

ANNALEN DER METEOROLOGIE

(Neue Folge)

Nr. 12

Die Meteorologen-Tagung
in Garmisch-Partenkirchen

vom 13. bis 16. April 1977

Offenbach a. M. 1977

Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes

KLIMA UND KLIMAVORHERSAGE

K. Hasselmann und K. Herterich

Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg

Kurzfassung: Lorentz unterscheidet zwei Arten der Klimavorhersage: die interne Entwicklung des Klimasystems bei festgehaltenen Randbedingungen (Vorhersage erster Art) und die Änderung des Klimasystems infolge vorgegebener äußerer Einwirkungen (Vorhersage zweiter Art). Hier wird in erster Linie das Problem der Vorhersage erster Art diskutiert. Wichtigste Komponenten eines Klimamodells für diese Aufgabe sind (1) prognostische Gleichungen der trägen Komponenten des Klimasystems, d.h. der Ozeane, Kryosphäre, Landvegetation usw., sowie (2) parametrisierte Darstellungen der atmosphärischen Zirkulation in Abhängigkeit der prognostischen Klimavariablen. Bei der Parametrisierung der atmosphärischen Zirkulation müssen nicht nur die mittleren Flüsse, sondern auch die fluktuierenden Terme berücksichtigt werden. Letztere können entscheidend zur stochastischen Erregung der beobachteten Klimavariabilität beitragen.

1 VERÄNDERLICHKEIT DES KLIMAS

Die klassische Definition des Klimas als 30-jähriger statistischer Mittelwert des Wetters beruhte noch auf der Vorstellung, daß man das Klima in erster Näherung als einen quasi-stationären statistischen Gleichgewichtszustand auffassen konnte. Seit einigen Jahren wird das Klima jedoch stärker als dynamisches Phänomen betrachtet, bei dem gerade den Abweichungen vom langjährigen Mittelwert besondere Aufmerksamkeit geschenkt wird. Diese Sichtänderung ergab sich einerseits durch die Gefahr der möglichen Beeinflussung des Klimas durch den Menschen, andererseits aber auch aus den empfindlichen wirtschaftlichen Auswirkungen natürlicher Klimaschwankungen. Beide Probleme erforderten ein besseres Verständnis der Dynamik der Klimaveränderlichkeit.

Sucht man nach einer Definition des Klimas, die die Klimaschwankungen explizit enthält, so ist es naheliegend, das kontinuierliche Spektrum der Variabilität des Gesamtsystems Atmosphäre-Ozean-Kryosphäre-Land in ein kurzperiodisches Wetterspektrum und ein daran anschließendes langperiodisches Klimaspektrum einzuteilen. Als Grenze der beiden Spektralbereiche bietet sich die theoretische Grenze der deterministischen Wettervorhersage an, d.h. etwa 10 - 30 Tage. Dieser erweiterten Definition gemäß werden wir alle Fluktuationen mit Perioden länger als etwa 2 Wochen als Klimavariationen bezeichnen (siehe GARP Climate Conference, Stockholm 1974).

Varianzspektren von Klimaänderungen (z.B. Abb. 1, nach Kutzbach und Bryson, 1974, und Imbrie und Shackleton, 1974), zeigen gewöhnlich ein breites Kontinuum ohne ausgeprägte Linien (außer bei etwa 100.000 Jahren) mit zunehmender Varianz zu längeren Perioden hin. Das Verständnis dieser spektralen Verteilung stellt eine der Hauptaufgaben der Klimaforschung dar. Erst wenn die physikalischen Ursachen der natürlichen Schwankun-

gen erklärt sind, kann man erwarten, verlässliche Aussagen über die Langzeit-Auswirkung der anthropogenen Einflüsse auf das Klimasystem treffen zu können.

