

Annalen der Meteorologie

29

Observation und Simulation der Atmosphäre

Symposium zur Einhundertjahrfeier
des Meteorologischen Observatoriums Potsdam
6. und 7. Mai 1993 in Potsdam

Offenbach am Main 1994
Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes
ISSN 0072-4122

Zur Herstellung dieses Buches wurde chlor- und säurefreies Papier verwendet.

ISSN 0072-4122

ISBN 3-88148-296-2

Alle Rechte vorbehalten. Nachdruck, auch auszugsweise, verboten. Kein Teil dieses Werkes darf ohne schriftliche Einwilligung des Deutschen Wetterdienstes in irgendeiner Form (Fotokopie, Mikrofilm, oder ein anderes Verfahren), auch nicht für Zwecke der Unterrichtsgestaltung, reproduziert oder unter Verwendung elektronischer Systeme verarbeitet, vervielfältigt oder verbreitet werden. Für den Inhalt sind die Autoren verantwortlich.

Herausgeber und Verlag:

Deutscher Wetterdienst

Zentralamt

Frankfurter Str. 135

63067 Offenbach am Main

WIE GUT KÖNNEN WIR DAS KLIMA MIT EINEM NUMERISCHEN MODELL DER ALLGEMEINEN ZIRKULATION SIMULIEREN?

Prof. Dr. Lennart Bengtsson
Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg

1. Einleitung

In der Klimaforschung ist es nicht immer selbstverständlich gewesen, Klima als hydrodynamischen Prozeß zu sehen. Für die meisten Physiker handelte es sich dabei eher um einen quasistationären Prozeß, wobei thermodynamische Fragestellungen im Vordergrund standen. In den 20er Jahren (z.B. Defant, 1921; Jeffreys 1926) entdeckte man jedoch, daß Wärmetransport und Rotationsmoment bei baroklinen Wellen eine fundamentale Rolle für die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre spielen. Charney (1959) zeigte, daß die symmetrische Hadley-Zirkulation die Temperaturdifferenz von 92°C (bedingt durch die Strahlungsverhältnisse) auf 70°C reduzieren könnte. Der Wärmetransport der Wellen halbiert diese Temperaturdifferenz weiter und senkt sie auf 35°C ! Eine genaue Untersuchung dieser komplexen nicht-linearen Prozesse unter realistischen Bedingungen war ohne numerische Modelle nicht möglich.

Der schnelle Erfolg der numerischen Wettervorhersage seit Anfang der 50er Jahre eröffnete der Klimaforschung jedoch völlig neue Möglichkeiten. Im Oktober 1955 fand am "Institute for Advanced Studies" in Princeton, USA, unter dem Vorsitz John von Neumanns eine Klimakonferenz statt. Hauptanliegen dieser Konferenz war es, auf der Grundlage der Methoden, die für die kurzfristige numerische Wettervorhersage entwickelt worden waren, ein radikal neues Konzept der Klimaforschung zu entwickeln. Von Neumann gab in der Einleitung folgende Begründung für die Rolle der *qualitativen* Berechnungen in der Klimaforschung:

"Vor 10 000 Jahren hat auf der Erde die Eiszeit geherrscht. Die durchschnittliche Temperatur der Atmosphäre lag zu jener Zeit knapp 10°C unter der heutigen. Diese Tatsache wird im allgemeinen mit einer unterschiedlichen Strahlungsintensität der Sonne erklärt. Dies ist zwar nicht die einzige, aber die am weitesten verbreitete Erklärung. Eine wichtige Frage, die bisher niemand mit dialektischen Methoden beantworten konnte, ist jedoch die, ob die Eiszeit auf eine Erwärmung oder eine Abkühlung der Sonne zurückzuführen ist! Beides wäre möglich, keine dieser beiden Möglichkeiten konnte jedoch bisher bewiesen werden.

Wenn nun solche einfachen Fragen der Wissenschaft nicht argumentativ gelöst werden können, dann wird deutlich, daß man die allgemeine Zirkulation als komplizierten hydrodynamischen Prozeß sehen muß und daß qualitative Argumente, die vielleicht in Vorstufen, in denen Berechnungen oft fehllaufen, nützlich sein können, völlig ungeeignet sind, auch nur einfache qualitative Antworten zu geben."

John von Neumann (1955)

Heute blicken wir zurück auf fast 40 Jahre systematischer Weiterentwicklung von immer realistischeren Modellen für die Atmosphäre. Wir sind auf dem Weg zu gekoppelten Modellen für das gesamte Klimasystem.

In diesem Vortrag werde ich mich jedoch auf die Atmosphäre beschränken und versuchen, die folgende allgemeine Frage zu beantworten: *Wie realistisch können wir heute Klima und Klimaprozesse mit einem hydrodynamischen globalen Modell simulieren?*

Der Klimabegriff, wie er hier verwendet werden soll, meint die Gesamtheit der verschiedenen Wetterbedingungen, die unter typischen unteren Randbedingungen und in einem gegebenen Zeitraum auftreten. Hier werden wir von einem Zeitraum von einem bis drei Jahrzehnten ausgehen. Ein Zeitraum von 30 Jahren ist wahrscheinlich das Minimum, denn in den Tropen wird die Strömung bei den unteren, nur langsam veränderlichen Randbedingungen (Meeresoberflächentemperatur und Bodenfeuchtigkeit) stark beeinflusst. In den höheren Breitengraden gibt es außerdem stark chaotische Prozesse auf verschiedenen Zeitskalen, die lange Integrationszeiten erfordern.

In der hier beschriebenen Untersuchung haben wir die Meeresoberflächentemperaturen vorgeschrieben, und zwar entweder als analysierte Monatsmittel für den Zeitraum 1979-1992 oder als klimatologischen Mittelwert für den Zeitraum 1979-1988.

Das Atmosphärenmodell ECHAM3 (Roeckner et al., 1992) wurde am Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg entwickelt. Es basiert auf dem Modell des EZMW, aber die wesentlichen subskaligen Prozesse wurden neu parameterisiert. Im ECHAM3-Modell wird außerdem eine aus Satellitenmessungen abgeleitete Landalbedo verwendet, es benötigt keine Envelope-Orographie und bezieht Wolkenwasser als zusätzliche Variable ein.

2. Das Klimamodell ECHAM3

Numerische Modelle der allgemeinen Zirkulation dienen der Reproduktion von Wetter und Klima, angefangen bei den primären physikalischen Gleichungen, wie die Erhaltung von Impuls, Wasser

und Masse. Bestehende Gleichungen können jedoch nur mit approximativen numerischen Methoden berechnet werden, die eine Diskretisierung der kontinuierlichen Gleichungen für Raum und Zeit erfordern. Die Ungenauigkeit numerischer Lösungen kann besonders bei grober Gittermaschenweite zu erheblichen Fehlern führen, die in der Regel auf ein sogenanntes *Parameterisierungsproblem* zurückzuführen sind, das meistens darin besteht, den statistischen Effekt der unaufgelösten Skalen einzubeziehen.

In den letzten Jahrzehnten hat die atmosphärische Modellierung erhebliche Fortschritte gemacht, und zwar sowohl bei der numerischen Wettervorhersage (numerical weather prediction - NWP) als auch bei der Entwicklung allgemeiner Zirkulationsmodelle (GCM - general circulation models, z.B. Bengtsson 1991, 1993). Verbesserte numerische Methoden (vor allem eine höhere horizontale Auflösung), feinere Parameterisierungsschemata und eine genauere Bestimmung der unteren Randbedingungen (Meeresoberflächentemperatur, Landoberflächenbedingungen) haben diese Entwicklung gefördert.

Bei der hier beschriebenen Untersuchung wurde mit dem ECHAM3-Modell (Roeckner et al., 1992) gearbeitet. ECHAM3 ist die dritte Generation des GCM, das in Deutschland für die globale Klimamodellierung verwendet wird. Es ist ein spektrales Transformationsmodell mit Dreiecksabschneidung und wurde aus dem mittelfristigen Vorhersagemodell des Europäischen Zentrums für Mittelfristige Wettervorhersage (EZMW) entwickelt. Die wichtigsten Eigenschaften des ECHAM3 sind in Tabelle 1 zusammengefaßt. Die meisten der Ergebnisse, über die hier berichtet wird, wurden bei einem Lauf mit einer T42-Auflösung erzielt. Das Modell ist aber bereits sehr häufig in horizontalen Auflösungen von T21 bis T106 benutzt worden.

Nach dem Vorschlag von Laursen und Eliassen (1989) wurde die horizontale Diffusion von der Wellenzahl abhängig gemacht, und zwar so, daß das Energiespektrum im Bereich der geostrophischen Kaskade k^{-3} folgt. Dies ist wichtig bei groben horizontalen Auflösungen, aber kaum notwendig bei T63 oder höheren Auflösungen, bei denen mit einer ∇^4 -Diffusion ziemlich ähnliche Ergebnisse erzielt werden.

Subskalige Prozesse werden in vereinfachter Form parameterisiert, weil einerseits Detailkenntnisse über Wolken (z.B. über turbulente Vermischung und Mikrophysik) fehlen, andererseits eine genauere Untersuchung (z.B. die Berechnung des Strahlungstransfers) gegenwärtig verfügbare Rechenkapazitäten überschreiten würde. Das Strahlungsschema benutzt eine breitbandige Formulierung der Gleichungen des Strahlungstransfers mit 6 spektralen Intervallen im infraroten und 4 Intervallen im solaren Bereich des Spektrums (Hense et al., 1982, Rockel et al., 1991). Auch

die Absorption von Gasen durch Wasserdampf, Kohlendioxid und Ozon sowie Streuung und Absorption durch Aerosole und Wolken werden berücksichtigt. Die optischen Eigenschaften von Wolken werden als Funktion des Wolkenwassergehalts, eine explizite Variable des Modells, parameterisiert.

Der vertikale turbulente Transfer von Impuls, Wärme, Wasserdampf und Wolkenwasser basiert auf der Monin-Obukhov-Ähnlichkeitstheorie für die bodennahe Luftschicht und auf dem Ansatz der turbulenten Diffusion für die Schichten darüber wie im ursprünglichen Modell des EZMW (Louis 1979). Der Transferkoeffizient von Strömungswiderstand und Wärme wird bestimmt durch die Rauigkeitslänge und die Richardson-Zahl, die vertikale turbulente Diffusion durch Windscherung, Mischungsweglänge und einer den Flüssigwassergehalt berücksichtigenden neu formulierten Richardson-Zahl (Brinkop, 1991, 1992).

Der Einfluß orographisch induzierter Schwerewellen auf den Impulshaushalt wird auf der Grundlage der linearen Theorie und der Dimensionsanalysen parameterisiert (Palmer et al., 1986, Miller et al., 1989). Der vertikale Aufbau des durch Schwerewellen ausgelösten Impulsflusses wird aus einem lokalen Richardson-Zahl berechnet, der die Entstehung von Turbulenz durch konvektive Instabilität und den Zerfall nahe dem kritischen Bereich beschreibt.

Die Parameterisierung der Kumuluskonvektion beruht auf dem Konzept des Massenflusses und umfaßt die Auswirkungen tiefer, flacher und mittlerer Konvektion auf Wärmehaushalt, Wasserdampf und Impuls (Tiedke, 1989). Kumuluswolken werden in einem Bulkmodell dargestellt, das die Auswirkungen von Entrainment und Detrainment auf Aufwind und Abwind der konvektiven Massenflüsse beinhaltet. Die Mischung aufgrund flacher Stratocumulus-Konvektion wird als vertikaler Diffusionsprozeß betrachtet, wobei die turbulente Diffusion vom Wassergehalt der Wolken, von der Wolkenverteilung und vom relativen Feuchtigkeitsgradienten im oberen Teil der Wolke abhängt.

Schichtenwolken werden mit einer Gleichung für Wassertransport unter Einbeziehung von Quellen und Senken durch Kondensation, Verdunstung und Niederschlagsbildung durch Verbinden von Tröpfchen und Sedimentation von Eiskristallen berechnet (Sundqvist, 1978; Roeckner et al., 1991). Subskalige Kondensation und Wolkenbildung werden berücksichtigt, indem angemessene Schwellenwerte für relative Luftfeuchtigkeit in Abhängigkeit von Höhe und statischer Stabilität definiert werden.

Das Erdbodenmodell berücksichtigt Wärme- und Wasserhaushalt im Boden, Schneebedeckung und Wärmehaushalt in permanentem Land- und Meereis (Dümenil und Todini, 1992). Die Gleichung für Wärmetransport wird in einem Modell mit 5 Schichten aufgelöst, wobei angenommen wird, daß der Wärmefluß unterhalb der untersten Schicht verschwindet. Die Rolle, die die Vegetation z.B. durch Auffangen von Regenwasser und Schnee in der Pflanzendecke und stomatale Kontrolle der Evapotranspiration spielt, wird grob vereinfacht. Das Modell enthält außerdem ein Abflußschema, das den lateralen Bodenwassertransport in Flußeinzugsgebieten und subskalige Variationen der Feldkapazität über inhomogenen Gebieten berücksichtigt.

Hier wäre die Frage interessant: Hätte man vor 100 Jahren mit dem empirischen Wissen von damals und den Rechenkapazitäten von heute Wetter und Klima simulieren können? In gewissem Sinne stehen wir in der Ozeanographie heute vor einem ähnlichen Problem. Wahrscheinlich wäre die Simulation möglich gewesen, aber es wären wohl erhebliche Probleme bei der Verarbeitung subskaliger Prozesse aufgetreten, und die Qualität wäre sicherlich nicht zufriedenstellend gewesen. Empirische Forschungen und weltraumgestützte Messungen, vor allem Satellitendaten zur Strahlungsbilanz und Feldmessungen zu Konvektion und Grenzschichtprozessen, sind hier von unschätzbarem Wert. Auch wenn ein Atmosphärenmodell auf den primären physikalischen Gleichungen aufbaut, ist die Spezifizierung einer Reihe von ergebnisrelevanten Parametern nur mit empirischen Daten und systematischer Validierung sukzessiver Modellsimulationen gegenüber Beobachtungsdaten von höchster Qualität möglich.

Mit dem ECHAM3 Modell wurde eine Reihe von Läufen über 10-13 Jahre mit unterschiedlichen atmosphärischen Anfangsbedingungen gestartet. Die Meeresoberflächentemperatur ging entweder als beobachteter Wert für den Zeitraum 1979 bis 1992 oder als über die Jahre 1979 bis 1988 gemittelter klimatologischer Wert ein. Die Validierung wurde mit am EZMW routinemäßig analysierten Daten vorgenommen.

3. Modellvalidierung

Sinn einer Simulation ist letztendlich eine Berechnung, die so genau ist, daß sie sich praktisch nicht von der Realität unterscheidet. Im Falle der Atmosphäre bedeutet dies, daß eine umfangreiche Berechnung einer willkürlich langen Reihe von simulierten Wetter- und Klimadaten zumindest statistisch völlig mit einer gleichlangen Folge von beobachteten Wetter- und Klimaereignissen übereinstimmen würde.

Wäre dies möglich, stände uns ein rechnerisches Werkzeug von unermeßlichem theoretischen und praktischen Wert zur Verfügung. Da eine Klimasimulation ein breites Spektrum von Parametern und Prozessen abdeckt, zu denen nicht zuletzt bestimmte extreme Ereignisse gehören, muß ihre Validierung sehr genau und umfassend sein. Eine Verifikationsmatrix, die den Anforderungen Genüge leistet, wurde von Gates (1992) vorgeschlagen und ist in Abb. 1 dargestellt.

