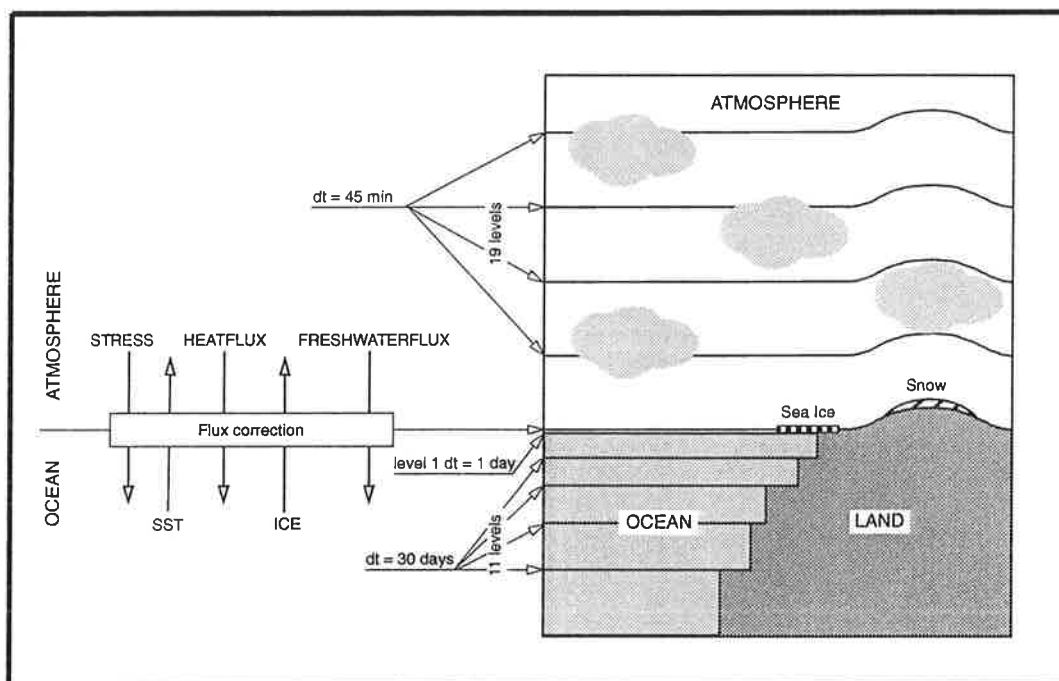




Max-Planck-Institut für Meteorologie

EXAMENSARBEIT Nr. 19



**DYNAMISCH-STOCHASTISCHE VORHERSAGE-EXPERIMENTE
MIT MODELLEN DER ALLGEMEINEN ZIRKULATION
FÜR EINEN ZEITRAUM VON 10 TAGEN BIS 100 JAHREN**

von

ULRICH CUBASCH

HAMBURG, JANUAR 1994

Vorgelegt im Rahmen des Habilitationsverfahrens

Autor:

Ulrich Cubasch

**Deutsches
Klimarechenzentrum**

**DEUTSCHES
KLIMARECHENZENTRUM
BUNDESSTRASSE 55
D-20146 Hamburg
F.R. GERMANY**

**Tel.: +49-(0)40-4 11 73-0
Telemail: MPI.METEOROLOGY
Telefax: +49-(0)40-4 11 73-298**

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

**Ulrich Cubasch
Deutsches Klimarechenzentrum
Bundesstr. 55
20146 Hamburg**

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

1.0	EINLEITUNG	1
1.1	Basis der Arbeit	1
1.2	Das Ziel der Arbeit	5
2.0	ZEITBEREICH: 10 BIS 90 TAGE	7
2.1	Beschreibung des atmosphärischen Zirkulationsmodelles	8
2.2	Studien über die Rolle der Auflösung	13
2.3	Die "lagged average" Methode	17
2.3.1	"Lagged average" (LAF) Vorhersagen	19
3.0	ZEITBEREICH: 30 TAGE BIS 1 JAHR	23
3.1	Dynamisch-stochastische Abschätzung des Einflusses von Anomalien der Meeresoberflächentemperatur	23
4.0	ZEITBEREICH: 1 JAHR BIS 100 JAHRE	25
4.1	Das gekoppelte globale Ozean-Atmosphären-Modell	26
4.1.1	Die Komponenten des gekoppelten Modelles	26
4.1.2	Die Kopplung	26
4.1.3	Das Klima des gekoppelten Modelles	33
4.2	Klimaänderungsrechnungen	40
4.2.1	Definition der Szenarien	40
4.2.2	Die simulierte Klimaänderung	42
4.2.3	Definition einer Klimaänderung	43
4.2.4	Die bodennahe Lufttemperatur	45
4.2.5	Regionale Änderung der bodennahen Lufttemperatur	51
4.2.6	EOF-Analyse der bodennahen Lufttemperatur	55
4.2.7	Änderung im hydrologischen Zyklus	60
4.2.8	Änderung in der Vertikalstruktur und im Meereis	64
4.2.9	Der Anstieg des Meeresspiegels durch Wärmeausdehnung	65
5.0	ZUSAMMENFASSUNG	70
6.0	LITERATURVERZEICHNIS	73

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

U. Cubasch

1.0 EINLEITUNG

1.1 Basis der Arbeit

Diese Arbeit ist in weiten Abschnitten eine Zusammenfassung von verschiedenen Arbeiten des Autors. Diese Arbeiten werden im folgenden aufgelistet und durch eckige Klammern im Text zitiert:

[1] Baede, A., M. Jarraud und *U. Cubasch*, 1979: Adiabatic formulation and organization of ECMWF's spectral model; Technical Report No. 15, ECMWF, Shinfield Park, Reading, UK.

[2] Jarraud, M., C. Girard und *U. Cubasch*, 1980: Comparison of medium range forecasts made with models using spectral or finite difference techniques in the horizontal; Technical Report No. 23, ECMWF, Shinfield Park, Reading, UK.

[3] *Cubasch, U.*, 1981: Preliminary assessment of long range integrations done with the ECMWF global model; Technical Memorandum No. 28, ECMWF, Shinfield Park, Reading, UK.

[4] *Cubasch, U.*, 1981: The performance of the ECMWF model in 50 day integrations; Technical Memorandum No. 32, ECMWF, Shinfield Park, Reading, UK.

[5] *Cubasch, U.*, 1982: Sensitivity of the ECMWF model to changes in resolution; Proceedings of the "Workshop on Intercomparison of Large-Scale Models Used for Extended Range Forecasts", ECMWF, Shinfield Park, Reading, UK.

[6] *Cubasch, U.*, 1984: The response of the ECMWF model to the composite El-Nino anomaly in extended range prediction experiments; in "Coupled Ocean-Atmosphere Models", Editor: J. Nihoul, Elsevier Oceanography Series, Elsevier, Amsterdam, 767pp.

- [7] *Cubasch, U.*, 1985: The mean response of the ECMWF global model to the El-Nino anomaly in extended range prediction experiments; *Atmosphere-Ocean*, **23**, 43-66.
- [8] *Cubasch, U.*, S. Tibaldi und F. Molteni, 1985: Deterministic extended range forecast experiments using the ECMWF spectral model; Proceedings of the 1st WMO Workshop on "Diagnosis and Prediction of Monthly and Seasonal Atmospheric Variations over the Globe", Maryland, USA.
- [9] von Storch, H., E. Roeckner und *U. Cubasch*, 1985: Intercomparison of extended range January simulations with general circulation models: Statistical assessments of ensemble properties; *Beiträge zur Physik der Atmosphäre*, **58**, 477-497.
- [10] *Cubasch, U.* und A. C. Wiin-Nielsen, 1986: Predictability studies with the ECMWF model for the extended range: The impact of horizontal resolution and boundary layer forcing. *Tellus*, **38A**, 25-41.
- [11] *Cubasch, U.*, S. Tibaldi, A. Hollingsworth und C. Brankowicz, 1986: Monthly forecasting experiments using the ECMWF spectral model; Proceedings of the 1st WMO Conference on "long range forecasting" in Sophia, WMO/TD No. 147, Geneva, CH.
- [12] Hollingsworth, A., *U. Cubasch*, S. Tibaldi, C. Brankovic, T. N. Palmer und L. Campbell, 1987: Mid-latitude atmospheric prediction on time scales of 10-30 days; in "Atmospheric and Oceanic Variability", Editor: H. Cattle, Royal Meteorological Society, UK, 185pp.
- [13] Wu Guoxiong und *U. Cubasch*, 1987: The impact of El-Nino anomaly on mean meridional circulation and transfer properties of the atmosphere; *Scientia Sinica*, **30**, 533-545.
- [14] Tibaldi, S., C. Brankowicz, *U. Cubasch* und F. Molteni, 1988: Impact of horizontal resolution on extended range forecasts at ECMWF; Proceedings of the workshop on "Predictability in the medium and extended range", ECMWF, Shinfield Park, Reading, UK.
- [15] Brankovic, C., F. Molteni, T. N. Palmer, S. Tibaldi und *U. Cubasch*, 1988: Extended range ensemble forecasting at ECMWF. Proceedings to the workshop on "predictability", ECMWF, Shinfield Park, Reading, UK.
- [16] Molteni, F., *U. Cubasch* und S. Tibaldi, 1988: 30- and 60- day forecast experiments with the ECMWF spectral models. In: Persistent Meteo-Oceanographic Anomalies and Teleconnections, Ed. C. Chargas and G. Puppi, Pontificiae Academiae Scientiarum Scripta Varia, MCMLXXXVIII.
- [17] *Cubasch, U.*, 1989: A global coupled atmosphere-ocean model. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **A. 329**, 263-273.
- [18] *Cubasch, U.*, 1989: Coupling a global atmosphere model with a global ocean model using the flux correction method. In: Aspects of Coupling Atmosphere and Ocean Models, Ed.: R. Sausen, Report 6, Met. Inst. Univ. Hamburg, FRG.

- [19] R. Sausen und *U. Cubasch*, 1989: A technical guide for the flux correction method. In: Aspects of Coupling Atmosphere and Ocean Models, Ed.: R. Sausen, Report 6, Met. Inst. Univ. Hamburg, FRG.
- [20] *Cubasch, U.*, R. Sausen, M. Böttinger, F. Lunkeit, K. Hasselmann, J. M. Oberhuber, E. Maier-Reimer, R. Podzun, U. Mikolajewicz, G. Lütgens, B. D. Santer und D. Schriever, 1990: Simulation des transienten CO₂-Treibhauseffektes mit gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Modellen. MPI Report, MPI für Meteorologie, Hamburg.
- [21] Palmer, T. N., C. Brankovic, F. Molteni, S. Tibaldi, L. Ferranti, A. Hollingsworth, *U. Cubasch*, und E. Klinker, 1990: The European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) program on extended-range prediction. Bull. Am. Met. Soc., **71**, 1317-1330.
- [22] *Cubasch, U.*, B. D. Santer, E. Maier-Reimer und M. Boettinger, 1990: Sensitivity of a global ocean atmosphere circulation model to a doubling of carbon dioxide. In: Science and Engineering on Supercomputers; E. J. Pitcher (ed.), Computational Mechanics Publ., Southampton, 347-352.
- [23] *Cubasch, U.* und R. Cess, 1990: Processes and modelling. In "Climate Change", Ed. J. Houghton, Cambridge University Press, 365 pp.
- [24] S. Tibaldi, T. N. Palmer, C. Brankovic und *U. Cubasch*, 1990: Extended-range predictions with ECMWF models: Influence of horizontal resolution on systematic error and forecast skill. Q. J. R. Met. Soc., **116**, 835-866.
- [25] C. Brankovic, T. N. Palmer, F. Molteni, S. Tibaldi und *U. Cubasch*, 1990: Extended-range predictions with ECMWF models: Time-lagged ensemble forecasting. Q. J. R. Met. Soc., **116**, 867-912.
- [26] Bakan, S., A. Chlond, *U. Cubasch*, J. Feichter, H. F. Graf, H. Grassl, K. Hasselmann, I. Kirchner, M. Latif, E. Roeckner, R. Sausen, U. Schlese, D. Schriever, I. Schult, U. Schumann, F. Sielmann, W. Welke, 1991: Climate response to smoke from the burning oil wells in Kuwait; Nature, **351**, 367-371.
- [27] *Cubasch, U.*, ed., 1991: Proceedings of the "first joint climate modelling workshop", DKRZ, Hamburg, FRG.
- [28] Santer, B. D., *U. Cubasch*, K. Hasselmann, W. Brüggemann, H. Höck, E. Maier-Reimer und U. Mikolajewicz, 1991: Selecting components of a greenhouse gas fingerprint; First Demetra Meeting on Climate variability und Global Change, Chianciano Terme, I.
- [29] *U. Cubasch*, K. Hasselmann, H. Hoeck, E. Maier-Reimer, U. Mikolajewicz, B. D. Santer und R. Sausen, 1991: Time-dependent greenhouse warming computations with a coupled ocean-atmosphere model; Report No. 67, MPI für Meteorologie, Hamburg.
- [30] *Cubasch, U.*, 1991: Preliminary assessment of the performance of a global coupled atmosphere-ocean model; In: M. E. Schlesinger (ed.), Greenhouse-Gas Induced Climate

Change: A Critical Appraisal of Simulations and Observations, Elsevier Science Publishers B. V., Amsterdam, 137-150.

[31] Neelin, J. D., M. Latif, M. A. F. Allaart, M. A. Cane, *U. Cubasch*, W. L. Gates, P. R. Gent, M. Ghil, C. Gordon, N. C. Lau, G. A. Meehl, C. R. Mechoso, J. M. Oberhuber, S. G. H. Philander, P. S. Schopf, K. R. Sperber, A. Sterl, T. Tokioka, J. Tribbia und E. Zebiak, 1992: Tropical air-sea-interaction in general circulation models; *Climate Dynamics*, **7**, 73-104.

[32] *Cubasch, U.*, 1992: Das Klima der nächsten 100 Jahre: Szenarienrechnungen mit dem Hamburger gekoppelten globalen Ozean-Atmosphärenmodell; *Phys. Bl.*, **48**, 85-89.

[33] v. Storch, M. Zorita und *U. Cubasch*, 1992: Downscaling of global climate change estimates to regional scales: An application to Iberian rainfall in wintertime; in press, "Journal of Climate".

[34] *Cubasch, U.*, K. Hasselmann, H. Hoock, E. Maier-Reimer, U. Mikolajewicz, B. D. Santer und R. Sausen, 1992: Time-dependent greenhouse warming computations with a coupled ocean-atmosphere model; *Climate Dynamics*, **8**, 55-69.

[35] Gates, W. L., J. B. F. Mitchell, G. J. Boer, *U. Cubasch* und V. P. Meleshko, 1992: Climate Modelling, Climate Prediction and Model Validation; IPCC 1992 supplement, WG 1, Cambridge University Press, 200 pp.

[36] Santer, B. D., W. Brüggemann, *U. Cubasch*, K. Hasselmann, H. Höck, E. Maier-Reimer und U. Mikolajewicz, 1992: Orthogonality of signal and noise in time-dependent greenhouse warming experiments; Proceedings of "5th international conference on statistical climatology", Toronto.

[37] Lohmann, U., R. Sausen, L. Bengtsson, *U. Cubasch*, J. Perlwitz und E. Roeckner, 1992: The Köppen climate classification as a diagnostic tool for general circulation models. MPI Report No. 92, MPI für Meteorologie, Hamburg.

[38] Gates, L., *U. Cubasch*, G. A. Meehl, J. F. B. Mitchell, R. J. Stouffer, 1992: An inter-comparison of the control climates simulated by coupled atmosphere-ocean general circulation models. SGGCM, WMO/TD

[39] Windelbrand, M., R. Sausen und *U. Cubasch*, 1992: Extremwertstatistik für Klimasimulationen. *Annalen der Meteorologie*, **27**, p264.

[40] *Cubasch, U.*, B. D. Santer, A. Hellbach, G. Hegerl, H. Höck, E. Maier-Reimer, U. Mikolajewicz, A. Stössel und R. Voss, 1992: Monte Carlo climate change forecasts with a global coupled ocean-atmosphere model; MPI Report No. 97, MPI für Meteorologie, Hamburg, FRG. accepted by "Climate Dynamics".

[41] Lal, M., *U. Cubasch* und B. D. Santer, 1993: The effect of globale warming on the Indian Monsoon simulated with a coupled ocean-atmosphere general circulation; submitted to "Mausam".

[42] B. D. Santer, W. Brüggemann, U. Cubasch, U., K. Hasselmann, E. Maier-Reimer und U. Mikolajewicz, 1993: Signal-to-noise analysis of time-dependent greenhouse warming experiments. Part 1: Pattern analysis; MPI Report No. 98, MPI für Meteorologie, Hamburg, FRG. accepted by "Climate Dynamics".

1.2 Das Ziel der Arbeit

Wie in [23] beschrieben, besteht das Klimasystem (Abb. 1) aus den Komponenten:

- Atmosphäre
- Ozean
- Kryosphäre
- Biosphäre
- Geosphäre

Den Antrieb des Klimasystemes liefert die Erwärmung durch einfallende kurzwellige Sonnenstrahlung und die Abkühlung durch langwellige infrarote Ausstrahlung. Die Erwärmung ist in den Tropen am stärksten, während die Abkühlung in den polaren Breiten jeder Winterhemisphäre maximal ist. Der breitenabhängige Gradient der Erwärmung treibt die großräumige Zirkulation in dem Ozean und der Atmosphäre an, die für den notwendigen Wärmeaustausch sorgt, so daß sich das Gesamtsystem balanziert. Jede Komponente des Klimasystemes besitzt eine interne Variabilität (in der Atmosphäre bezeichnet man sie als Wetter) mit charakteristischen Zeitskalen.

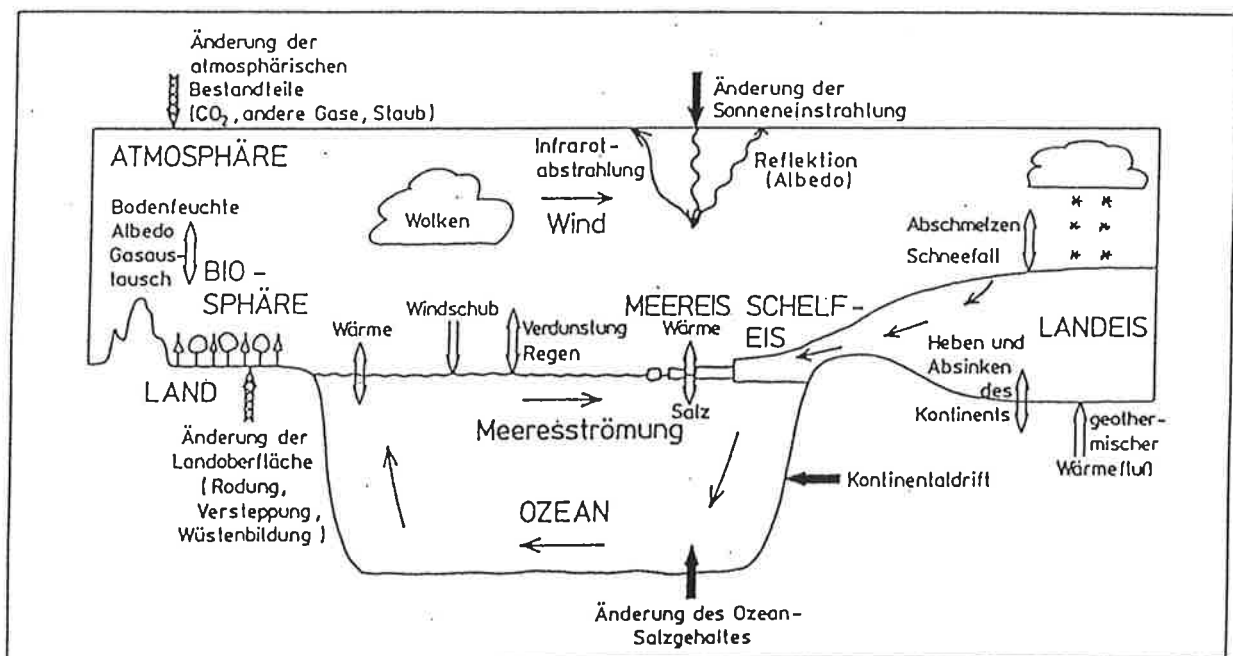


Abbildung 1: Das Klimasystem (nach Houghton, 1984).

In der großräumigen atmosphärischen Zirkulation treten Zeitskalen auf, die von Stunden bis hin zu Monaten reichen, die großskalige ozeanische Zirkulation spielt sich in den Zeitskalen von Monaten (an der Oberfläche der Ozeane) bis hin zu Jahrtausenden (im tiefen Ozean) ab. Die Eisbedeckung der Meere reagiert ähnlich schnell wie die Oberfläche der Ozeane, wohingegen Landeisgebiete Zeitskalen von 10 000 Jahren besitzen. Die Geosphäre zeigt Schwankungen im Bereich von Tagen (z. B. Erosion) bis hin zu 10^6 Jahren (Drift der Kontinente); die Biosphäre reagiert auf Zeitskalen von Stunden (Plankton-Wachstum) bis zu Jahrhunderten (Baumwachstum).

Innerhalb jeder Klimakomponente, aber auch zwischen den einzelnen Komponenten, treten Wechselwirkungen auf, die interne Schwankungen dämpfen oder verstärken. Diese Schwankungen können durch innere Vorgänge verursacht worden sein, aber auch durch eine äußere Anregung, z. B. durch eine Veränderung der Bahnparameter um die Sonne, oder durch anthropogene Einflüsse, z. B. die Veränderung der Zusammensetzung der Erdatmosphäre durch die Emission von Treibhausgasen. Diese Problematik wird in [23] ausführlich diskutiert.

Theoretische Untersuchungen von Lorenz (1963, 1969a, 1969b, 1982) beweisen, daß es z. B. in der Klimakomponente Atmosphäre eine hohe interne Instabilität gibt, die, zumindestens in den Modellrechnungen, selbst kleine Störungen stark anwachsen läßt ("Der Flügelschlag eines Schmetterlings beeinflusst das Wettergeschehen"). Diese hohe interne Instabilität der Atmosphäre wird zusammen mit der Variabilität des gesamten Klimasystems analog zu der Variabilität in anderen Bereichen der Physik als "Rauschen" oder "Klimalärm" ("climate noise") (Leith, 1975) bezeichnet. In der Atmosphäre ist dieses Rauschen dem Signal, d. h. dem vorhergesagten Wettergeschehen im Vorhersagemodus oder der Klimaänderung bei einer Klimavorhersage (Lorenz, 1984), überlagert. Um dieses Signal von dem Klimarauschen zu trennen, versucht man, die rein deterministischen dynamischen Klimasystemberechnungen durch statistische Methoden zu ergänzen. Man spricht hierbei von "dynamisch-stochastischen" Vorhersagen.

Ziel der vorliegenden Arbeit ist es zu beschreiben, wie man mit dynamischen Modellen und unter Zuhilfenahme von statistischen Methoden Vorhersagen von Wetter- bzw. Klimaänderungen in einem Zeitraum von 10 Tagen bis 100 Jahren berechnen kann. Die Technik, die in allen vorgestellten Fällen benutzt wird, ist die sogenannte "Monte Carlo" (MC) Methode: Eine Vorhersage wird mit gleichen Randbedingungen (d. h. im Falle der Klimavorhersage nur der Strahlungsantrieb), aber modifizierten Anfangsbedingungen gestartet. Man erhält dadurch ein Ensemble von Vorhersagen, aus denen man mit statistischen Methoden das Signal, d. h. eine Wahrscheinlichkeitsverteilung des zukünftigen Zustandes, berechnet. Mit der MC-Methode können daher nicht nur die Vorhersage (das Signal), sondern auch die systematischen Anteile der Modellfehler bestimmt werden.

Wie bei Lorenz (1969a) erwähnt, beeinflussen die Modellfehler stark die Güte einer Vorhersage. In einer numerischen Simulation wird das Verhalten der Zirkulation an diskreten Gitterpunkten respektive mit einer vorgegebenen Wellenzahl berechnet. In **Kapitel 2** wird mit Hilfe der Monte-Carlo-Methode am Atmosphärenmodell überprüft, welche Fehler von der horizontalen Auflösung der Modelle abhängen, und inwieweit Modellfehler systematisch auftreten.

Mit den heutzutage zur Verfügung stehenden Atmosphärenmodellen kann aufgrund der Modellfehler und der Ungenauigkeit des Meßnetzes zur Erfassung der meteorologischen Daten nur eine Vorhersagbarkeit von etwa 15 Tagen erreicht werden (Lorenz, 1969a). Jenseits dieser Grenze der "deterministischen" Vorhersage gibt es eine Grauzone, in der zwar der aktuelle zukünftige Zustand der Atmosphäre nicht mehr akkurat vorhergesagt werden kann, aber einige statistische Eigenschaften der atmosphärischen Variablen (z. B. der mittlere Zustand in einem Zeitraum von 10 bis 30 Tagen, "Großwetterlagen") durchaus noch von den Anfangsfeldern beeinflußt werden. Die Möglichkeit einer Vorhersage in dieser Übergangszone durch die "lagged average forecasting" (LAF) Methode, die eine praxisorientierte Modifikation der MC-Methode darstellt, wird in **Kapitel 3** beschrieben.

In Beobachtungsanalysen, später in theoretischen Betrachtungen, dann aber auch in einer Vielzahl von numerischen Experimenten konnte bewiesen werden (Walsh, 1983; Shukla und Wallace, 1983; Shukla, 1984; [7]; [10]), daß die Randbedingungen, d. h. die Meeresoberflächentemperatur (SST), die Bodenfeuchte sowie die Schnee- und Eisbedeckung die allgemeine Zirkulation eindeutig beeinflussen und die Anomalien des Wettergeschehens erzeugen. Da diese Anomalien der Oberfläche eine typische Zeitskala von Wochen bis Monaten besitzen, sollte es bei einer genauen Darstellung dieser Komponenten des Klimasystemes und einer akkuraten Simulation ihrer Wechselwirkung mit der Atmosphäre möglich sein, Anomalien der atmosphärischen Zirkulation ("Großwetterlagen") in ähnlich langen Zeitskalen vorherzusagen. Der Einfluß einer SST-Anomalie auf das Wettergeschehen wurde in [7], [13] und [10] analysiert (**Kapitel 4**). Auch hierbei hilft die Monte-Carlo-Methode, das vorhergesagte Signal vom Rauschen zu trennen.

Als letztes wird noch eine Vorhersage für das Klimageschehen der nächsten 100 Jahre vorgestellt (**Kapitel 5**). In diesem Falle wird nur noch die zeitliche Veränderung der Treibhausgase als einzige Randbedingung vorgeschrieben, alle anderen Parameter des Klimasystemes können frei schwingen. Da schon aus der Arbeit zu Kapitel 4 die Wichtigkeit einer realistischen Darstellung der SST für das Klimageschehen deutlich wurde, war es notwendig, zur Durchführung dieser Experimente ein globales gekoppeltes Ozean-Atmosphärenmodell zu entwickeln. Auch bei dieser Studie ist ein Monte-Carlo-Ansatz nötig, um den Einfluß des Anfangszustandes des Klimasystemes (speziell der des Ozeans) auf die Klimaprognose abzuschätzen.

Insgesamt entsprechen die vorgestellten Zeitbereiche den Forschungsschwerpunkten ("streams") des Weltklimaforschungsprogrammes (WCRP, 1984).

2.0 ZEITBEREICH: 10 BIS 90 TAGE

Von den Komponenten des Klimasystemes sind in den betrachteten Zeitskalen der Ozean und die Atmosphäre am wichtigsten, die dementsprechend auch am aufwendigsten modelliert werden. Andere Komponenten, wie die Biosphäre und Kryosphäre werden dagegen vernachlässigt oder nur sehr rudimentär parameterisiert [23].

Eine fundamentale Frage ist, welche räumliche Auflösung ist hinreichend, um die physikalischen Vorgänge des Klimageschehens realistisch wiederzugeben. Diese Frage wurde

ausschließlich mit einem Atmosphärenmodell studiert, da die zur Verfügung stehende Rechenzeit nicht ausreichte, um längere Rechnungen mit einem gekoppelten Modell durchzuführen (Es existiert bisher auch nur für die niedrigste Auflösung). In den erreichten Simulationslängen (90 Tage) ist eine Wechselwirkung zwischen der ozeanischen Zirkulation und der Atmosphäre wegen der langen Zeitskalen im Ozean vernachlässigbar. Eine ähnliche Studie liegt auch für globale Ozeanmodelle vor (Covey, 1992).