Bei Untersuchungen der Klimavorhersagbarkeit ist es zweckmäßig, zwei Arten der Klimavorhersage zu unterscheiden. Nach Lorentz (1975) versteht man unter der Klimavorhersage erster Art die Vorhersage der internen zeitlichen Entwicklung des Klimasystems bei festgehaltenen äußeren Randbedingungen, wie Sonneneinstrahlung oder Zusammensetzung der Atmosphäre. Als Klimavorhersage zweiter Art bezeichnet Lorentz dann die Vorhersage der Änderungen im Klimasystem, die durch vorgegebene Änderungen der äußeren Randbedingungen des Systems hervorgerufen werden. Die Vorhersage natürlicher Klimafluktuationen kann sowohl von erster als auch von zweiter Art sein, während die Vorhersage anthropogener Einwirkungen im allgemeinen eine Vorhersage zweiter Art darstellt.

Die Unterscheidung der beiden Vorhersagearten ist im Begriff häufig leichter als in der Praxis. Anhand von numerisch simulierten oder wirklich gemessenen Daten ist eine extern erzwungene Klimaänderung der zweiten Art von einer internen Änderung erster Art nur deutlich unterscheidbar, wenn lange Zeitreihen zur Korrelationsanalyse vorliegen, oder wenn die äußere Einwirkung plötzlich erfolgt und die Anpaßzeit des Klimasystems kurz ist im Vergleich zu den relevanten Zeitskalen der internen Schwankungen. Bei anthropogenen Belastungen sind diese Voraussetzungen z.B. oft nicht erfüllt, und die verschiedenen Arten der Klimaveränderungen können dann nur durch sorgfältige Untersuchung der internen Dynamik des Klimasystems erkannt werden.

Wir wollen uns im folgenden auf die Frage der internen Klimadynamik und der Vorhersagbarkeit erster Art beschränken.

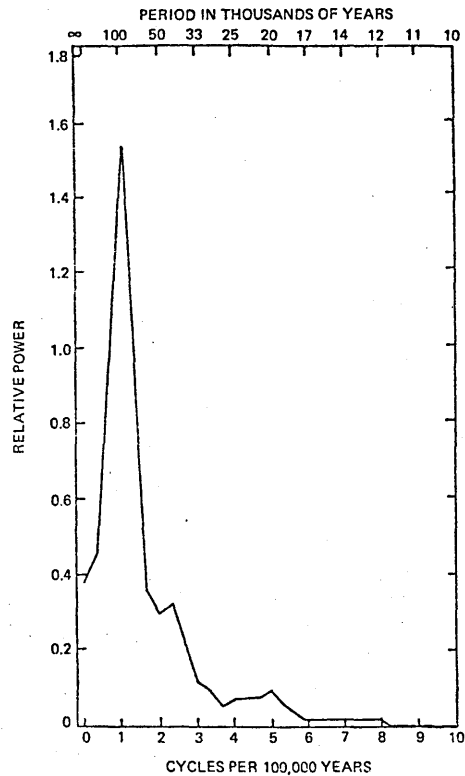
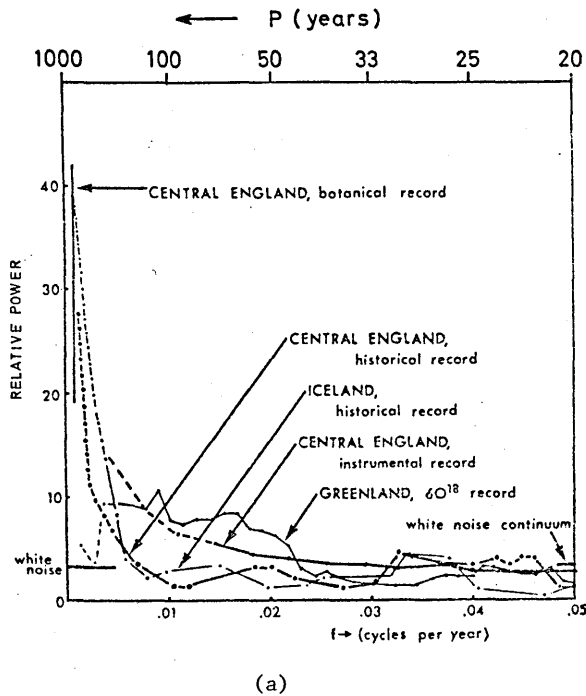


Abbildung 1: Varianzspektren der Klimavariabilität im Bereich von 10 bis 10^3 Jahren (a) (nach Kutzbach and Bryson, 1974) und 10^4 bis $6 \cdot 10^5$ Jahren (b) (nach Imbrie and Shackleton, 1974).