3.1 Validierung der primären Variablen

Abb. 2 zeigt das 500 hPa Geopotential im nördlichen Winter (DJF) für die beiden Hemisphären. Abb. 2a und 2b zeigen das am EZMW analysierte und über die Jahre 1980-1992 gemittelte Geopotential, Abb. 2c-f die Ergebnisse von zwei unabhängig voneinander durchgeführten Simulationen (mit unterschiedlichen Anfangszuständen) mit beobachteten SST-Daten. Die Übereinstimmung ist im großen und ganzen zufriedenstellend. Für die nördliche Hemisphäre ist der simulierte Hochdruckrücken über dem Westen der USA zu schwach und über Westeuropa ein wenig zu stark, was sich teilweise auf das Stichprobenproblem zurückführen läßt, denn der Hochdruckrücken ist in Experiment 2 stärker ausgeprägt als in Experiment 1.

In der südlichen Hemisphäre haben die simulierten westlichen Winde bei niedrigeren geopotentiellen Werten und Temperaturen in hohen Breitengraden eine weitere Ausdehnung. Daraus ergeben sich systematische Fehler im Windfeld.

Abb. 3 zeigt das gleiche für den nördlichen Sommer (JJA). In der nördlichen Hemisphäre ist kein signifikanter Unterschied zu erkennen. In der südlichen Hemisphere ist die simulierte Zirkulation eher symmetrisch um den Pol, während in den analysierten Daten das Zentrum der Zirkulation über der Ross-See liegt.

Eine allgemeine Schwäche anderer GCMs (z.B. Boer et al., 1991) ist eine Kälteabweichung in den oberen Schichten der Troposphäre und den unteren Schichten der Stratosphäre im Polargebiet. Dieser Fehler tritt unabhängig von Jahreszeit, Hemisphäre, Modellaufbau und horizontaler Auflösung auf. Der Grund ist höchstwahrscheinlich eine unzureichende vertikale Auflösung in der Stratosphäre. Bei den meisten Modellen kommt es außerdem zu einer Wärmeabweichung in der oberen Troposphäre der Tropen. Neueste Experimente deuten darauf hin, daß dies wahrscheinlich auf Fehler im Strahlungstransferschema zurückzuführen ist.

May und Bengtsson (1993) haben mit einem 500 hPa geopotentiellen Höhenfeld die räumliche und zeitliche Variabilität für die verschiedenen Jahreszeiten untersucht. Hier zunächst einige Ergebnis-

se für den nördlichen Winter. Für dieses Experiment wurde ein Zeitraum von 96 Tagen gewählt, beginnend am 1. Dezember. Nach Pratt-(1976) ergibt sich bei einer gegebenen zonalen Wellenzahl k und einer Frequenz ω folgendes Spektrum der gesamten (T), der propagierenden (PR) und der stationären (SR) Abweichungen:

$$T(k, \omega) = \frac{1}{2} [P_{\omega}(C_k) + P_{\omega}(S_k)] \quad (3.1)$$

$$PR(k, \omega) = |Q_{\omega}(C_k, S_k)| \quad (3.2)$$

$$SR(k, \omega) = \sqrt{K_{\omega}^2(C_k, S_k) + \frac{1}{4} [P_{\omega}(C_k) - P_{\omega}(S_k)]^2} \quad (3.3)$$

wobei P_{ω} die Energie, Q_{ω} die Quadratur und K_{ω} das Kospektrum der Cosinus- ($C(k)$) und der Sinus-Koeffizienten ($S(k)$) der zonalen Fourierkomponente ist. Abb. 4 und Abb. 5 zeigen die Ergebnisse der zeitlichen und zonalen Mittelwerte für die Jahre 1979 bis 1992 (13 Jahre) bzw. für den Bereich zwischen 30° und 70° nördlicher bzw. südlicher Breite. Restwerte der jahreszeitlichen Mittel und Trends werden bei den Daten nicht berücksichtigt.

Abb. 4a zeigt das gesamte Spektrum für die mittleren Breiten der nördlichen Hemisphäre, berechnet mit den operationellen Analysewerten des EZMW. Das Spektrum hat 2 Maxima, eines bei hoher Frequenz von 3-5 Tagen und der Wellenzahl 5-7, das andere bei niedriger Frequenz von 8-20 Tagen mit der höchsten Energie bei der Wellenzahl 3. Das propagierende Spektrum, das hier nicht gezeigt wird, weist eine deutlichere Unterteilung in den Bereich niedriger Frequenzen bei der Wellenzahl 2 und hoher Frequenzen um die Wellenzahl 6 auf.

Abb. 4b zeigt das gleiche für die Simulation mit klimatologischen SST-Daten (die beiden Ensembles sind ziemlich ähnlich), Abb. 4c zeigt die Simulation mit beobachteten SST-Daten. Die beiden deutlich zu erkennenden Maxima zeigen, daß die Übereinstimmung ziemlich gut ist. In der Simulation mit klimatologischen SST-Daten ist die niederfrequente Variabilität tendenziell zu gering, die hochfrequente dagegen zu stark. Dies könnte darauf hinweisen, daß die beobachteten SST-Anomalien bis zu einem gewissen Grad den Energieaustausch in den westlichen Winden durch Energietransfer von hohe auf niedrige Frequenzen und auf niedrigere Wellenzahlen regulieren.

Unterschiede werden sowohl bei den propagierenden als auch bei den stationären Wellen deutlich.

Abb. 5 zeigt das gleiche für den südlichen Winter in der südlichen Hemisphäre für den Zeitraum von 96 Tagen ab dem 1. Juni. Es ergibt sich eine breitgefächerte Variabilität um die Wellenzahl 3, mit einem Frequenzmaximum bei 8-10 Tagen. Die Simulation ist ziemlich ähnlich, allerdings stärker ausgeprägt. Die Varianz ist räumlich begrenzter, mit einem deutlicheren Maximum bei Wellenzahl 3-4. Zwischen beiden Simulationen gibt es nur sehr geringe Unterschiede, woraus sich schließen läßt, daß die SST-Anomalien in höheren Breitengraden der südlichen Hemisphäre nicht so stark zum Tragen kommen.

Positive, persistente Anomalien oder Blockierung sind Phänomene, die auf Klima und Wetter nachhaltigen Einfluß ausüben. Mit einem Variabilitätsschwellenwert für die verschiedenen Jahreszeiten (100 m im Winter), der durch die natürliche Jahreszeitenvariabilität normalisiert wird, wurden positive Anomalien mit einer Lebensdauer von 9 Tagen oder mehr berechnet. Abb. 6 zeigt im Vergleich die Häufigkeit des Auftretens solcher Blockierungsmuster bei Berechnungen mit EZMW-Analysen (6a) und bei Simulationen (6b).

Sowohl die analysierten Daten als auch die simulierten Daten zeigen, wenn auch mit geringfügigen Unterschieden, drei Zentren des Blockierungsgeschehens über dem Pazifik, dem Atlantik und über Westrußland. In der Simulation dehnt sich die Blockierung über dem Pazifik weiter nach Norden aus, über Nordamerika gibt es deutlich weniger persistente Anomalien.

Die simulierten makroturbulenten Transporte von Wärme und Impuls stimmen in der Validierung im großen und ganzen mit den analysierten Daten überein, wenn auch tendenziell der hochfrequente Bereich etwas überschätzt und der niedrigfrequente Bereich etwas unterschätzt wird.

3.2 Validierung der Prozesse

Die Validierung der verschiedenen physikalischen Prozesse, wie Wärmebilanz in der Atmosphäre, Wasserkreislauf und Strahlungseffekt von Wolken, wird sehr sorgfältig und arbeitsintensiv betrieben. Allerdings fehlen für diese Größen genaue Daten, so daß es noch nicht möglich ist, die Leistungsfähigkeit des Modells in dieser Hinsicht angemessen zu beurteilen.

Abb. 7 zeigt die Energiebilanz der Atmosphäre. Die einfallende Sonneneinstrahlung beträgt im globalen Jahresmittel 341 W/m^2 (1/4 der Solarkonstante), wovon ca. 30% durch Wolken, Rückstreuung über Luft und Staubpartikel sowie Bodenreflektion zurückreflektiert werden. Von den restlichen 236 W/m^2 erreichen 169 W/m^2 die Erdoberfläche und 68 W/m^2 werden in der Atmosphäre absorbiert.

Die gleiche Wärmemenge gibt die Erde durch langwellige Strahlung ab. Dieser Prozeß ist jedoch ziemlich kompliziert, weil die Erdoberfläche sowohl durch Wärmeabstrahlung von der Oberfläche als auch durch fühlbare und latente Wärme flüsse abgekühlt wird. Hier muß festgehalten werden, daß die Verdunstung die Erdoberfläche um ca. 50% stärker abkühlt als die Nettostrahlung.

Die Beobachtungsdaten sind Schätzungen von Ramanathan et al., die berechneten Daten sind über 10 Jahre gemittelte Werte aus dem ECHAM3 Modell. Dabei ist zu beachten, daß die Wärmebilanz im Modell 4 W/m^2 oder 1 cal/s/m^2 beträgt. Etwa $1/2 \text{ W/m}^2$ sind Abrundungsfehler, weitere $1/2 \text{ W/m}^2$ ergeben sich aus der Akkumulation von Schnee auf Gletschern. Der systematische Fehler beträgt infolgedessen 3 W/m^2 .

Nur wenige Parameter sind im großskaligen Bereich so schwierig zu messen wie Niederschlag. Niederschlag zeigt auch bei geringer konvektiver Aktivität und über fast flachem Terrain signifikante Unterschiede schon innerhalb weniger hundert Meter auf (siehe Bergeron, 1970). Es überrascht daher kaum, daß heute verfügbare Berechnungen des Bodenniederschlags selbst für die Erde insgesamt erheblich voneinander abweichen. Die heutigen Klimaberechnungen für Meeresgebiete stützen sich fast ausschließlich auf die großskalige Energiebilanz. Wir werden die Ergebnisse des GEWEX-Projekts abwarten müssen, um vielleicht deutlich verbesserte Berechnungen zu erhalten, die größtenteils von neuen Meßmethoden, aber auch von Fortschritten in der Datenverarbeitung abhängen werden.

Tabelle 2 zeigt eine Reihe von verschiedenen Berechnungen des globalen Jahresniederschlags über Land und Meer. Im ersten Teil sind die Ergebnisse von unabhängig voneinander vorgenommenen empirischen Schätzungen aufgelistet, der zweite Teil zeigt den mit dem operationellen Modell des EZMW berechneten Niederschlag innerhalb von 12 Monaten, und zwar vom 1.5.1990 bis 30.4.1991 (Klinker, pers. Mitt.). Zu dieser Zeit arbeitete das EZMW mit einem spektralen Transformationsmodell mit einer T106-Auflösung und 19 vertikalen Schichten - der gleichen Vertikalauflösung wie in ECHAM3. Der Niederschlag wurde zwischen Tag 2 und Tag 3 aus dem Ensemble aller Vorhersagen über diesen Zeitraum berechnet. Die Auswahl gerade dieses Zeitintervalls sollte Anlaufprobleme aufgrund der Initialisierung so gering wie möglich halten und gleichzeitig schwerwiegendere systematische Modellfehler vermeiden. Interessanterweise kommt die Simulation mit ECHAM3 den fünf verschiedenen Werten sehr nahe, und gleichzeitig unterscheiden sich die Berechnungen mit dem EZMW-Modell nicht mehr voneinander als die empirischen Ergebnissen untereinander.

Noch schwieriger ist die Validierung der geographischen Verteilung von Niederschlag. Abb. 8 zeigt einen Vergleich zwischen Niederschlag über Land nach Legates und Willmott (1990) und mit ECHAM3 simulierten, über 10 Jahre und für Sommer und Winter getrennt gemittelten Niederschlag. Die großskalige Übereinstimmung ist relativ gut, auch wenn die Simulation einige Mängel aufweist, wie etwa zu geringen Niederschlag über Land in mittleren Breitengraden der nördlichen Hemisphere im Sommer. Dagegen fiel für diese Region der Niederschlag im Winter meist zu hoch aus. Im zonalen Mittel ist der Gesamtniederschlag in tropischen und subtropischen Regionen in guter Übereinstimmung, aber es bestehen erhebliche regionale Unterschiede (hier nicht gezeigt). So fällt beispielsweise der Niederschlagswert für den Sommer über Mittelamerika zu hoch und entsprechend über Indien zu niedrig aus. Der Niederschlag im südlichen Sommer (JJA) über Australien und Südafrika ist zu hoch. Numerische Experimente haben gezeigt, daß die unzureichenden Ergebnisse beim Niederschlag in den Tropen weniger auf lokal verstärkte Landoberflächenprozesse als auf Fehler bei der großskaligen Zirkulation zurückzuführen sind. So sind zum Beispiel Orographie oder spezifische Land-See-Kontraste bei einer T42-Auflösung nur grob berücksichtigt. In den Tropen, wo El-Niño-Ereignisse stark auf die Hadley-Walker-Zirkulation einwirken, spielt auch das Stichprobenproblem eine große Rolle. Deshalb ist es besonders wichtig, den simulierten Niederschlag in den Tropen mit beobachtetem Niederschlag für das gleiche Jahr, für das auch die SST-Daten benutzt wurden, zu validieren.

Wolken spielen in den Klimamodellen eine wichtige Rolle, denn sie haben sowohl auf die Temperatur als auch auf die Zirkulation großen Einfluß. Nach ERBE Messungen bewirken Wolken insgesamt eine Abkühlung der Erdoberfläche und der unteren Atmosphäre um $15\text{-}20\text{ W/m}^2$. Dieser Wert ergibt sich aus der Differenz von zwei relativ hohen Werten: einerseits führt die Absorption der thermischen Strahlung von der Erdoberfläche durch Wolken zu einer *Erwärmung*, andererseits bewirkt die verstärkte Reflektion der Sonneneinstrahlung eine *Abkühlung*.

Der sogenannte Wolkenantrieb läßt sich mit Hilfe von Satellitenmessungen berechnen, indem man die Strahlung im solaren und terrestrischen Spektrum an den gleichen Orten der Erde mit und ohne Bewölkung mißt. Diese Art der Berechnung wird auch im Modell durchgeführt. Abb. 9 zeigt den sogenannten Wolkenantrieb durch langwellige Ausstrahlung von der Erdoberfläche, Sonneneinstrahlung und den Nettowolkenantrieb (Erde und Sonne) nach Beobachtungsdaten für das Jahr 1985.

Auch wenn die Übereinstimmung beim Nettowolkenantrieb ziemlich groß ist, zeigen sich in hohen Breitengraden bei $50\text{-}60^\circ$ erhebliche Differenzen. Wie aus Abb. 9b ist ersichtlich, hängt dies vor

allem mit einer Unterschätzung des kurzwelligen Wolkenantriebs in den Bahnen der Tiefdruckgebiete zusammen, wo das Modell in der Tat die tiefliegenden Schichtwolken unterschätzt. Andere Regionen, in denen die Schichtwolken unterschätzt werden, sind die Gebiete über den Ozeanen westlich von Kalifornien, Chile und Namibia. Hier sollte bemerkt werden, daß der systematische Unterschied zwischen dem Wolkenantrieb bei "beobachteten Daten" aus ERBE und dieser ziemlich realistischen Simulation einen sehr viel größeren Einfluß hat als die Verdoppelung des CO₂-Gehalts.