Alle Berechnungen der Klimakomponente Atmosphäre wurden mit dem spektralen Modell des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage (EZMW) durchgeführt. Die vertikale und horizontale Auflösung sowie die Parameterisierung der physikalischen Vorgänge wurde während der Durchführung der Gesamtarbeit zwar mehrere Male verändert, jedoch wurde darauf geachtet, daß für eine Teilstudie nur eine einzige Modellversion verwendet wurde.

2.1 Beschreibung des atmosphärischen Zirkulationsmodelles

Der adiabatische Teil des verwendeten Zirkulationsmodelles wird in [1] beschrieben. Es handelt sich hierbei um ein Spektralmodell, d. h. die prognostischen Variablen werden in einer Reihe von Kugelflächenfunktionen entwickelt. Es wird eine Dreiecksabschneidung bei der Großwellenzahl 21, 42, 63 und 106 verwendet (T21, T42, T63, T106; T = "triangular truncation" = Dreiecksabschneidung). Die spektrale Darstellung der Variablen ermöglicht eine exakte Berechnung horizontaler Ableitungen und erleichtert es, Impuls, Energie und Enstrophie numerisch zu erhalten. Zur Berechnung nichtlinearer Terme, wie z. B. der diabatischen Erwärmungsraten, wird die Transformationsmethode (Orzag, 1970) verwendet: Nach Ermittlung der horizontalen Ableitungen im sogenannten Spektralbereich werden die Variablen und ihre Ableitungen auf ein Gauß'sches Gitter transformiert (dem sogenannten Gitterpunktraum). Dann werden die nichtlinearen Terme berechnet, und anschließend erfolgt eine inverse Transformation zurück in den Wellenzahlraum, wo die Zeitintegration durchgeführt wird. Die Kopplung an das Ozeanmodell sowie die Parameterisierung der physikalischen Prozesse findet im Gitterpunktbereich statt.

Tab. 1 gibt die spektrale Wellenzahl sowie die Anzahl der Gitterpunkte auf einem Breitenkreis des dazugehörigen Gauß'schen Gitters an. Dieses Verhältnis kann nach [1] mit der Formel:

$$P \geq 3M + 1$$

P: Anzahl der Punkte auf einem Breitenkreis

M: maximale zonale Wellenzahl (truncation)

berechnet werden, wenn man eine exakte Darstellung der quadratischen Terme verlangt.

spektrale Auflösung	Gauß-Gitter	Punkte auf Breitenkreis
T21	5.625°	64
T42	2.8125°	128
T63	1.875°	192
T106	1.125°	320

Tabelle 1: Die Horizontalauflösung im Spektral- und im Gitterpunktraum

In [2] werden die Vorteile eines Vorhersagemodelles, das die spektrale Methode verwendet, gegenüber einem Vorhersagemodell, das die finiten Differenzen zur Berechnung der Horizontalableitungen verwendet, diskutiert. Das spektrale Modell simulierte die Verlangsamungsgeschwindigkeiten der langen planetarischen Wellen genauer als ein Gitterpunktmodell mit derselben Anzahl von Punkten, die das spektrale Modell im Gauß'schen Gitter verwendet. Insgesamt konnte das Wettergeschehen zwischen 6 bis 9 Stunden länger vorhergesagt werden. Diese Studie führte letztendlich zur Einführung des spektralen Modells als Routinevorhersagemodell am EZMW.

In dem Atmosphärenmodell wird ein hybrides vertikales Koordinatensystem benutzt, welches von einem σ - System in der Bodennähe zu einem p-System am Oberrand der Atmosphäre übergeht. Die ersten Modellversionen hatten 16 Schichten in der Vertikalen, die späteren 19. Die zusätzlichen Schichten dienen einer Verbesserung der Auflösung der bodennahen Grenzschicht sowie der Tropopause. Die oberste Modellschicht liegt in beiden Versionen bei 10 Pa (ca. 30 km Höhe). Vertikale Ableitungen werden durch finite Differenzenverfahren approximiert, die Energie und Impuls erhalten. Am Ober- und Unterrand der Atmosphäre wird eine kinematische Randbedingung angenommen, d.h. dort verschwinden die Normalkomponenten der Geschwindigkeit. Im Modell wird eine realistische Land-See-Verteilung verwendet.

Die Orographie ist in den ersten Modellversionen eine spektral angepaßte "mean" Orographie (Tibaldi, 1986), in den letzten die sogenannte "envelope" Orographie. Diese "envelope" Orographie zieht den Einfluß der topographischen Varianz in einer Gitterzelle bei der Darstellung der Orographie mit in Betracht. Dieses Verfahren liefert bei höherer horizontaler Auflösung (ab T42) eine deutlich verbesserte Strömungsverteilung. Die Zeitintegration erfolgt mit einem semi-impliziten Leap-Frog-Verfahren.

Viele Prozesse in der Atmosphäre geschehen auf so kleinen räumlichen und/oder zeitlichen Skalen, daß sie nicht mehr explizit aufgelöst werden können. Sie müssen im Modell durch geeignete Parameterisierung dargestellt werden. In dem Zeitraum, den diese zusam-

menfassende Arbeit überdeckt, wurde das Zirkulationsmodell kontinuierlich verbessert, u. a. wurden auch einige der Parametrisierungsverfahren ausgetauscht. Es wurde jedoch darauf geachtet, daß während der Durchführung eines Teilprojektes die Modellversion stabil blieb. In der letzten und zugleich aufwendigsten verwendeten Version ECHAM1 [27] werden u. a. folgende Prozesse berücksichtigt: Strahlung mit Tagesgang; Wolken und Niederschlag prognostisch durch die Berücksichtigung des Wolkenwassergehaltes; turbulente Diffusion in der bodennahen Grenzschicht sowie in der freien Atmosphäre; konvektive Prozesse; Erdbodenprozesse (der Wärme- und Wassertransport im Erdboden wird in einem separaten Bodenmodell berechnet); Abflußmodell (Sausen et al, 1992).

Die Leistungsfähigkeit dieser Modellversion ECHAM1 wird ausführlich in Roeckner et al (1992) beschrieben.

Eine grundlegende Frage in der Wettervorhersage und in der Klimaforschung ist, welchen Einfluß die horizontale und vertikale Auflösung auf die Leistungsfähigkeit eines Zirkulationsmodelles hat. In den letzten Jahren sind die Unterschiede zwischen Wettervorhersagemodellen und Atmosphärenklimamodellen immer geringer geworden (das Hamburger Klimamodell wurde in der Tat aus einem Vorhersagemodell entwickelt). Ebenso sind die Grenzen zwischen einer Langfristvorhersage (bis etwa 1 Jahr) und einer Klimavorhersage (1 Jahr und länger) nicht genau definiert. Die Leistungsfähigkeit der Rechenanlagen ließ es bisher nicht zu, umfangreiche Studien des Klimaverhaltens der hochauflösenden Modelle durchzuführen. Man geht jedoch davon aus, daß in einer Langfristvorhersage schon die systematischen Fehler und Probleme zu erkennen sind, die auch eine Klimavorhersage beeinflussen [3], [4].

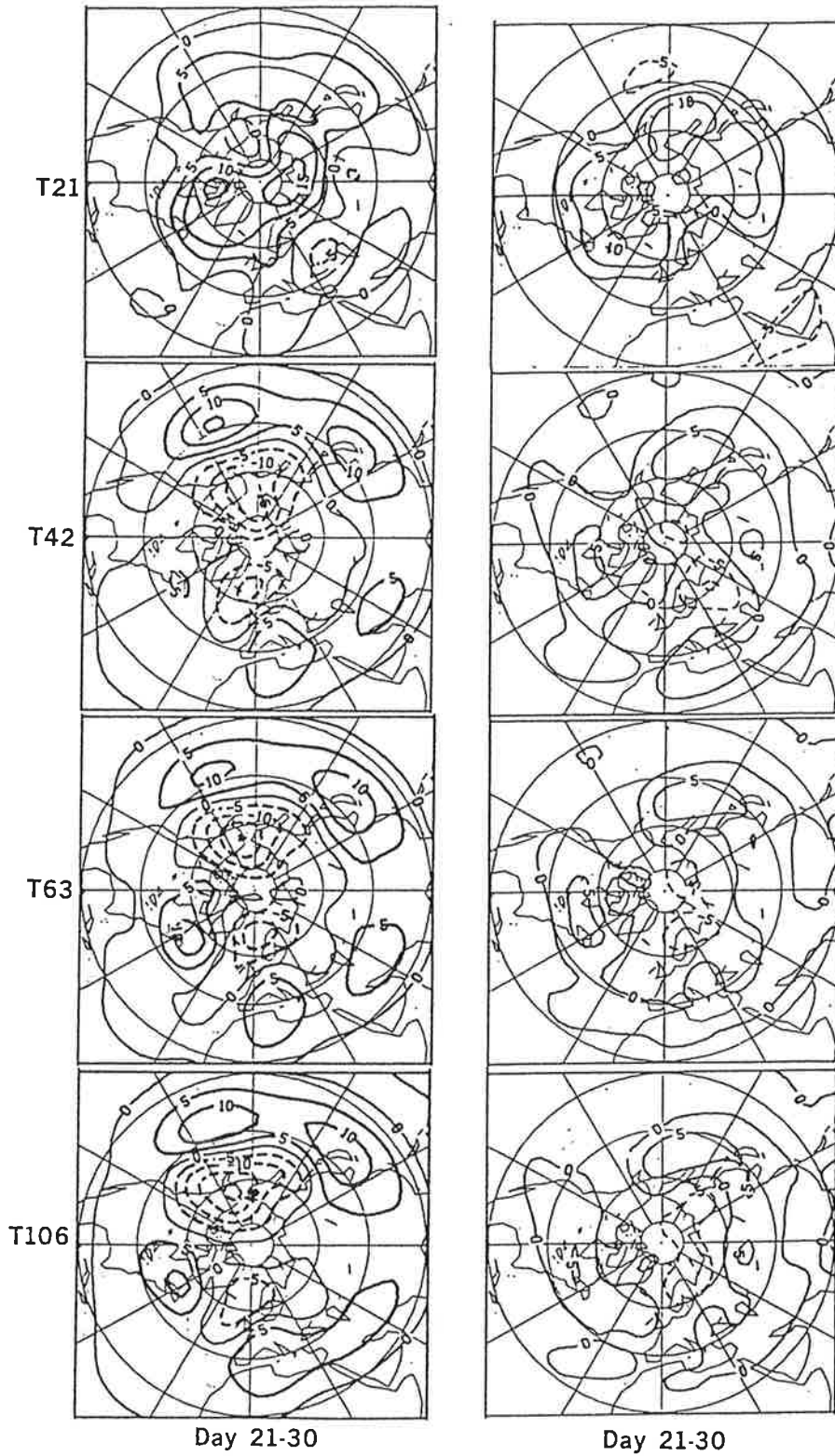


Abbildung 2: Der mittlere Fehler der geopotentiellen Höhe in 500 hPa für die Nordhalbkugel für die Vorhersagetage 21 bis 30 für verschiedene Auflösungen, links: Winterhalbjahr (Oktober bis März); rechts: Sommerhalbjahr (April bis September); Konturintervall: 5 dam; nach [14].

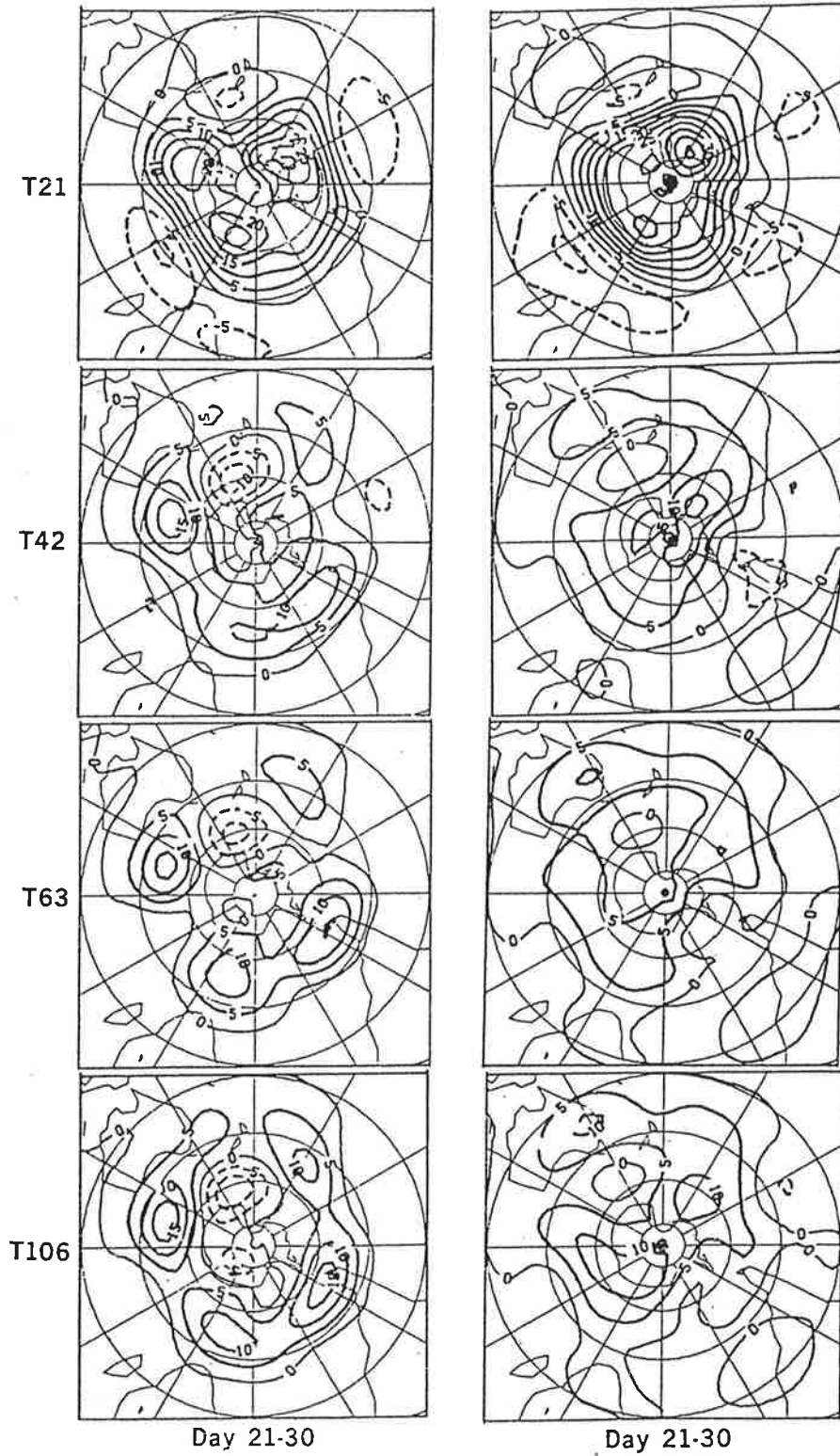


Abbildung 3: Der mittlere Fehler der geopotentiellen Höhe in 500 hPa für die Südhalbkugel für die Vorhersagetage 21 bis 30 für verschiedene Auflösungen. links: Oktober bis März; rechts: April bis September; Konturintervall: 5 dam; nach [14].

2.2 Studien über die Rolle der Auflösung

Erste Untersuchungen über die Rolle der Auflösung im EZMW-Modell wurden schon in [4],[5], [10], [14] veröffentlicht, die Ergebnisse der wohl vollständigsten Arbeit [24] sollen hier kurz zusammengefaßt werden:

In dieser Studie wurde das Verhalten des Modelles in einem Satz (insgesamt 24 Vorhersagen pro Auflösung) von Monatsvorhersagen für ein komplettes Jahr unter der Verwendung von 4 Horizontalaufösungen studiert: T21, T42, T63 und T106. In dieser Studie wird die Monte-Carlo-Methode nicht nur verwendet, um die Vorhersagegüte der deterministischen Vorhersagen bei diesen Auflösungen abzuschätzen, sondern auch, um ein stabiles Muster für die systematischen Fehler bei den jeweiligen Auflösungen zu erhalten.

Die mittlere Verteilung des Fehlers des 500 hPa Höhenfeldes für das Nord-Winterhalbjahr (Oktober bis März) sowie das Nord-Sommerhalbjahr wird in Abb. 2 für alle vier Auflösungen zusammen mit der verifizierenden Analyse gezeigt. Das T21-Modell zeigt insgesamt eine bessere Simulation des Klimas der Nordhalbkugel, jedoch sind die Westwinde der Südhalbkugel stark unterschätzt. Das T42-, T63- sowie T106-Modell verhalten sich sehr ähnlich zueinander, die Struktur der Fehler entspricht den systematischen Fehlern der operationellen EZMW-Vorhersage (Hollingsworth et al, 1980; Arpe, 1983; Arpe und Klinker, 1986; Arpe, 1990). So findet man eine ausgeprägte Nord-Süd positiv-negative Dipolstruktur über dem Zentralpazifik und eine ähnliches, aber schwächeres Muster über dem östlichen Atlantik und Westeuropa, die beide auf eine Abschwächung der quasi-stationären planetarischen Wellen und einer Verstärkung des Strahlstromes in den mittleren Breiten beruhen. Auf der Südhalbkugel (Abb. 3) wird in dem T21-Modell der Nord-Süd-Gradient des bodennahen Druckfeldes zu schwach simuliert, und damit auch die Stärke der Westwinde. Bei den höheren Auflösungen wird der Zonalwind kaum noch unterschätzt. Der Fehler weist eine Wellenzahl-3-Struktur auf.

Die Klimadrift des T21-Modelles unterscheidet sich auch im zonalen Mittel deutlich von der der höher auflösenden Modelle (Abb. 4). Das T42-, T63- und das T106-Modell wiederum besitzen im zonalen Mittel ziemlich ähnliche Fehler, die jedoch wenig mit denen des T21-Modelles gemein haben. In der Stratosphäre außerhalb der Tropen sind sich die systematischen Fehler des T21- und des T42-Modelles sehr ähnlich, diese ähneln aber nicht denen des T63- und T106-Modelles, die sich wiederum kaum unterscheiden. Dieses bedeutet, daß das T42-Modell gewissermaßen eine Übergangsauflösung zwischen der niedrigen T21-Auflösung und den Modellen mit der höheren Auflösung T63 und T106 darstellt. In der Troposphäre kann das T42-Modell als guter Indikator der Probleme, die bei höherer Auflösung auftreten, gewertet werden. Das T42-Modell verhält sich in der Stratosphäre eher wie ein niedrig auflösendes Modell: Die Erwärmung dieser Schichten durch die Brechung und Dissipation von Rossby-Wellen kann erst mit Auflösungen höher als T42 adäquat dargestellt werden, da es ein kleinskaliger Vorgang ist. Die kleinskalige Struktur der Vorgänge in der Stratosphäre und die Tatsache, daß das T42-Modell in diesen Schichten eher dem T21- als dem T106-Modell ähnelt, deutet an, daß die Ausdehnung der Modelle in die höheren Schichten der Atmosphäre wegen der verschiedenen Struktur der Fehler in Troposphäre und Stratosphäre nicht unproblematisch ist.

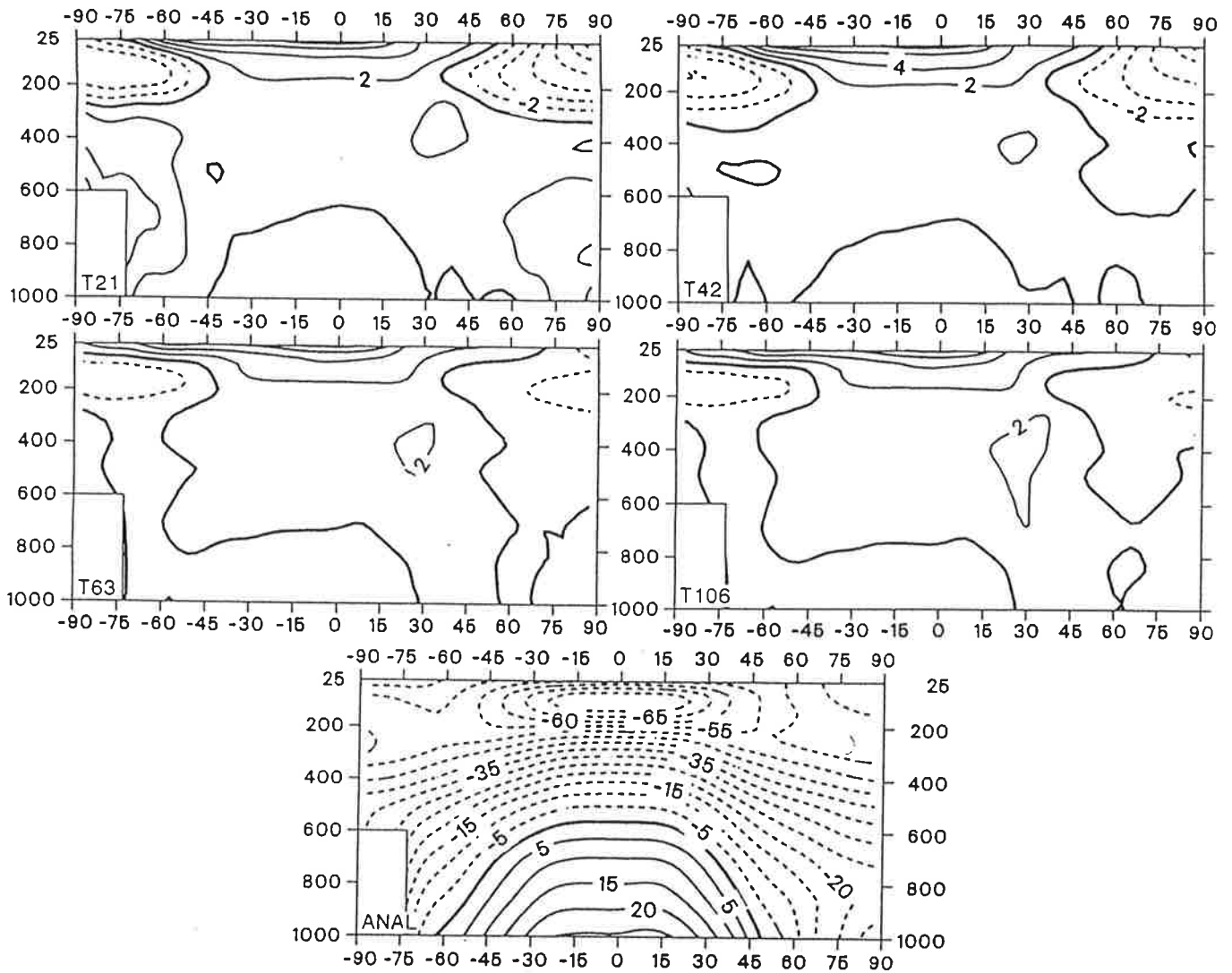


Abbildung 4: Der mittlere Fehler der zonal gemittelten Temperatur für die Vorhersagetage 21 bis 30 für das Winterhalbjahr für die verschiedenen horizontalen Auflösungen sowie die beobachtete Temperaturverteilung. Konturintervall: 2 K für die Fehler, 5 K für die Beobachtung; nach [24].

Die Fehler der zonal gemittelten Größen im Winter der Nord- und der Südhalbkugel hängen mit den systematischen Fehlern, die bei den höher auflösenden Modellen auftreten, zusammen. Die zu starken zonalen Winde, die in allen Schichten der Atmosphäre simuliert werden, führen zu einer Überschätzung des transienten meridionalen Impulsflusses durch Wirbel und zu einer Unterschätzung des meridionalen Wärmetransportes durch lange Wellen. Man muß davon ausgehen, daß in dieser Versuchsreihe der Einfluß der Topographie unterschätzt wurde, denn die hier verwendeten Modelle wurden zwar mit

“envelope orography” (Tibaldi, 1986), jedoch nicht mit “gravity wave drag” berechnet, der dieses Problem zumindestens teilweise beseitigt (Palmer et al, 1986). In den späteren Modellversionen wurden sowohl der “gravity wave drag” als auch die “envelope orography” mit parameterisiert, jedoch zeigt sich, daß das Stömungsverhalten erst ab Auflösungen höher als T21 deutlich verbessert wird (Roeckner et al, 1992).

Es gibt auch eine Anzahl von systematischen Fehlern, die nur schwach von der Horizontalauflösung abhängen und in keiner eindeutigen Beziehung zu der Orographie stehen: Die kinetische Energie der Wirbel in den Subtropen wird unterschätzt, der Impulsfluß und der Wärmefluß an der Obergrenze der simulierten Atmosphäre werden nur wenig wirklichkeitsgetreu wiedergegeben. Es zeigt sich, daß der Fehler in der Repräsentation der kinetischen Energie durch eine übermäßige Dissipation in der Nähe der Tropopausenschicht verursacht wird. Die Fehler der Wärme- und Impulsflüsse in den mittleren Breiten an der Obergrenze der Modellatmosphäre werden durch die künstliche obere Randbedingung erzeugt.

In den Tropen scheinen einige Aspekte der Zirkulation mit einer Erhöhung der Auflösung eher schlechter zu werden: Die Strömungsdivergenz in den höheren Schichten über Indonesien wird bei allen Auflösungen unterschätzt und ist besonders schwach mit dem T106-Modell (Abb. 5). Die mit dem Monsun verbundenen Luftströmungen in den unteren Schichten werden am besten mit dem T21-Modell wiedergegeben und sind zu schwach mit T106. Für diesen Effekt könnte verantwortlich sein, daß die verwendete Parameterisierung des konvektiven Niederschlages (nach Kuo, 1965, 1974) ursprünglich an niedrig auflösenden Modellen entwickelt worden und für hochauflösende Modelle nur bedingt geeignet ist.

Weiterhin wurden die regionalen Unterschiede in den Monsunregionen Afrikas und Asiens analysiert. Auch hier treten die größten Unterschiede zwischen dem T21-Modell und dem T42-Modell auf. Insgesamt liefert das T42-Modell, wenn man einmal von der Amplitude absieht, ähnliche Ergebnisse wie die höher auflösenden Modelle. Besonders für die regionale Verteilung des Niederschlages ist eine möglichst genaue Darstellung der Topographie notwendig, so daß sich hier deutlich die Vorteile einer hohen Auflösung zeigen.

Eigentlich sollte man davon ausgehen, daß die Leistungsfähigkeit der Modelle in bezug auf die Wettervorhersage umgekehrt proportional ist zu der Größe der systematischen Fehler, was in diesem Falle bedeuten würde, daß das T21-Modell die besten Ergebnisse bei der Wettervorhersage liefert. Wie schon in [16] beschrieben, ist dieses bis zu einem Vorhersagezeitraum von etwa 15 Tagen nicht der Fall. In diesen ersten Tagen erzeugen die hochauflösenden Modelle (T63, T106) eindeutig bessere Ergebnisse, da sie die Strömungsabläufe, die im wesentlichen vom Anfangszustand abhängen, besser darstellen können.