2 KLIMAMODELLE

In erster Näherung läßt sich das Klimasystem Atmosphäre-Ozean-Kryosphäre-Land in zwei Untersysteme stark unterschiedlicher Zeitskalen unterteilen: die Atmosphäre, mit typischen Zeitskalen im Bereich von Stunden bis Tagen, und das restliche System Ozean-Kryosphäre-Land, mit einem sehr breiten Spektrum von Zeitskalen von Wochen bis Jahrtausenden. Da es niemals möglich sein wird, sämtliche Zeitskalen in einem einzigen Klimamodell aufzulösen, ist man darauf angewiesen, eine Hierarchie von Modellen zu entwickeln, in denen jeweils nur ein ausgewähltes Spektralband explizit durch prognostische Gleichungen erfaßt wird. Die langsamer sich ändernden Größen werden dann als feste Randbedingungen betrachtet, während die schnell veränderlichen Komponenten parametrisiert werden.

Am kurzperiodischen Ende dieser Hierarchie steht das Allgemeine Zirkulationsmodell (General Circulation Model, GCM). Hier werden nur die synoptischen Skalen der Atmosphäre prognostisch erfaßt, während die subskaligen atmosphärischen Prozesse parametrisiert und sämtliche außer-atmosphärische Komponenten (eventuell mit Ausnahme der ozeanischen Deckschicht) als feste Randbedingungen betrachtet werden. In Klimauntersuchungen sind GCM's praktisch nur für Sensitivitätstests, d.h. für Vorhersagen zweiter Art, verwendbar. Will

man hingegen die interne Variabilität des Klimasystems untersuchen, so müssen die langsam veränderlichen außer-atmosphärischen Komponenten explizit als prognostische Variable mit aufgenommen werden. Damit begibt man sich dann aber gleich in sehr viel größere Zeitskalenbereiche, und die atmosphärische Zirkulation selber muß man notgedrungen weitgehend parametrisieren. Die Beziehung der Klimavorhersage erster Art zu GCM-Untersuchungen ist somit weitgehend ähnlich die der Wettervorhersage (mit GCM's) zur Grenzschichtforschung: man erhofft von Untersuchungen im benachbarten sub-skaligen Bereich jeweils bessere Parametrisierungsvorschriften für die eigenen Modelle.

Die Parametrisierung der atmosphärischen Zirkulation läßt sich nur in Abhängigkeit der Struktur des Klimamodells sinnvoll formulieren. Denn die für die Klimaentwicklung relevanten Zirkulationsparameter ergeben sich erst durch die außer-atmosphärische Variablen, die in dem prognostischen Klimamodell berücksichtigt werden. So benötigen z.B. die einfachsten zonal gemittelten Klimamodelle nach Budyko und Sellers als Parametrisierung der atmosphärischen Zirkulation lediglich den meridionalen Wärmetransport in Abhängigkeit der zonal gemittelten Boden- und Meerestemperaturen. Weiterentwickelte Klimamodelle, die die zweidimensionalen Verteilungen der Ozean-Land-Temperaturen und der Eisbedeckung berücksichtigen, werden wesent-

lich detailliertere Parametrisierungsansätze benötigen, einschließlich der Abhängigkeit der stehenden und transient Eddies von den veränderlichen Randbedingungen.