3.3 Validierung der Phänomene

Das TOGA-Programm hat dazu beigetragen, das El-Niño-Phänomen mit seinen Temperaturschwankungen an der Oberfläche des tropischen Pazifik und deren Auswirkungen auf die großskalige Zirkulation besser zu verstehen. Im Zeitraum 1979-1988 haben zwei El-Niño-Ereignisse eine wichtige Rolle gespielt, und zwar 1982/83 und 1987/88. Das Ereignis von 1982/83 war das stärkste, das je beobachtet worden war.

Eine wichtige Frage im Zusammenhang mit langfristigen Vorhersagen ist die nach dem Einfluß der Meeresoberflächentemperatur auf die tropische Zirkulation. Ein geeignetes Maß für die großskalige Hadley-Walker-Zirkulation ist das Geschwindigkeitspotential in 200 hPa. Abb. 10 zeigt sechs verschiedene Simulationen des Geschwindigkeitspotentials für Juli 1983. In den sechs Simulationen werden identische Beobachtungsdaten zur Meeresoberflächentemperatur, aber jeweils unterschiedliche Anfangszustände verwendet - die meisten Simulationen wurden 4 Jahre früher gestartet. Wie zu erkennen ist, wird die Gesamtzirkulation gut reproduziert.

Abb. 11 zeigt in ähnlicher Form sechs verschiedene Realisierungen des Geopotentials in 500 hPa für die nördliche Hemisphäre im Januar 1983. Die Strömung weist signifikante Unterschiede auf und wird zu sehr unterschiedlichen Klimabedingungen in mittleren und höheren Breitengraden führen. Eine genauere Untersuchung (Arpe et al., 1993) hat gezeigt, daß die Vorhersagbarkeit je nach Gebiet, Jahreszeit und den verschiedenen Phasen des El-Niño-Zyklus sehr unterschiedlich ist. Im Äquatorgebiet ist die Vorhersagbarkeit am größten, während in Nord- und Westeuropa chaotische Prozesse dominieren und die Vorhersagbarkeit zumindest ab Zeiträumen von mehreren Wochen oder sogar Jahreszeiten sehr begrenzt ist.

Auch extreme Ereignisse wie außertropische und tropische Zyklonen wurden in die Simulation einbezogen. Sie sind gut reproduziert, allerdings im allgemeinen weniger ausgeprägt als die beobachteten Ereignisse. Experimente mit sehr viel höherer horizontaler Auflösung weisen darauf hin, daß

dafür vor allem eine zu geringe Auflösung verantwortlich ist. Sehr realistische Simulationen der Verteilung von tropischen Zyklonen mit einer T106 Version des ECHAM3 (Bengtsson et al., 1994) haben dies sehr deutlich gezeigt (Abb. 12)

4. Klimasimulation

Das letzte Thema, mit dem wir uns hier beschäftigen wollen, ist Klimasimulation im eher herkömmlichen Sinn. In einer früheren Arbeit (Lohmann et al., 1993) sollte untersucht werden, ob und wieweit es möglich ist, mit monatlichen Mittelwerten von Oberflächentemperatur und Niederschlag eine Köppen-Klimatologie zu reproduzieren. Das Ergebnis war mit einer sehr guten Übereinstimmung mit beobachtetem Klima sehr zufriedenstellend. Abb. 13 zeigt ausgewählte Klimastatistiken, die aus einer Reihe von Stationen gewonnen wurden, die alle ein typisches Köppen-Klima repräsentieren. Es sollte allerdings erwähnt werden, daß das T42-Modell keine Klimastatistiken für einzelne Stationen reproduzieren kann. Das Diagramm in Abb. 13 sollte als Darstellung eines Gebietes, dessen Größe der Auflösung des Modells entspricht, betrachtet werden. Das Diagramm ist geeignet, die Jahreszeitenvariabilität aufzuzeigen, wie in Abb. 14 zu sehen ist, die das Klima in Hamburg in einer Serie von 30-Jahres-Simulationen darstellt. Zu beachten ist vor allem, daß es bei der Jahreszeitenvariabilität so gut wie keinen Unterschied zwischen beobachteten und klimatologischen Meeresoberflächentemperaturen gibt. Abb. 15 zeigt zwei Beispiele von typischen extremen Wintern, die mit identischen Meeresoberflächentemperaturen errechnet wurden.

Bei der Untersuchung der Frage, wie genau ECHAM3 Vegetationszonen oder Biome reproduzieren kann, wurde eine ähnliche Form der Modellvalidierung verwendet (Claussen und Esch, 1994). In das Biomemodell von Prentice et al. (1992) wurden mit ECHAM3 erzeugte Klimadaten zu Temperatur in Bodennähe, Niederschlag und Anzahl der Stunden direkter Sonneneinstrahlung eingesetzt, um globale Muster potentieller, natürlicher Pflanzenbildung, oder Biome, vorherzusagen. Damit sollte die Möglichkeit gezeigt werden, mit einem Biomemodell ein allgemeines Zirkulationsmodell zu testen und gleichzeitig einzuschätzen, wie sich mit Modellen simulierte vergangene oder zukünftige Klimate auswirken könnten.

Zwischen Biomen, die mit beobachteten und simulierten Klimabedingungen erzeugt wurden, besteht insgesamt eine gute Übereinstimmung (Abb. 16). Allerdings gibt es auch Abweichungen, wie Unterschiede zwischen Biomen in Australien, in der Kalahari-Wüste und im Zentrum Nordamerikas zeigen. Diese Abweichungen sind auf Fehler im simulierten Niederschlag und inkorrekte Sommer- oder Wintertemperaturen zurückzuführen.

5. Schlußfolgerungen

Die Entwicklung realistischer Modelle zur Simulation von Wetter und Klima hat erhebliche Fortschritte gemacht. Auch wenn bei einigen fundamentalen Größen wie zonal gemittelte Temperatur und Windfeld noch systematische Fehler auftreten, können die Modelle mit bemerkenswerter Genauigkeit das charakteristische Spektrum atmosphärischer Bewegungen reproduzieren. Zugbahnen tropischer Wirbelstürme, Blockierungen und typischen Veränderungen des Indexzyklus werden gut wiedergegeben.

Auch die Jahreszeitenvariabilität in den Tropen, die besonders von Unterschieden in der Meeresoberflächentemperatur abhängt, die hier vor allem durch El-Niño-Ereignisse verursacht werden, wird im Modell realistisch simuliert. Die Jahreszeitenvariabilität in mittleren und höheren Breitengraden wird nur zum Teil durch Anomalien der Meeresoberflächentemperatur angetrieben. Über Europa dominiert aufgrund der atmosphärischen Dynamik vor allem chaotische Variabilität.

Wasser- und Energiekreislauf werden im Rahmen der vorhandenen Beobachtungen realistisch modelliert. Dabei treten jedoch regionale Unzulänglichkeiten auf, für die es diverse Gründe gibt, die sich auf Schwächen im Modell zurückführen lassen, wie etwa unzureichende vertikale und horizontale Auflösung, ungenaue Berechnung der Strahlungstransfergleichung und grob vereinfachte Einbeziehung von Wolken. Hier müssen Unzulänglichkeiten im Modell systematisch aufgedeckt und realistischere Modellfassungen entwickelt werden, so wie dies im Bereich der mittelfristigen Wettervorhersage am EZMW erfolgreich geschehen ist, als innerhalb von etwa 10 Jahren die systematischen Modellfehler um eine Größenordnung reduziert werden konnten (Bengtsson 1991).

6. Literatur

- 1) Arpe, K., L. Bengtsson und E. Rockner, 1993: The impact of SST anomalies on the variability of atmospheric circulation in the ECHAM3 model. Submitted for publication.
- 2) Asselin, R., 1972: Frequency filter for time integrations. Mon. Wea. Rev., 100, 487-490.
- 3) Baumgartner, A. und E. Reichel, 1975: The World Water Balance - Mean Annual Global, Continental and Maritime Precipitation, Evaporation and Runoff. R. Oldenbourg, München, Wien, 179 S.
- 4) Bengtsson, L., 1991: Advances in numerical prediction of the atmospheric circulation in the extra-tropics. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 117, 855-902.
- 5) Bengtsson, L., 1993: Klima und Wetter auf dem Computer. In: Horizonte - Wie weit reicht unsere Erkenntnis heute? Verhandlungen der Gesellschaft Deutscher Naturforscher und Ärzte, 117. Versammlung, Aachen 1992, Wissenschaftliche Verlagsgesellschaft Stuttgart, 81-103.
- 6) Bengtsson, L., M. Esch, und M. Botzet, 1993: Hurricane-type vortices in a general circulation model, Part I. Report No. 123, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg.
- 7) Bergeron, T., 1970: Mesometeorological Studies of Precipitation, IV. Orographic and Convective Rainfall Patterns, Report No. 20, Department of Meteorology, Uppsala, Sweden.
- 8) Boer, G.J., K. Arpe, M. Blackburn, M. Dequé, W.L. Gates, T.L. Hart, H. Le Treut, E. Roeckner, D.A. Sheinin, I. Simmonds, R.N.B. Smith, T. Tokioka, R.T. Wetherald und D. Williamson, 1991: An intercomparison of the climate simulated by 14 atmospheric general circulation models. CAS/JSC Working Group on Numerical Experimentation, Report No. 15, WMO/TD No. 425.
- 9) Brinkop, S., 1991: Inclusion of cloud processes in the ECHAM PBL parameterization. In R. Sausen (Ed.), Studying Climate with the ECHAM Atmospheric Model. Large-Scale Atmospheric Modelling, Report No. 2, 5-14, Meteorologisches Institut der Universität Hamburg.
- 10) Brinkop, S., 1992: Parameterisierung von Grönschichtwolken für Zirkulationsmodelle. Berichte aus dem Zentrum für Meeres- und Klimaforschung, Reihe A: Meteorologie, Nr. 2, Meteorologisches Institut der Universität Hamburg, 77p.

- 11) Budyko, M.I., 1978: The heat balance of the earth. In: J. Gribbin (Ed.) Climate change, Cambridge University Press, 85-113.
- 12) Charney, J.G., 1959: On the theory of the general circulation of the atmosphere. In B. Bolin (Ed.), The atmosphere and the sea in motion, New York, Rockefeller Inst. Press, 178-193.
- 13) Claussen, M. und M. Esch, 1994: Biomes computed from simulated climatologies, Climate Dyn., 9, 235-243.
- 14) Defant, A., 1921: Die Zirkulation der Atmosphäre in den gemäßigten Breiten der Erde. Geograf. Anm., 3, 209-266.
- 15) Dümenil, L. und E. Todini, 1992: A rainfall-runoff scheme for use in the Hamburg climate model. In: J.P. O'Kane (Ed.), Advances in Theoretical Hydrology - A Tribute to James Doo-ge. European Geophysical Society Series on Hydrological Sciences, 1, Elsevier.
- 16) Gates, W.L., 1992: The Validation of Atmospheric Models, Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison, Report No. 1.
- 17) Henning, D., 1989: Atlas of the surface heat balance of the continents. Components and parameters estimated from climatological data. Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart, 402 S
- 18) Hense, A., M. Kerschgens und E. Raschke, 1982: An economical method for computing radiative transfer in circulation models. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 108, 231-252.
- 19) Jeffreys, H., 1926: On the dynamics of geostrophic winds. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 52, 85-104.
- 20) Laursen, L. und E. Eliassen, 1989: On the effects of the damping mechanisms in an atmospheric general circulation model. Tellus, 41A, 385-400.
- 21) Legates, D.R. und C.J. Willmott, 1990: Mean seasonal and spatial variability in gauge corrected global precipitation. J. Clim., 10, 524-539.
- 22) Lohmann, U., R. Sausen, L. Bengtsson, U. Cubasch, J. Perlwitz und E. Roeckner, 1993: The Köppen Climate Classification as a Diagnostic Tool for General Circulation Models. Climate Research, Vol. 3, 177-193.
- 23) May, W. und L. Bengtsson, 1993: On the intra-seasonal variability within the extratropics in a general circulation model and observational data. Submitted for publication.

- 24) Miller, M.J., A. Beljaars und T.N. Palmer, 1992: The sensitivity of the ECMWF model to the parameterization of evaporation from the tropical oceans. J. Clim., in press.
- 25) Miller, M.J., T.N. Palmer und R. Swinbank, 1989: Parameterization and influence of sub-grid scale orography in general circulation and numerical weather prediction models. Met. Atm. Phys., 40, 84 -109.
- 26) Palmer, T.N., G.J. Shutts und R. Swinbank, 1986: Alleviation of a systematic westerly bias in general circulation and numerical weather prediction models through an orographic gravity wave drag parameterization. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 112, 1001-1031.
- 27) Pratt, R.W., 1976: The interpretation of space-time spectral quantities. J. Atmos. Sci., 33, 1060-1066.
- 28) Prentice, I.C., W. Cramer, S.P. Harrison, R. Leemans, R.A. Monserud und A.M. Solomon, 1992: A global biome model based on plant physiology and dominance, soil properties and climate. Journal of Biogeography, 19, 117-134.
- 29) Rockel, B., E. Raschke und B. Weynes, 1991: A parameterization of broad band radiative transfer properties of water, ice and mixed clouds. Beitr. Phys. Atmosph., 64, 1-12.
- 30) Roeckner, E., K. Arpe, L. Bengtsson, S. Brinkop, L. Dümenil, M. Esch, E. Kirk, F. Lunkeit, M. Ponater, B. Rockel, R. Sausen, U. Schlese, S. Schubert und M. Windelband, 1992: Simulation of the present-day climate with the ECHAM model: Impact of model physics and resolution. Report No. 93, Max-Planck-Institut für Meteorologie Hamburg.
- 31) Roeckner, E., M. Rieland und E. Keup, 1991: Modelling of cloud and radiation in the ECHAM model. In: ECMWF/WCRP Workshop on "Clouds, Radiative Transfer and the Hydrological Cycle" 12-15 Nov. 1990, ECMWF, Reading, U.K., 199-222.
- 32) Tiedtke, M., 1989: A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. Mon. Wea. Rev., 117, 1779-1800.
- 33) von Neumann, J., 1959: Some remarks on the problem of forecasting climate fluctuations. In R. L. Pfeffer (Ed.) Dynamics of Climate, Pergamon Press, 9-11.

Tabelle 1: Das ECHAM3-Modell (Zusammenfassung).