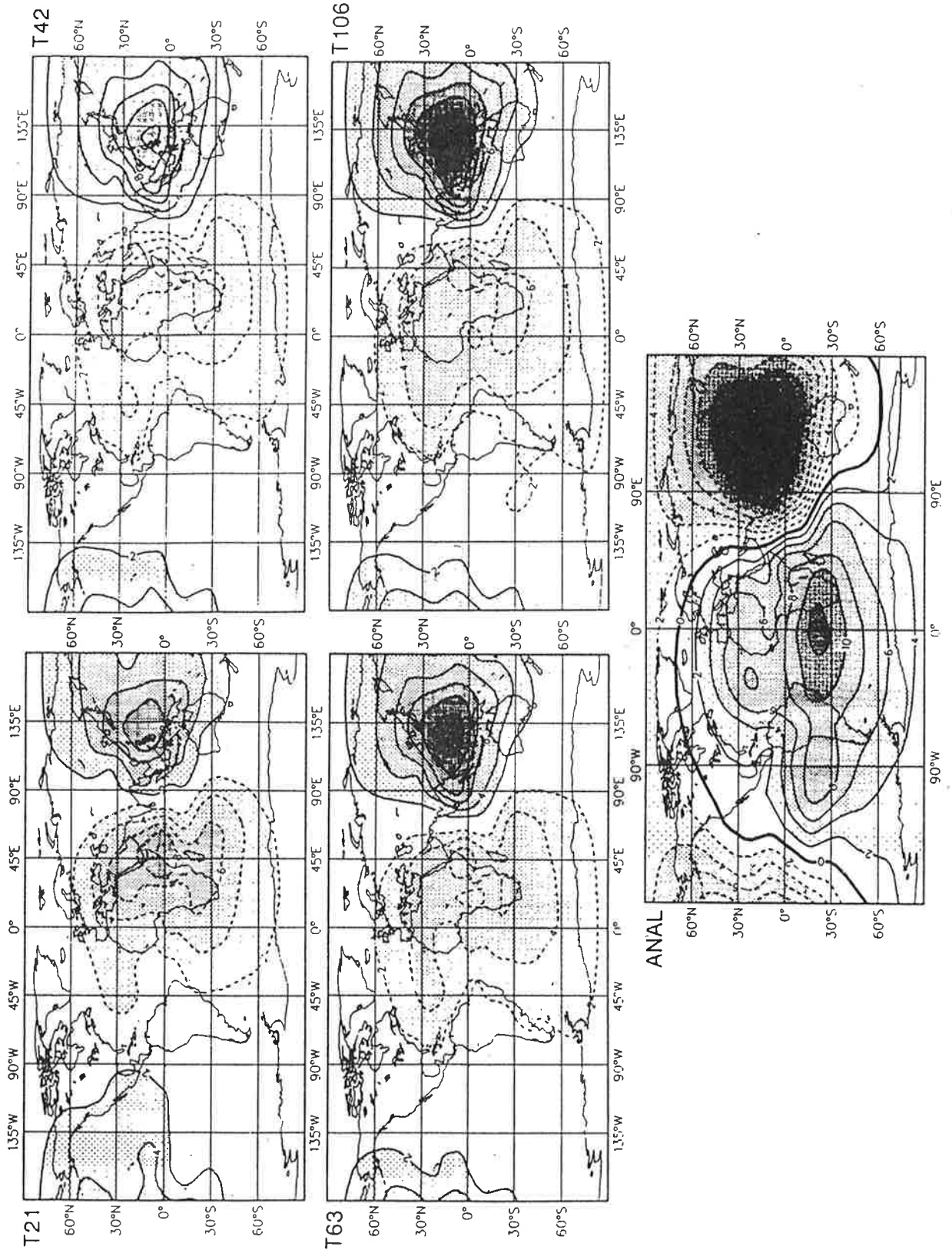


Abbildung 5: Der über 30 Tage gemittelte Fehler des 200 hPa Geschwindigkeitspotentials für die vier Auflösungen sowie die Beobachtung für den Zeitraum April bis September 1985. Konturintervall: $2 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$. Negative Fehler und analysierte Divergenzen werden straffiert dargestellt; nach [24].

Erst nach dieser Zeit kommen die systematischen Fehler der hochauflösenden Modelle stärker zum Tragen, so daß in einigen Fällen das T21-Modell bessere Langfristvorhersagen liefert als Modelle mit höherer Auflösung [5].

2.3 Die "lagged average" Methode

Wie in dem vorhergehenden Kapitel erwähnt, ist es auch mit dem größten Aufwand nur in Ausnahmefällen möglich, eine deterministische brauchbare Vorhersage jenseits von 15 Tagen zu erreichen. Diese Grenze wird aufgrund der internen Instabilität der Atmosphäre (Lorenz, 1963, 1969a, 1969b, 1982) durch die Modellfehler und die Ungenauigkeit der Erfassung der meteorologischen Daten bestimmt.

Jenseits dieser Grenze der "deterministischen" Vorhersage, gibt es eine Grauzone, in der zwar der aktuelle zukünftige Zustand der Atmosphäre nicht mehr akkurat vorhergesagt werden kann, aber einige statistische Eigenschaften der atmosphärischen Variablen (z. B. der mittlere Zustand in einem Zeitraum von 10 bis 30 Tagen, "Großwetterlagen") durchaus noch von den Anfangsfeldern beeinflußt werden.

So zeigte Shukla (1981), daß die Unterschiede zwischen den Monatsmitteln, die von demselben Tag, aber in verschiedenen Jahren anfangend, vorhergesagt wurden, eindeutig größer sind als die, die in nur einen Jahr gestartet wurden, wobei in diesem Falle dem Anfangsfeld zufällige Störungen überlagert wurden. Es gibt auch einige Studien (Miyakoda et al, 1983; [5], [10]), in denen für bestimmte Wettersituationen sinnvolle Vorhersagen der großskaligen Strömungsregime für einen Zeitraum von 30 Tagen berechnet werden konnten. In Beobachtungsanalysen, später in theoretischen Betrachtungen, dann aber auch in einer Vielzahl von numerischen Experimenten konnte bewiesen werden (u. a. Shukla und Wallace, 1983, Shukla, 1984, [6], [7], [10]), daß die Randbedingungen, d. h. die Meeresoberflächentemperatur, die Bodenfeuchte, sowie die Schnee- und Eisbedeckung die allgemeine Zirkulation eindeutig beeinflussen und die Anomalien des Wettergeschehens erzeugen. Da diese Anomalien der Oberfläche eine typische Zeitskala von Wochen bis Monaten besitzen, sollte es bei einer genauen Darstellung dieser Komponenten des Klimasystemes und einer akkuraten Simulation ihrer Wechselwirkung mit der Atmosphäre möglich sein, Anomalien der atmosphärischen Zirkulation ("Großwetterlagen") in ähnlich langen Zeitskalen vorherzusagen.

Auch wenn das kontinuierliche Anwachsen der Fehler die Vorhersage überlagert und letztendlich jedes Vorhersagesignal überdeckt, so kann man wegen der mehr zufälligen Struktur der Fehler hoffen, daß das Vorhersagesignal doch noch extrahiert werden kann, wenn man eine Anzahl von Vorhersagen mittelt, die von leicht unterschiedlichen Anfangsbedingungen gestartet wurden. Wie Epstein (1969) bewiesen hat, kann diese Methode der "Ensemble Vorhersage" als eine praktische Realisierung der theoretischen Überlegungen von Gleeson (1970) gesehen werden. Dieser schlug vor, daß man den beobachteten Anfangszustand und seine Unsicherheit durch eine Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion im Phasenraum ansehen könnte. Die zeitliche Entwicklung dieser Funktion gibt dann eine Wahrscheinlichkeitsaussage des zukünftigen Zustandes der Atmosphäre. Die LAF-Methode, die von Miyakoda und Talagrand (1971) sowie von Hoffmann und Kalnay

(1983) vorgeschlagen wurde, ist eine mögliche (und praktikable) Methode der stochastisch-dynamischen Vorhersage.

In der Praxis erhofft man sich von der Verwendung der LAF-Methode zwei wesentliche Vorteile: zum einen sollte die gemittelte Vorhersage besser sein als die individuellen Vorhersagen, zum anderen ergibt die Streuung der individuellen Vorhersagen eines Ensembles eine Aussage über die Stabilität des atmosphärischen Zustandes, so daß man aus der Streuung die Güte der Vorhersage a priori abzuschätzen hofft.

Dazu kommt, daß, wie schon in Kapitel 2.2 beschrieben, ein Teil der Fehler, die die numerischen Modelle erzeugen, systematisch sind. Dieses macht es möglich, diese Fehler aus einer großen Menge von Vorhersagen für den entsprechenden Zeitpunkt zu isolieren und ihn von der Vorhersage abzuziehen. Dieses Verfahren sollte den mittleren Fehler der Vorhersage reduzieren. Die ersten Versuche, eine Vorhersage zu verbessern, indem man den systematischen Teil des Fehlers abzieht, sind für die mittelfristige Vorhersage von Arpe (1983) durchgeführt wurden. Für die längerfristige Vorhersage wurde diese Technik in [16] vorgestellt und zeigte eine marginale Verbesserung der Vorhersage bei T21-Auflösung.

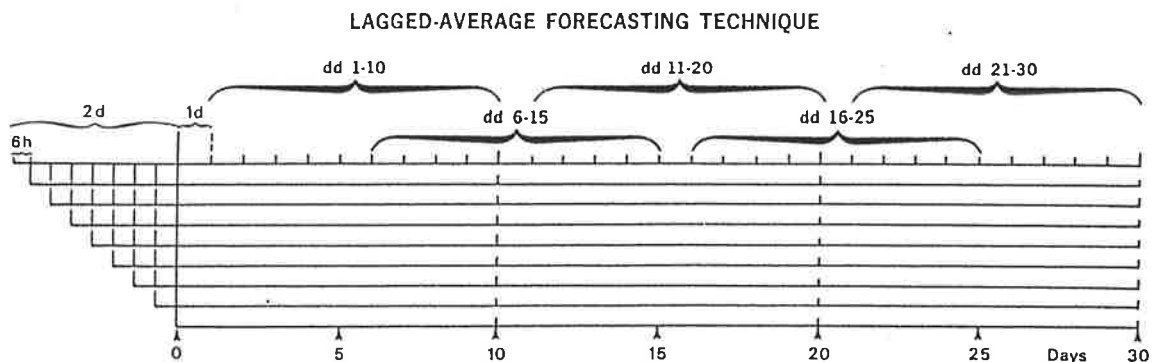


Abbildung 6: Schematische Darstellung der zeitlichen Konstruktion einer LAF-Vorhersage, bestehend aus 9 einzelnen Vorhersagen, die von aufeinander (in 6 stündigen Intervallen) folgenden Anfangszuständen gestartet werden. Die Zeitintervalle, über die zeitlich gemittelt wird, sind ebenfalls angezeigt worden; nach [25].

Die LAF-Methode erzeugt eine Abschätzung der vorhergesagten Felder durch die Mittelbildung von n Simulationen, die von Anfangszeitpunkten gestartet wurden, die um den Zeitpunkt dt versetzt sind. Wenn t der Anfangszeitpunkt der jüngsten Integration ist, dann startet das Ensemble der Vorhersagen von den Zeiten $t, t - dt, \dots, t - (n-1)dt$. Dieses wird in Abb. 6 illustriert.

Die Vorhersagen werden von Anfangszeitpunkten, die 6 Stunden auseinander liegen, gestartet, da am ECMWF alle 6 Stunden Analysen der Beobachtungen durchgeführt werden. Diese Methode hat gegenüber der reinen Monte-Carlo-Methode, wo einem einzelnen Startfeld künstlich Störungen überlagert werden, den Vorteil, daß nur gemessene Daten zum Einsatz kommen.

Die ersten Versuche wurden mit den Horizontalaufösungen T21 und T42 durchgeführt, um die Methodik zu testen und den Einfluß der Auflösung abzuschätzen [8], [11], [16]. Es zeigte sich bei diesen ersten Versuchen, daß man mit der LAF-Methode durchaus eine leichte Verbesserung der Vorhersage erreichen kann, jedoch kann man eine deutlichere Verbesserung auch durch eine Erhöhung der Auflösung z. B. auf T63, erzielen. Es zeigte sich darüber hinaus, daß zu den verschiedenen Analysenzeitpunkten die Beobachtungen großen Qualitätsschwankungen unterliegen, wodurch das LAF-Ensemble nicht homogen ist. Einzelne Vorhersagen können daher durchaus besser sein als das Ensemblemittel [12]. Die Korrektur der Vorhersagen mit dem systematischen Fehler führte bei Auflösungen höher als T21 nicht zu eindeutigen Vorteilen, da der systematische Fehler in dem betrachteten Zeitintervall bei höheren Auflösungen nur eine untergeordnete Rolle gegenüber den anderen Fehlern im System spielt.

Da diese erste Versuchsreihe zumindestens im Ansatz erfolgversprechende Ergebnisse lieferte, wurde eine neue Versuchsreihe mit T63-Auflösung durchgeführt [15], [25], die hier in mehr Detail vorgestellt wird. Diese T63-Versuche bestehen aus 16 Ensembles der LAF-Vorhersagen in verschiedenen Jahreszeiten mit dem operationellen Wettervorhersagemodell des EZMW. Jedes Ensemble besteht aus 9 Integrationen, die von aufeinanderfolgenden Analysen im 6 Stunden Intervall gestartet werden.

2.3.1 "Lagged average" (LAF) Vorhersagen

Wenn man davon ausgehen kann, daß alle individuellen Vorhersagen des Ensembles gleich wahrscheinlich sind und keine Wichtung der einzelnen Vorhersagen notwendig ist, dann ist das Ensemblemittel für die mittleren zehn Tage (Tag 11 bis 20) in den meisten Fällen erfolgreicher als die letzte individuelle Vorhersage (die Kontroll-Vorhersage). Zu diesem Zeitpunkt sind jedoch kaum mehr als ein Drittel der Vorhersagen besser als eine Klima- oder Persistenzvorhersage. Die Ensemblevorhersagen der 850 mb Temperatur sind erfolgreicher als die des 500 mb Höhenfeldes, da hier die langsam veränderlichen Randbedingungen einen direkteren Einfluß nehmen.

Time-lagged forecasts 16 ensembles
 NH 500 mb height 30 day mean, days 1–30

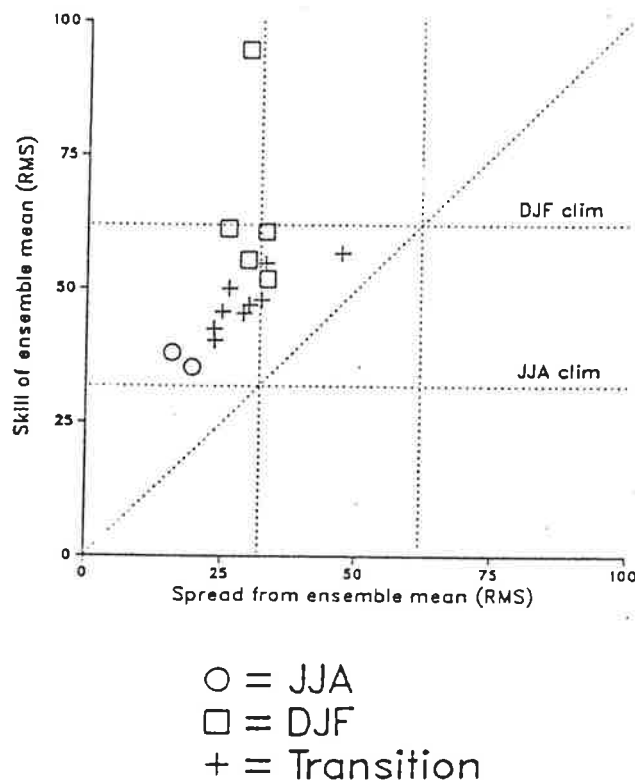


Abbildung 7: Das Verhältnis vom mittleren Vorhersagefehler zur Streuung des 500 hPa Höhenfeldes der Nordhalbkugel (30-Tages-Mittel); nach [15].

Theoretisch ist die Streuung der individuellen Vorhersagen eines Ensembles ein Maß für die Güte der Ensemble Vorhersage (Gleeson, 1970). In den hier vorliegenden Untersuchungen gibt es eine Korrelation zwischen der Streuung der 30-Tages-Mittel und der Güte einer 30-Tages-Ensemblevorhersage; der größte Anteil dieser Korrelation zeigt jedoch nur den Jahresgang in Streuung und Güte (Abb. 7). Die Streuung kann deshalb derzeit nicht als zuverlässiger Indikator für die Güte einer Ensemblevorhersage angesehen werden.

Während der Versuche fallen starke Unterschiede in der Güte der einzelnen LAF-Vorhersagen auf, besonders im Winterhalbjahr. Sie werden in [12] und [25] ausgiebig diskutiert. Als Beispiel wird hier die Vorhersage für Januar 1986, die außergewöhnlich schlecht ist, sowie diejenige für Februar 1986, die als eine der besten anzusehen ist, vorgestellt. Diese beiden Fälle werden in mehr Detail analysiert, um zu erforschen, wodurch diese großen Unterschiede herrühren und ob sich die Güte dieser beiden Vorhersagen a priori abschätzen läßt. Es zeigt sich, daß der großräumigen Strömungsverteilung in diesem Falle eine

besondere Bedeutung zukommt, da in dem betrachteten Zeitintervall sowohl im Sektor Europa/Atlantik als auch im Sektor Nordpazifik eine Blockierung stattfindet.

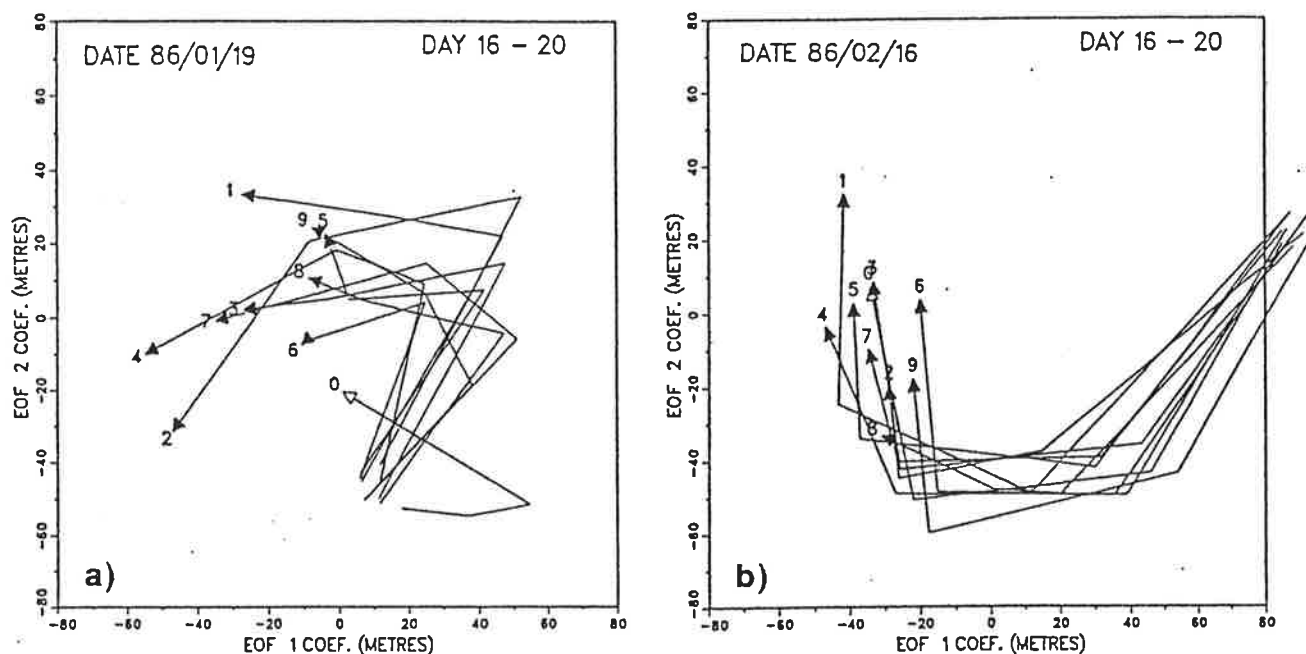


Abbildung 8: Trajektorien des 500 hPa Höhenfeldes der Nordhalbkugel abgebildet auf eine Phasenebene aufgespannt durch die 1. und 2. EOF für die Tage 16 bis 20 der Vorhersage beginnend im Januar 1986 (links), und für die Vorhersage beginnend im Februar 1986 (rechts). Die Zahlen 1 bis 9 beschreiben die einzelnen Vorhersagen, 0 und ein offener Pfeil geben die Beobachtung an; nach [15].

Die Vorhersagen für Januar 1986 werden zu einem Zeitpunkt gestartet, an dem noch keine Anzeichen für diese Blockierung festzustellen sind. Keine einzige der Ensemblevorhersagen prognostiziert den Anfang des Europa/Atlantik-Blockes (der in den Zeitraum Tag 10 bis 15 der Vorhersage fällt), und nur eine Vorhersage (aber nicht die zeitlich letzte) sagt die Bildung des Rückens im Nordpazifik vorher. Zur Zeit des Anfauges der Februarvorhersage war das blockierende Strömungsregime schon etabliert. Die weiteren Entwicklungen wurden erfolgreich vorhergesagt, teilweise mehr als 20 Tage im voraus.

Die Unterschiede im Verhalten werden deutlicher, wenn man Raum-Zeit Trajektorien der ersten beiden EOFs des vorhergesagten 500 mb Höhenfeldes analysiert (Abb. 8; für weitere Details der EOF-Analyse siehe Kapitel 4.2.6). Während der ersten 15 Tage verlaufen die Trajektorien der Mitglieder des Ensembles der Januarvorhersagen ähnlich zueinander, aber völlig verschieden zu der Trajektorie der Beobachtung. Während der zweiten Hälfte des prognostizierten Zeitraumes, werden die Trajektorien unzusammenhängend. Im Gegensatz dazu bleiben die Trajektorien für die Vorhersage für Februar 1986 zusammenhängend und stimmen mit der Beobachtung für den Vorhersagezeitraum gut überein.

Am Ende der Vorhersagezeit gibt die Streuung des Vorhersageensembles für Januar 1986 einen deutlichen Hinweis auf die (nicht vorhandene) Güte der Vorhersage. In der ersten Hälfte der Vorhersagezeit trifft diese Aussage jedoch nicht zu, da alle individuellen Vorhersagen des Ensembles nicht den Beginn der Blockierung im Raum Europa/Atlantik vorhergesagt haben. Für den Februarfall deutet die geringe Streuung auf eine hohe Vorhersagegüte hin.

Um den Januarfall noch weiter zu analysieren, wurden zwei zusätzliche Experimente durchgeführt. Im ersten Experiment wird die Vorhersage mit einer verbesserten Version des EZMW-Vorhersagemodelles durchgeführt. Dieses Modell hat eine höhere vertikale Auflösung, eine Parameterisierung der Reibung durch sich brechende Schwerewellen ("gravity wave drag") und eine revidierte Parameterisierung der Vertikaldiffusion in der freien Atmosphäre. Auch mit diesem Modell kann die Blockierung im Raum Atlantik/Europa nicht vorhergesagt werden. Die Trajektorien dieses zweiten Satzes von Simulationen unterscheiden sich wiederum wesentlich von denen des ersten Ensembles.

In dem zweiten Experiment werden die meteorologischen Felder in den Tropen über ein Relaxationsverfahren durch die Beobachtung ersetzt. Dieser Methode liegt folgender Denkansatz zugrunde: Hoskins und Sardeshmukh (1987) haben darauf hingewiesen, daß eine anormale Strömungskonvergenz in der Karibik für die Entwicklung von Blockierungen mitverantwortlich ist. Gleichzeitig ist bekannt (vergleiche mit Kapitel 2.2), daß das Strömungsfeld in den Tropen starke systematische Fehler besitzt, mithin diese Strömungskonvergenz eventuell gar nicht simulieren kann. Wenn man nun die richtigen tropischen Strömungsverhältnisse vorschreibt, so müßte sich auch die Vorhersage in den mittleren Breiten verbessern. In der Tat trat bei diesem Experiment ein verstärkter Rücken auf und die Vorhersagegüte wurde verbessert, die Stärke der Blockierung wurde jedoch nicht gut simuliert.

Das Scheitern der Vorhersage, den Anfang der Blockierung im Januar 1986 zu simulieren, wird also zumindestens teilweise durch die systematischen Fehler des Modelles hervorgerufen, jedoch kann man auch Probleme in der Bildung des Ensembles nicht ausschließen. Eine der Vorhersagen war in der Lage, die Entwicklung im Nordpazifik auch längerfristig vorherzusagen. Da auffällt, daß die sich Vorhersagen eines Ensembles nicht vollkommen zufällig um die mittlere Vorhersage eines Ensembles gruppieren, sondern sich in eine beschränkte Anzahl von ähnlichen Vorhersagegruppen aufteilen lassen, wird eine Clusteranalyse basierend auf EOFs benutzt, um aus den Vorhersageensembles Unterensembles zu bilden und damit mögliche andere Vorhersageentwicklungen abzuschätzen. Bei dieser Analyse ist es möglich, den Clustern Wahrscheinlichkeiten je nach ihrer Populationsrate, d. h. wie viele Vorhersagen in eine Clusterklasse fallen, zuzuordnen.

Es stellt sich dabei heraus, daß einige der Cluster eine bessere Vorhersage liefern als das Ensembledittel. Diese Cluster enthalten jedoch nicht notwendigerweise die meisten Vorhersagen. Es kann sein, daß es sich hier ein Sammlungsproblem handelt, so daß man mit einer besseren Verteilung rechnen könnte, wenn man die Anzahl der Vorhersagen in einem Ensemble erhöht. In diesem Falle ist jedoch die vorgestellte LAF-Methode zur Erzeugung des Ensembles nicht geeignet, da bei einer Erhöhung des Ensembles die zeitlich letzten Vorhersagen dominieren. Darüber hinaus können die systematischen Fehler der Modelle

und qualitativ unterschiedliche Anfangsdaten die Wahrscheinlichkeitsverteilung der einzelnen Strömungsregime verändern.

Auch die Versuche mit höherer Auflösung zeigen nicht, daß die LAF routinemäßig bessere Vorhersagen liefert als eine einzige deterministische Vorhersage (mit möglicherweise höherer Auflösung). Darüber hinaus kann nicht klar festgestellt werden, daß eine eindeutige Beziehung zwischen der Streuung der einzelnen Mitglieder der Vorhersage und der Güte der Ensemblevorhersage besteht. Es ist nicht eindeutig geklärt, ob dieses "Versagen" auf die potentielle Unvorhersagbarkeit des Systems zurückzuführen ist, ob es ein Problem der Beobachtungsdaten ist oder die Modellfehler als hauptverantwortlich anzusehen sind. Die Forschung auf diesem Gebiet mit dem Ziel einer dynamisch-stochastischen Langfristvorhersage geht am EZMW weiter [21].

3.0 ZEITBEREICH: 30 TAGE BIS 1 JAHR

3.1 Dynamisch-stochastische Abschätzung des Einflusses von Anomalien der Meeresoberflächentemperatur

Wie schon erwähnt, werden bei einer Ausdehnung des Vorhersagezeitraumes die Randbedingungen immer wichtiger [10]. Es wird in einer Vielzahl von Untersuchungen (siehe Zusammenfassung von Shukla und Wallace, 1983) darauf hingewiesen, daß anormale Randbedingungen anormale Zirkulationsmuster nicht nur in der unmittelbaren Nähe der Randbedingungsanomalie, sondern über "Telekonnektionen" auch in weit entfernten Gebieten erzeugen können.

In [7]¹ wird die "Bjerknes-Hypothese" mit Hilfe der Monte-Carlo-Methode überprüft. Diese Hypothese besagt, daß die El-Nino-Meeresoberflächentemperaturanomalie (SST), die in unregelmäßigen Abständen alle 2 bis 7 Jahre im tropischen Pazifik auftritt, über eine Intensivierung der Hadley-Zirkulation zu einer Wetterveränderung in den mittleren Breiten führt.

Die El-Nino-SST bietet sich an, um den Einfluß der Randbedingungen aus dem Rauschen der atmosphärischen Zirkulation zu isolieren, da sie die in der betrachteten Zeitskala räumlich größte beobachtete Anomalie der Randbedingungen der Atmosphäre darstellt.

Um ein Ensemble von Vorhersagen zu erhalten, wird die "composite" SST-Anomalie (nach den Daten von Rasmusson und Carpenter, 1982) in drei Simulationen mit dem T21-Modell eingebracht. Diese Modellintegrationen, die einen Zeitraum von 150 Tagen simulieren, unterscheiden sich nur durch den Anfangszeitpunkt: Sie werden von demselben Tag im Jahr, aber von verschiedenen Jahren der 10-Jahres-Kontrollintegration gestartet.

1. Die Arbeit [7] wurde an der Universität Hamburg als Doktorarbeit angenommen. Sie wird hier nur kurz aufgeführt, um den logischen Zusammenhang dieser Studie mit den anderen hier vorgestellten Arbeiten für die verschiedenen Zeitskalen deutlich werden zu lassen.

Diese Methode erlaubt es, auch in den mittleren Breiten ein statistisch signifikantes Signal zu isolieren [9], [7], was mit einer einzigen dynamischen Vorhersage nicht möglich ist [10] (Abb. 9).