3 STOCHASTISCHE KLIMAMODELLE

In der Entwicklung realistischer Klimamodelle für Vorhersagen erster Art stehen wir noch am Anfang. Neben einer verbesserten räumlichen Auflösung und der damit erforderlichen detaillierteren Parametrisierung der atmosphärischen Zirkulation werden künftige Klimamodelle voraussichtlich noch einer wesentlichen Erweiterung ihrer Grundstruktur bedürfen: Bei den bisher verwendeten einfachen Statistical Dynamical Models (SDM's) werden nämlich lediglich mittlere Eigenschaften der atmosphärischen Zirkulation in den Klimamodellen parametrisiert. Hierdurch stellt sich das Klimasystem (bei fest vorgegebenen äußeren Einwirkungen) gewöhnlich auf einen einzigen konstanten Gleichgewichtszustand ein, und es besteht keine Möglichkeit, Klimaschwankungen anhand von Wechselwirkungen innerhalb des Klimasystems selber zu erklären. Klimaänderungen werden somit bei diesen Modellen ausschließlich auf zeitlich veränderliche äußere Einwirkungen zurückgeführt, d.h. auf Klimaänderungen zweiter Art. Diese Einschränkung wird in den stochastisch erregten Klimamodellen (Stochastic Forcing Models, SFM's) aufgehoben, in denen neben den gemittelten atmosphärischen Größen auch die stochastischen Schwankungsterme im Klimamodell berücksichtigt werden.

Formal läßt sich die Beziehung zwischen GCM, SDM und SFM am einfachsten anhand der prognostischen Gleichungen

$$\dot{x}_i = u_i(x, y) \quad (1)$$

$$\dot{y}_i = v_i(x, y) \quad (2)$$

für das schnell veränderliche Untersystem x (Atmosphäre) und das langsam veränderliche Restsystem y (Ozean-Kryosphäre-Land) verdeutlichen. Beim GCM werden die Klimavariablen x als konstante Randbedingung x_0 betrachtet, und man beschränkt sich auf die Integration des abgekoppelten atmosphärischen Systems (1)

$$\dot{x}_i = u_i(x, y_0) \quad (3)$$

In der Klimavorhersage erster Art interessiert man sich hingegen für das eigentliche Klimasystem (2), wobei zur Schließung des Gleichungssystems die Variablen x durch die Variablen y ausgedrückt werden müssen. Beim SDM wird Gleichung (2) zunächst gemittelt über eine Zeit τ , die zwischen den charakteristischen Zeitskalen τ_x und τ_y der Systeme (1) und (2) liegt,

$$\bar{y}_i = \overline{v_i(x, y)} \quad (4)$$

Je nach Struktur des Klimamodells treten dann in der rechten Seite gemittelte quadratische Ausdrücke in \bar{x} auf, die die atmosphärischen

Transporte darstellen. Die Parametrisierungsaufgabe reduziert sich somit auf die Darstellung dieser Transporte in Abhängigkeit des Klimazustandes \bar{y} . Die resultierenden Klimagleichungen sind deterministisch und besitzen gewöhnlich asymptotisch konstante Gleichgewichtslösungen.

Beim SFM betrachtet man hingegen die vollständige Gleichung

$$\dot{y}_i = \bar{v}_i + v'_i \quad (5)$$

einschließlich der fluktuierenden Anfachung v'_i . Wegen der kurzen Zeitskala von v'_i im Vergleich zu y_i kann man (5) als stochastisch erregtes System auffassen. Es läßt sich dann zeigen (Hasselmann, 1976), daß im System y ein kontinuierliches Fluktuationsspektrum angeregt wird, das viele der charakteristischen Eigenschaften der beobachteten Spektren aufzeigt - insbesondere auch die Zunahme der Varianz mit abnehmender Frequenz.

Nach diesem Modell wird somit die Klimavariabilität sehr einfach durch die ständigen kurzzeitigen Einwirkungen zufälliger Witterschwankungen erklärt. Infolge der integrierenden Eigenschaft des Klimasystems y ist dieser Prozeß besonders bei langen Perioden wirkungsvoll und würde ohne stabilisierende negative Rückkopplungen innerhalb des Klimasystems sogar zu einer unbeschränkt wachsenden Varianz des Klimasystems führen.

Beispiele stochastisch erregter Klimamodelle sind in Lemke (1977), Frankignoul und Hasselmann (1977) und Reynolds (1977) diskutiert worden. Zur Veranschaulichung des Konzeptes sollen hier lediglich einige Ergebnisse der zweitgenannten Arbeit zitiert werden.