Das Atmosphären-Modell ECHAM3-T42L19	
Prognostische Variable:	ζ , D, T_w , q, $\ln(p_s)$, m (Wolkenwasser)
Vertikale Darstellung:	Hybrides Koordinatensystem ($\sigma \rightarrow p$ mit zunehmender Höhe), 19 Niveaus (Oberstes Niveau 10 hPa)
Horizontale Darstellung:	Spektral mit Dreiecksabschneidung bei Großkreiswellenzahl 42. Transformationsmethode: nicht linear und diabatische Terme werden auf Gauß'schem Gitter (2.8°) berechnet.
Zeitintegration:	Semi-implizit. Leapfrog mit Zeitfilter (Asselin, 1972) $\Delta t = 24$ min
Orographie:	Mittlere Orographie
Strahlung:	Zwei-Strom-Approximation, abhängig von der CO_2 -Konzentration und vom vorhergesagten Wolkenwassergehalt, 4 solare und 6 terrestrische Frequenzintervalle, Jahresgang, Tagesgang (Hense et al., 1982, Rockel et al., 1991)
Bodenalbedo:	klimatologisch, jedoch Erhöhung bei Schnee
Horizontale Diffusion:	Skalenabhängig (Laursen und Eliassen, 1989)
Vertikale Diffusion:	am Boden: Ähnlichkeitshypothese, Schwachwindkorrektur (Miller et al., 1992) Ekman-schicht und freie Atmosphäre: Gradientansatz. Ri-Zahl revidiert, um Feuchteffekte zu berücksichtigen
Gebirgsinduzierter Impulsfluß:	"gravity wave drag" (Miller et al., 1989)
Konvektion:	"Mass flux" (Tiedke, 1989)
Wolken und Niederschlag:	Prognostische Gleichung für Wolkenwassergehalt (Roeckner et al., 1991)
Erdbodenprozesse:	5-Schichten-Wärmeleitungsmodell Wasserbilanz (Dümenil und Todini, 1992)
Meeresoberflächentemperatur:	1979-1988 AMIP-SST und 1989- Reynolds (pers.Mitt.)

Tabelle 2: Globaler Wasserhaushalt in cm Wassersäule pro Jahr.

P = Niederschlag, E = Verdunstung

i) geschätzt nach Budyko (1978), Baumgartner & Reichel (1975), Henning (1989) und nach U.S. Nat. Res. Council

ii) Berechnet aus dem EZMW Modell Mai '90 - April '91 (Ensemble 2-3 Tage)

iii) Klimasimulation mit ECHAM-3, heutiges Klima, Mittelwert über 10 Jahre

		Kontinente			Ozeane		Globales Mittel
		P	E	Rf	P	E	P=E
i)	Budyko (1978)	80	45	35	127	140	113
	Baumgartner & Reichel (1975)	75	48	27	111	122	100
	Henning (1989)	78	44	34	104	118	97
	U.S. Nat. Res. Council	72	48	24	110	120	99
	Mittelwert	76	46	30	113	125	102
ii)	EZMW (1992) 1.5.90-30.4.91	81	57	24	113	123	104=105*
iii)	ECHAM3 (1979-1988)	75	46	29	115	128	103

*) noch nicht in der Bilanz

KLIMASTATISTIK

	Mittelwerte	Varianz	Frequenz- distribution
Variable (Temperatur, Geopotential, Wind ...)			
Prozesse (Flüsse, Rück- kopplungspro- zesse, Nieder- schlag ...)		Simuliert ± Fehler Beobachtet ± Fehler	
Phänomene (Zyklone, Monsune, ENSO ...)			

Abb. 1: Beispiel einer Verifikationsmatrix mit Validierung von Variablen, Abläufen und Ereignissen auf der Vertikalen, Mittelwerten, Varianzen und ausgewählten Häufigkeitsverteilungen auf der Horizontalen. Ziel einer solchen Matrix ist unter anderem die genaue Meßbarkeit sowohl von beobachteten als auch von simulierten Werten.

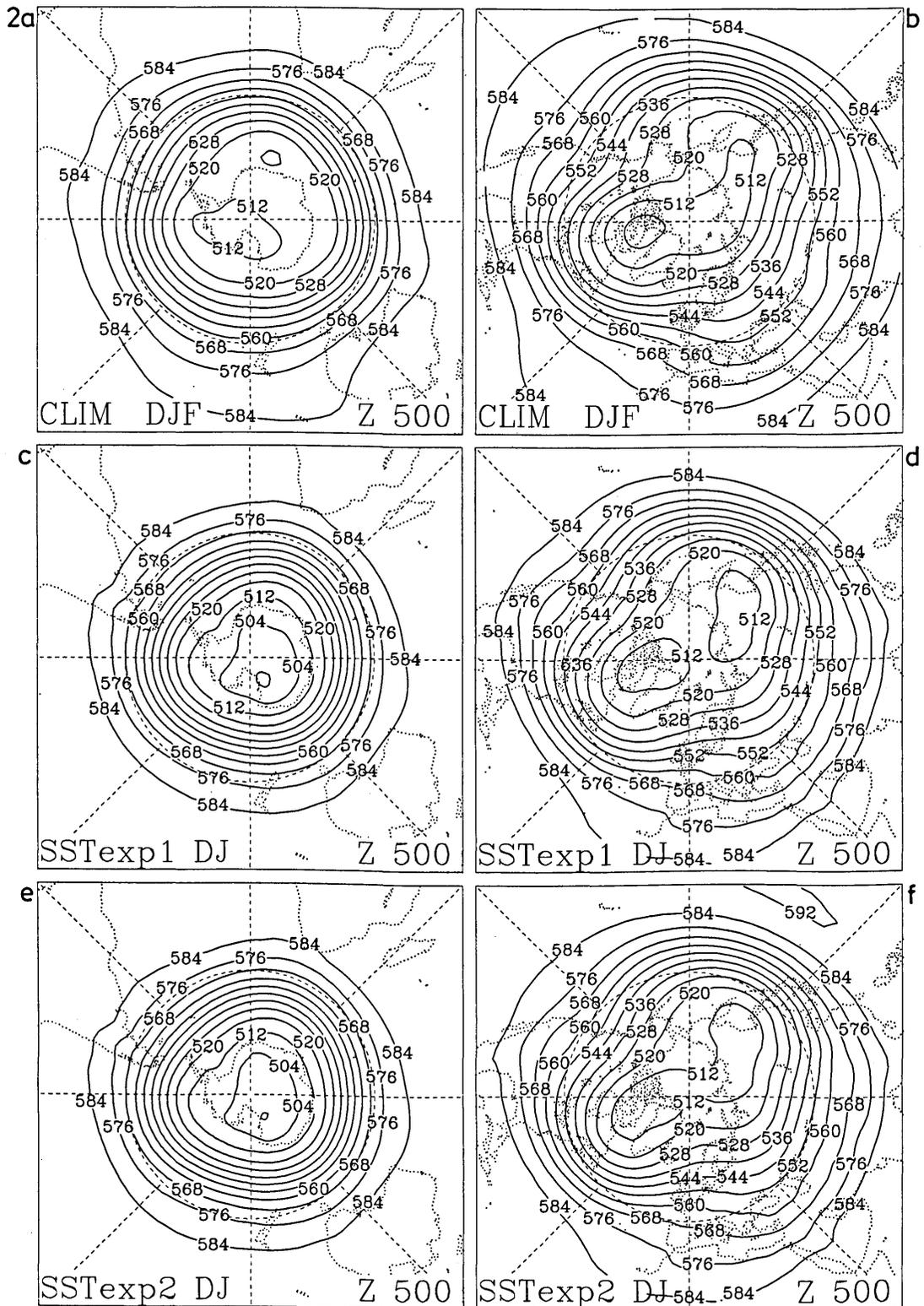


Abb. 2: 2 a-b: Klimatologie des 500 hPa Geopotentials im nördlichen Winter auf der südlichen bzw. nördlichen Hemisphäre. 2 c-f: Das gleiche für zwei verschiedene Simulationen mit beobachteten SST-Daten.

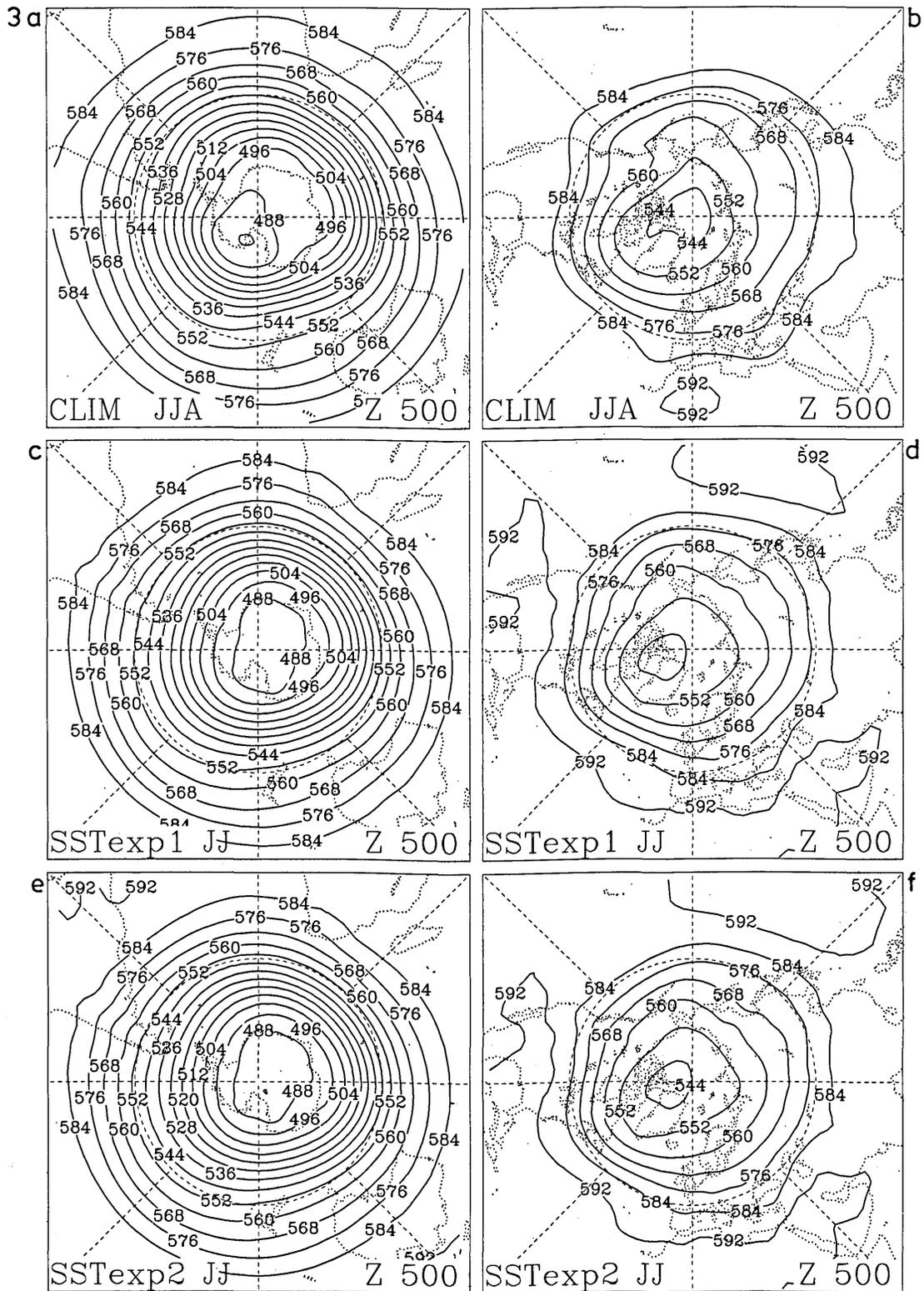
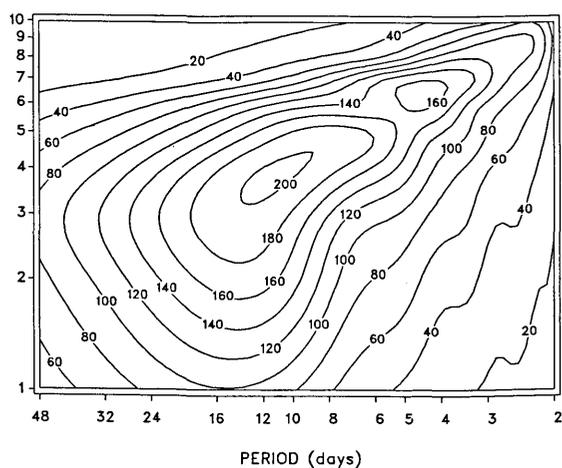
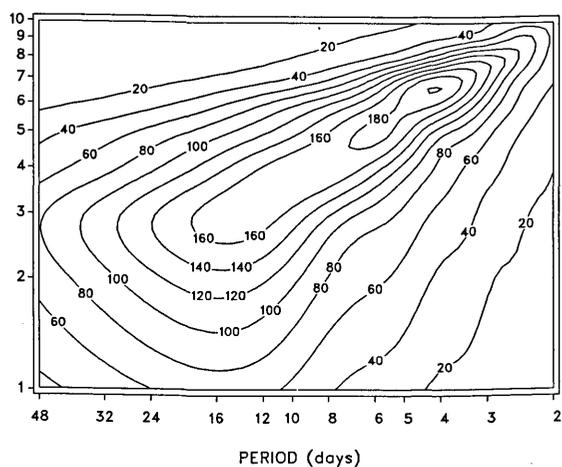


Abb. 3: 3 a-b: Klimatologie des 500 hPa Geopotentials im nördlichen Sommer auf der südlichen bzw. nördlichen Hemisphäre. 3 c-f: Das gleiche für zwei verschiedene Simulationen.

4a ECMWF ANA DJF 30.0N-70.0N TOTAL SPECTRUM



b ECHAM CLIM DJF 30.0N-70.0N TOTAL SPECTRUM



c ECHAM SST2 DJF 30.0N-70.0N TOTAL SPECTRUM

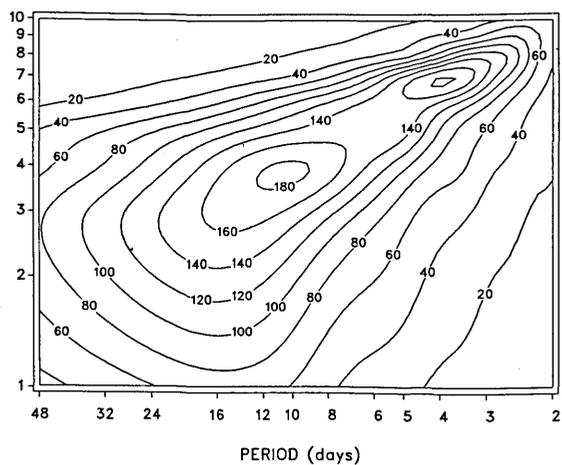
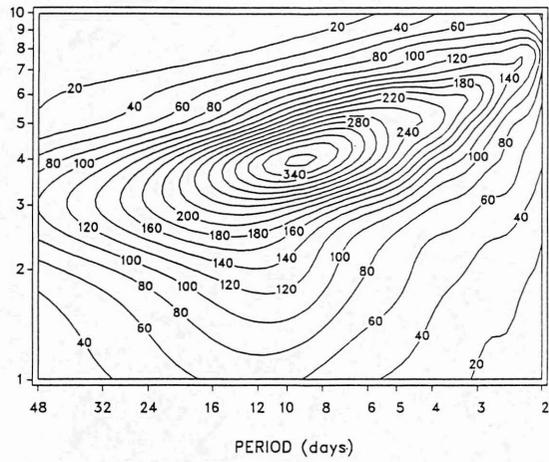
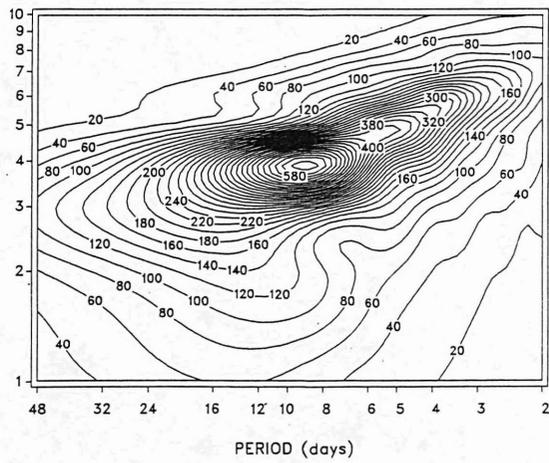


Abb. 4: Analysiertes und beobachtetes Energiediagramm der Frequenzwellenzahl im Winter (DJF) für das 500 hPa Geopotential im Breitengradbereich 30°N-70°N. 4a zeigt die analysierten Daten, 4b die mit klimatologischer SST simulierten Daten und 4c die Simulation mit beobachteten SST.