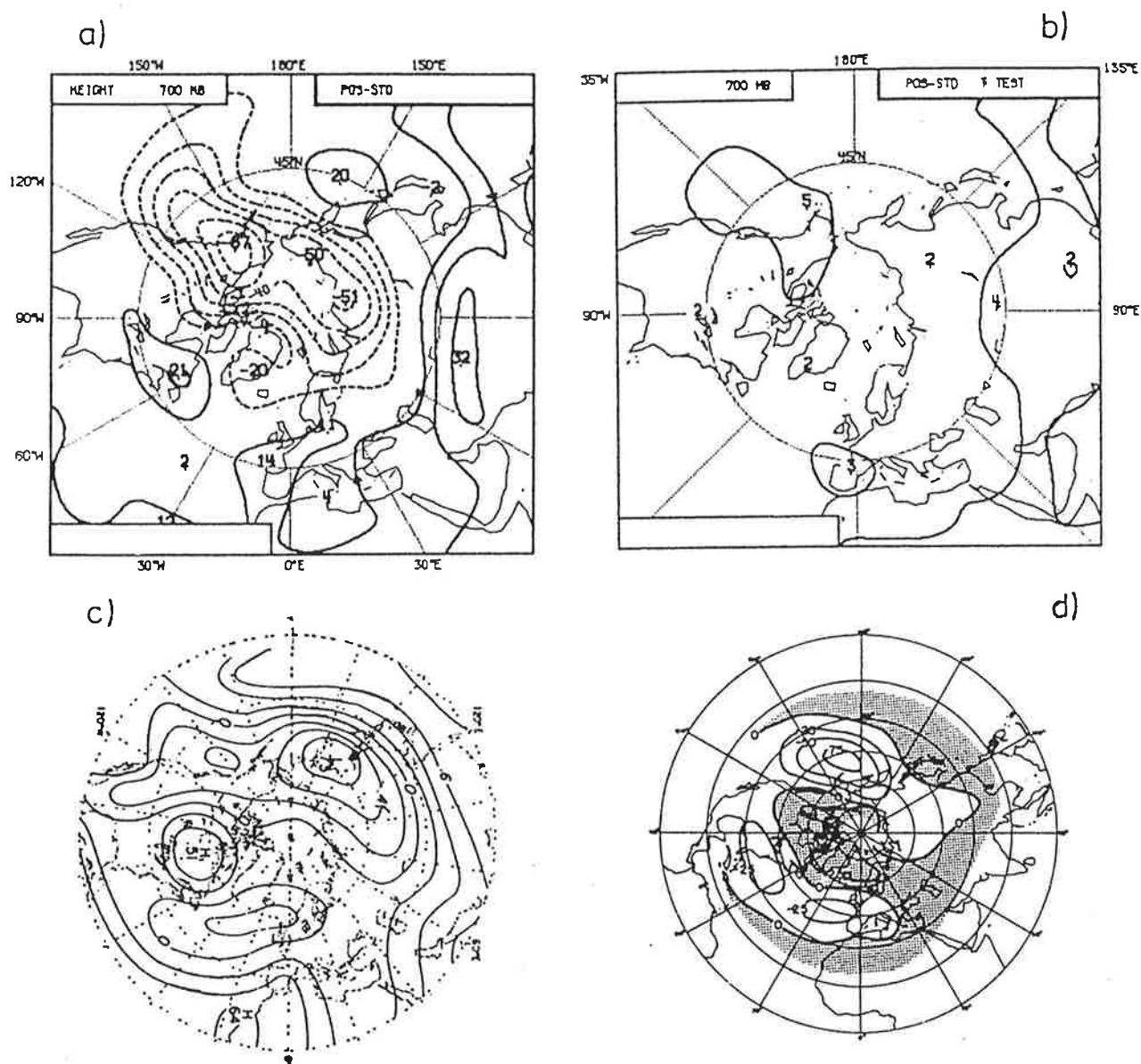


Abbildung 9: Die Änderung des 700 hPa Höhenfeldes. a) Simuliert mit dem Klimamodell; b) die statistische Signifikanz der Änderung des 700 hPa Höhenfeldes (t-Test; die Konturlinie beschreibt Flächen mit einer Signifikanz von mehr als 95%.); c) die 1. EOF der beobachteten Winterzirkulation nach Wallace und Gutzler (1981); d) die beobachtete Höhenfelddifferenz für Winter (van Loon und Rogers, 1981).

4.0 ZEITBEREICH: 1 JAHR BIS 100 JAHRE

Auch in der Klimavorhersage hat mittlerweile die MC-Methode Einzug gehalten. In den hierbei betrachteten Zeitskalen versucht man, die Unsicherheiten abzuschätzen, die durch die Unkenntnis des genauen Anfangszustandes des Klimasystemes, insbesondere der sich langsam verändernden Randbedingungen, in diesem Falle der ozeanischen Zirkulation, hervorgerufen wird.

Wie u. a. in [32] diskutiert, wurden in der Vergangenheit die Auswirkungen einer Konzentrationsänderung der atmosphärischen Treibhausgase auf das globale Klima mit Modellen der atmosphärischen Zirkulation berechnet, in denen der Ozean nur durch eine typischerweise 50 m tiefe Wassermasse dargestellt wird, sogenannte "mixed layer" Modelle (für eine Zusammenfassung siehe [23]). Diese Modelle wurden in einigen Fällen erweitert, indem zusätzlich die Wärmetransporte unterhalb der Mischungsschicht vorgeschrieben werden (Hansen et al, 1988). Alle diese Modelle sind jedoch nicht in der Lage, Veränderungen der ozeanischen Zirkulation bei einer Klimaänderung vorherzusagen, z. B. einen veränderten horizontalen Wärmetransport oder die Wärmespeicherung in den tieferen Schichten des Ozeans. Genau diese Prozesse sind jedoch für das Klimagleichgewicht sowie für das zeitlich veränderliche Verhalten des gesamten Klimasystemes von herausragender Bedeutung. Sie wurden bisher noch nicht berücksichtigt, da die entsprechenden globalen dreidimensionalen Ozeanmodelle noch nicht entwickelt worden waren bzw. die Rechnerkapazität für umfangreiche gekoppelte Modelle fehlte.

Schon in dem zur Weltklimakonferenz 1990 in Genf veröffentlichten Bericht über den Kenntnisstand der Wissenschaft über das Problem der globalen Erwärmung durch die Treibhausgase wurde erwähnt [23], daß eine zuverlässige Simulation der globalen Erwärmung nur mit einem globalen gekoppelten Ozean-Atmosphären-Modell erreicht werden kann. Auf der ganzen Welt wurden bisher nur vier Berechnungen mit einem globalen gekoppelten Ozean-Atmosphären-Modell durchgeführt (Washington und Meehl, 1989; Houghton et al, 1990, Murphy, 1992). Obwohl mit diesen Experimenten die Größenordnung der durch die "mixed layer" Modelle erhaltenen globalen Klimaveränderung bestätigt werden konnte, so zeigten sich jedoch Unterschiede in ihrer räumlichen Struktur und ihrem zeitlichen Verlauf.

Darüber hinaus kann man bei einem Literaturstudium [23] feststellen, daß der Effekt der Treibhausgase zum überwiegenden Teil bisher nur in Experimenten studiert wurde, die von einer sofortigen Verdopplung der Treibhausgaskonzentration ausgingen und bis zu einem Gleichgewichtszustand berechnet wurden. Der zeitliche Verlauf der Klimaänderung zwischen heute und dem Zeitpunkt der Treibhausgasverdopplung wird dann mittels sehr stark vereinfachter Modelle hergeleitet (Houghton et al, 1990).

In den folgenden Kapiteln werden mehrere Simulationen mit dem in Hamburg entwickelten globalen gekoppelten Ozean-Atmosphären-Modell vorgestellt, in denen die Wirkung eines zeitlich veränderlichen Anstieges der Treibhausgase in der Atmosphäre auf das Klimasystem untersucht wird (Kapitel 4.2). Zur Absicherung dieser Ergebnisse wird zuerst mittels eines Kontrollexperimentes, bei dem die Strahlungsbedingungen von 1985 vorge-

schrieben werden, analysiert, inwieweit das Modell in der Lage ist, das heutige Klima realistisch zu beschreiben (Kapitel 4.1.3).

4.1 Das gekoppelte globale Ozean-Atmosphären-Modell

4.1.1 Die Komponenten des gekoppelten Modelles

Das Atmosphärenmodell wird ausführlich in Kapitel 2.1 beschrieben. In dieser Studie kam die für Klimarechnungen entwickelte Version ECHAM1 mit der Auflösung T21 zum Einsatz (Roeckner et al, 1992). Eine höhere Auflösung, die vielleicht in den mittleren Breiten und auf der Südhalbkugel ein besseres Zirkulationsfeld geliefert hätte, verbot sich aus ökonomischen Gründen. Mit dieser Auflösung liegt das Modell im oberen Mittelfeld der weltweit verwendeten Klimamodelle [35](vergleiche mit Tabelle 3).

Das großskalig-geostrophische Ozeanmodell LSG (= Large Scale Geostrophic) wurde von Maier-Reimer und Hasselmann (1987) entwickelt. Es basiert auf den primitiven Gleichungen, jedoch werden die schnellen Schwerewellen, die für die Simulation langfristiger Klimaänderungen irrelevant sind, durch Verwendung eines impliziten Zeitintegrationsverfahrens herausgefiltert. Salzgehalt und Temperatur werden nur durch Advektion transportiert, wenn man von Konvektion in hohen Breiten (zur Erhaltung der statischen Stabilität) und numerischer Diffusion absieht. Das Modell verwendet eine realistische Land-See-Verteilung sowie eine realistische Bodentopographie. In der Horizontalen wird ein $5.6^{\circ} \times 5.6^{\circ}$ Arakawa-E-Gitter verwendet. Die Gitterweite wurde so gewählt, daß die Gitterpunkte möglichst nahe bei den Gitterpunkten des Gauß'schen Gitters vom Atmosphärenmodell liegen. Das Modell hat 11 vertikale Niveaus (bei 25, 75, 150, 250, 450, 700, 1000, 2000, 3000, 4000, 5000 m Tiefe für die Horizontalgeschwindigkeit, die Temperatur und den Salzgehalt; bei 50, 112.5, 200, 350, 575, 850, 1500, 2500, 3500 und 4500 m für die Vertikalgeschwindigkeit)². Ein thermodynamisches Meereismodell (mit Advektion durch die ozeanische Strömung sowie einer Rheologie in der letzten Version [34]) ist in die oberste Ozeanschicht eingebettet.

4.1.2 Die Kopplung

Angetrieben wird das Modell im ungekoppelten Modus durch eine vorgeschriebene Windschubspannung sowie durch Vorgabe der beobachteten Lufttemperatur und des Salzgehaltes der obersten Schicht als Randbedingung. Die Zeitintegration des Modelles erfolgt implizit mit einem Zeitschritt von 30 Tagen. Dadurch werden die Schwerewellen stark gedämpft, während die physikalisch relevanten quasi-geostrophischen Rossbywellen nahezu ungedämpft propagieren können. Um bei der Kopplung an das Atmosphärenmodell den Phasenfehler zu reduzieren und Instabilitäten in der Deckschicht bei der Eisbildung zu vermeiden, werden die Gleichungen für die Eisdicke sowie für Temperatur und Salzgehalt der obersten Schicht mit einem kürzeren Zeitschritt (1 Tag) integriert. Vor dem

2. In der ersten Modellversion [17] wurden die obersten beiden Niveaus des Ozeans durch nur eine Schicht dargestellt. Wegen der physikalischen Bedeutung der obersten Meter des Ozeans ist später die vertikale Auflösung erhöht worden.

Beginn der Kopplungsversuche wurde das Ozeanmodell so lange mit klimatologischen Randdaten angetrieben, bis sich die gesamte ozeanische Zirkulation auf einen Gleichgewichtszustand eingestellt hatte (ca. 5000 Jahre).

Das Atmosphärenmodell braucht in der vorliegenden Form die Temperatur an der Meeresoberfläche sowie die Temperatur an der Oberkante des Meereises als Antrieb, das Ozeanmodell dagegen den totalen Wärmefluß (d.h. sensibler und latenter Wärmefluß, thermischer und solarer Wärmefluß), den Frischwasserfluß (Niederschlag minus Verdunstung plus Abfluß aus Strömen) sowie die Windschubspannung als Antriebsparameter aus dem Atmosphärenmodell (Abb. 10). Da das Ozeanmodell einen längeren Zeitschritt als das Atmosphärenmodell besitzt, werden die Frischwasser- und Wärmeflüsse über 36 Atmosphärenmodell-Zeitschritte (=1 simulierter Tag) gemittelt und dann dem Ozeanmodell übergeben, das dann für einen Zeitschritt gerechnet wird. Die so neu gewonnenen Werte an der Oberkante des Ozeans werden dann dem Atmosphärenmodell mitgeteilt, das wiederum für 36 Zeitschritte gerechnet wird. Man spricht hierbei von einer synchronen Kopplung. Ein analoges Verfahren findet für die Windschubspannung Anwendung, jedoch beträgt hier der Zeitschritt 30 Tage.

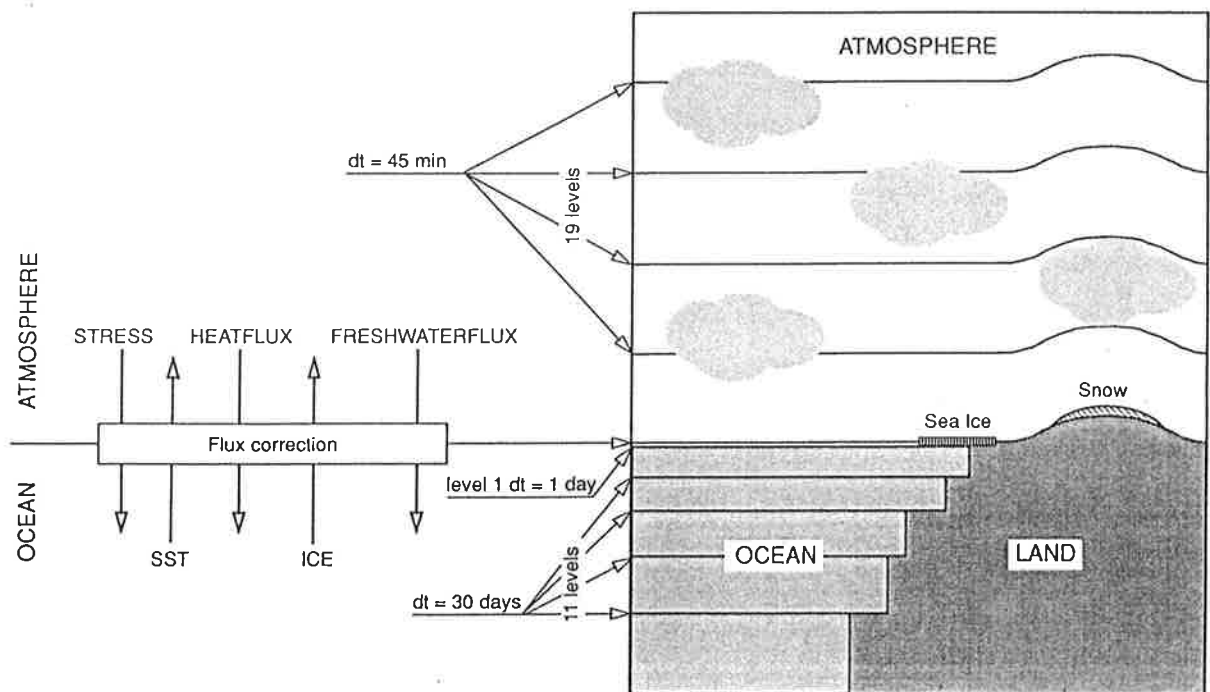


Abbildung 10: Schematische Darstellung des gekoppelten Ozean-Atmosphären-Modelles ECHAM1 + LSG; nach [30].

Die in beiden Modellen auftretenden Fehler beeinflussen das jeweilig andere Modell, so daß es zu einer Verstärkung der Fehler und letztendlich zu einem Weglaufen des gekoppelten Systems in einen unrealistischen Zustand kommen kann. Um dieses Problem zu kompensieren, sind verschiedene Korrekturverfahren entwickelt worden (Sausen et al, 1988;

Manabe et al, 1991). Bei dem in Hamburg verwendeten Korrekturverfahren spricht man von Flußkorrektur.

Zunächst wurden einige Tests mit einer Kopplung ohne Korrekturverfahren durchgeführt, die in [17] und [22] beschrieben werden. Als Vorbereitung dieser Kopplung ohne Flußkorrektur (direkte Kopplung) wird jedes Modell für sich eingeschwungen. Das Atmosphärenmodell wird 3 Jahre mit klimatologischen Werten für die Meeresoberflächentemperatur und die Temperatur angetrieben, bis es einen Gleichgewichtszustand erreicht hat. Das Ozeanmodell berechnet den Wärmefluß aus einer Newtonischen Kopplung an die äquivalente Meeresoberflächentemperatur (Oberhuber, 1988), der Frischwasserfluß wird aus einer Relaxation auf den beobachteten Salzgehalt (Levitus, 1982) hergeleitet. Um einen optimalen Start bei der direkten Kopplung zu erreichen, ist es notwendig, das Ozeanmodell beim Einschwingen mit der Windschubspannung des Atmosphärenmodelles anzutreiben, da diese regional wesentlich schwächer als der beobachtete Windstress ist: In den Tropen z. B. reagiert das Ozeanmodell mit einer El-Nino-artigen Schockwelle, schwingt man es zuerst mit dem beobachteten Windstress ein und koppelt es dann an das Atmosphärenmodell. Die Ozeanströmungen sind zwar schwächer, wenn das Ozeanmodell mit dem modellierten Windstress angetrieben wird, jedoch sind die Strömungsmuster an der Meeresoberfläche hinreichend realistisch, um mit der Kopplung fortzufahren [17], [30]. Durch das Einschwingen mit den T21-Modellrandbedingungen, insbesondere der Temperaturverteilung, wird die Konvektion im Nordatlantik stark reduziert. Die Meridionalzirkulation im Nordatlantik verliert stark an Intensität (mehr als 50 %). Es kommt jedoch nicht zu einer Reversion der Meridionalzirkulation, wie sie von Maier-Reimer und Mikolajewicz (1989) und Manabe und Stouffer (1988) beschrieben wird, die den Bedingungen während der "Jüngeren Dryas" Eiszeit entspricht.

Die ersten Versuche der direkten Kopplung mit der Modellversion "cycle 26" zeigten deutlich die Schwächen des Atmosphärenmodelles: Dieses Modell hat eine negative Wärmebilanz von etwa 7 W/m^2 [17]. Im ungekoppelten Fall dient der Ozean (d. h. die vorgeschriebene Meeresoberflächentemperatur) als unendliche Wärmequelle, im gekoppelten Fall wird diese Wärme aus dem Ozean entnommen, der sich dementsprechend abkühlt. Es war daher nicht möglich, den "cycle 26" des alten Modelles zu benutzen, ohne eine Klimadrift des Gesamtsystems zu erhalten oder auf Korrekturmaßnahmen zurückzugreifen [30].

Die danach verwendete Modellversion ECHAM1 hat, zumindestens im globalen Jahresmittel, eine ausgeglichene Energiebilanz. Dieses ermöglicht, auch ohne Flußkorrektur, Integrationen durchzuführen, ohne daß der mittlere Zustand des gekoppelten Systems wegdriftet [22]. Regional ergeben sich jedoch weiterhin große Probleme. Schon nach 25 Jahren Simulationsdauer hat sich die räumliche Verteilung der Meeresoberflächentemperatur stark verschoben (Abb. 11). Es ergibt sich die Tendenz eines meridionalen und zonalen Gradientabbaues, wie sie auch in dem nicht flußkorrigierten NCAR Modell beobachtet wird (Washington and Meehl, 1989). Die Forschungsgruppe in NCAR hat ihr nicht-flußkorrigiertes Modell benutzt, um Klimaänderungsvorhersagen durchzuführen, obwohl der erreichte Zustand als nicht sehr realistisch bezeichnet werden muß (Washington und Meehl, 1989). Die Hamburger Simulation wurde nach 25 Jahren abgebrochen, da der bis

dahin erreichte Zustand nicht hinreichend realistisch erschien, um weitere Versuche zu rechtfertigen [22].

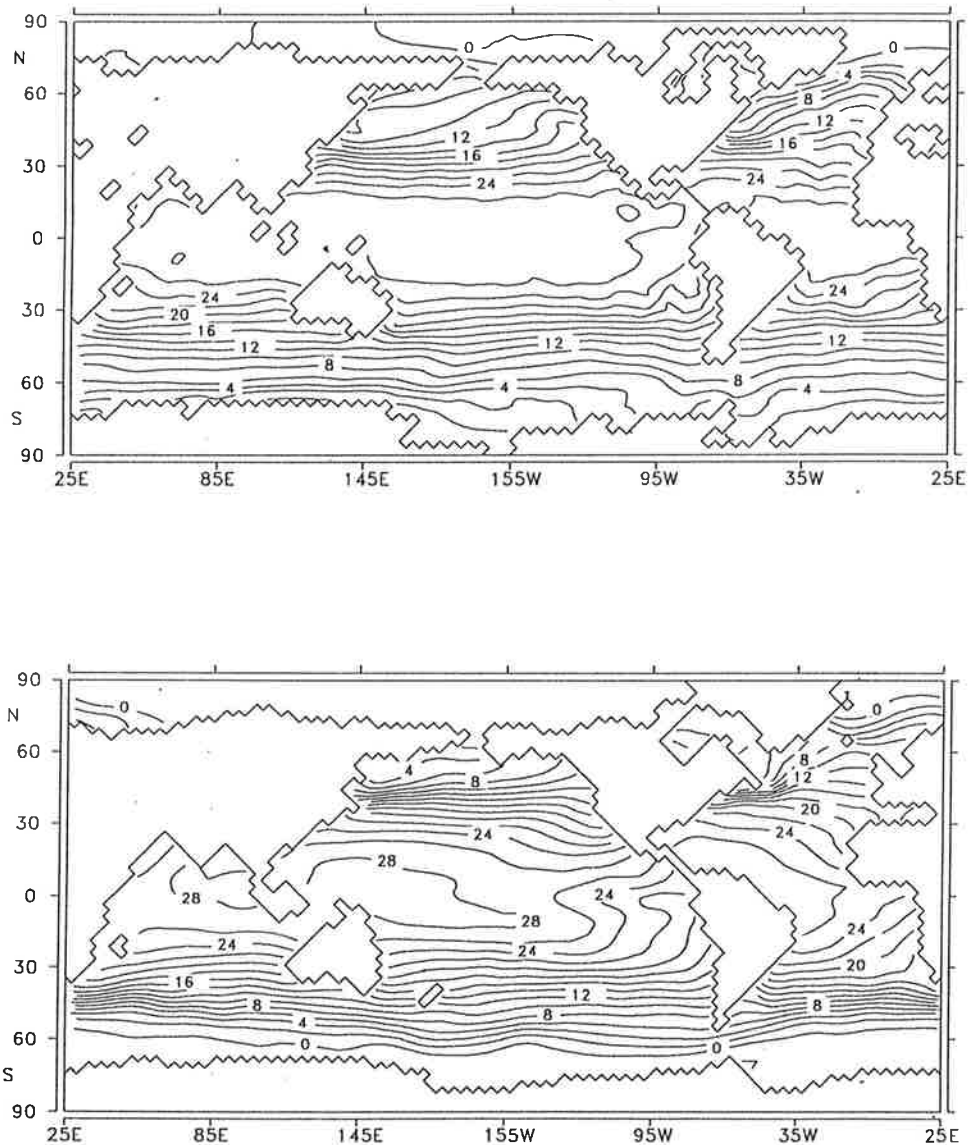


Abbildung 11: Das Jahresmittel der Meeresoberflächentemperatur des Experimentes ohne Flußkorrektur nach 25 Jahren Integrationszeit (oben) sowie die beobachtete Meeresoberflächentemperatur nach Levitus (1982) (unten). Konturintervall: 2 K.

Die Probleme der direkten Kopplung können mit der Flußkorrekturmethode umgangen werden, die von Sausen et al (1988) theoretisch beschrieben wurde. Hierbei werden nicht

die Flüsse als solche, sondern ihre Anomalien gekoppelt. Diese Methode hat den Vorteil, daß sie in erster Näherung linear wirkt. Diese Methode wurde von Bierkamp (1987) auf ein tropisches "mixed layer" Modell angewendet. In [17], [18], [30] findet sie zum ersten Male in einem globalen gekoppelten Modell ihren Einsatz.

Die Flußkorrektur wird wie folgt angewendet [18], [19]: Das ungekoppelte Atmosphärenmodell wird für einen Zeitraum von 20 Jahren berechnet, wobei die beobachtete klimatologische Meeresoberflächentemperatur als untere Randbedingung vorgeschrieben wird. Die letzten 10 Jahre der Integration, in denen das Modell ein Gleichgewicht erreicht hat, werden zur Berechnung der Flußkorrektur herangezogen. Es werden die Windschubspannung, der totale Wärmefluß (d.h. die Summe aus langwelligem, kurzwelligem Strahlungsfluß sowie dem latenten und sensiblen Wärmefluß) und außerdem der Frischwasserfluß (d. h. Niederschlag minus Verdunstung plus Landoberflächenabfluß) für jeden Monat im Jahr berechnet.

Das Ozeanmodell wird durch eine Newtonische Kopplung an dieselbe klimatologische Meeresoberflächentemperatur wie das Atmosphärenmodell angetrieben. Eine Relaxation auf die beobachtete Salzverteilung nach Levitus (1982) sowie ein direkter Antrieb der Ozeanzirkulation mit der beobachteten Windschubspannung nach Hellermann und Rosenstein (1983) ergeben die weiteren Randbedingungen. Nach etwa 5000 Jahren hat das Ozeanmodell einen Gleichgewichtszustand erreicht. Aus der Relaxation der Temperatur und des Salzgehaltes lassen sich der Wärmefluß und der Frischwasserfluß zurückrechnen, die nötig gewesen wären, um die ozeanische Zirkulation zu erhalten. Die diagnostizierten Frischwasserflüsse werden als Antrieb für eine Fortsetzung der Ozeansimulation für weitere 2000 Jahre benutzt. Der so erhaltene Zustand bildet den Anfangszustand des Ozeans bei der Kopplung mit Flußkorrektur. Die Differenz zwischen den von dem Atmosphärenmodell simulierten und den vom Ozeanmodell verlangten Flüssen ergibt die Flußkorrektur.

In der vorliegenden Kopplung werden alle Flüsse von dem Atmosphärenmodell in den Ozean korrigiert. Außerdem wird die Oberflächentemperatur des Ozeans einschließlich der Temperatur über Eis flußkorrigiert, bevor sie als untere Randbedingung für das Atmosphärenmodell dient. Andere Modellierungsgruppen beschränken sich darauf, nur die Wärme- und Frischwasserflüsse zu korrigieren, auch weichen die Methoden der Berechnung der Flußkorrektur von dem hier vorgestellten Verfahren ab (Manabe et al, 1991). Trotz der unterschiedlichen Berechnungsweise der Flußkorrektur ergibt sich in der geographischen Verteilung und in der Amplitude der Flußkorrektur eine bemerkenswerte Übereinstimmung [35].

Die Wärmeflußkorrektur (Abb. 12) zeigt deutliche Maxima in Regionen mit starken Wärmefläßen, wie z. B. in der Golfstromregion. Hier nehmen die Korrekturwerte die gleiche Größe wie die zu korrigierenden Werte an. Die grobe Auflösung der Modelle, die nicht in der Lage ist, räumlich eng begrenzte Phänomene wie den Golfstrom aufzulösen, ist wohl als Hauptursache dieses Problems anzusehen. Ein weiteres Problemgebiet findet sich an der Eiskante der Arktis und der Antarktis. Hier kann es vorkommen, daß ein Eispunkt in dem einen Modell kein Eispunkt in dem anderen Modell gegenüberliegt und deshalb die Flüsse, die über Eis wesentlich kleiner sind als über offenem Wasser, an diesen

kritischen Punkten durch die Flußkorrektur kompensiert werden müssen. Die Flußkorrektur an der Eiskante ist insbesondere bei Klimaänderungsexperimenten problematisch, da man davon auszugehen hat, daß sich diese Grenzlinie verschiebt. Bisher ist noch keine zufriedenstellende Lösung dieses Problemes gefunden worden. Ergebnisse, die mit einer Verschiebung der Eisbedeckung zusammenhängen, müssen deshalb sehr vorsichtig interpretiert werden.

Die Flußkorrektur des Windes berechnet sich aus der Differenz der beobachteten Winde zu denen vom Atmosphärenmodell simulierten. Wie in [17], [30] beschrieben, sind die Beträge des simulierten Windes allgemein zu klein. Durch die Fehler in der mittleren Druckverteilung des Atmosphärenmodelles ergeben sich zusätzlich Fehler in der Windrichtung.

Die Flußkorrektur des Frischwasserflusses findet sein Maximum in den Tropen, da hier das Regengebiet der innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) durch das Atmosphärenmodell nur unzureichend wiedergegeben wird. Ein weiteres Flußkorrekturmaximum findet sich, aus denselben Gründen wie bei der Wärmeflußkorrektur, in den Gebieten der ozeanischen Strahlströme. Auch hier hat die Flußkorrektur dieselbe Größe wie die zu korrigierenden Flüsse. Derartig große Flußkorrekturen treten auch in anderen Modellen, wie dem von GFDL und dem des Hadley Centres, auf [35], [38].