Abb. 2 zeigt das Varianzspektrum der gemessenen Anomalie der Meeresoberflächentemperatur im Pazifik sowie das zugehörige Varianzspektrum der Anomalie des atmosphärischen Drucks an der Meeresoberfläche (nach Davis, 1976). Beide Spektren beziehen sich auf die Amplituden der ersten empirischen Orthogonalfunktion der jeweiligen Anomaliefelder. Als "Klimavariablen" wird hier die Temperaturanomalie betrachtet, während die Druckanomalie stellvertretend für die atmosphärische Anfachung gelten soll. Die vorausgesetzte Zeitskalentrennung $\tau_x \ll \tau_y$ impliziert ein weißes Spektrum der atmosphärischen Anfachung im für das Klima interessierenden Frequenzbereich $\omega \ll \tau_x^{-1}$. Diese Voraussetzung ist offensichtlich gut erfüllt. Gleichung (5) ergibt dann für den einfachsten Fall einer linearen negativen Rückkopplung $\bar{v}_i = \text{const} - \lambda y_i$ (wie bei kleinen Schwankungen zu erwarten) ein Varianzspektrum der Form

$$F(\omega) = \frac{A}{\omega^2 + \lambda^2} \quad (6)$$

Die Konstante A entspricht dabei der Spektraldichte der atmosphärischen Anfachung v'_i bei kleinen Frequenzen. Bei geeigneter Wahl der Konstanten A und λ stimmt die theoretisch vorhergesagte Verteilung (6) recht gut mit dem

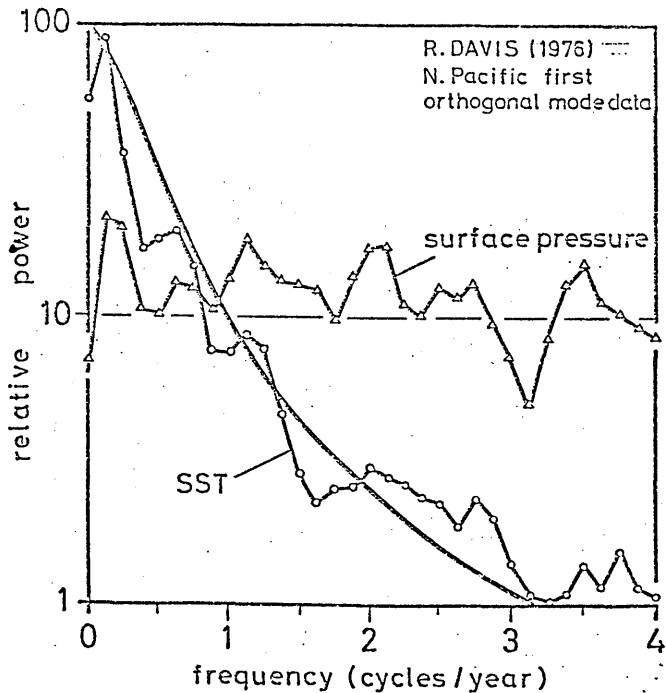


Abb. 2: Varianzspektren der ersten empirischen Eigenfunktion der Anomalien des atmosphärischen Drucks und der Meeresoberflächentemperatur (nach Davis, 1976). Ausgezogene Linien stellen theoretische Kurven dar: ein weißes Anfachungsspektrum beim Druck und die Form (6) für den Temperaturresps (Frankignoul und Hasselmann, 1977).

beobachteten Temperaturspektrum überein.

Eine direkte Bestimmung des atmosphärischen Anfachungsspektrums A war in diesem Fall nicht möglich, da die erforderlichen Daten zur Berechnung des Wärmeaustausches aus der Luft-Wasser-Temperaturdifferenz, Luftfeuchte usw. nicht in ausreichender räumlicher Auflösung vorlagen. Die Hypothese der Entstehung der Temperaturanomalie durch Zufallsanfaltung durch die Atmosphäre konnte jedoch indirekt nachgeprüft werden durch Berechnung der Korrelationsfunktion $r_{TP}(\tau)$ zwischen den Druck- und Temperaturanomalien, Abb. 3. Die Übereinstimmung zwischen Theorie und Experiment ist auffallend gut. Dabei unterstützt insbesondere die Asymmetrie von $r_{TP}(\tau)$, $r_{TP} = 0$ für $\tau < 0$, die angenommene einseitige Ursache-Wirkungsrelation der Anomalieentstehung. Diese steht im Gegensatz zur häufig postulierten Kreislückkopplung Ozean-Atmosphäre-Ozean als Ursache der Meeres-temperaturanomalien.