5a ECMWF ANA JJA 70.0S-30.0S TOTAL SPECTRUM



b ECHAM CLIM JJA 70.0S-30.0S TOTAL SPECTRUM



c ECHAM SST2 JJA 70.0S-30.0S TOTAL SPECTRUM

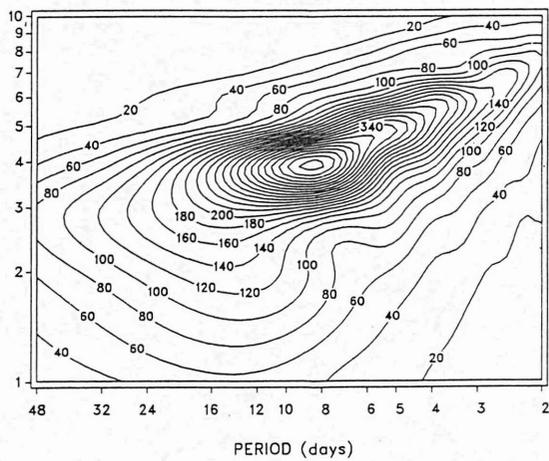
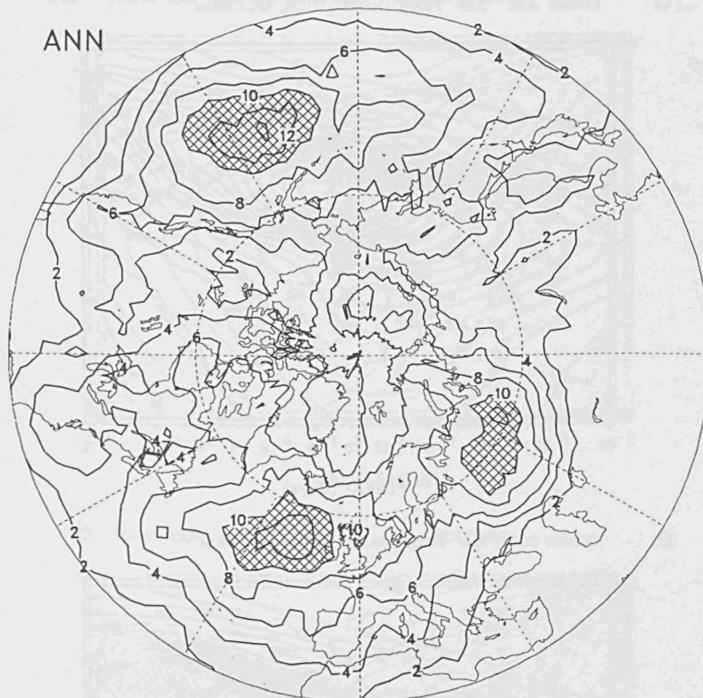


Abb. 5: Das gleiche für die südliche Hemisphäre im südlichen Winter (JJA).

6a



6b

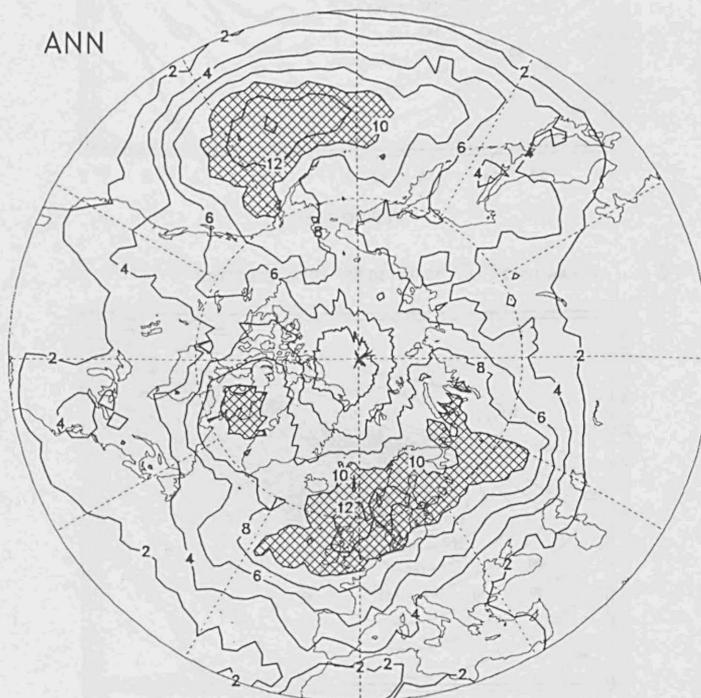


Abb. 6: Analyalisierte (6a) und simulierte (6b) Blockierungsfrequenz bei 500 hPa. Näheres siehe Text.

Modell: ECHAM 3 (T42)
 Beobachtung: Ramanathan et al (1989)

Mittel über 10 Jahre
 (Beob.)

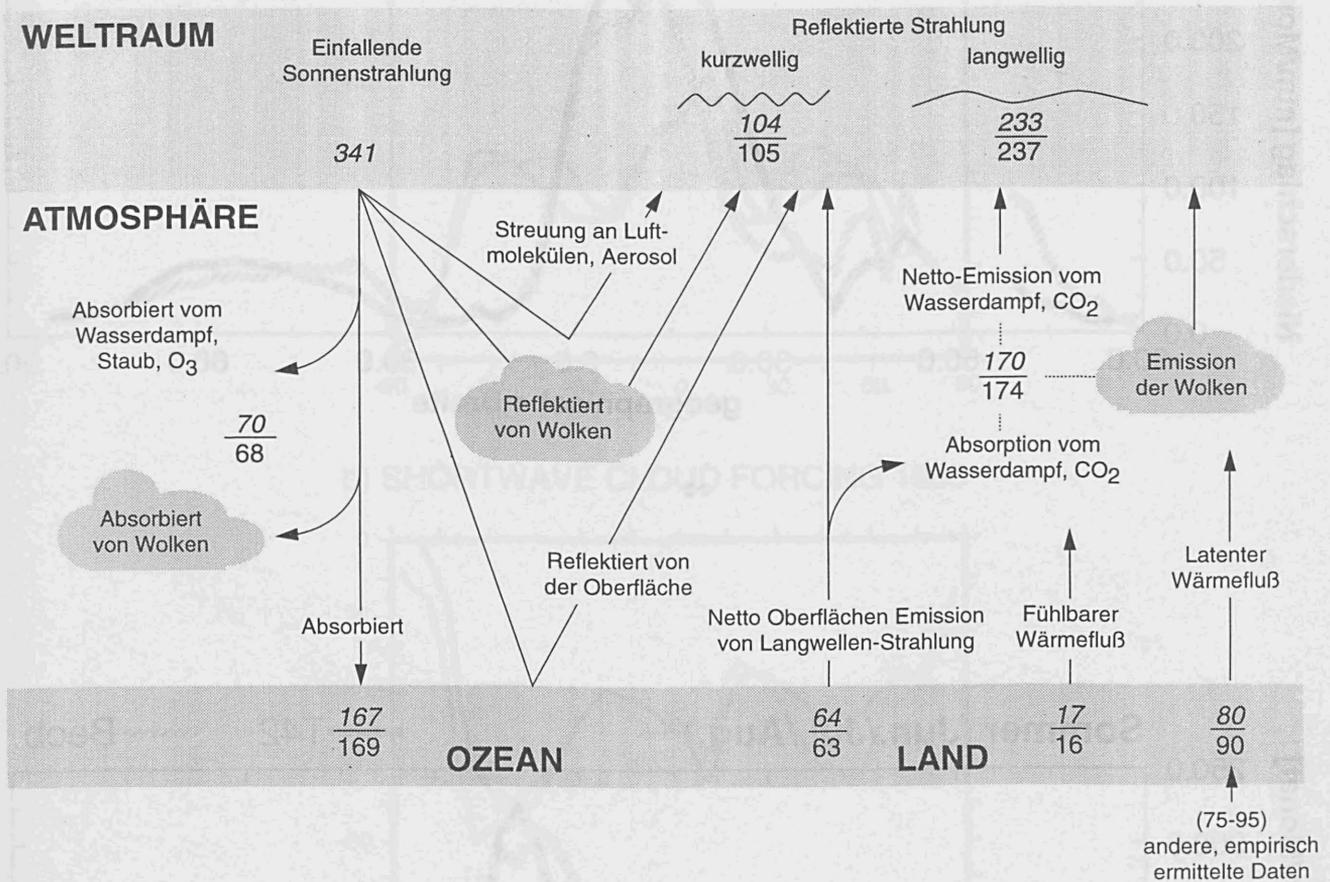


Abb. 7: Energiebilanz der Atmosphäre. Beobachtete Daten aus Ramanathan et al., simulierte Daten aus Experimenten mit klimatologischen SST-Daten. Das Ergebnis des Experiments mit beobachteten SST-Daten ist praktisch identisch.

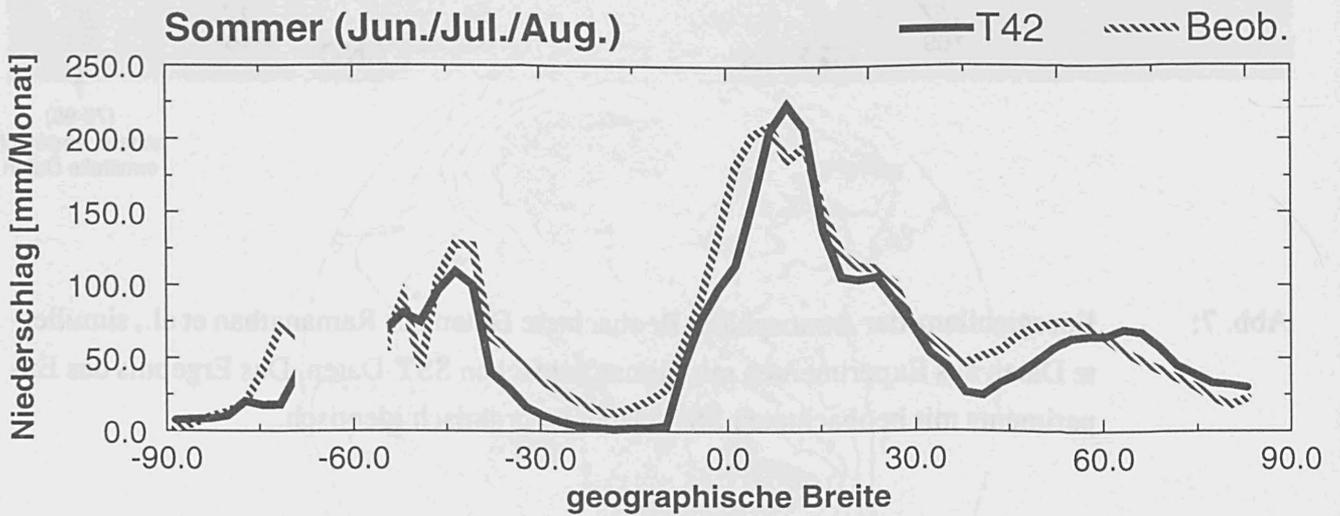
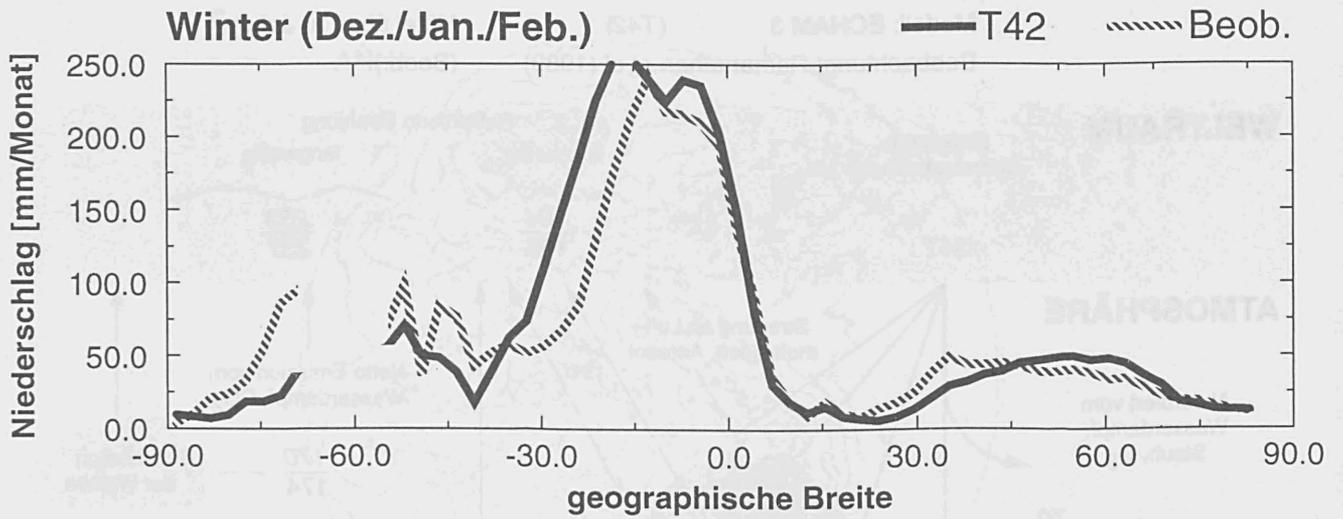
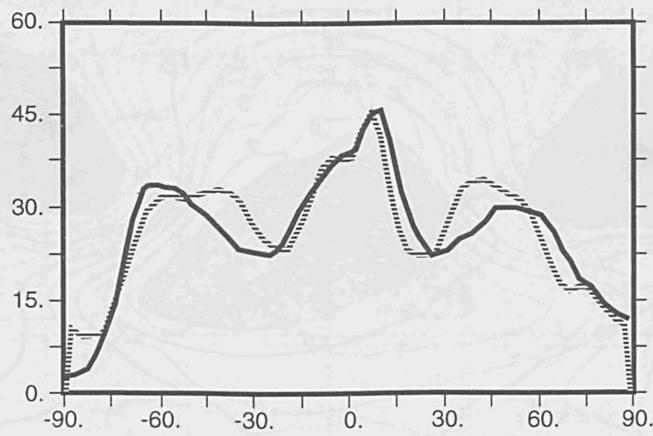
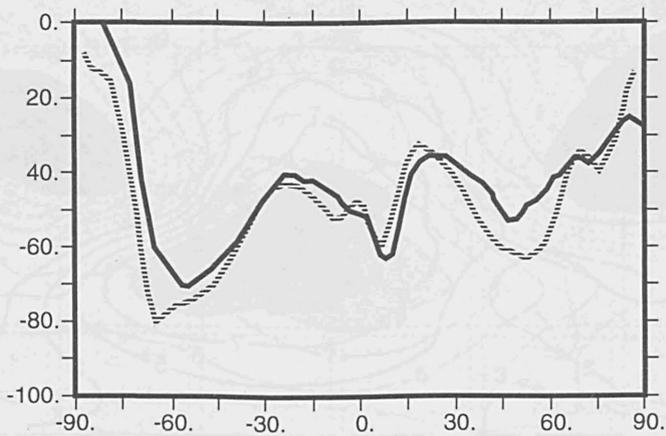


Abb. 8: Niederschlag über Land. Durchgezogene Linie: über 10 Jahre gemittelte Werte aus ECHAM3. Gestrichelte Linie: klimatologische Schätzungen nach Legates und Willmott (1990), oben Mittelwerte für Dezember bis Februar, unten für Juni bis August.

a) LONGWAVE CLOUD FORCING 1985



b) SHORTWAVE CLOUD FORCING 1985



c) NET CLOUD FORCING TOA 1985

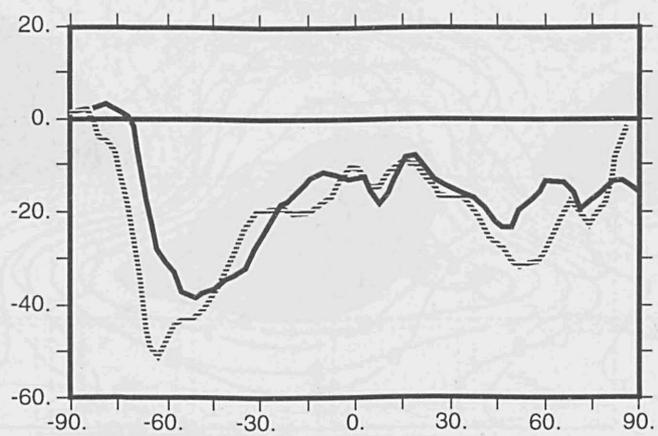


Abb. 9: Simulierte Daten (durchgezogene Linie) und aus ERBE berechnete Daten (gestrichelte Linie) des Wolkenantriebs aufgrund von a) Ausstrahlung von der Erdoberfläche, b) Sonneneinstrahlung und c) Nettostrahlung.