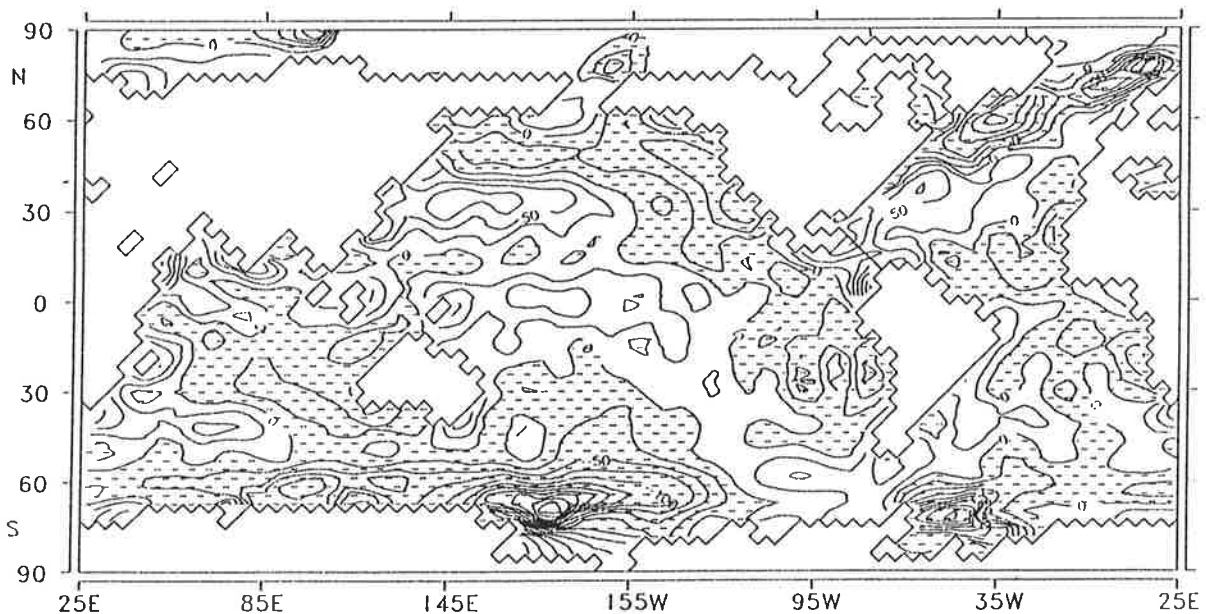


Abbildung 12: Die Flußkorrektur des Wärmeflusses für Januar; Konturintervall: 25 W/m^2 .

Die Meeresoberflächentemperaturkorrektur besitzt neben den regionalen Korrekturtermen auch einen konstanten Term, der sich dadurch ergibt, daß bei der Newtonischen Kopplung der antreibende Wert nicht erreicht werden kann. Die u. a. von Oberhuber (1988) vorgeschlagene Methode, diesen Effekt mittels einer äquivalenten Temperatur zu kompensieren, wurde nur in dem Experiment ohne Flußkorrektur verwendet, während hier die Kompensation der Flußkorrektur überlassen wird. Die Maxima der Temperaturflußkorrektur finden sich, wie beim Wärmefluß, in den ozeanischen Strahlstromregionen sowie an der Eiskante.

Nach der Kopplung dauert es 5 Jahre, bis sich der globale Mittelwert der Temperatur auf einen Gleichgewichtswert eingeschwungen hat. In diesem Zeitraum sinkt sie um etwa 0.2 K. Diese Anfangsdrift wird durch Inkonsistenzen in der Anwendung der Flußkorrektur (die täglichen Werte werden durch lineare Interpolation der Monatsmittel hergeleitet) hervorgerufen. Nach diesem 5-jährigen Einschwingen werden die Kontrollintegration und die 100-jährigen Klimaänderungsrechnungen gestartet.

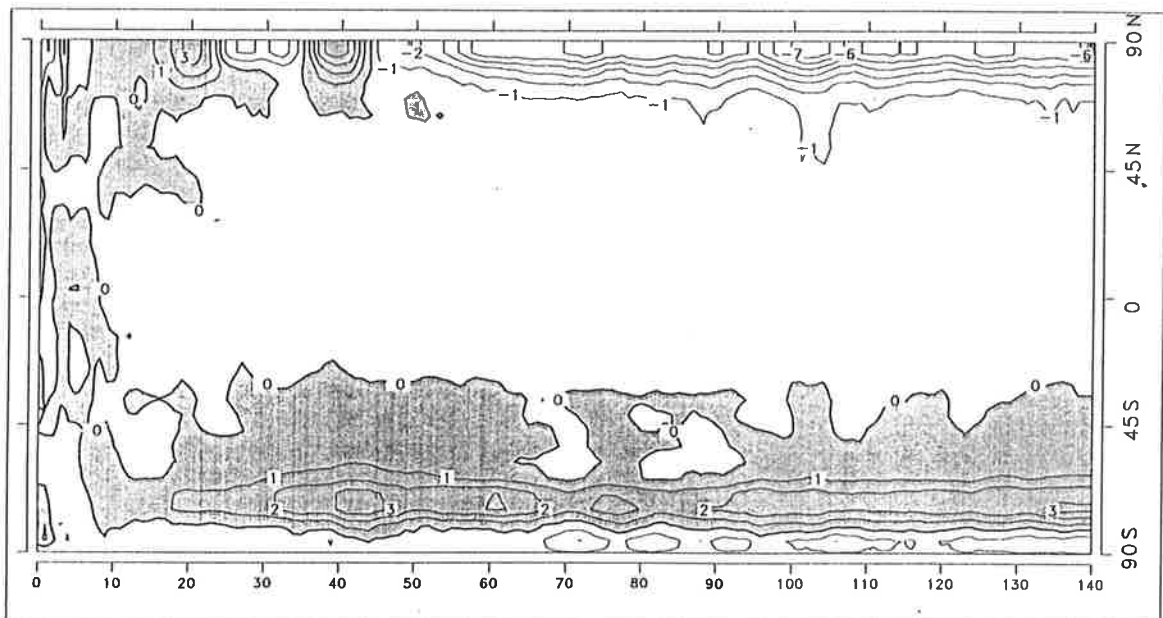


Abbildung 13: Hovmöller Diagramm der zeitlichen Entwicklung der bodennahen Lufttemperatur im Kontrollexperiment relativ zur ersten Dekade; Konturintervall: 1 K, positive Werte sind schraffiert.

4.1.3 Das Klima des gekoppelten Modelles

Das Kontrollexperiment ist quasi-stationär im Hinblick auf die global gemittelte Bodentemperatur mit einer Änderung von weniger als 0.4 K während der 100 Jahre Integrationszeit (vergleiche mit Abb. 22). Die räumliche Temperaturverteilung im zonalen Mittel an der Meeresoberfläche zeigt eine deutliche Veränderung mit einer Abkühlung in hohen Breiten der Nordhalbkugel und einer Erwärmung in den hohen Breiten der Südhalbkugel (Abb. 13). Da das gekoppelte Ozean-Atmosphären-Modell, wie auch das wirkliche Klimasystem, auf Grund interner Variabilität Fluktuationen in Zeiträumen von Dekaden, aber auch Jahrhunderten und länger enthalten kann, ist es schwierig zu entscheiden, ob die Veränderungen in den hohen Breiten eine interne niederfrequente Variabilität des gekoppelten Systems repräsentiert oder eine Drift des gekoppelten Systems durch Unzulänglichkeiten der Flußkorrektur. Um diese Frage eindeutig zu klären, müßte man die Rechnungen wesentlich länger ausdehnen. Die langperiodische interne Variabilität des Klimamodelles erfordert es, die MC-Methode anzuwenden, da nicht eindeutig klar ist, inwieweit der augenblickliche Zustand des modellierten Systems eine Klimaänderungsvorhersage beeinflusst.

Die Kontrollrechnung über einen Zeitraum von 100 Jahren mit Flußkorrektur und einer auf dem Stand von 1985 festgehaltenen Treibhausgaskonzentration zeigt, daß dieses gekoppelte globale Ozean-Atmosphären-Modell in der Lage ist, das heutige Klima zu simulieren, wobei es jedoch auch die Probleme aufzeigt, die von anderen Zirkulationsmodellen mit dieser Auflösung bekannt sind (Xu et al, 1990; Boer et al, 1992; Tibaldi und Tosi, 1991). Die bei dieser Versuchsreihe verwendete Version ECHAM1 hat, auch schon im ungekoppelten Modus (Roeckner et al, 1992, Sausen et al, 1992), die Tendenz, im Winter (DJF) die Stärke des Islandtiefes zu unterschätzen, was zu unrealistisch schwachen Westwinden über dem Nordatlantik führt. Das Aleutentief dagegen ist zu tief. Diese Probleme werden durch die Kombination von niedriger Auflösung und der Parameterisierung der Schwerewellenreibung ("gravity wave drag") verursacht (Roeckner et al, 1992). Im Sommer dagegen werden die Subtropenhochs mit der richtigen Stärke simuliert (Abb. 15). Auf der Südhalbkugel ist der Druckgradient zwischen Äquator und Südpol in allen Jahreszeiten zu gering, was typisch für derartig niedrig auflösende Modelle ist (vergl. mit Kapitel 2).

Der zonal gemittelte Zonalwind wird in allen Jahreszeiten realistisch dargestellt (Abb. 16). Es gibt eine gute Übereinstimmung zwischen der Stärke und der Position der Strahlströme zwischen Beobachtung und Simulation. Die Fehler sind geringer als in anderen Modellen vergleichbarer Auflösung (Boer et al, 1991). Am Boden stimmen die Winde im allgemeinen gut mit der Beobachtung überein. Eine Ausnahme bildet die Region nördlich von 50° N im Winter, wo sich die Fehler, die schon bei der Bodendruckverteilung angesprochen wurden, auch im Zonalwind widerspiegeln. Insgesamt ändert sich die atmosphärische Zirkulation nur unwesentlich zwischen der gekoppelten und ungekoppelten Modellversion. Ein unabhängiger Vergleich zeigte eine deutlich bessere Simulation des Jahresganges der Temperatur in dem Hamburger Modell als in dem Modell des englischen Wetterdienstes (Hulme et al, 1992).

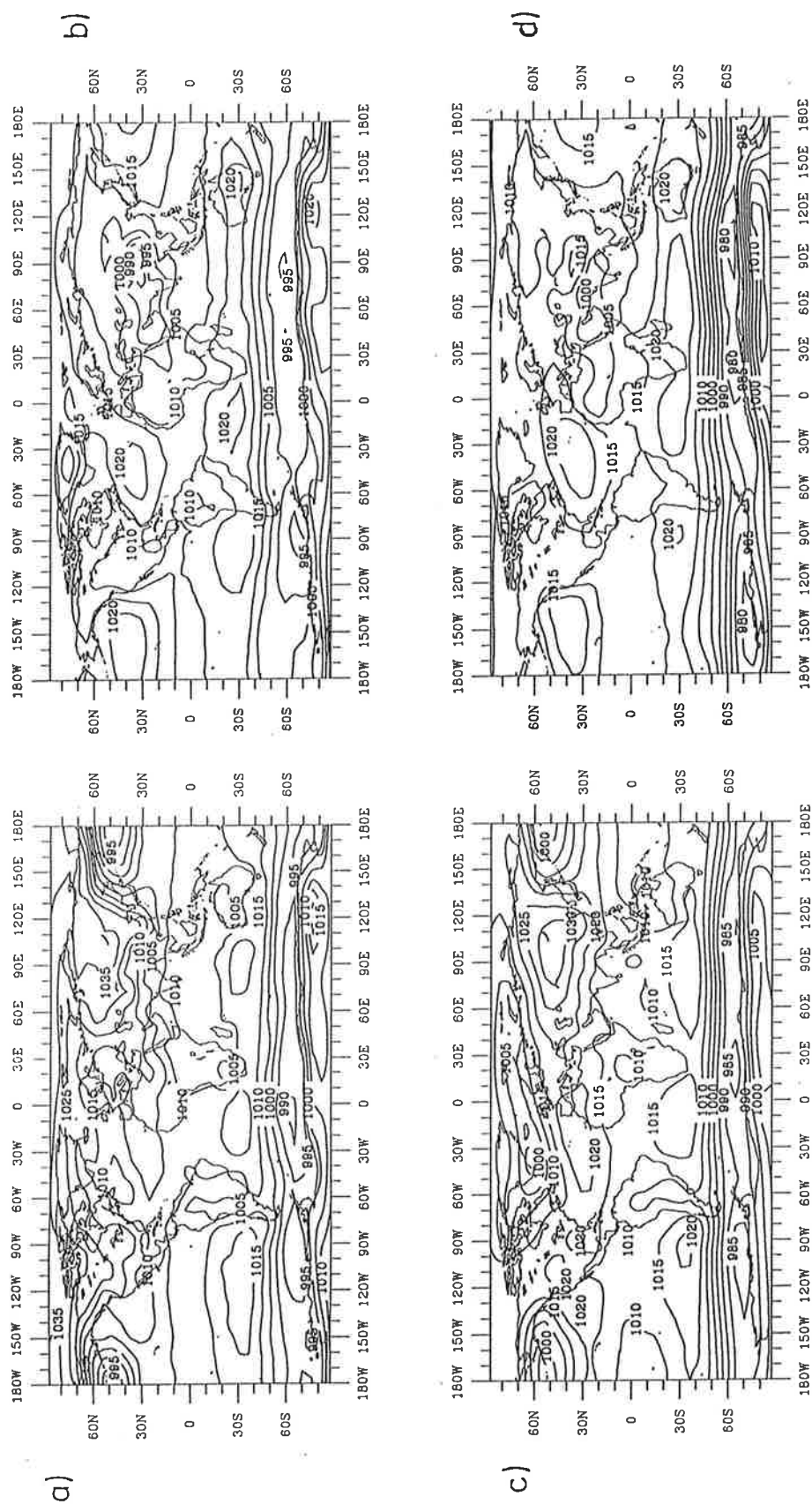


Abbildung 14: Die Verteilung des Bodenluftdruckes im Winter (links) und Sommer (rechts) in der letzten Dekade der 100-jährigen Integrationszeit mit Flußkorrektur (oben) sowie die Klimatologie nach den Beobachtungen des EZMW (unten). Konturintervall: 5 hPa; nach [34].

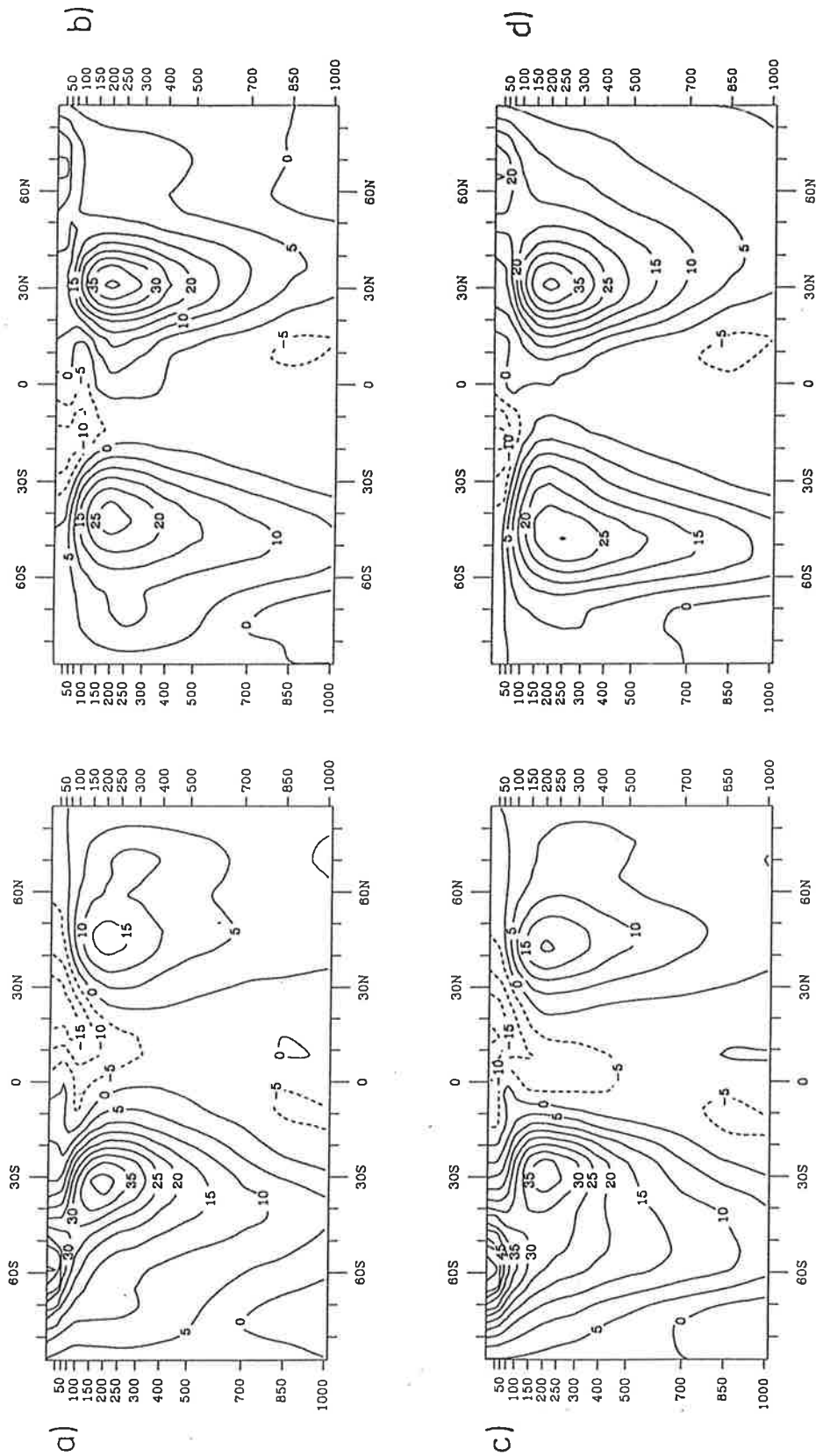


Abbildung 15: Vertikalverteilung des zonal gemittelten Zonalwindes im Winter (rechts) und Sommer (links) in der letzten Dekade der 100-jährigen Integrationszeit mit Flußkorrektur (oben) sowie die Klimatologie nach den Beobachtungen des EZMW (unten). Konturintervall: 5 m/s; nach [34].

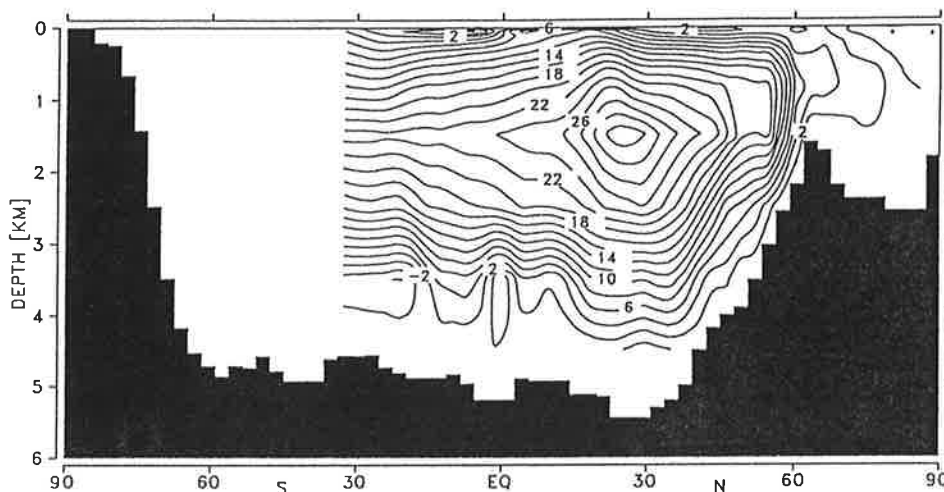


Abbildung 16: Die Meridionalzirkulation im Atlantik für das Kontrollexperiment mit Flußkorrektur für das Zeitintervall 91-100. Konturintervall: 2 Sv; nach [34]

Die Höhenverteilung des Meeresspiegels entspricht den Beobachtungen (Levitus, 1982). Der Meeresspiegel senkt sich im globalen Mittel in den ersten 50 Jahren der Simulation um 1.5 cm ab, danach schwingt er sich auf ein stabiles Niveau ein. Dieses anfängliche Absinken muß als Reaktion auf Inkonsistenzen bei der Kopplung und der Flußkorrektur gesehen werden, die nach gewisser Zeit abklingt (Abb. 35a).

Im Ozean wird die beobachtete Verteilung des Salzgehaltes und der Temperatur ähnlich gut wie im ungekoppelten Modell simuliert (Maier-Reimer und Mikolajewicz, 1991). Die berechneten Ozeanströmungen geben realistisch die beobachtete ozeanische Zirkulation einschließlich der "conveyor-belt" Zirkulation wieder. Der Ausstrom von nordatlantischem Tiefenwasser (Abb. 16) aus dem Atlantik in den südlichen Ozean über 30° S liegt mit 25 Sv an der unteren Grenze der Beobachtungen (Roemmich, 1980; Hall und Bryden, 1982; Gordon und Piola, 1983; Hsiung, 1985).

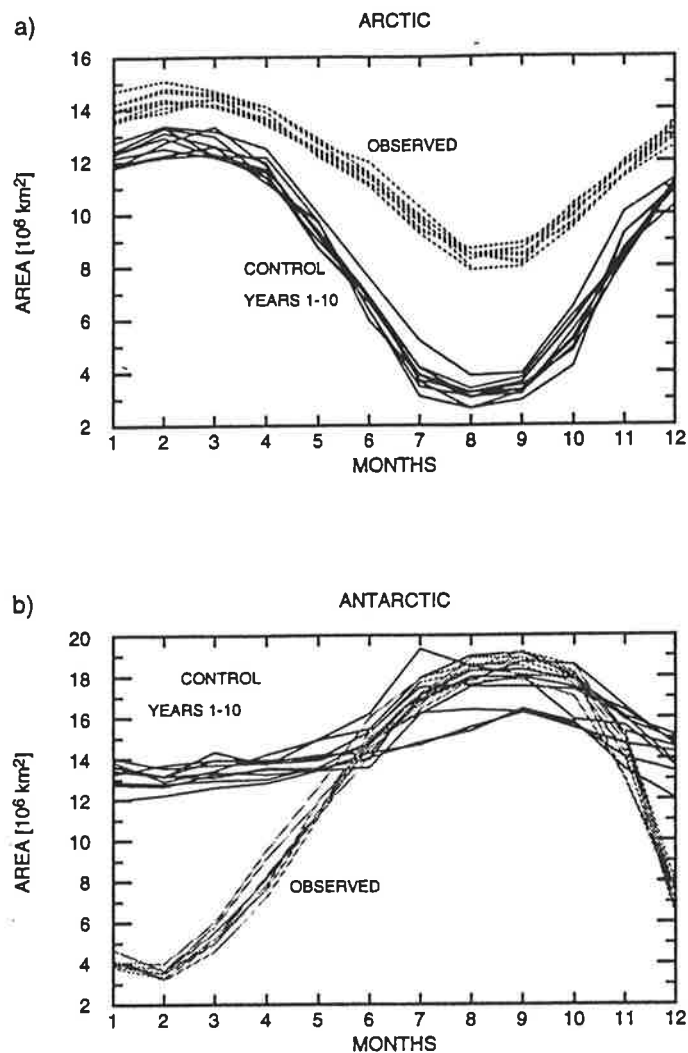


Abbildung 17: Der Jahresgang der Eisausdehnung der ersten 10 Jahre des Kontrollexperimentes für die Arktis (a) und die Antarktis (b); nach [40].

Die jahreszeitliche Veränderung der Eisbedeckung der Modellsimulation (Abb. 17) entspricht im Mittel den beobachteten Werten (Zwally et al, 1983; Parkinson, 1991, 1992). Sie wird jedoch in der Arktis unter- und in der Antarktis überschätzt [40].

Die Güte der räumlichen Eisdickenverteilung kann durch ihr Integral, das Eisvolumen beschrieben werden. Das Meereis braucht in der Nordhemisphäre etwa 60 Jahre, um auf einen stabilen Zustand, der bei etwa $40 \cdot 10^3 \text{ km}^3$ liegt, anzuwachsen (Abb. 18). Auf der Südhalbkugel braucht das Modell etwa 70 Jahre, um sich auf einen stabilen Zustand von $65 \cdot 10^3 \text{ km}^3$ einzustellen. Zum Vergleich: das beobachtete Eisvolumen liegt bei etwa $20 \cdot 10^3 \text{ km}^3$ in der Nordhalbkugel (Loewe, 1987) und bei etwa 10 bis $16 \cdot 10^3 \text{ km}^3$ auf der Südhalbkugel (Parkinson und Bindshadler, 1984; Stössel et al, 1990). Das gekoppelte Modell erreicht also Eisvolumina, die mehr als viermal so hoch sind wie die Beobachtung. Dieses macht die Interpretation von Ergebnissen über eisbedeckten Flächen problematisch.

Die Probleme in der Simulation des Eises scheinen mit der Flußkorrektur und dem doch sehr einfachen Meereismodell verbunden zu sein. In der Flußkorrektur treten dann hohe Werte auf, wenn die ungekoppelten Modelle keine konsistenten Meereisbedingungen

simulieren oder durch Tiefenkonvektion große Wärmeflüsse im Ozean auftreten (vergleiche mit Abb. 12). Wenn diese Korrekturen, die Werte größer als 100 W/m^2 annehmen können, in Gitterpunkten angewendet werden, in denen sich durch die Kopplung die Meereisbedeckung verändert hat, ist ein unrealistisches Anwachsen des Meereises die Folge. Zusätzlich scheint die derzeitige Formulierung des Eismodelles, die wichtige dynamische und thermodynamische Prozesse vernachlässigt, es zu sensitiv auf die Randbedingungen reagieren zu lassen. Das Eismodell kann deshalb unrealistische Antriebsbedingungen nicht ausgleichen.

Der Wasserkreislauf des Kontrollexperimentes liegt mit seinen Werten innerhalb der Grenzen der Unsicherheit der Beobachtungen (Baumgartner und Reichel, 1975). Er ist im Modell nicht vollständig geschlossen, da das Abschmelzen der Gletscher nicht parametrisiert wird. Niederschläge, die als Schnee auf permanent eisbedeckte Landgebiete fallen, werden daher dem Wasserkreislauf entzogen. Dieses würde zu einem Absinken des ozeanischen Wasserstandes von etwa 120 cm innerhalb von 100 Jahren führen, wenn nicht die Flußkorrektur für einen Ausgleich sorgen würde.

Obwohl das gekoppelte Modell langperiodische Schwankungen simuliert, so werden jedoch keine El-Nino-Meeresoberflächentemperaturanomalien vorhergesagt. Dieses kann durch die niedrige Auflösung und der Tatsache, daß am Äquator wegen der geostrophischen Formulierung kein Punkt vorhanden ist, begründet werden [31]. Auch die Flußkorrektur scheint der Ausbildung des El-Nino-Phänomenes hinderlich zu sein. Das einzige globale gekoppelte Modell, daß eine El-Nino-artige Fluktuation in der Pazifikregion zeigt, ist das NCAR-Modell ohne Korrekturverfahren (Washington und Meehl, 1989; [35]).

Insgesamt zeigt sich, daß das gekoppelte Modell das heutige Klima seiner Auflösung entsprechend gut simuliert und seine Leistungsfähigkeit der anderer gekoppelter Modelle ebenbürtig ist [35], [38]. Es wurde neben der Simulationen des anthropogenen Treibhauseffektes auch für die Abschätzung der klimatischen Auswirkungen der brennenden Ölquellen in Kuwait eingesetzt [26].