Es muß allerdings betont werden, daß eine Analyse anhand der ersten empirischen Orthogonalfunktionen nur eine erste Näherung darstellen kann. Eine genauere Analyse der zweidimensionalen räumlichen Struktur der Temperaturanomalien durch Reynolds (1977) ergab gute Übereinstimmung mit dem stochastischen Modell im Inneren des Pazifik, aber starke Abweichungen in den Gebieten starker Strömung am Äquator und an den Ozeanrändern. Es ist auch zu erwarten, daß eine sorgfältigere simultane Raum-Zeit-Korrelationsanalyse der atmosphärischen und ozeani-

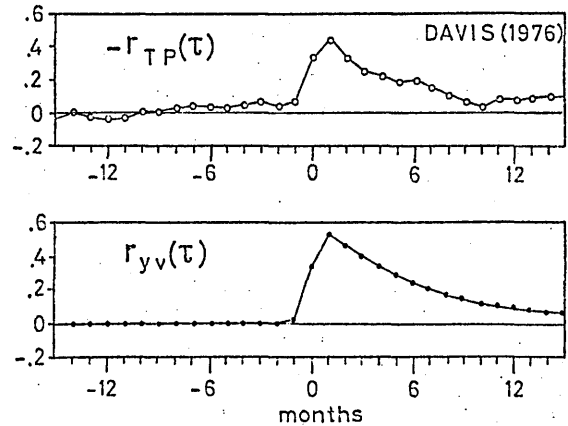


Abb. 3; oben: Beobachtete Kreuzkorrelationsfunktion der in Abb. 2 gezeigten Druck- und Temperaturanomalien (nach Davis, 1976); unten: Theoretische Kreuzkorrelationsfunktion nach dem Modell (5) bei linearer Rückkopplung (unter Berücksichtigung einer Abflachung bei der theoretisch unendlich scharfen Unstetigkeit bei $\tau = 0$ infolge der monatlichen Mittelung der Daten). Nach Frankignoul und Hasselmann (1977).

schen Anomaliefelder die häufig zitierten Rückkopplungen der ozeanischen Anomalien auf die atmosphärische Zirkulation noch herausbringen wird, auch wenn diese Effekte anscheinend für die eigentliche Anomalieentstehung nicht entscheidend sind.

4 ZUSAMMENFASSUNG UND AUSBLICK

Wir haben hier den stochastischen Charakter der Klimaänderungen betont, da dieser in den bisherigen Klimamodellen wenig Beachtung fand. Dies bedeutet aber nicht, daß Klimaänderungen erster Art prinzipiell nicht vorhersagbar sind. Neben der stochastischen Anfaltung durch die Atmosphäre wird die zeitliche Entwicklung des Klimasystems nämlich auch durch seine internen Wechselwirkungen bestimmt, welche (bis auf die üblichen Auflösungsunbestimmtheiten) vollständig deterministisch sind. Das Verhältnis der stochastischen zu den deterministischen Anteilen der Klimaänderung hängt von der Struktur des Klimamodells ab. Bei einem statistisch stationären Klimasystem, bei dem die stochastische Anfaltung im statistischen Gleichgewicht mit der stabilisierenden internen Rückkopplung liegen muß, sind beide Komponenten vergleichbar. Der Gütefaktor einer Klimavorhersage erster Art liegt dann im allgemeinen bei etwa 50 %. Dieses Verhältnis wird sich natürlich ändern bei einer Überlagerung externer Einwirkungen, d.h. bei einem gemischten Vorhersageproblem erster und zweiter Art.

