanen signifikante ENSO-Korrelationen. Es soll u. a. untersucht werden, inwieweit pazifische Temperaturanomalien über eine geänderte atmosphärische Zirkulation Anomalien in den anderen beiden Ozeanen hervorrufen und ob es dort etwaige Vorboden für ENSO-Ereignisse gibt.

Im nächsten Schritt soll dann ein globales Ozeanmodell verwendet werden (s. Beitr. Nr. 4), um weitere Prozesse im System Ozean-Atmosphäre zu berücksichtigen. Damit könnte die Frage untersucht werden, ob ozeanische Anomalien aus niedrigen (höheren) Breiten in höhere (niedrige) Breiten wandern, oder ob die Ozeane über die Atmosphäre über größere Entfernungen hinweg miteinander wechselwirken.

Die Verifizierung der gekoppelten Modelle erfolgt in erster Linie an Hand von Beobachtungsdaten, die im Rahmen des TOGA-Experimentes gesammelt werden. Schon jetzt kann als Erfolg gewertet werden, daß die vollständige ENSO-Periode des Jahres 1987 im Rahmen des TOGA-Experimentes datenmäßig erfaßt wurde. Ein weiterer Schwerpunkt innerhalb von TOGA, an dem sich das Max-Planck-Institut beteiligt, sind Modellvergleiche mit gekoppelten Modellen verschiedener Forschungseinrichtungen.

Literatur

ARKIN, P. A.; J. D. KOPMAN; R. W. REYNOLDS (1983): 1982-1983 El Niño/Southern Oscillation Event Quick Look Atlas. NOAA/NWS, NMC, CAC, Washington, D. C. 20223

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, S. 820-829.

CUBASCH, U. (1985): The mean response of the ECMWF global model to the El Niño anomaly in extended range prediction experiments. *Atmosphere-Ocean*, 23 (1), S. 43-66.

DÜMENIL, L.; U. SCHLESE (1987): Description of the general circulation model. Climate simulations with the ECMWF T21 model in Hamburg, Large scale atmospheric modelling. Report No. 1, Meteorol. Inst. d. Universität Hamburg

FIRING, E.; R. LUKAS; J. SADLER; K. WYRTKI (1983): Equatorial undercurrent disappears during the 1982-1983 El Niño event. *Science*, 22, S. 1121-1123.

FISCHER, G. (1987): Climate simulations with the ECMWF T21 model in Hamburg, Large scale atmospheric modelling, Report No. 1, Meteorol. Inst. d. Univ. Hamburg.

KÄSE, R. H. (1985): El Niño. *Geowissenschaften in unserer Zeit*, 3, Nr. 4, S. 113-119.

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

LATIF, M.; J. BIERCAMP; H. v. STORCH (1988): The response of a coupled ocean atmosphere general circulation model to wind bursts. *J. Atmos. Sci.* Vol. 45, No. 6, S. 964-979.

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

OCEANUS (1984): Volume 27, Number 2, Summer issue.

RASMUSSEN, E. M.; 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, S. 354-384.

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

SAUSEN, R.; BARTHEL, K.; K. HASSELMANN (1988): Coupled ocean-atmosphere models with flux correction. *Climate Dynamics*, 2, S. 145-163.

V. STORCH, H.; H. A. KRUSE (1985): The extratropical atmospheric response to El Niño events - a multivariate significance analysis. *Tellus* 37, S. 361-377.

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