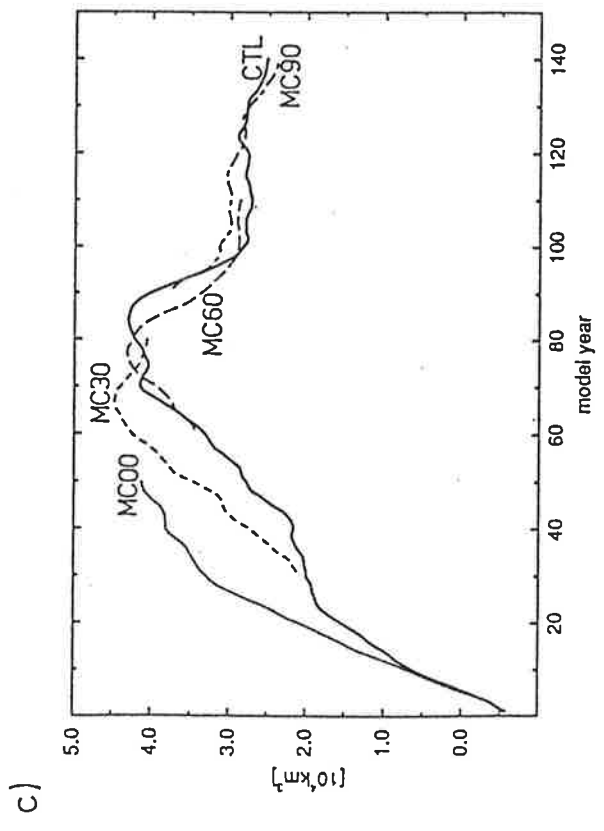
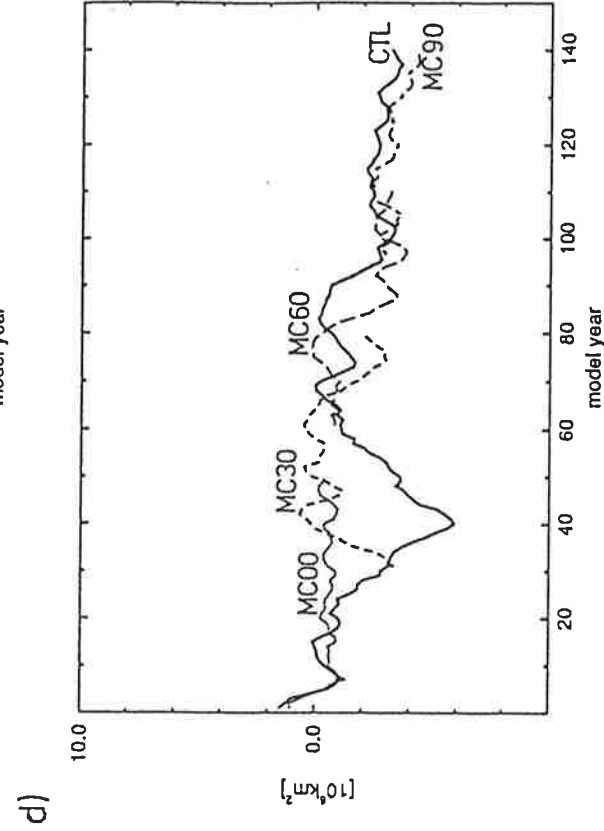
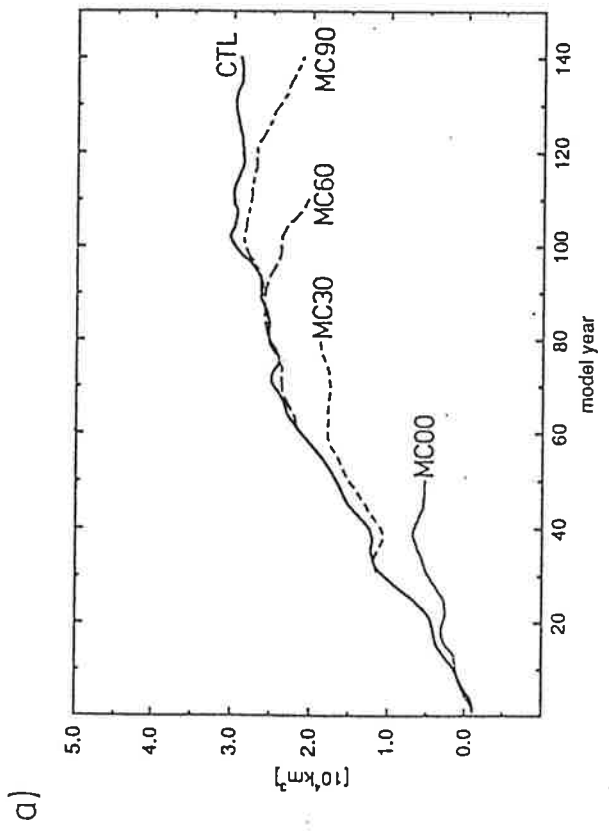
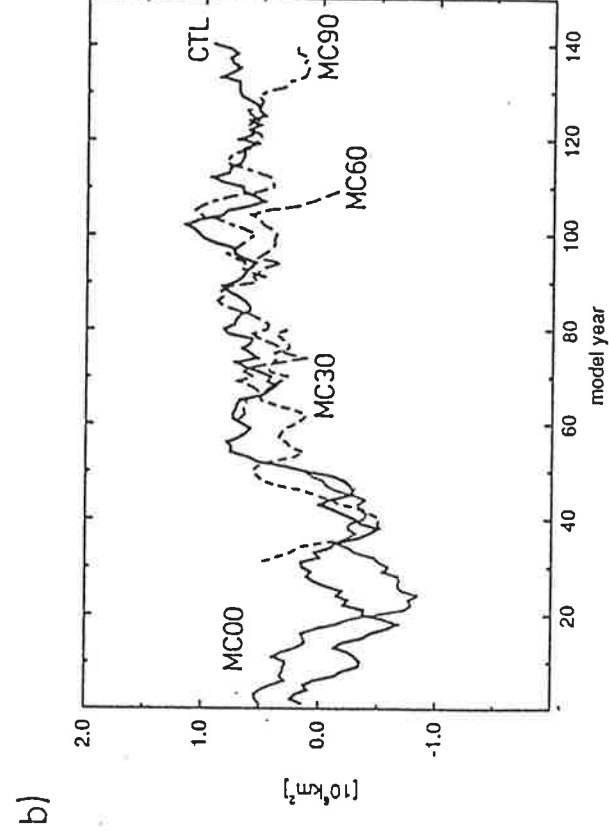


Abbildung 18: Die zeitliche Entwicklung relativ zur ersten Dekade des Eisvolumens in der Arktis (a), in der Antarktis (c) sowie der Eisausdehnung in der Arktis (b) und in der Antarktis (d); nach [40].

4.2 Klimaänderungsrechnungen

4.2.1 Definition der Szenarien

Die Hauptberechnungen wurden für einen Zeitraum von 100 simulierten Jahren durchgeführt für die IPCC Szenarien A, D sowie mit einem sofortigen Anstieg "2 * CO₂" durchgeführt (Tabelle 2). Das IPCC-Szenarium A geht davon aus (Abb. 19), daß sich auch in Zukunft keine entscheidenden Änderungen in der Emission der Treibhausgase ergeben werden ("business as usual"), während Szenarium D ("drakonian") voraussetzt, daß die jetzt bekannten technischen Möglichkeiten der Energieeinsparung und die Nutzung alternativer Energien so stark gefördert werden, daß sich bis zum Jahre 2025 die Emission der Treibhausgase stabilisiert und danach sogar abnimmt. Da das Modell nur ein Treibhausgas berücksichtigen kann, nämlich das Kohlendioxid (CO₂), werden die anderen Treibhausgase (z. B. Methan, Lachgas) als Zuschlag zu der CO₂-Konzentration berücksichtigt, so daß man von einer äquivalenten CO₂-Konzentration spricht. Die Änderung der Treibhausgaskonzentration durch chemische Vorgänge sowie durch Aufnahme in den Ozean wird nicht berücksichtigt.

Man muß davon ausgehen, daß bei den betrachteten Zeiträumen die Variabilität des Ozeanes das Klimasystem dominiert. Eine Abkühlungsphase des Ozeanes kann leicht eine durch den Treibhauseffekt hervorgerufene Erwärmung überdecken. Andererseits, wenn sich der Ozean gerade erwärmt, wird er den Treibhauseffekt verstärken. Auch können auch in einem ungekoppelten Atmosphärenmodell Zirkulationsanomalien über mehrere Dekaden auftreten (Hansen et al, 1988; Lorenz, 1991), die durch nichtlineare Rückkopplungsmechanismen hervorgerufen werden. Da es zur Zeit keine Datensätze gibt, die den heutigen Zustand des Klimasystemes (insbesondere des Ozeanes) vollständig beschreiben, ist es nicht möglich, ein gekoppeltes Ozean-Atmosphären-Modell von einem beobachteten Anfangszustand zu starten. Man behilft sich deshalb mit einem Modell, das im Gleichgewicht mit den Antriebsparametern steht, dem sogenannten "eingeschwungenen" Zustand. Führt man nun nur eine einzige Klimaänderungsrechnung durch, so kann man nicht abschätzen, wie realistisch diese Rechnung ist, da die Phase im modellierten Klimasystem nicht notwendigerweise mit der Phasenlage in der wirklichen Welt übereinstimmen muß. Außerdem erlaubt eine einzelne Hochrechnung keinen statistischen Signifikanztest.

Deshalb sind noch zusätzlich zu den drei Hauptexperimenten drei MC-Experimente mit für Szenarium A für einen Zeitraum von 50 Jahren durchgeführt worden, die in den Jahren 30, 60 und 90 des Kontrollexperimentes gestartet wurden (Abb. 20). Als viertes MC-Experiment dienen die ersten 50 Jahre des 100 Jahre Szenarium-A-Experimentes. Dieses bedeutet, daß eine Monte-Carlo-Methode benutzt wird, um eine Abschätzung der Klimaänderung und über die Stabilität dieser Änderung zu gewinnen.

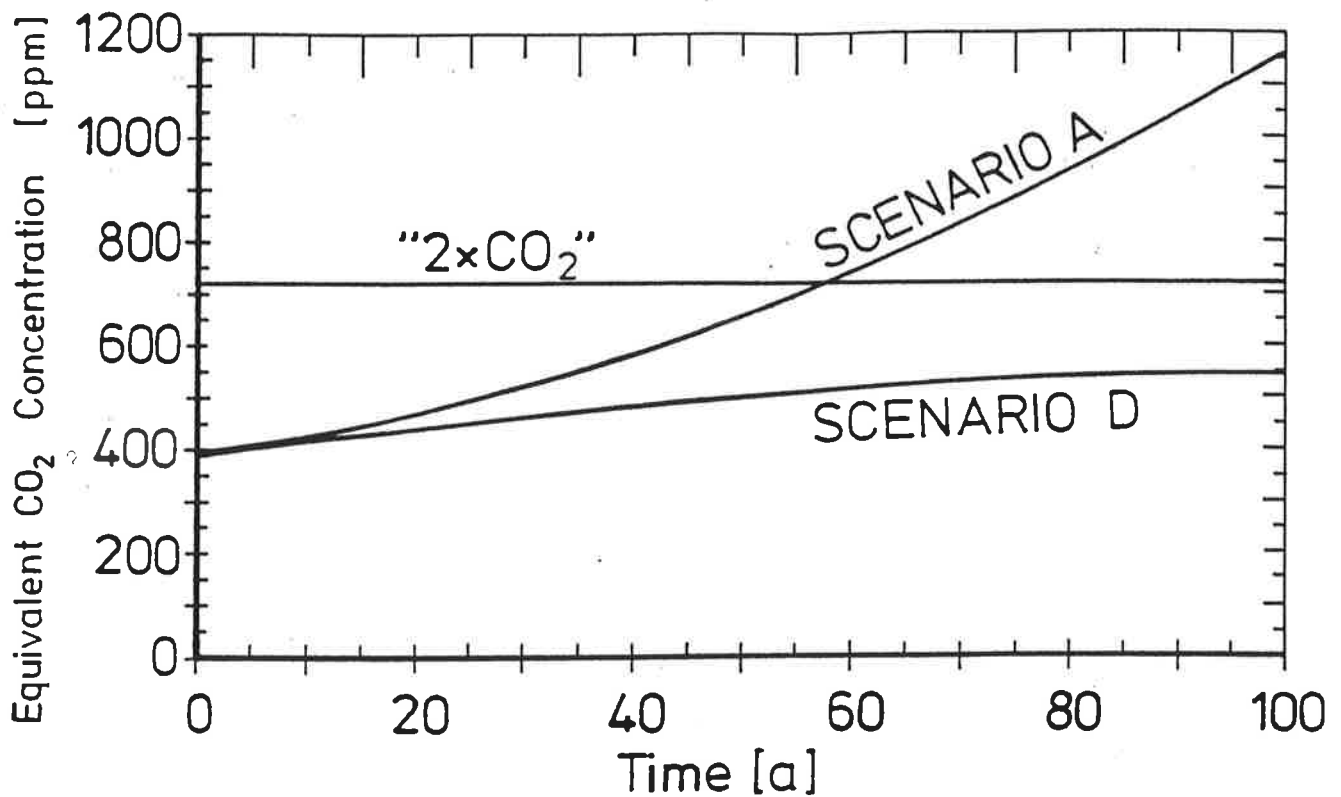


Abbildung 19: Der zeitliche Verlauf der äquivalenten CO₂-Konzentration in den verschiedenen Klimaänderungsexperimenten; nach [34].

Experiment Kennung	Anfangsjahr	Vorhersagedauer in Jahren	Szenarium
CTL	0	100 (140) ^a	1985
SZA	0	100	IPCC "A"
MC30	30	50	IPCC "A"
MC60	60	50	IPCC "A"
MC90	90	50	IPCC "A"
SZD	0	100	IPCC "D"
"2 * CO ₂ "	0	100	instantan

Tabelle 2: Die Klimaexperimente mit dem gekoppelten Ozean-Atmosphären-Modell

a. Dieses Experiment wird zur Zeit weitergeführt und hat bisher bereits 250 Jahre simuliert. Je nach dem Stand der Auswertung wurden für die hier vorliegende Studie 100 bzw. 140 Jahre analysiert.

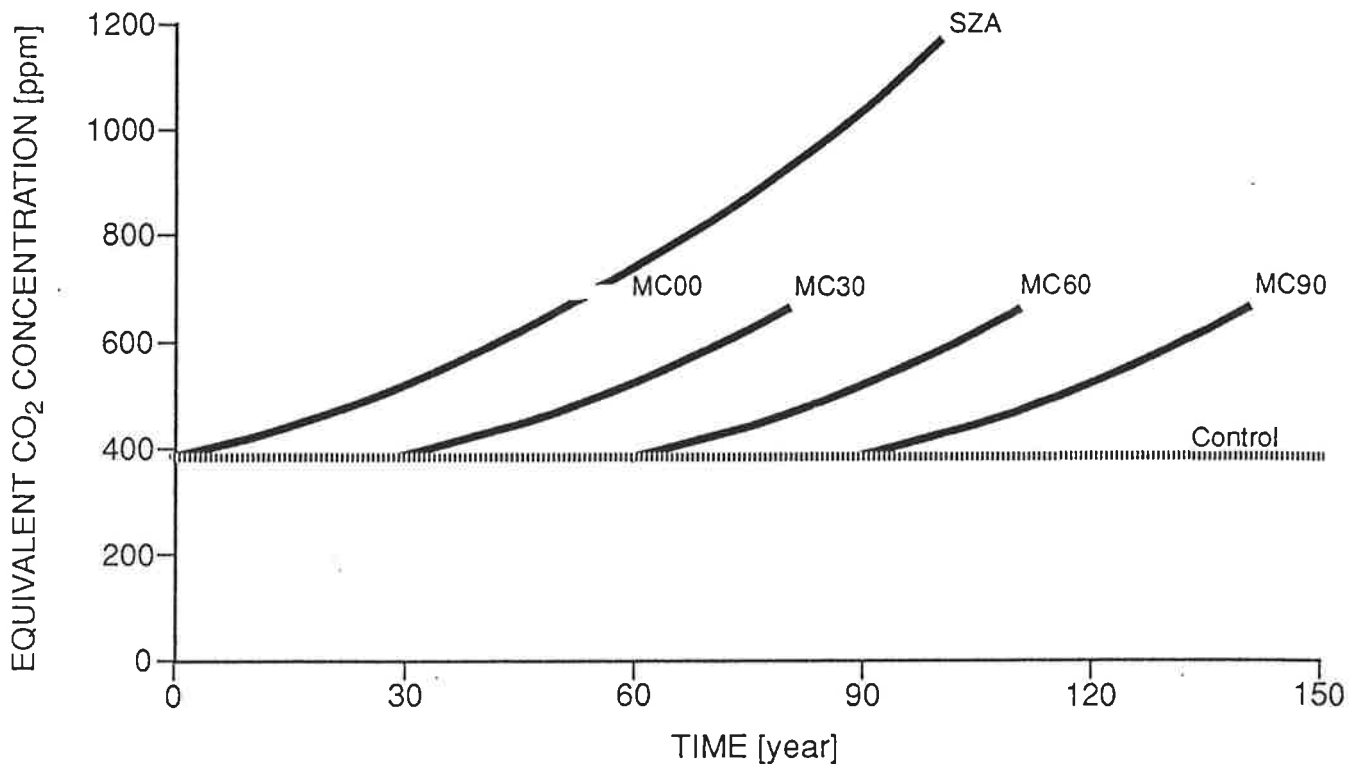


Abbildung 20: Schematische Darstellung der Monte-Carlo-Methode bei Klimaänderungsexperimenten; nach [34].

4.2.2 Die simulierte Klimaänderung

Aus der Fülle der zur Verfügung stehenden Daten werden hier einige Schlüsselgrößen vorgestellt, die insbesondere für die Weltklimakonferenzen 1990 und 1992 sowie für die Enquete-Kommission des Deutschen Bundestages zum Schutz der Erdatmosphäre zusammengestellt wurden [20], [23], [35]. Die Auswertung von weiteren Größen, wie z. B. die Klimaänderung in Monsunregionen oder der Einfluß einer Klimaänderung auf begrenzte Gebiete, wurde und wird in weiteren Arbeiten veröffentlicht, auf die aber nicht weiter eingegangen werden soll [41], [33], [37], [39]. Einige weiterführende Studien werden im Rahmen von nationalen und internationalen Forschungsprojekten auch an anderen Instituten durchgeführt.

Die hier beschriebenen Simulationsergebnisse werden auch mit den Berechnungen anderer Modellgruppen [35], [38] verglichen. Zur Zeit gibt es weltweit nur drei weitere Simulationen mit einem zeitabhängigen CO₂-Anstieg mit einem globalen gekoppelten Ozean-Atmosphären-Modell³. Eine Aufstellung der Charakteristika dieser Modelle findet sich in Tabelle 3. Alle Experimente haben eine unterschiedliche CO₂-Verdopplungszeit: 70 Jahre für das GFDL- und das UKMO-Modell, 60 Jahre für das ECHAM+LSG-Modell und 100

3. diese Zentren sind: NCAR (National Centre for Atmospheric Research, Boulder, USA), GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, Princeton, USA), UKMO (Hadley Centre, Bracknell, UK)

Jahre für die NCAR-Studie, so daß der Strahlungsantrieb zwischen den Modellen um fast den Faktor 2 variiert. Die Klimasensitivität, definiert als die Temperatur, die das Modell im Gleichgewichtszustand bei einer CO₂-Verdopplung erreicht, ist ebenfalls unterschiedlich für alle Modelle. Das Hamburger gekoppelte Modell besitzt die höchste vertikale Auflösung, das UKMO-Modell die höchste horizontale Auflösung

	GFDL	MPI	NCAR	UKMO
AGCM	R15 L9	T21 L19	R15 L9	2.5° × 3.75° L11
OGCM	4.5° × 3.75° L12	4° L11	5° L4	2.5° × 3.75° L17
Features	no diurnal cycle, isopycnal ocean diffusion	prognostic CLW, quasi-geostrophic ocean		prognostic CLW, isopycnal ocean diffusion
Flux adjustment	seasonal, heat, fresh water	seasonal, heat, fresh water, wind stress	none	seasonal, heat, fresh water
Control CO ₂ (ppm)	300	390 †	330	323
CO ₂ (t)	1% yr ⁻¹ (compound)	IPCCa & d (1990 Scenarios), 2×CO ₂	1% yr ⁻¹ (linear)	1% yr ⁻¹ (compound)
Length (yr)	100	100	60	75
CO ₂ doubling time (yr)	70	60 (IPCCa)	100	70
Warming (°C) at CO ₂ doubling	2.3	1.3	2.3 (projected)	1.7
2×CO ₂ sensitivity (°C) (with mixed layer ocean)	4.0	2.6	4.5	2.7 ††

L - number of vertical levels; R - number of spectral waves (rhomboidal truncation); T - no spectral waves (triangular truncation).

† - equivalent CO₂ value for trace gases

†† - estimate from low resolution experiment

Tabelle 3: Die im IPCC-Bericht 1992 aufgeführten CO₂-Experimente mit gekoppelten globalen Ozean-Atmosphären-Modellen; nach [35].

4.2.3 Definition einer Klimaänderung

In einem Klimaänderungsexperiment kann eine Größe T durch die Summe der folgenden Terme beschrieben werden:

$$T = T_0 + T_\alpha + T_f + T'$$

mit

T₀: Anfangswert

T_α: Drift

T_f: extern hervorgerufene Änderung, d. h. die gesuchte Klimaänderung

T': interne Variabilität

Eine aufgetretene Veränderung der Größe T kann daher durch eine Veränderung der äußeren Antriebsparameter, aber auch durch Drift und interne Variabilität hervorgerufen werden

$$\Delta T = T_{\text{Klimaänderung}} - T_{\text{Kontrolle}} = (T_0 + T_\alpha + T_f + T')_{\text{Klimaänderung}} - (T_0 + T_\alpha + T')_{\text{Kontrolle}}$$

Da in dem vorliegenden Falle das Kontrollexperiment und die Klimaänderungsexperimente von demselben Anfangszustand aus gestartet wurden, ist:

$$(T_0)_{\text{Klimaänderung}} = (T_0)_{\text{Kontrolle}}$$

Darüber hinaus wird die Annahme gemacht, daß bei kleinen Klimaänderungen, wie sie in den nächsten 100 Jahren zu erwarten sind, die interne Variabilität gleich bleibt:

$$(T')_{\text{Klimaänderung}} = (T')_{\text{Kontrolle}}$$

In der vorliegenden Arbeit finden folgende zwei Definitionen einer Klimaänderung Anwendung:

Die erste Definition (Def1) wird hauptsächlich in [34] und [28] verwendet und ist in [40] für die MC-Simulationen erweitert worden: Die Klimaänderung wird definiert als die Differenz zwischen den letzten 10 Jahren des Klimaänderungsexperimentes und den 10 Jahren des Kontrollexperimentes, die zu dem gleichen Zeitpunkt wie das Klimaänderungsexperiment anfangen (Abb. 21)

$$\Delta T_{\text{def 1}} = T(t_2)_{\text{Klimaänderung}} - T(t_1)_{\text{Kontrolle}}$$

Diese Definition 1 geht davon aus, daß die Fluktuationen in dem Kontrollexperiment relativ kurzperiodisch sind und daß keine Klimadrift existiert (d.h., $T_\alpha = 0$).

Wie schon im Kapitel 4.1.3 erwähnt, ist das Kontrollexperiment zeitlich nicht vollständig stabil, sondern zeigt langperiodische Fluktuationen (Abb. 22). Es wird jedoch wegen der kurzen Simulationszeit dieses Experimentes nicht klar, ob es sich hierbei um eine Klimadrift des gekoppelten Modelles oder langperiodische Schwingungen handelt, wie sie auch in Beobachtungen auftreten (Mysak und Manak, 1989). Da die Anzeichen eher für eine langperiodische interne Fluktuation sprechen (Mikolajewicz and Maier-Reimer, 1990), wird in [29], [34] hauptsächlich diese Definition 1 verwendet.

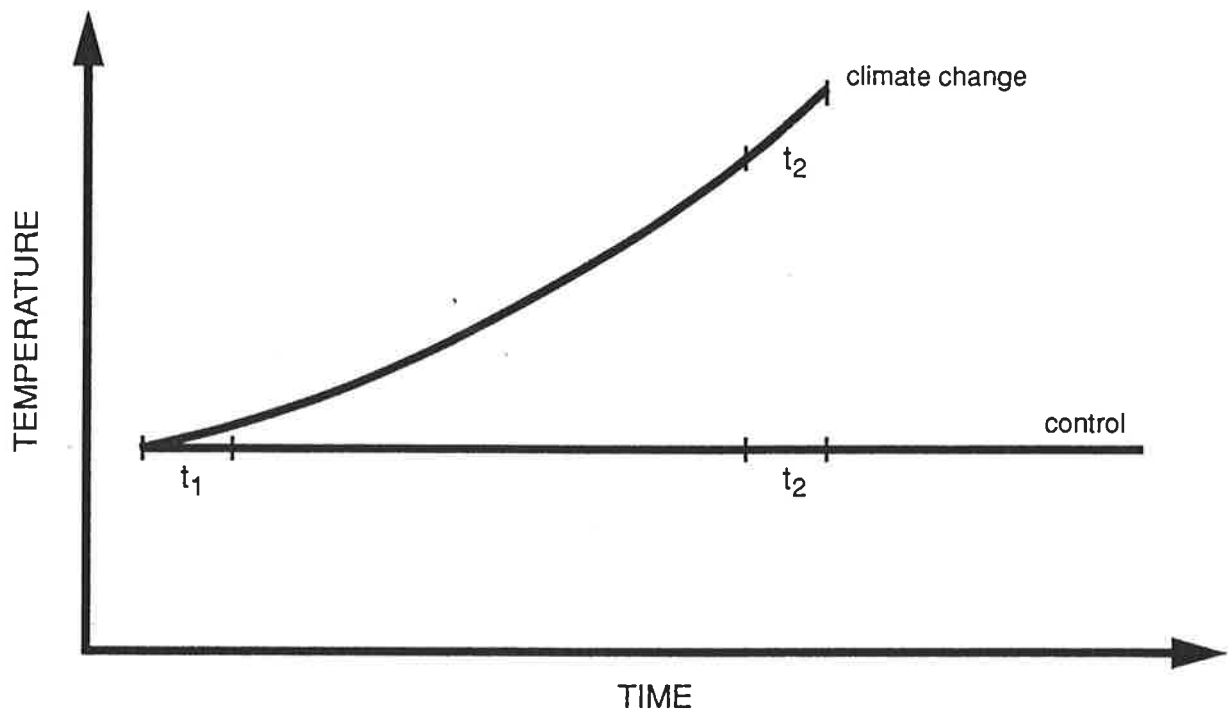


Abbildung 21: Schematische Darstellung der Berechnungsmethoden einer Klimaänderung; nach [40].

Zum besseren Verständnis einiger Ergebnisse wurde besonders in [40] auch eine zweite Definition (Def2) der Klimaänderung verwendet. Bei dieser Definition werden dieselben Jahre des Kontrollexperimentes von denselben Jahren des Klimaänderungsexperiments subtrahiert:

$$\Delta T_{\text{def 2}} = T(t_2)_{\text{Klimaänderung}} - T_{\text{Kontrolle}}(t_2)$$

Definition 2 ist dann korrekt, wenn das Klimaänderungs- und das Kontrollexperiment beide derselben Klimadrift oder derselben langperiodischen Variabilität folgen:

$$((T_{\alpha})_{\text{Klimaänderung}} = (T_{\alpha})_{\text{Kontrolle}}).$$

Diese Definition wird z. B. von der Forschungsgruppe in NCAR favorisiert, daß in ihrem Modell wegen der fehlenden Flußkorrektur eine starke Klimadrift auftritt (Washington und Meehl, 1989).

Da keine der Annahmen für Definition 1 oder 2 vollständig erfüllt werden, wird meist subjektiv eine der beiden Definitionen ausgewählt. In [40] werden die Ergebnisse, die mit beiden Definitionen erhalten werden, gegenübergestellt.

4.2.4 Die bodennahe Lufttemperatur

Abb. 22 zeigt die vorhergesagte Änderung der global gemittelten bodennahen Lufttemperatur für die drei 100-jährigen Klimaänderungsvorhersagen nach Definition 1.

Die Kurve des "2 * CO₂"-Experimentes zeigt ein charakteristisches Zwei-Zeitstufen-Verhalten, das auch schon von anderen Modellierungsgruppen gefunden wurde (Washington und Meehl, 1989): Einem anfänglich schnellen Anwachsen der Temperatur von etwa 1 K innerhalb der ersten 5 Jahre folgt ein gradueller Anstieg bis auf 1.7 K nach 100 Jahren. Dieses Verhalten wird durch die thermodynamische Struktur des Ozeans bestimmt: Die oberste Schicht, die sogenannte Mischungsschicht, stellt sich innerhalb weniger Monate bis Jahre auf die veränderten Bedingungen ein, der tiefe Ozean braucht dazu jedoch Jahrhunderte bis Jahrtausende. Das vergleichbare Experiment ohne Flußkorrektur zeigt ein ähnliches Anstiegsverhalten wie das Experiment mit Flußkorrektur [22], obwohl hier, wie schon erwähnt, die Tiefenzirkulation nur unvollständig simuliert wurde. Dieses deutet darauf hin, daß die Erwärmung bei einem rapiden Anstieg des Strahlungsantriebes in erster Linie zuerst nur die obersten Schichten des Ozeans beeinflusst, während die Vorgänge in den unteren Schichten nur eine geringe Rolle spielen.