Zur Entwicklung realistischer Klimamodelle für Vorhersagen erster Art müssen Fortschritte hauptsächlich in zwei Richtungen erzielt werden:

- a) In der Aufstellung dynamischer Modelle der internen Wechselwirkungen der trägen Komponenten des Klimasystems - d.h. der Ozeane, der Land- und See-Eisflächen, der Landvegetation usw. Dabei bedürfen die Komponenten des Klimasystems, die auf die Atmosphäre unmittelbar zurückwirken, einer besonders sorgfältigen Modellierung - ein Gesichtspunkt, der z.B. bei bisherigen Modellen der ozeanischen Zirkulation wenig berücksichtigt wurde.
- b) In der Parametrisierung der atmosphärischen Zirkulation in Abhängigkeit der prognostischen Parameter des Klimasystems. Neben den mittleren Transporten beinhaltet diese Parametrisierung insbesondere auch die niederfrequenten Werte der Varianzspektren, die die stochastische Anfachung des Klimasystems darstellen. Im Prinzip lassen sich die relevanten Parametrisierungen anhand einer Serie von Sensitivitätstests mit GCM's aufstellen.

Als wichtigstes Hilfsmittel der empirischen Untersuchung von langperiodischen Wechselwirkungen sowie zum Testen von Klimamodellen wird man dabei sicherlich die Methoden der statistischen Zeitserienanalyse stärker heranziehen. Wegen der starken Nichtlinearität des Systems ist zu erwarten, daß neben den üblichen Kreuzspektralmethoden zur Auffindung linearer Übertragungsfunktionen auch nichtlineare Verfahren (z.B. Bispektralanalyse) stärkere Beachtung finden werden.

Durch systematischen Vergleich von Theorie, numerischem Modell und Beobachtungsdaten wird man in den nächsten Jahren wesentliche Fortschritte im Verständnis der physikalischen Grundlagen der Klimavariationen im Zeitskalenbereich von einigen Wochen bis 100 Jahren erwarten können. Bei längeren Zeitskalen wird ein quantitativer Vergleich zwischen Modell und Daten wegen des Fehlens direkter Messungen jedoch immer problematischer. Trotz der eindrucksvollen Erfolge in der Rekonstruktion des frühzeitlichen Klimas mit Hilfe der Paläoklimatologie und anderer indirekter Verfahren werden hier sicherlich noch viele unbeantwortbare Fragen bleiben, die ihren Anreiz zur theoretischen Spekulation wohl auch in der Zukunft nicht verlieren werden.

LITERATURVERZEICHNIS

- Davis, R.E. (1976): Predictability of sea surface temperature and sea level pressure anomalies over the North Pacific ocean. *J.Phys.Oceanogr.* 6, S. 249-266.
- Frankignoul, C., Hasselmann, K. (1977): Stochastic Climate Models. Part 2. Application to sea-surface temperature anomalies and thermocline variability (accepted for *Tellus*).
- GARP Publication 16, 1975: The physical basis of climate and climate modelling. World Met. Organiz., Internat. Council Scient. Unions. (Stockholm Study Conf., 1974).
- Hasselmann, K. (1976): Stochastic Climate Models. Part 1. Theory. *Tellus* 28, S. 473-485.
- Imbrie, J. und Shackleton, J.J. (1974): Climatic periodicities documented by power spectra of the oxygen isotope record in equatorial deep-sea core V28-238. (Abbildung übernommen aus National Academy of Sciences Bericht, 1975, "Understanding Climatic Change").
- Kutzbach, J.E. und Bryson, R.A. (1974): Variance Spectrum of Holocene Climatic Fluctuations in the North Atlantic Sector. *Journal of the Atmosph. Sciences* 31, S. 1958-1963.
- Lemke, P. (1977): Stochastic Climate Models. Part 3. Application to zonally averaged energy models (accepted for *Tellus*).
- Lorentz, E.N. (1975): Climate Predictability, GARP Publ. 16, S. 132-136.
- Reynolds, R.W. (1977): Sea surface temperature anomalies in the North Pacific Ocean. Vortrag, DMG-Tagung, Garmisch, April 1977.