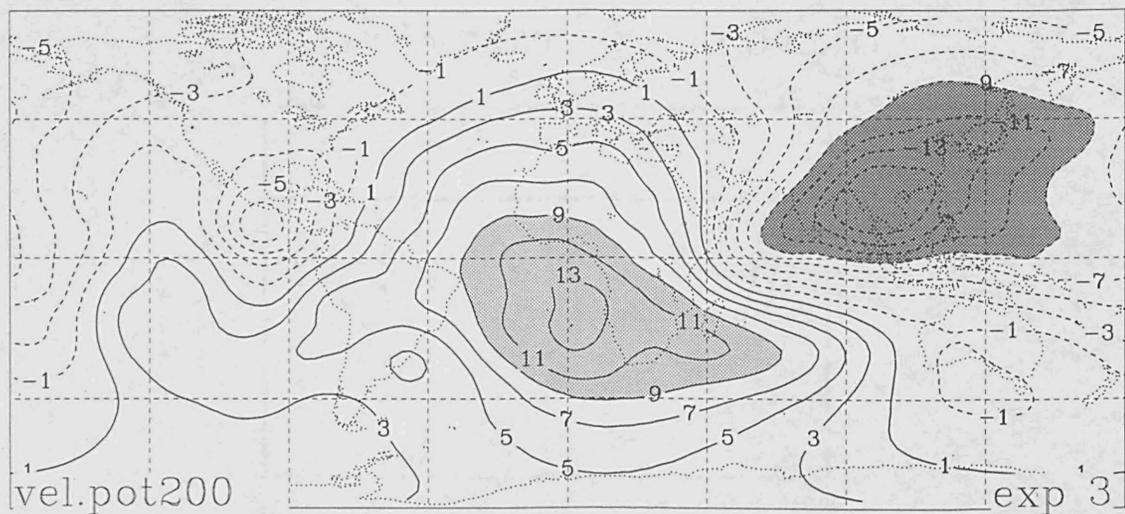
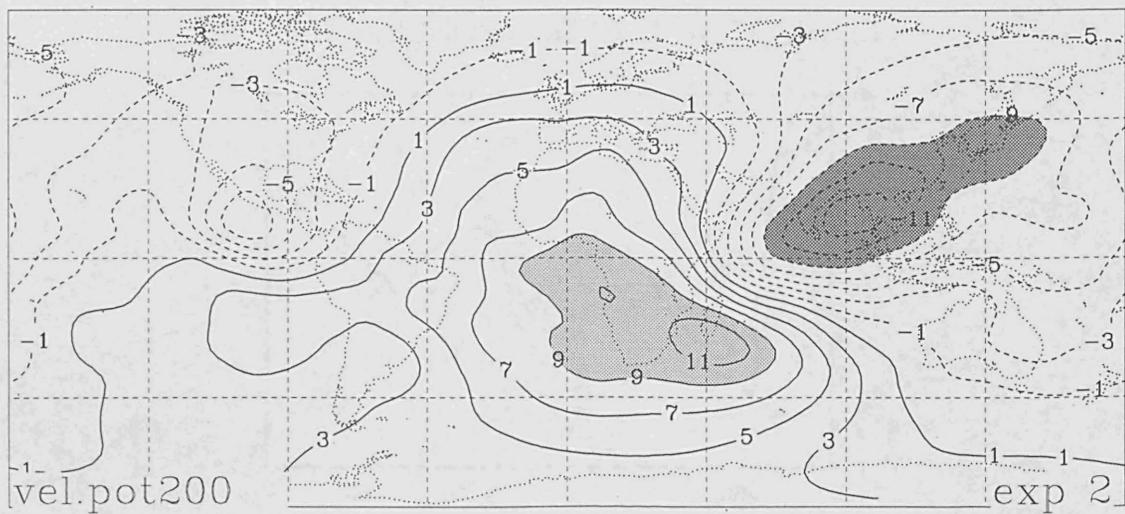
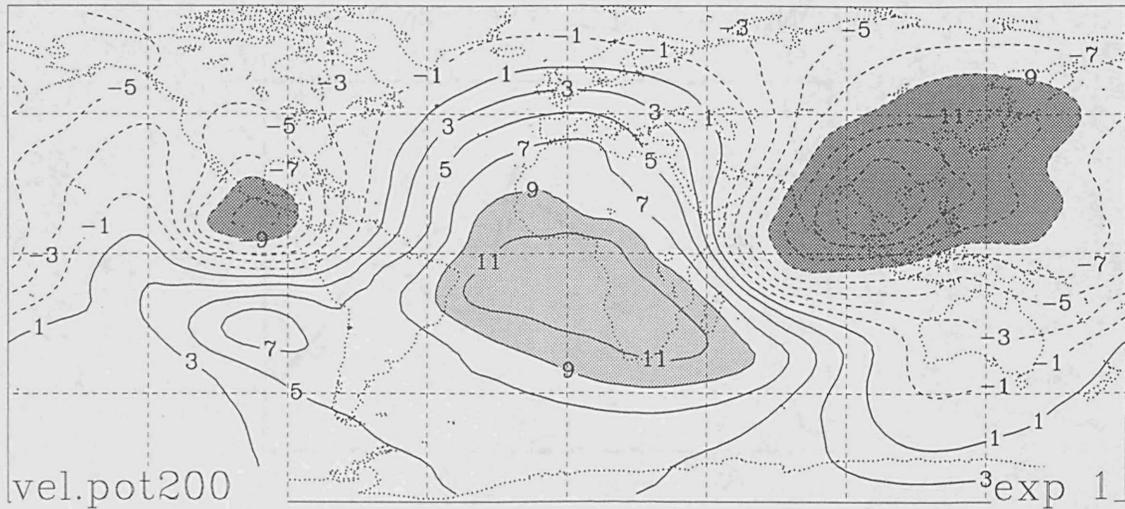
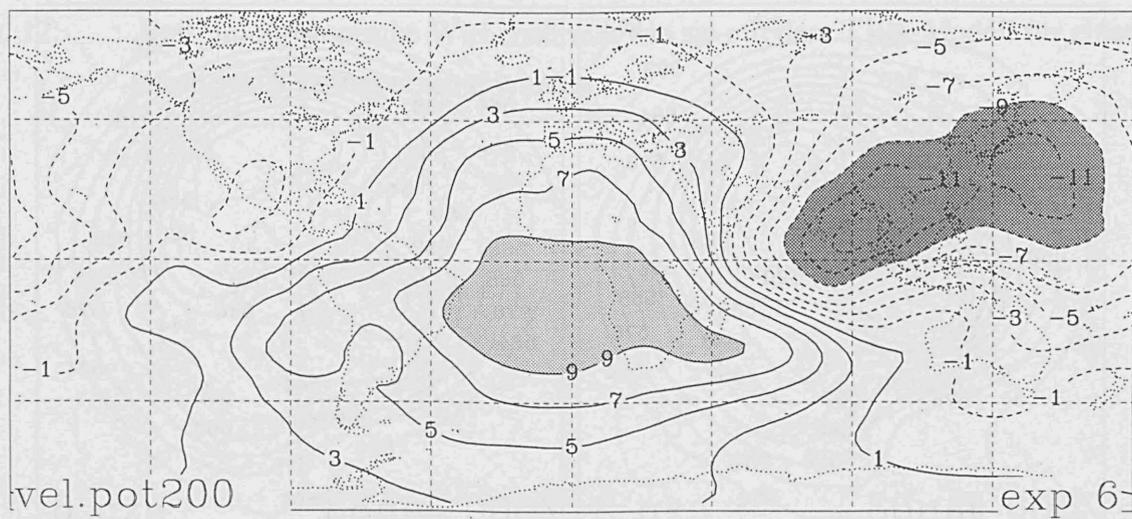
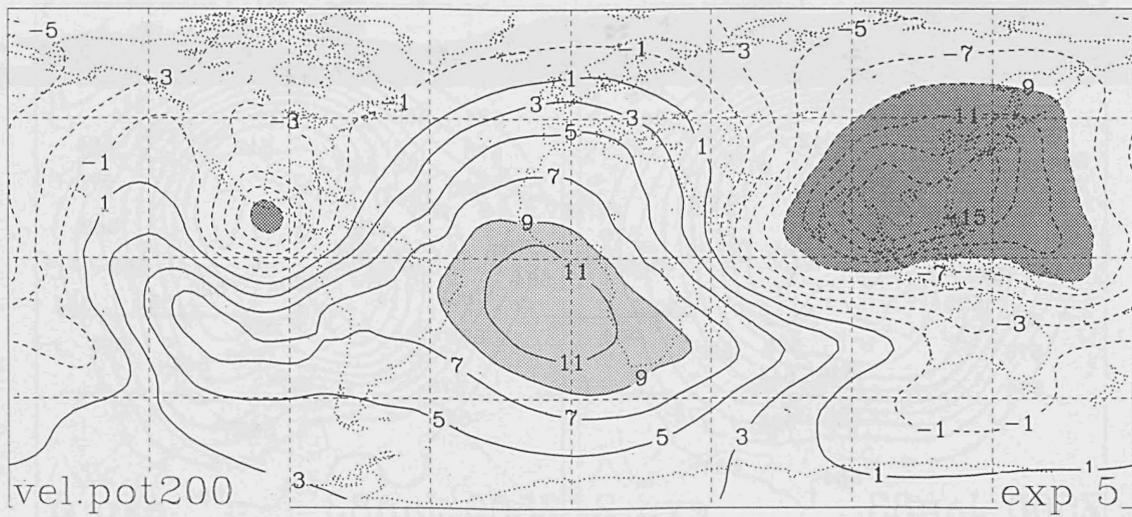
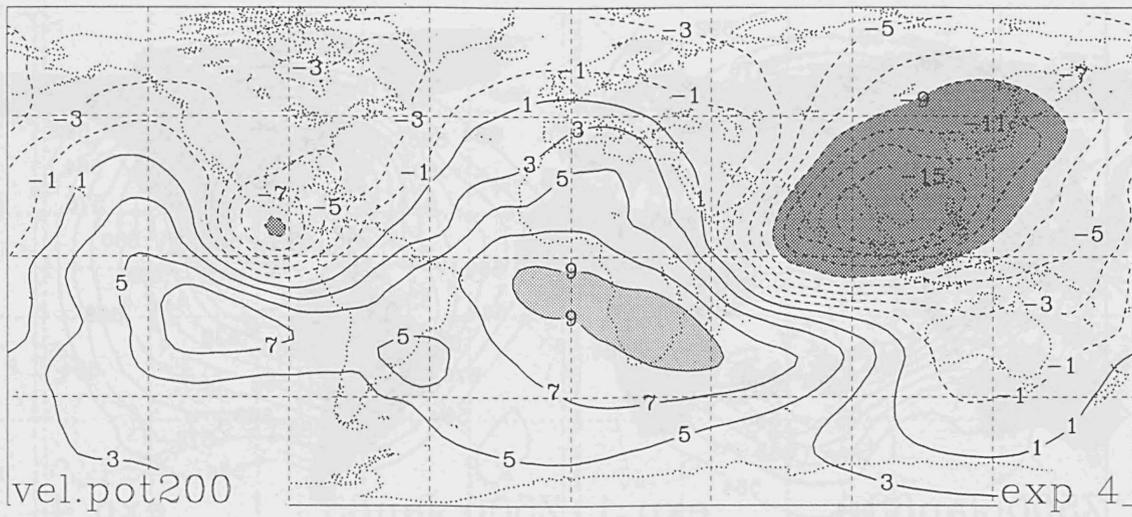


Abb. 10: Sechs verschiedene Realisierungen des 200 hPa Geschwindigkeitspotentials für Juli 1983. Dabei wurden identische beobachtete SST, aber unterschiedliche Anfangszustände zugrundegelegt.