Im Szenarium A steigt die Temperatur um nur 0.5 K während der ersten 40 Jahre, aber dann wird die Kurve steiler mit etwa 0.35 K pro Dekade, so daß sie einen Wert von 2.6 K nach 100 Jahren erreicht. Für das Szenarium D fällt der Temperaturanstieg mit weniger als 0.6 K in 100 Jahren dagegen deutlich niedriger aus.

Der Temperaturanstieg ist während der ersten 50 Jahre in der Hamburger Simulation für alle Szenariexperimente (A, D und MCs) deutlich niedriger als die entsprechenden IPCC-Werte. Ein wesentlicher Grund ist darin zu finden, daß die Jahre vor 1985 nicht bei der Berechnung der globalen Erwärmung berücksichtigt werden, denn das Experiment wurde von einem Gleichgewichtszustand und nicht von einem Zustand losgerechnet wurde, in dem die globale Erwärmung durch Treibhausgase vom Anbeginn der Industrialisierung bis heute berücksichtigt wird ("Kaltstartproblem"). Dieses Problem wurde von Hansen et al (1988) zum ersten Male erwähnt. Fichefet und Tricot (1992), die diese Modell-Läufe mit einem vereinfachten Modell nachgerechnet haben, geben den Fehler, der dadurch entsteht, daß 1985 als Anfangsjahr für die Szenarienrechnungen benutzt wird und nicht der Beginn der Industrialisierung, mit einer Unterschätzung der Erwärmung von maximal 30% bis zum Jahre 2050 an.

Hasselmann et al (1992) haben den Kaltstartfehler für die SZA-Simulation mit einem linearen "response" Modell basierend auf der Impulscharakteristik des gekoppelten Systems berechnet. Diese Methode wird auch für die einzelnen MC-Simulationen sowie ihr Ensemble verwendet. In diesem Modell werden die Eigenschaften des Kaltstartes durch eine "response" Funktion $R(t)$ beschrieben:

$$R(t) = \alpha/\mu (1 - e^{-\mu t})$$

wobei α den jährlichen Temperaturanstieg und μ die Zeitkonstante angeben. Diese charakteristischen Größen werden in Tabelle 3 aufgeführt.

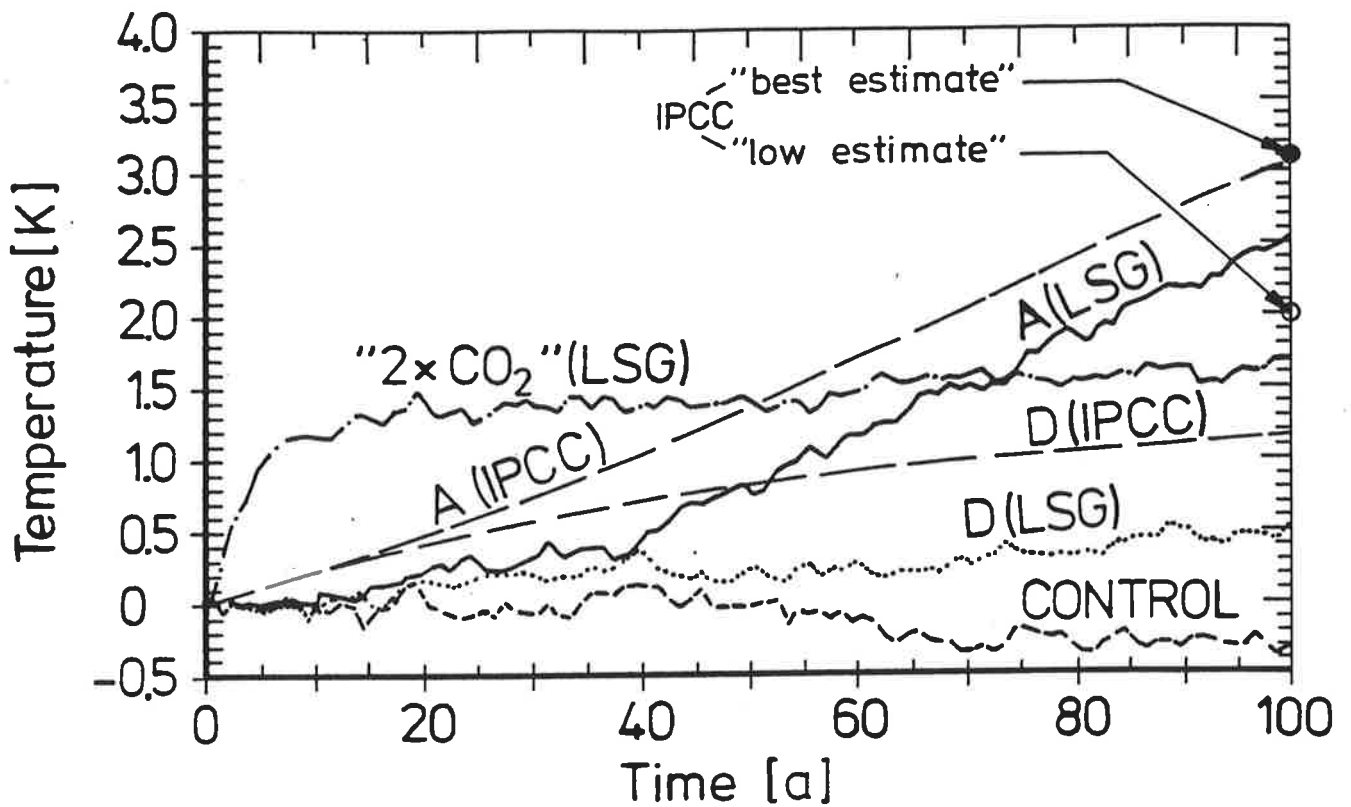


Abbildung 22: Die zeitliche Entwicklung der Änderung der bodennahen Lufttemperatur im Jahresdurchschnitt für die 100 Jahre langen Klimaänderungsexperimente, das Kontrollexperiment sowie die IPCC "best estimates"; nach [34].

Experiment	Erwärmung nach 50 Jahren [K]	Erkennungszeit t_d [a]	μ = Zeitkonstante [a^{-1}]	α = Anstiegsrate [K/a]	RMS der Anpassung [K]	Temperaturfehler [K] zur Zeit $t = \text{unendlich}$
SZA	0.8	15.	1./37.	0.06	0.06	0.6
MC00	0.8	15.	1./83.	0.05	0.07	1.3
MC30	0.8	31.	1./373.	0.05	0.08	7.1
MC60	0.9	11.	1./77.	0.06	0.06	1.4
MC90	1.1	6.	1./8.	0.20	0.05	0.2
MC mean	0.9	16.	1./30.	0.07	0.03	0.5

Tabelle 4: Die Kaltstartcharakteristik der Szenarium-A-Simulationen; nach [34]

Wegen der großen Variabilität der einzelnen Kurven und der Kürze der Simulationen sind die angepaßten Exponentialkurven nicht sehr homogen. Die Koeffizienten α variieren deshalb zwischen Werten von 0.05 K/a bis zu 0.2 K/a. Die charakteristische Zeitkonstante $1/\mu$ liegt zwischen 8 und 373 Jahren. Der größte Temperaturanstieg wird in MC90 verzeichnet. Dieses spiegelt auch die kürzeste charakteristische Zeit von 8 Jahren und die höchste Anstiegsrate von 0.2 K/a wider.

Im Falle des MC-Ensemblemittels findet man eine Zeitkonstante von 30 Jahren und eine Anstiegsrate von 0.07 K/a. Da diese Mittelkurve glatter als die der einzelnen MC-Simulationen und von SZA ist, läßt sich besser eine Exponentialfunktion anpassen, was zu dem niedrigsten mittleren quadratischen Fehler (RMS) führt.

Korrigiert man die Kurven für den globalen Temperaturanstieg nach der in Hasselmann et al (1992) vorgestellten Methode, so liegen die Kurven für das SZA-Experiment wie auch für das MC-Ensemble dicht bei der Kurve des IPCC "best estimates". Dieses ist vernünftig, da für das "best estimate" des IPCC von einer Klimasensitivität von 2.5 K ausgegangen wird, das gekoppelte Modell dagegen eine Klimasensitivität von 2.6 K besitzt [35] (vergl. Tabelle 3).

Die "Kaltstartproblematik" kann durch die MC-Methode weiter untersucht werden. Die korrigierten Temperaturanstiegskurven der einzelnen Mitglieder des Ensembles liegen, wie zu erwarten, unter und über dem IPCC "best estimate" (Abb. 23). Die Bandbreite zwischen oberster und unterster Kurve beträgt etwa 0.3 K. Bezogen auf einen mittleren Temperaturanstieg der korrigierten Kurve von ca. 0.3 K pro Jahr bedeutet dieses, daß eine Unsicherheit in dem Zeitpunkt der Erwärmung von einem Jahrzehnt besteht, hervorgerufen durch die Unkenntnis des Zustandes des vollständigen Klimasystemes.

Definiert man als Erkennungszeit t_d der Erwärmung den Zeitpunkt, an dem die globale Mitteltemperatur des Klimaänderungsexperimentes die des Kontrollexperimentes um 2 Standardabweichungen überschreitet, d. h.

$$T_f > T_0 \pm 2 * \sigma$$

wobei angenommen wird, daß die Drift T_α vernachlässigt werden kann, so erhält man je nach Anfangszeitpunkt der Integration einen Wert zwischen 6 und 31 Jahren (siehe Tabelle 4). Eine Verzögerung der Erwärmung wird also nicht nur durch die Versuchsbedingungen, d. h. den Kaltstart, sondern auch durch den jeweiligen Zustand des Klimasystemes bestimmt. Die mittlere Verzögerung beträgt 16 Jahre.

Die unterschiedliche Verzögerung kann mit verschiedenen physikalischen Faktoren, wie z. B. der Intensität der Tiefenkonvektion, der Eisbedeckung sowie dem Bodenwind am Anfang der jeweiligen Simulation zusammenhängen. Dieses wurde mit einer Korrelationsrechnung überprüft. Da das Ensemble jedoch nur aus vier Mitgliedern besteht, kann keine eindeutige und statistisch signifikante Beziehung nachgewiesen werden.

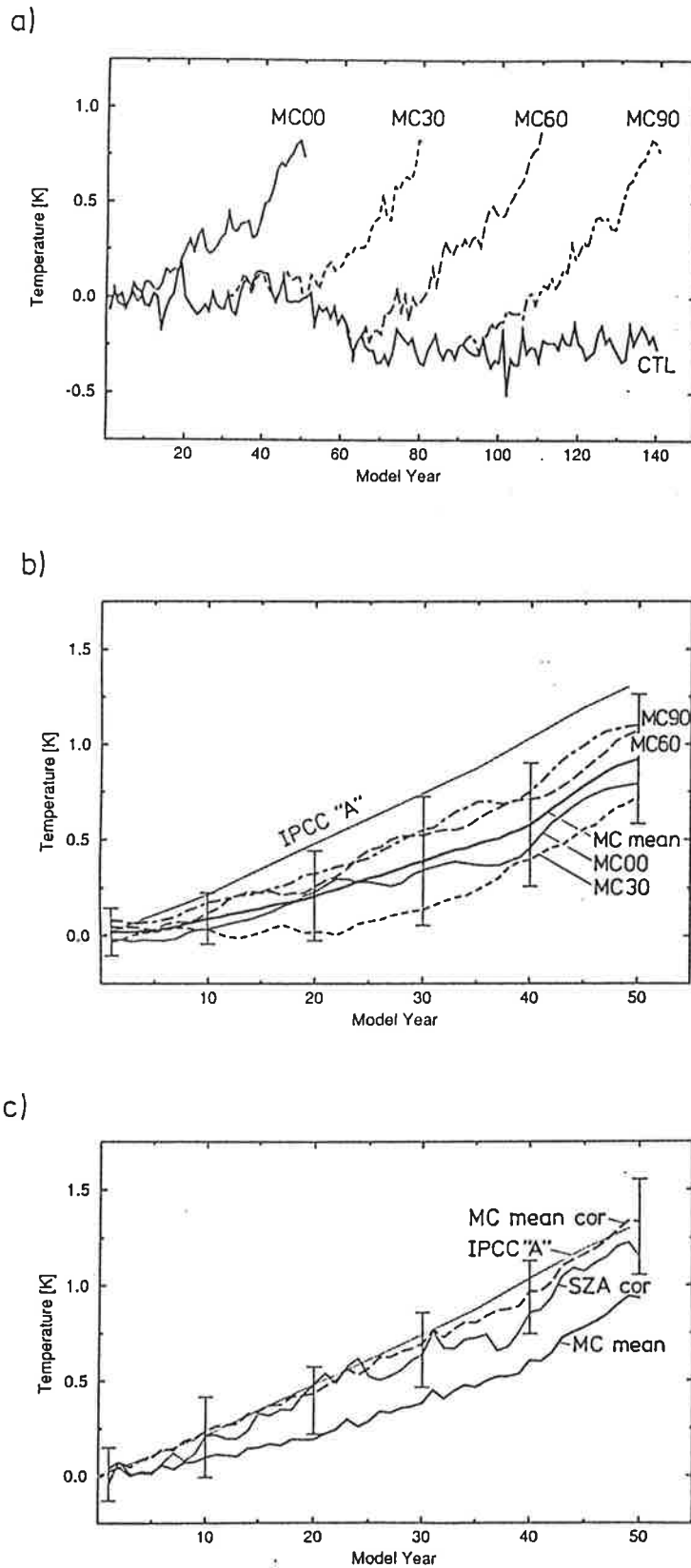


Abbildung 23: Die zeitliche Entwicklung der Änderung der bodennahen Lufttemperatur im Jahresdurchschnitt für die vier Monte-Carlo-Simulationen sowie das Kontrollexperiment (a), die einzelnen Monte-Carlo-Simulationen, ihr Ensemblemittel, das 95% Vertrauensintervall sowie das IPCC "best estimate"(b), und (c) die Kaltstart-korrigierten Kurven für den Szenarium-A-Lauf über 100 Jahre, das Monte-Carlo-Ensemblemittel und das IPCC "best estimate"; nach [40].

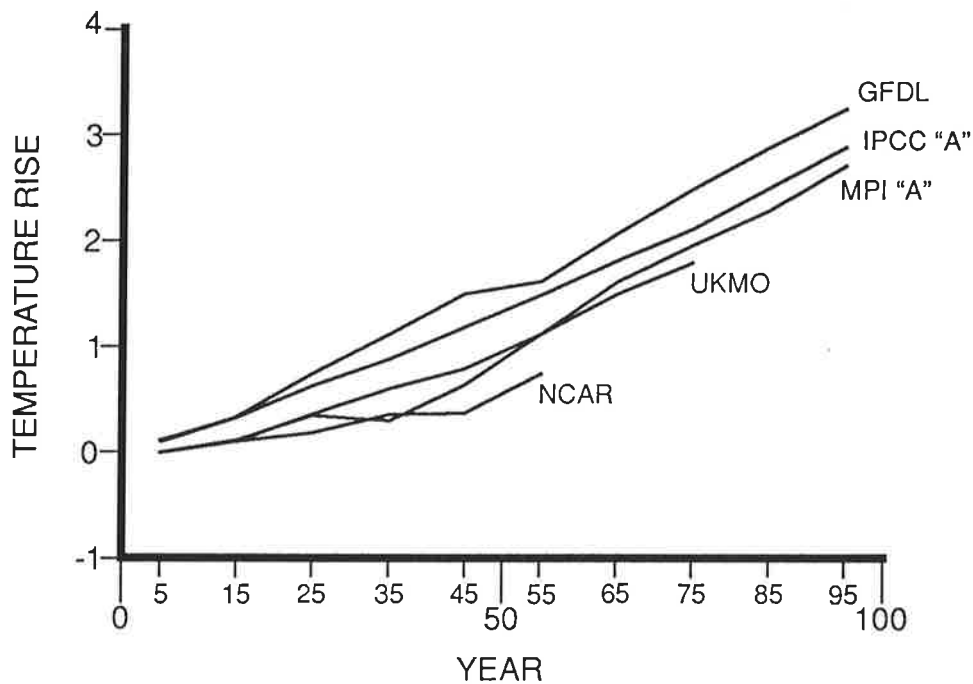


Abbildung 24: Die zeitliche Entwicklung der Änderung der bodennahen Lufttemperatur im Jahresdurchschnitt für die Simulationen von GFDL, NCAR, Hadley Centre, Szenarium A sowie das IPCC "best estimate" von Szenarium A; nach [35].

Ein Vergleich mit den Klimasimulationen der anderen Forschergruppen zeigt, daß die global gemittelte bodennahe Lufttemperatur zum Zeitpunkt der CO_2 -Verdopplung (wobei dieser Wert für das Jahr 100 aus dem Wert für das Jahr 60 im Falle des NCAR-Modelles extrapoliert werden mußte), zwischen 1.3 und 2.3 K liegt (Tabelle 3). Diese Werte stellen etwa 50-60% der Gleichgewichtserwärmung der Modelle dar. Die niedrigeren Werte im Vergleich zu den jeweiligen Gleichgewichtswerten können dadurch erklärt werden, daß die transienten Experimente zum Zeitpunkt der CO_2 -Verdopplung noch keinen Gleichgewichtszustand erreicht haben. Diese Verzögerung ist der hohen Wärmekapazität des Ozeanes zuzuschreiben [35].

Die zeitliche Änderung der bodennahen Lufttemperatur für die verschiedenen Experimente der anderen Modellierungsgruppen wird in Abb. 24 gezeigt. Obwohl die Experimente sich in ihrer Auflösung, in ihrer Parameterisierung sowie in ihrer Durchführung unterscheiden, geben die Modelle alle ein ähnliches zeitliches Verhalten bei der Erwärmung an: Wie in der Hamburger Simulation zeigen auch die anderen Hochrechnungen nur eine geringe Erwärmung in den ersten Dekaden der Integration, d. h., bei allen findet man

das Kaltstartproblem wieder. Es ist besonders ausgeprägt im UKMO-Modell, bei dem während der ersten 2 bis 3 Jahrzehnte praktisch keine Erwärmung auftritt. Nach diesem Kaltstart nehmen alle Modelle eine konstante Erwärmungsrate von etwa 0.3 K pro Dekade an, die mit der IPCC-Projektion für das "best estimate" gut übereinstimmt.

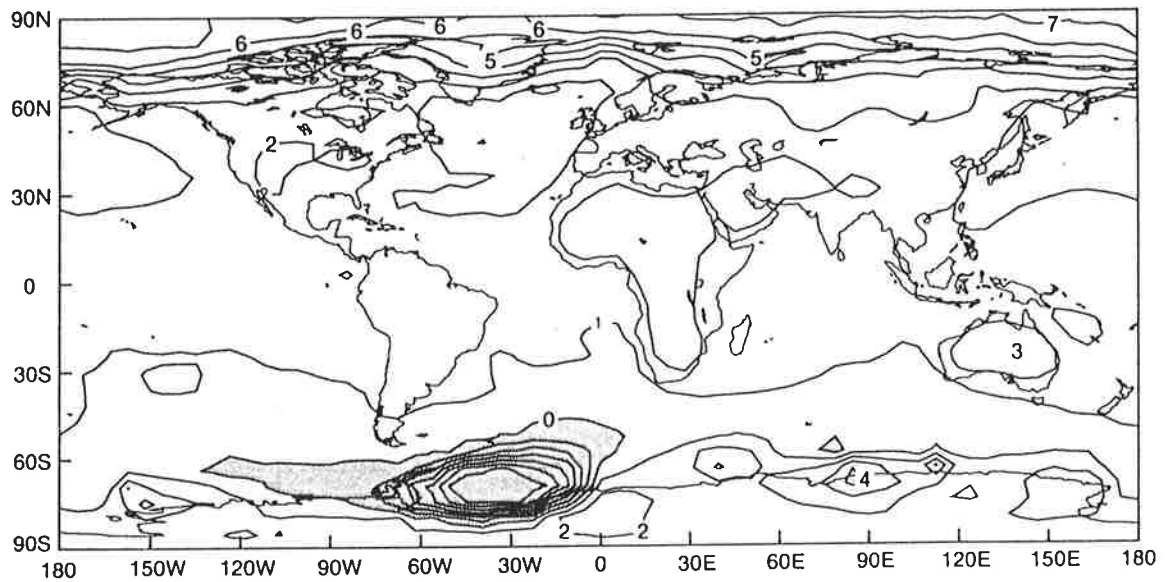


Abbildung 25: Die Änderung der bodennahen Lufttemperatur zum Zeitpunkt der CO₂-Verdopplung (Jahr 56 bis 65) für Szenarium A; nach [35]. Konturintervall: 1 K; negative Werte sind straffiert.

4.2.5 Regionale Änderung der bodennahen Lufttemperatur

Abb. 25 zeigt die Änderung der bodennahen Lufttemperatur für den Zeitpunkt der CO₂-Verdopplung (Jahr 56 bis 65) von Szenarium A [35]⁴. Die Erwärmung über den Ozeanen fällt geringer aus als über den Kontinenten; einige Ozeanregionen (z. B. das Weddell-See) zeigen sogar eine Abkühlung. Verglichen mit anderen Simulationen, die nur mit einem Atmosphärenmodell angekoppelt an ein Ozeanmodell von nur 50 m Tiefe (dem sogenannten "mixed layer model") durchgeführt wurden, ist in der Klimaprognose mit

4. In [35] wird Definition 2 verwendet, um die Hamburger Ergebnisse direkt mit den Ergebnissen der anderen globalen gekoppelten Ozean-Atmosphären-Modelle zu vergleichen, die alle einheitlich zu dem jeweiligen Zeitpunkt der CO₂-Verdopplung mit Definition 2 berechnet wurden.

dem globalen gekoppelten Ozean-Atmosphären-Modell der Land-See-Kontrast deutlicher ausgeprägt, und es tritt ein geringerer Temperaturanstieg in der Südhemisphäre auf, was auf eine Wärmeaufnahme der Schichten des Ozeans unterhalb der Mischungsschicht hindeutet. Die größte Erwärmung (ca. 12 K) findet man dort, wo sich die Eisgrenze verlagert, besonders in der Arktis. Die Muster der Simulationen von dem Szenarium D und dem "2 * CO₂"-Experiment ähneln dem von Szenarium A, aber mit verminderter Amplitude.

Die regionale Verteilung der Temperaturänderungen für die letzten 10 Jahre des MC-Ensembles nach Definition 1 (Abb. 26) zeigt ein stabiles Klimaänderungsmuster über den Landgebieten der Tropen und der mittleren Breiten, die dem Muster der Szenarium-A-Simulation ähneln, jedoch eine verminderte Amplitude besitzen. Sogar die Abkühlungsgebiete im Nordatlantik und Nordpazifik treten auch in dem MC-Ensemble deutlich auf. In diesen Gebieten ist die Abweichung zwischen den einzelnen MC-Experimenten gering. Maximale Variabilität zwischen den einzelnen Experimenten tritt in den hohen Breiten der Nord- und Südhalbkugel auf, besonders an der Eisgrenze, wo sie so groß ist wie das Klimaänderungssignal. So zeigt z. B. das MC30-Experiment eine umfangreiche Abkühlung in der Arktis, während die MC60- und MC90-Experimente eine deutliche Erwärmung aufweisen.

Dieses unterschiedliche Verhalten in der Arktis kann teilweise durch die Änderungen im Eisvolumen während der ersten Hälfte des Kontrollexperimentes erklärt werden (vergleiche mit Kapitel 4.1.3). Manabe et al (1992) zeigen, daß im Falle einer globalen Erwärmung auf der Nordhemisphäre die Eisdicke abnimmt, was zu einer Temperaturzunahme infolge des verstärkten Wärmeflusses durch das Eis führt. Wenn Definition 1 benutzt wird, d. h., wenn die ersten Jahre des Kontrollexperimentes von den letzten Jahren des Klimaänderungsexperimentes abgezogen werden, dann ergibt sich für die ersten beiden MC-Experimente eine Eisdickenzunahme und damit eine Abkühlung (Abb. 18a). Wenn jedoch die Klimaänderung nach Definition 2 berechnet wird, dann wird diese Abkühlung durch eine leichte Erwärmung ersetzt, da nach dieser Definition die Eisdicke abnimmt (Abb. 27).

In der Antarktis können die großen Unterschiede zwischen den Experimenten im wesentlichen auf Unterschiede in der Eisbedeckung in der Ross- und Wedell-See zurückgeführt werden (siehe Kapitel 4.2.6).

Wenn ein univariater t-Test angewandt wird, ist die Erwärmung über weiten kontinentalen Gebieten und dem Zentralpazifik mit 95% signifikant. Nur ein Gebiet, das sich von Griechenland nach Zentralasien erstreckt, sowie alle weiteren Meeresgebiete, haben sich in den 50 Jahren, die die MC-Experimente überdecken, noch nicht signifikant erwärmt.

Da die einzelnen Gitterpunkte jedoch statistisch nicht unabhängig voneinander sind, wurden noch multivariate Mustertests durchgeführt, in denen die Erwärmungsmuster des Ensembles der MC-Simulationen auf das Muster des Szenarium-A-Experimentes und des "2 * CO₂"-Experimentes projiziert werden [40]. Auch dieser Test ergibt eine hohe Signifikanz für die Klimaänderung.

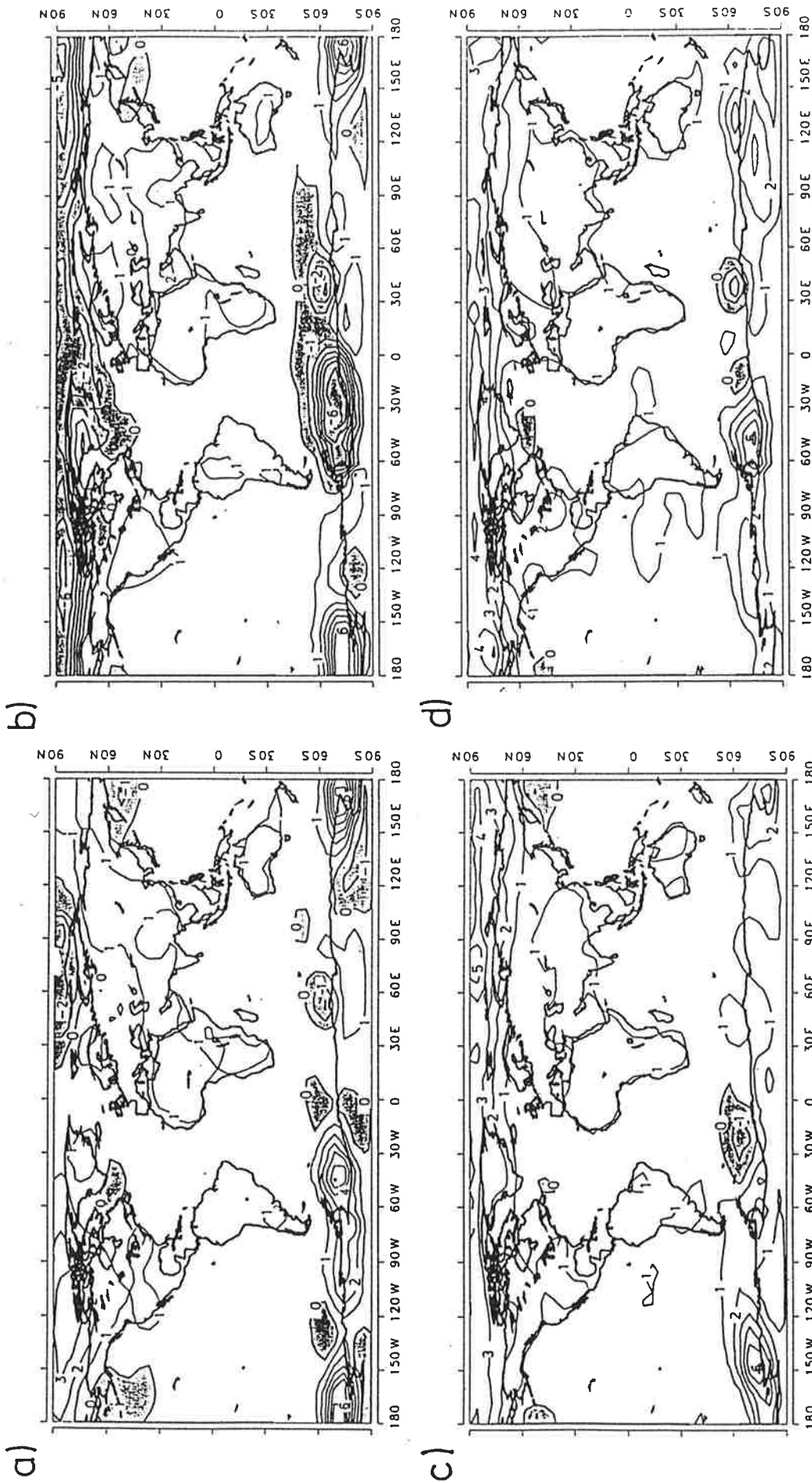


Abbildung 26: Die Verteilung der bodennahen Lufttemperatur nach 50 Jahren Vorhersagezeit für die einzelnen Mitglieder des Monte-Carlo-Ensembles nach Definition 1. (a: MC00; b: MC30; c: MC60; d: MC90); Konturintervall: 1 K; negative Werte sind straffiert, nach [40].