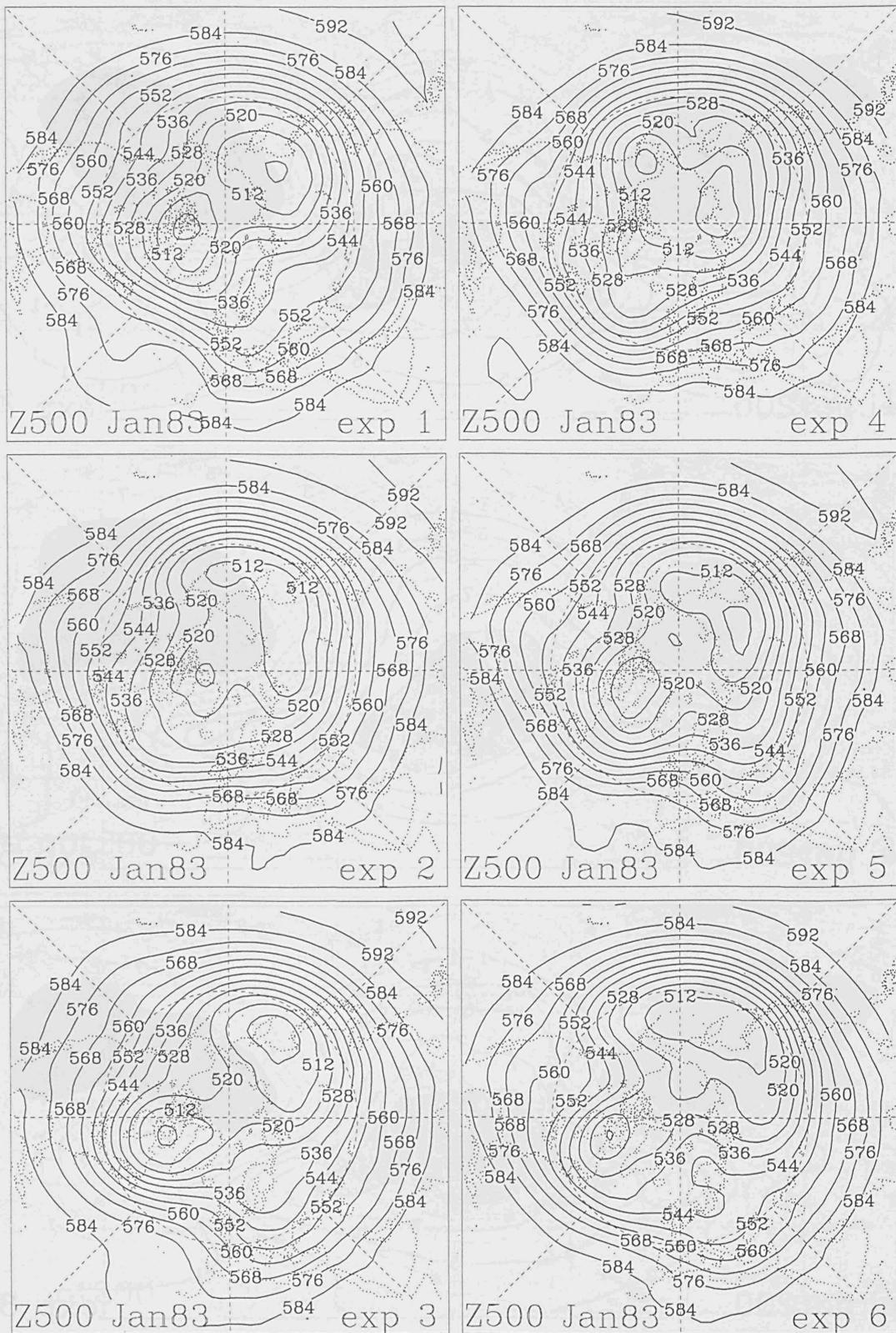


Abb. 11: Sechs verschiedene Realisierungen des 500 hPa Geopotentials für Januar 1983. Dabei wurden identische beobachtete SST, aber unterschiedliche Anfangszustände zugrundegelegt.

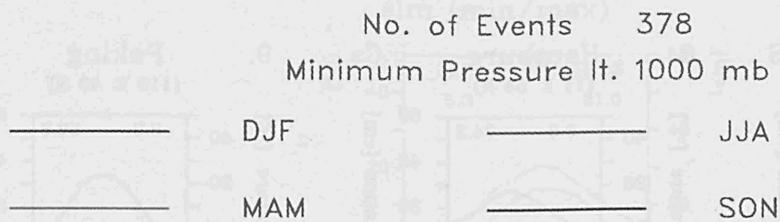
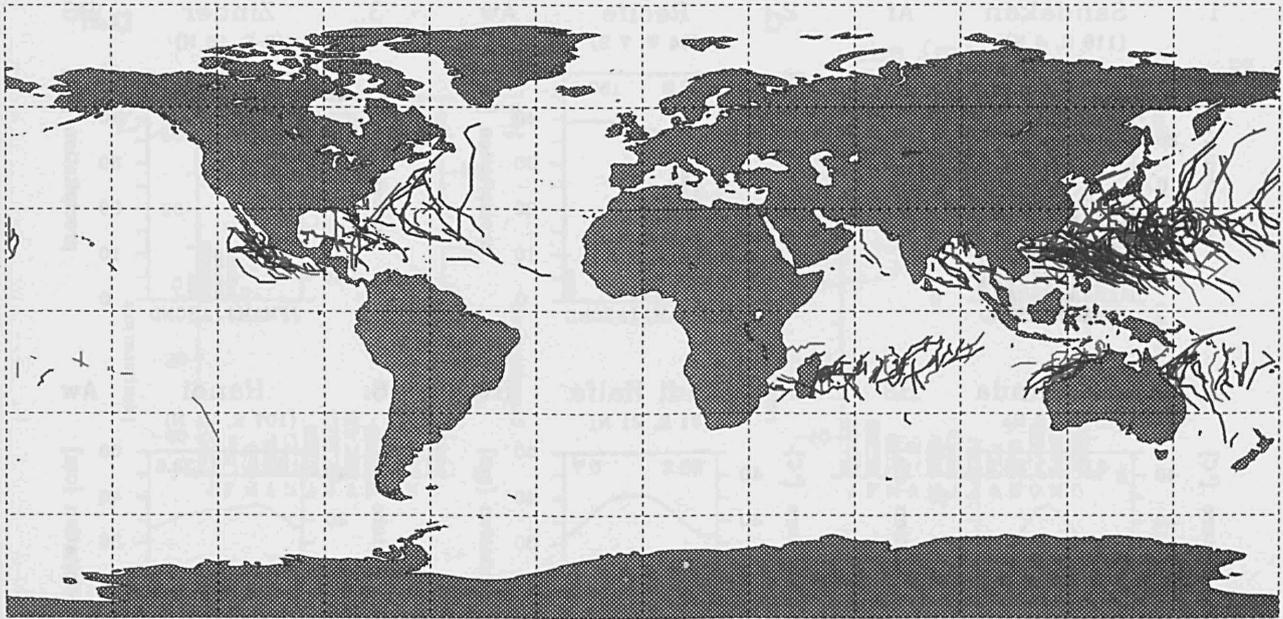


Abb. 12: Beispiel für tropische Wirbelstürme, wie sie mit dem T106-Modell für einen Zeitraum von 5 Jahren erzeugt wurden.

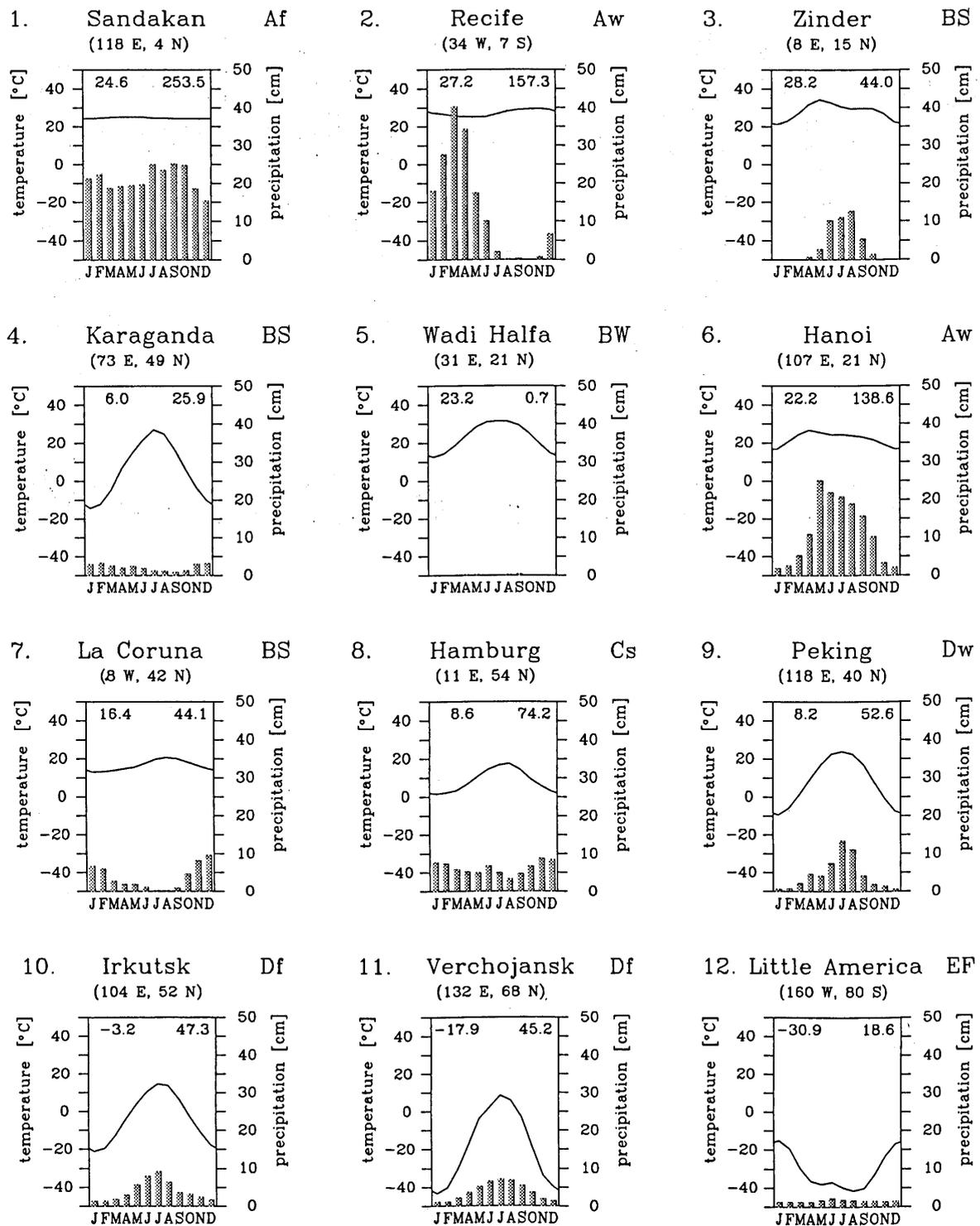
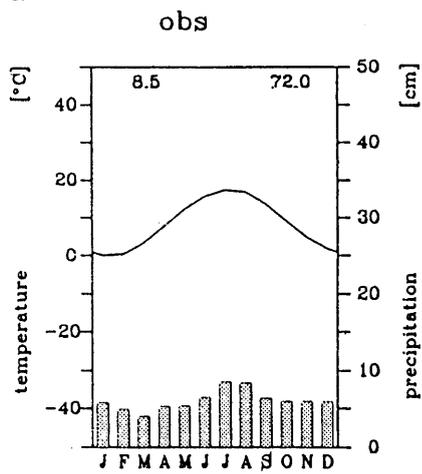
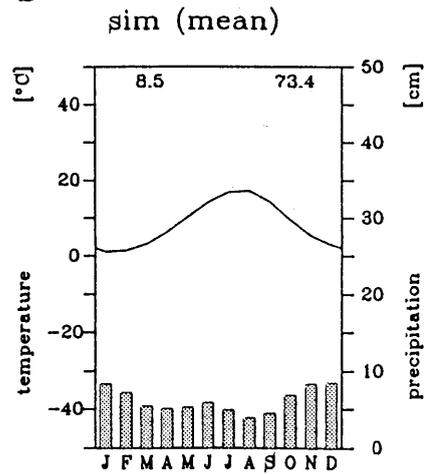


Abb. 13: Beispiele von simulierten Klimadaten für Temperatur in Bodennähe und Niederschlag (im Monatsmittel) aus ausgewählten Stationen für unterschiedliche Klimate nach Köppen. Gezeigt werden die durchschnittliche Jahrestemperatur und der durchschnittliche monatliche Niederschlag (gemittelt über 30 Jahre).

14a



b



c

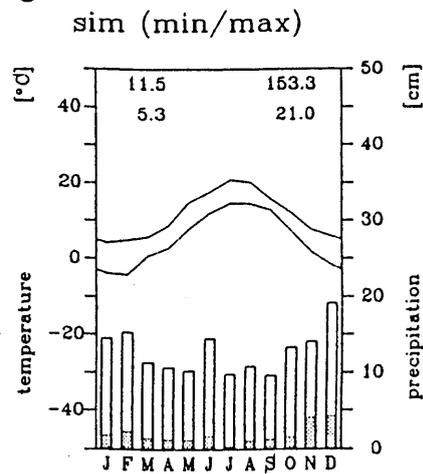


Abb. 14: Beobachtete (a) und simulierte (b) Klimadaten der Temperatur in Bodennähe und des Niederschlags in Hamburg. Monatliche Maxima und Minima über einen Zeitraum von 30 Jahren sind in c) gezeigt.

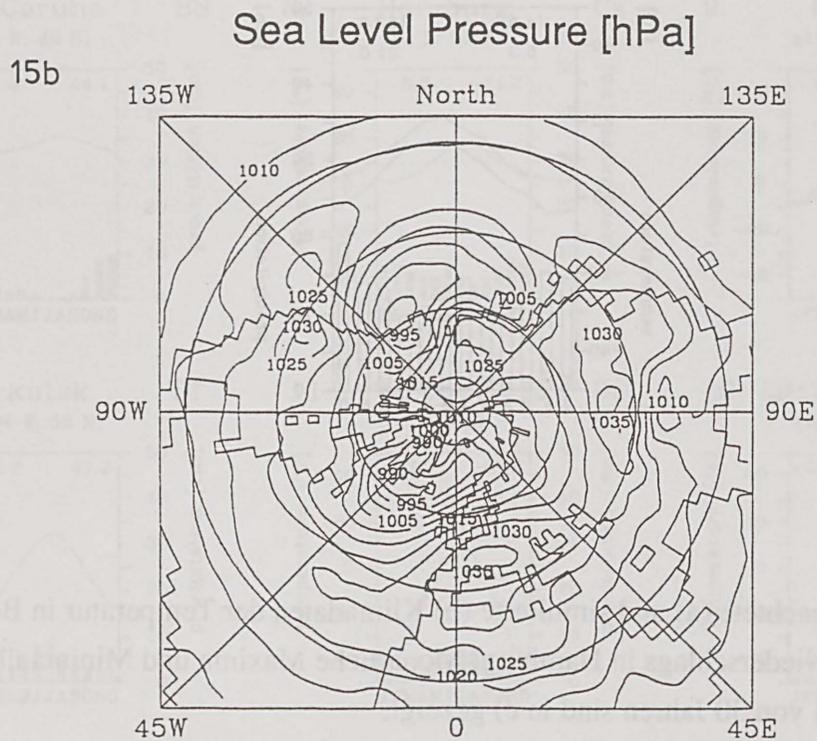
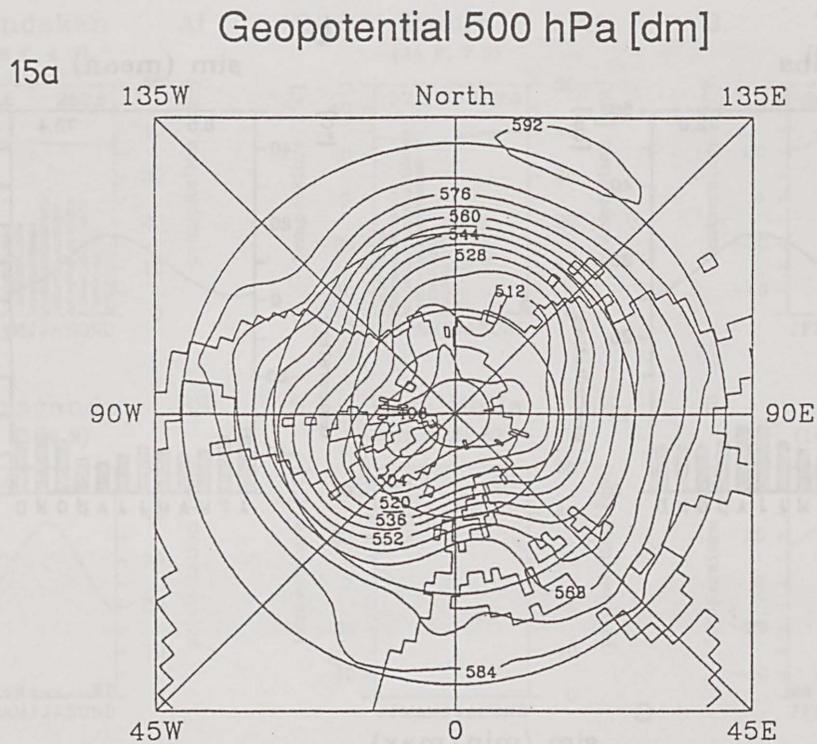
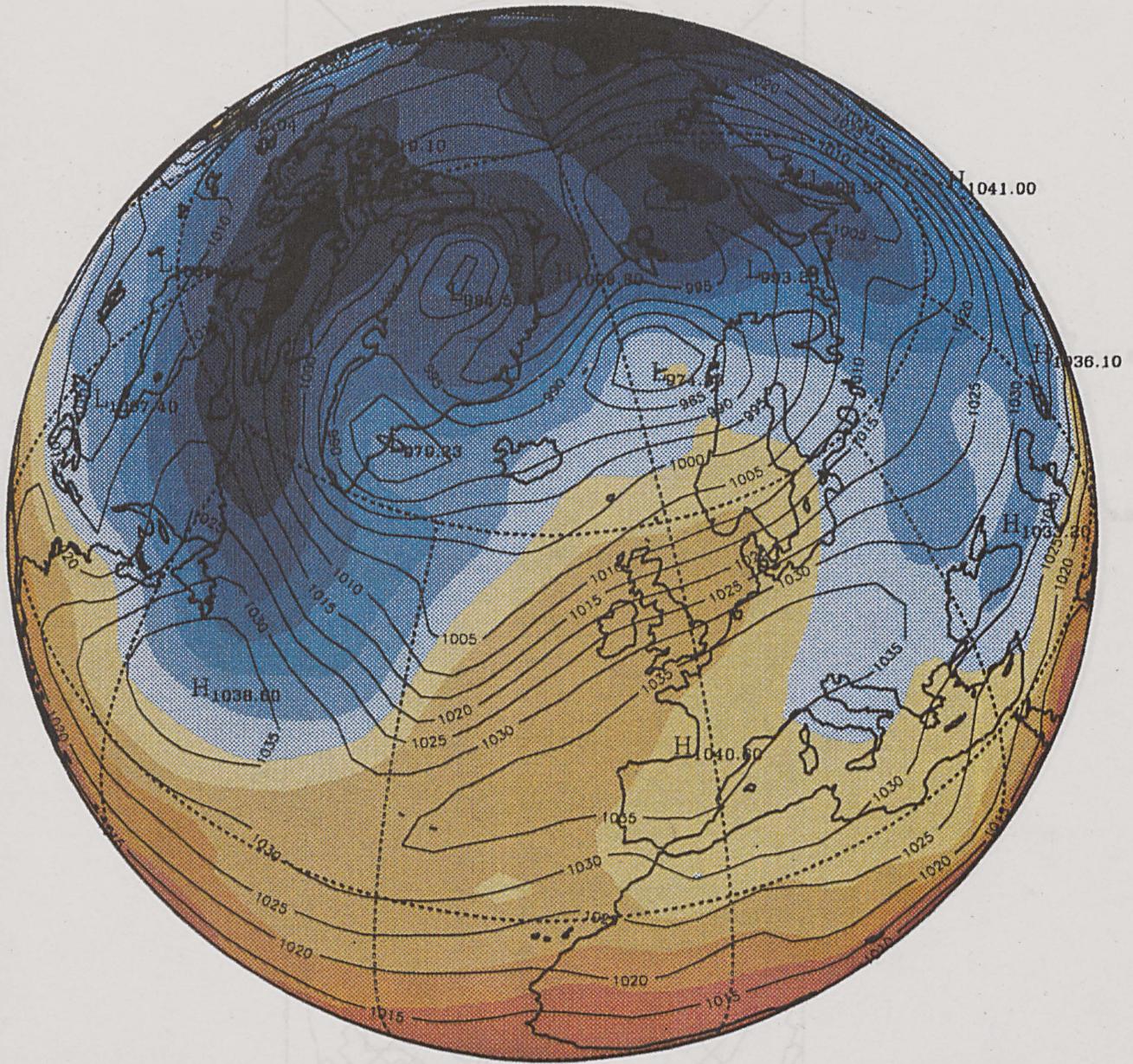


Abb. 15: Zwei simulierte Beispiele von extremen Klima- und Wetterbedingungen in Nord-europa. 15 a-c: 500 hPa Geopotential, Bodendruck für Januar im Jahr 16 und die "Wetterkarte" zu Bodendruck und 850 hPa Temperatur am Tag 17, 12 UTC als Beispiel für einen typisch milden Winter in Nordeuropa. 15 d-f: das gleiche für Jahr 19 als Beispiel für einen typisch kalten Winter mit einem kräftigen Hoch über Skandinavien. Die "Wetterkarte" betrifft Tag 13, 12 UTC.

15c

ECHAM T42 (Ctrl)

Year: 6 Month:01 Day:17 Time:12 GMT



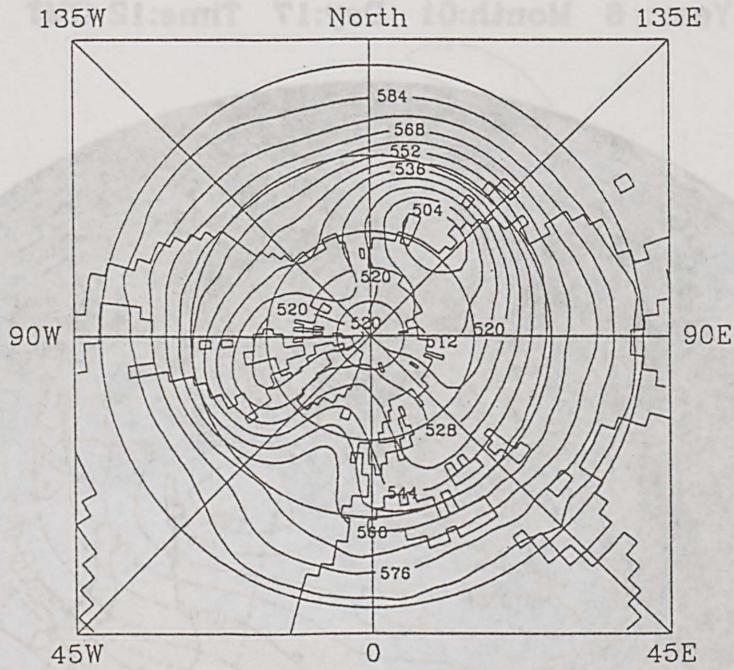
-30. -25. -20. -15. -10. -5.0 0 5.00 10.0 15.0 20.0 25.0 30.0

Isolines: Sea Level Pressure [hPa]

Colours: Temperature 850 hPa [Deg. C]

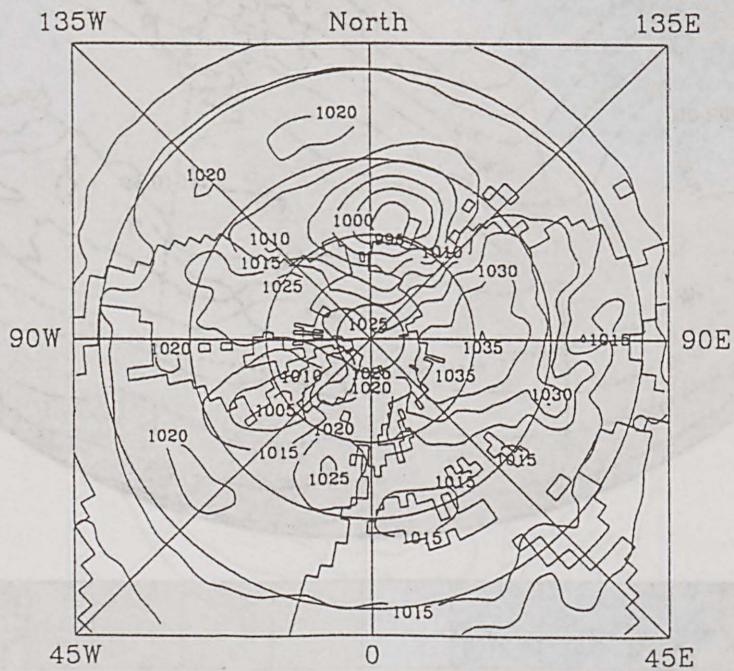
Geopotential 500 hPa [dm]

15d



Sea Level Pressure [hPa]

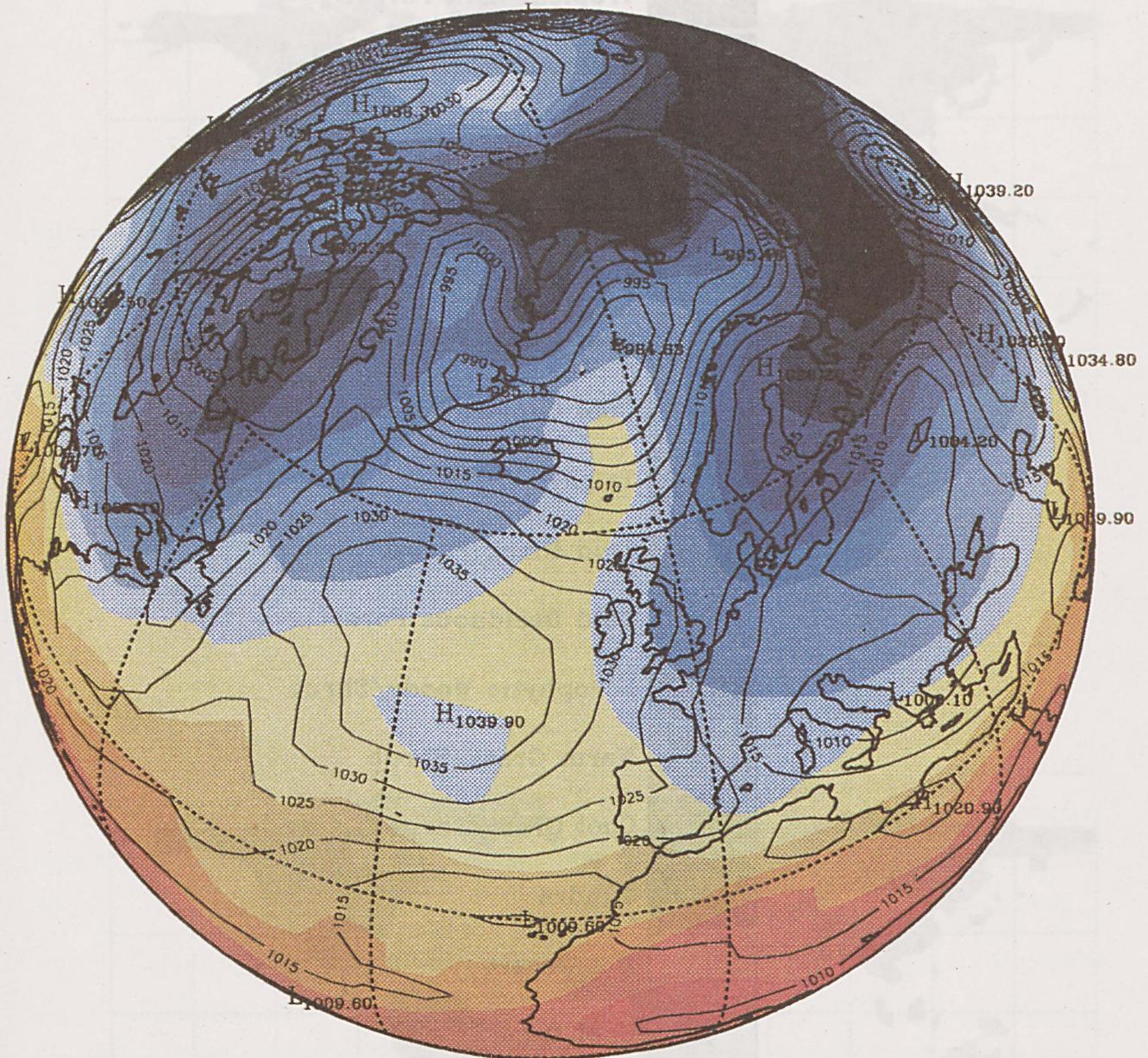
15e



15f

ECHAM T42 (Ctrl)

Year: 9 Month:01 Day:13 Time:12 GMT



Isolines: Sea Level Pressure [hPa]

Colours: Temperature 850 hPa [Deg. C]

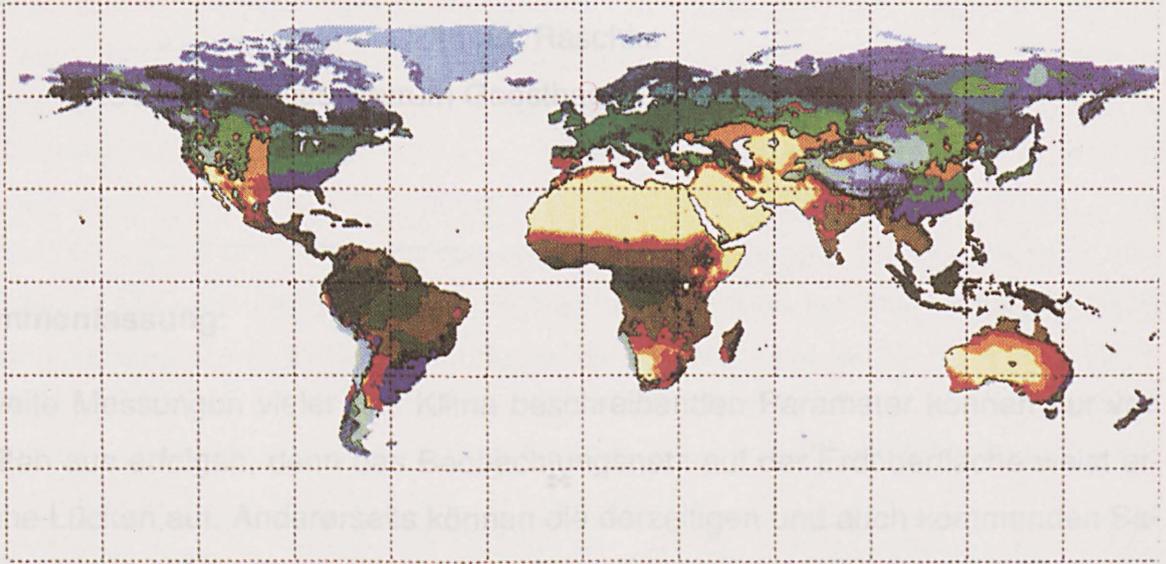
16a



Abb. 16: a) Zusammenfassung der benutzten Biome und Farbzuordnung für die auf der Karte abgebildeten Biome.
b) Heutige natürliche Biomeverteilung, berechnet aus beobachteten Klimadaten.
c) Heutige Biomeverteilung, berechnet mit Klimadaten aus ECHAM3-T42.

Nur Satelliten gestatten eine globale Erfassung des Klimas

16b



16c