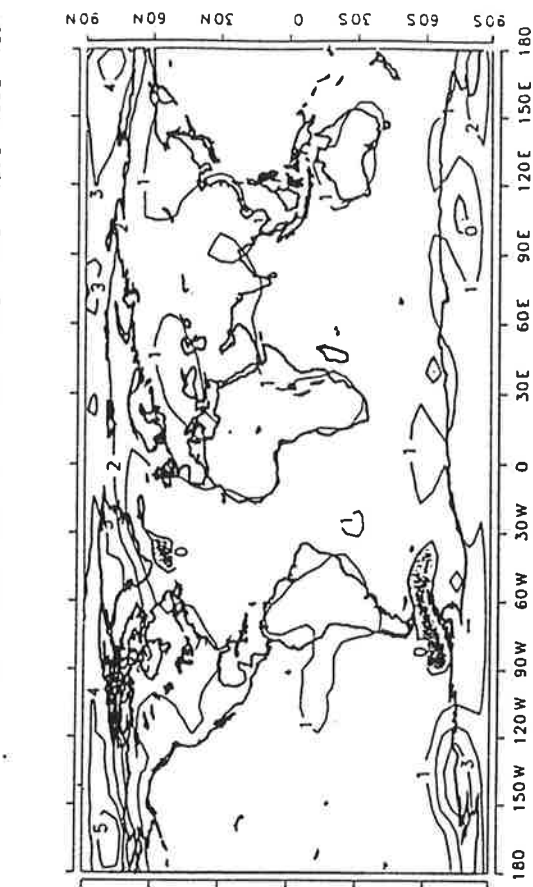
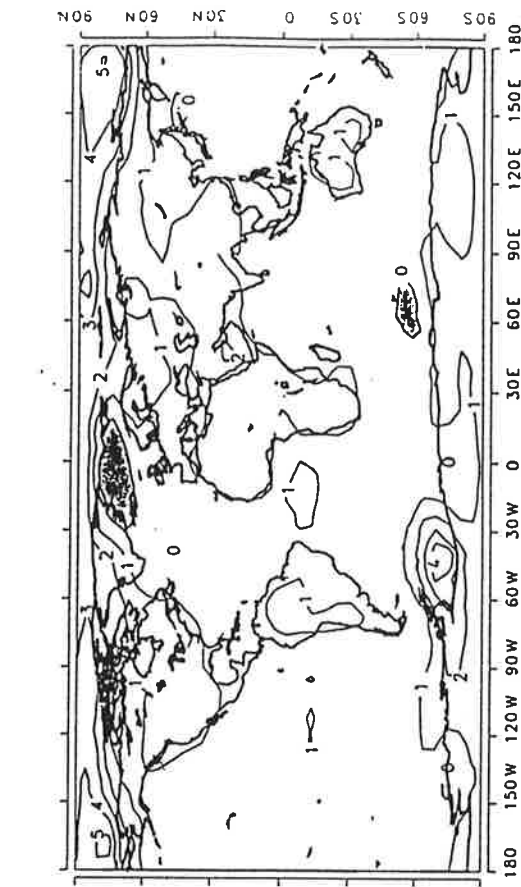
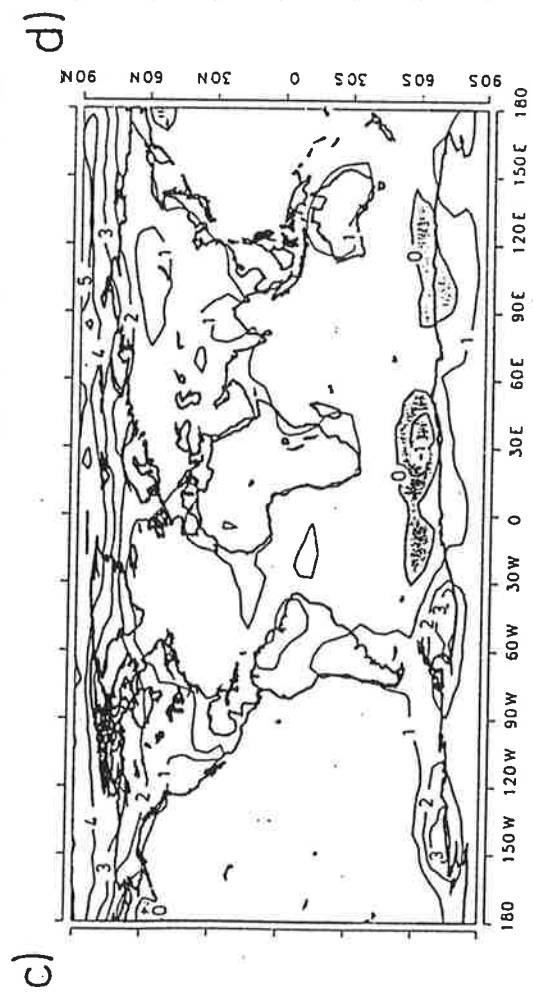
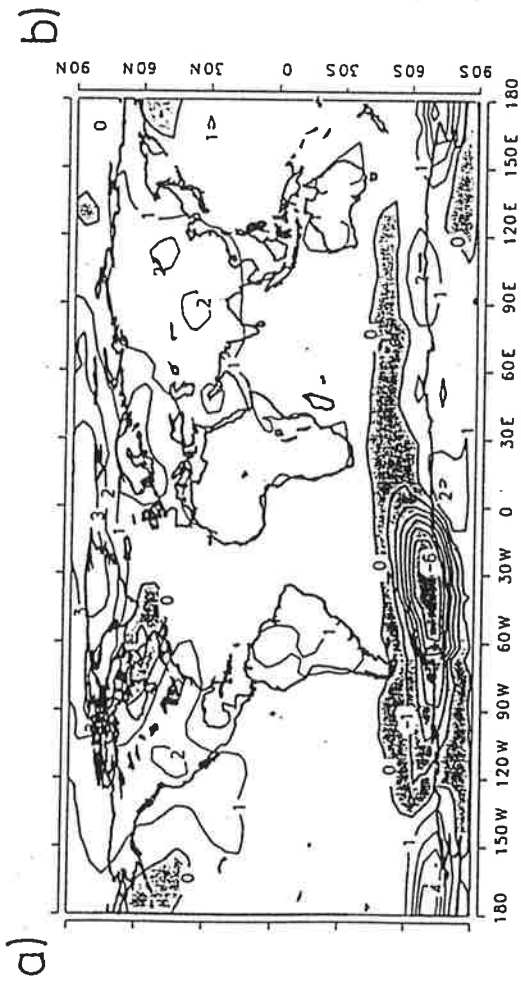


Abbildung 27: Die Verteilung der bodennahen Lufttemperatur nach 50 Jahren Vorhersagezeit für die einzelnen Mitglieder des Monte-Carlo-Ensembles nach Definition 2. (a: MC00; b: MC30; c: MC60; d: MC90); Konturintervall: 1 K; negative Werte sind straffiert, nach [40].

Im Vergleich zu den Ergebnissen anderer Modellierergruppen zeichnen sich zur Zeit der Verdopplung des CO₂ folgende Gemeinsamkeiten in der Simulation der regionalen Temperaturänderung ab [35]:

- Die stärkste Erwärmung findet in den hohen Breiten der Nordhemisphäre statt.
- Die tropischen Ozeane werden verhältnismäßig gleichmäßig erwärmt.
- Landgebiete erwärmen sich mehr als die Ozeanregionen.
- Die geringsten Erwärmungen oder sogar Abkühlungen findet man im nördlichen Nordatlantik und in den südlichen Ozeanen um die Antarktis.
- Die Nordhalbkugel erwärmt sich schneller als die Südhalbkugel.

Die drei ersten Charakteristika treten auch schon in Experimenten mit Mischungsschichtmodellen auf, die Erwärmungsminima in den ozeanischen Regionen der höheren Breiten und die interhemisphärische Asymmetrie entstehen jedoch nur in den global gekoppelten Ozean-Atmosphären-Modellen durch tiefreichende Vertikalvermischung im Ozean.

4.2.6 EOF-Analyse der bodennahen Lufttemperatur

Um die Struktur der Erwärmung räumlich und zeitlich besser zu beschreiben, wird eine Eigenvektoranalyse (empirical orthogonal function: EOF) durchgeführt [34]. Die EOF-Analyse ist ein nicht nur in der Meteorologie verwendetes statistisches Verfahren, die zeitliche und räumliche Variabilität von Zahlenfeldern in seine Hauptanteile zu zerlegen. Jedes Zahlenfeld kann durch die Summe seiner EOFs dargestellt werden, wobei die einzelnen EOFs orthogonal zueinander stehen. Die einzelnen EOFs stellen daher einen Anteil an der Gesamtvariabilität dar und ermöglichen es, einzelne Muster als Moden der Variabilität zu identifizieren. Die hier benutzten EOFs wurden durch eine flächengewichtete räumliche Mittelung ohne Subtraktion der zeitlichen Mittel berechnet.

Die Verwendung der EOFs ist notwendig, um die Klimaänderungsmuster (bzw. das Vorhersagesignal; vergleiche mit Kapitel 2.3) aus dem hohen Rauschen der natürlichen (und auch modellierten) Klimavariabilität hervorzuheben. In der vorliegenden Arbeit wird nur eine EOF-Analyse der bodennahen Lufttemperatur vorgestellt. Andere meteorologische Variable werden in einer weiterführenden Arbeit ebenfalls der EOF-Analyse unterzogen (siehe [36], [42]).

Wird Definition 1 verwendet, dann können mehr als 84.1% des (räumlich und zeitlich) gemittelten quadratischen Signals für Szenarium A schon durch ein Muster erklärt werden (Abb. 27). Dieses Muster trägt zu über 95% der räumlichen Varianz des Signals in der letzten Dekade des Experimentes bei (man beachte die Ähnlichkeit zwischen Abb. 25 und 27). Die erste EOF der beiden anderen 100-jährigen Simulationen erklärt ebenfalls den Hauptanteil der Varianz: 59.2% für Szenarium D, 90.5% für das "2 * CO₂"-Experiment und 71.2% für das Kontrollexperiment. Bei der Verwendung von Definition 2 ist die erklärte Varianz niedriger, da hier das Rauschen der Kontrollsimulation dem Klimaänderungssignal überlagert ist (Tabelle 5).

Bei den kürzeren MC-Simulationen ist die durch die erste EOF erklärte Varianz deutlich niedriger als bei den 100-jährigen Simulationen und überschreitet nicht 67% für Definition 1 bzw. 44% bei Definition 2. Wegen der kürzeren Simulationsdauer hat sich noch kein so deutliches Klimaänderungsmuster ausbilden können wie bei den 100-jährigen Simulationen. Bildet man jedoch das Ensemblemittel, so erklärt die 1. EOF etwa 78% der Varianz bei Definition 1 (67% bei Definition 2). Die MC-Methode erlaubt es daher, bei kürzeren Simulationszeiträumen das Klimaänderungssignal deutlicher hervortreten zu lassen als es bei einer einzigen Simulation möglich ist.

Die Muster der ersten EOF sind sich in allen Treibhaussimulationen sehr ähnlich und betonen den Land-See-Kontrast. Dieses kann mit einer Korrelationsrechnung objektiv bestätigt werden. Die Musterkorrelation wird nach dem in [36], [42] vorgestellten Verfahren aus dem flächengemittelten Werten mit und ohne Subtraktion des räumlichen Mittelwertes berechnet (r und r^* nach [42]). Er beträgt 0.82 für Szenarium A gegenüber Szenarium D und 0.97 für Szenarium A gegenüber "2 * CO₂" für r , d. h., nach der Subtraktion des räumlichen Mittelwertes und für Definition 1. Im Gegensatz dazu hat die erste EOF des Kontrollexperimentes, d. h. die erste "Rausch-EOF", (52.5% erklärte Varianz; Abb. 29 d) nur eine geringe Ähnlichkeit mit diesem Klimaänderungsmuster: Die Korrelation der ersten EOF des Kontrollexperimentes mit der von Szenarium A beträgt nur 0.43, wobei im wesentlichen nur die Gebiete hoher Variabilität in den hohen Breiten der Südhalbkugel korreliert zu sein scheinen. Man kann daher davon ausgehen, daß das dominierende Treibhausgaserwärmungssignal der Szenarienrechnungen im räumlichen und zeitlichen Mittel nicht durch eine mögliche gemeinsame Klimadrift oder interne Variabilität beeinflusst wird.

Die zweite EOF des Szenarium-A-Experimentes, die jedoch nur 3.1% der Varianz erklärt, stimmt mit der EOF 1 des Kontrollexperimentes recht gut überein (Korrelationskoeffizient: $r=0.74$; vergleiche Abb. 27a und Abb. 27c). Diese Komponente des Treibhausgaserwärmungssignales könnte daher die interne Variabilität oder die Klimadrift des gekoppelten Modelles enthalten.

Die Klimaänderungsmuster der 1. EOF der einzelnen MC-Simulationen sind bei Definition 1 nur schwach miteinander korreliert. Wie man Tabelle 5 entnehmen kann, überschreitet der Korrelationskoeffizient r für Definition 1 keine 31%, was auf die großen Unterschiede in den hohen Breiten zurückzuführen ist (Abb. 28). Wenn der räumliche Mittelwert mit bei der Berechnung der Korrelation berücksichtigt wird, dann führt die großräumige Kohärenz des Musters der 1. EOF in den Experimenten MC60 und MC90 zu einer deutlich verbesserten Musterkorrelation ($r=0.26$, $r^*=0.76$).

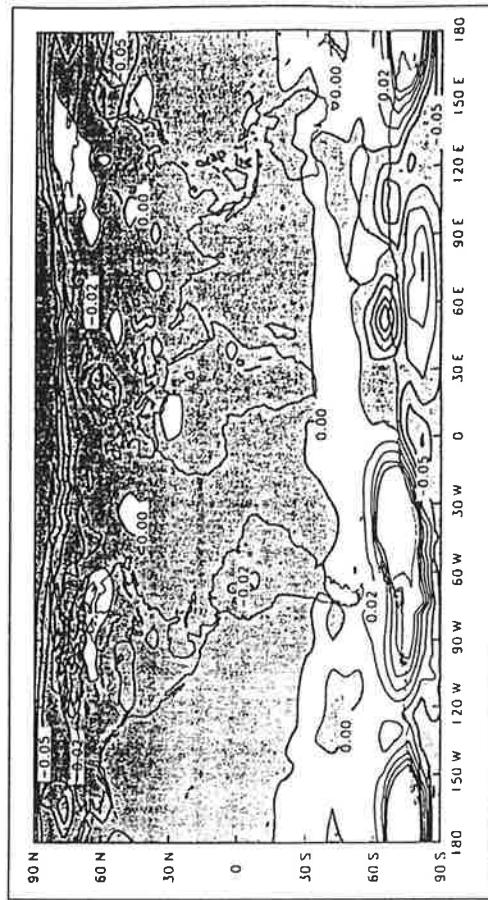
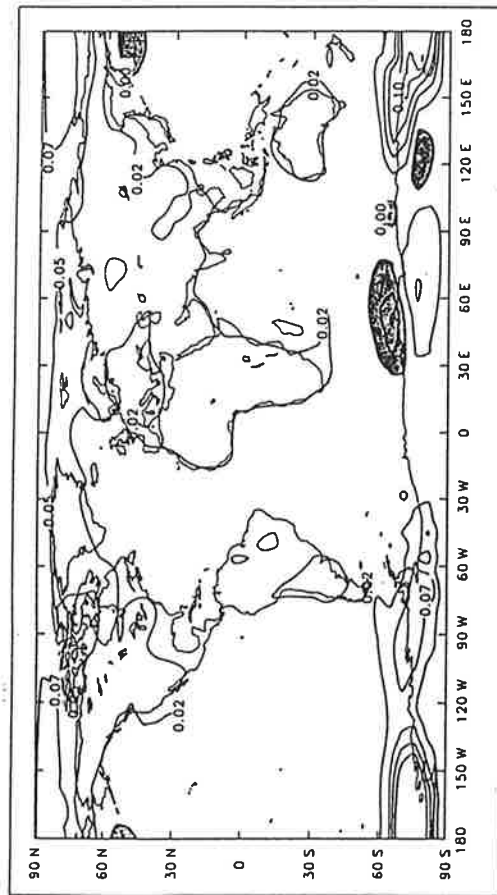
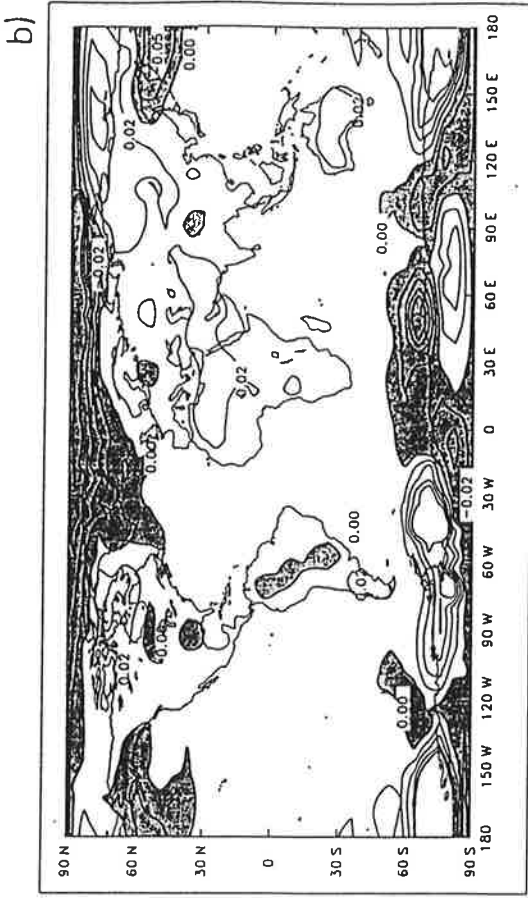
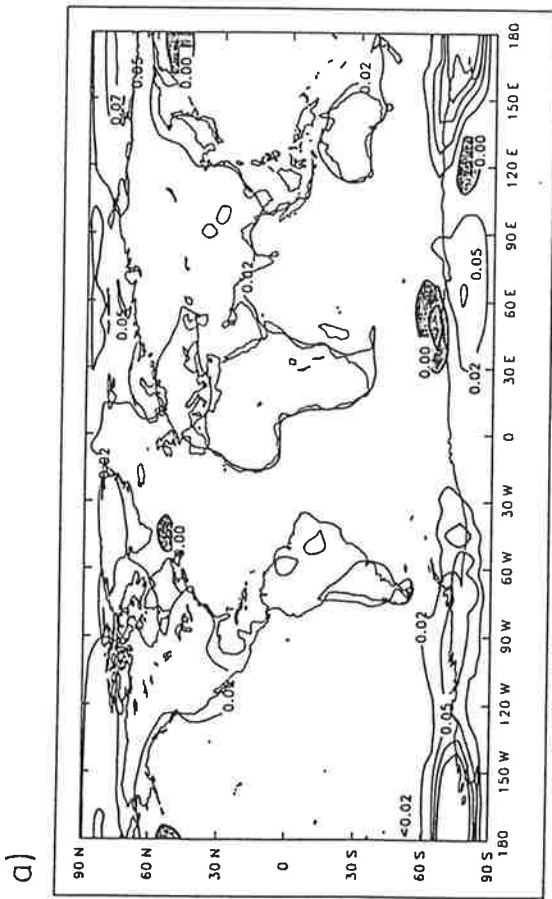


Abbildung 28: Die erste EOF von den 100-Jahres-Experimenten von Szenarium A (a), Szenarium D (b), "2 * CO₂" (c) sowie dem Kontrollexperiment (d).

Korr. zwisch. Def1 und Def2	SZA	SZD	2*CO ₂	MC00	MC30	MC60	MC90	MC Mittel	CTL	erklärte Varianz [%]
SZA	0.56	0.81	0.97	0.76	0.47	0.53	0.44	0.86	0.43	84.1
SZD	0.85	0.21	0.75	0.88	0.28	0.19	0.20	0.62	0.81	46.8
2*CO ₂	0.96	0.52	0.65	0.69	0.44	0.56	0.44	0.82	0.35	87.8
MC00	0.66	0.73	0.73	0.02	0.06	0.20	0.26	0.54	0.74	50.3
MC30	0.85	0.74	0.77	0.47	0.28	0.31	0.07	0.76	0.15	67.2
MC60	0.64	0.39	0.53	0.12	0.62	0.50	0.26	0.61	0.11	56.5
MC90	0.80	0.59	0.69	0.30	0.73	0.80	0.69	0.51	0.02	62.1
MC Mittel	0.92	0.83	0.90	0.80	0.83	0.65	0.77	0.75	0.16	77.9
CTL										52.5
erklärte Varianz [%]	76.4	32.1	79.2	0.44	0.30	0.41	0.39	0.67		

Tabelle 5: Musterkorrelation mit Subtraktion des räumlichen Mittelwertes (r) und erklärte Varianz der 1. EOF für Definition 1 und Definition 2 (kursiv). Die Korrelation zwischen demselben Experiment, aber berechnet mit den beiden verschiedenen Definitionen, ist fett gedruckt.

Wenn Definition 2 benutzt wird, dann sind die einzelnen Experimente stärker miteinander korreliert als bei Definition 1. Dieses gilt für r als auch für r^* und kann darauf zurückgeführt werden, daß die erste EOF, die nach Definition 2 berechnet wird, besonders in den hohen Breiten der Nordhemisphäre räumlich zusammenhängendere Strukturen besitzt. Die niedrigere Korrelation bei der Verwendung von Definition 1 hängt stark von der Amplitude und der räumlichen Kohärenz des 10-Jahresmittels des Kontrollexperimentes ab, welches benutzt wird, um die Klimaänderung zu berechnen.

Die erste EOF des MC00-Experimentes, berechnet nach Definition 2, und die erste EOF des MC30-Experimentes, berechnet nach Definition 1, zeigen ein sehr ähnliches Klimaänderungsmuster in den hohen Breiten der Südhalbkugel. Dieses wird durch eine starke Fluktuation der Meereisbedeckung in der Wedell-See im Kontrollexperiment zwischen den Jahren 30 bis 60 verursacht, verbunden mit einer starken Erwärmung der Wedell-See. Bei Definition 1 wird dieses Muster dem Muster von MC30 überlagert (da das Mittel der Dekade 31 bis 40 subtrahiert wird), während bei Definition 2 dieses Muster dem von MC00 aufgeprägt wird. Dieses anormale Verhalten des Kontrollexperimentes erklärt auch, warum die Musterkorrelation zwischen den ersten EOFs, die nach beiden Definitionen berechnet wurden, klein sind für SZD, MC00 und MC30, dagegen groß für MC60 und

MC90 (siehe Diagonale in Tabelle 5). Bei den Experimenten SZA und "2 * CO₂" ist das Klimaänderungssignal so dominant, daß selbst diese beachtliche Schwankung des Kontrollexperimentes das Anomaliepattern nicht wesentlich beeinflusst.

Das Muster der ersten EOF des Ensembles der MC-Experimente (erklärte Varianz: 78%; Fig. 30a) ähnelt bei Verwendung von Definition 1 sehr stark dem des SZA-Experimentes ($r=0.86$, $r^*=0.95$; Fig. 27a) und dem des "2 * CO₂"-Experimentes ($r=0.88$, $r^*=0.94$; Fig. 29c). Die Hauptunterschiede finden sich wiederum im Wedell-See, da die vorher diskutierte Anomalie des Kontrollexperimentes bei Definition 1 zwar die MC-Simulationen, aber nicht die 100-jährigen Experimente beeinflussen kann. Bei der Verwendung von Definition 2 ist die erste EOF des MC-Ensembles (erklärte Varianz: 67%; Fig. 30b) noch stärker mit dem SZA- ($r=0.92$, $r^*=0.98$) und mit dem "2 * CO₂"-Experiment ($r=0.90$, $r^*=0.92$) korreliert. Dieses Ergebnis, zusammen mit der Tatsache, daß die Korrelation zwischen den ersten EOFs nach beiden Definitionen höher ist als für die einzelnen Experimente ($r=0.75$, $r^*=0.92$), zeigt, daß die MC-Methode ein nützliches Werkzeug darstellt, um ein Klimaänderungssignal aus kurzen, verrauschten Experimenten zu extrahieren.

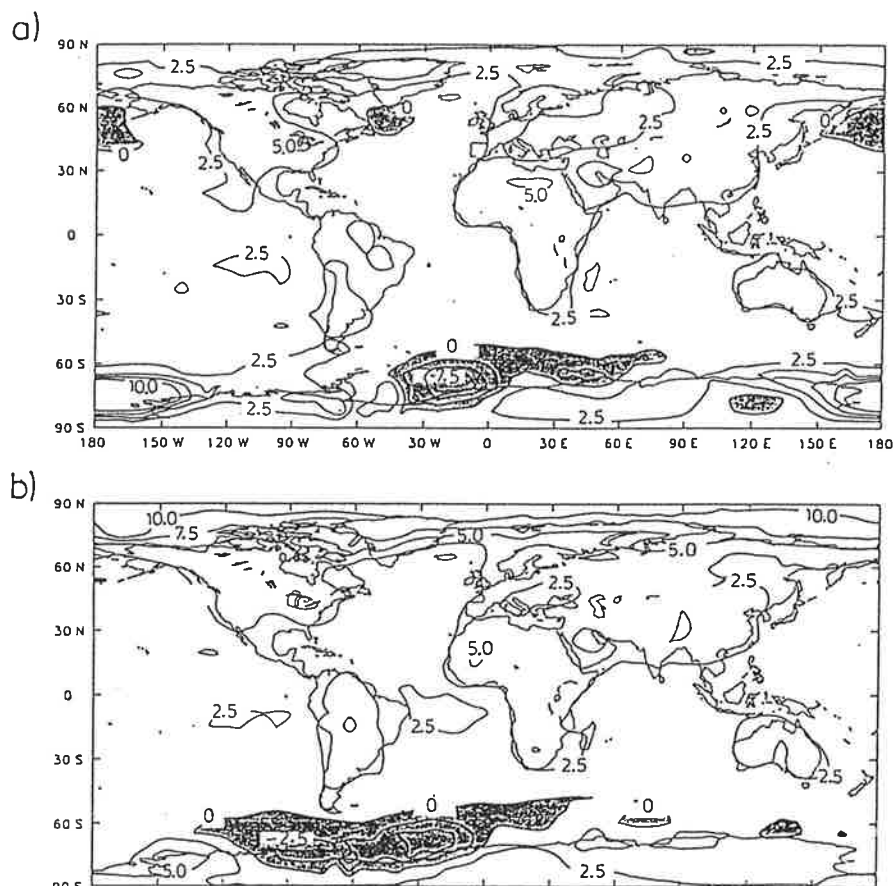


Abbildung 29: Die erste EOF [$\cdot 10^2$] der Monte-Carlo-Simulationen für das Ensemblemittel über alle Monte-Carlo-Simulationen (Definition 1: a; Definition 2: b); nach [40].

4.2.7 Änderung im hydrologischen Zyklus

Der Wasserkreislauf verstärkt sich in der Szenarium-A-Simulation nach 100 Jahren Simulationszeit um etwa 5% (Abb. 31). Es wird etwa 25% mehr Wasser als in den ersten Jahren auf permanentem Eis abgelagert. Insgesamt verlieren die Ozeane durch diesen Effekt 1000 km^3 pro Jahr. Dieses bedeutet ein Absinken des Meeresspiegels um etwa 30 cm in 100 Jahren.

Die räumliche Verteilung der Niederschlagsänderung zeigt sowohl bei den Szenarium-A-Experiment als auch bei den MC-Simulationen nur wenig Kohärenz, unabhängig davon, ob Definition 1 oder Definition 2 benutzt wird. Es ist kaum möglich, ein Klimaänderungsmuster von der internen Variabilität zu trennen. Die Standardabweichung der MC-Experimente von ihrem Ensemblemittel ist so groß wie das Klimaänderungssignal (Abb. 32). Ein univariater t-Test ergibt keine Region, in der die Niederschlagsänderung zu 95% signifikant ist. Auch in [28] und [42] wird darauf hingewiesen, daß wegen der hohen internen Variabilität und der geringen räumlichen Kohärenz das Niederschlagsfeld nur wenig als Indikator für eine Klimaänderung geeignet ist.

Wegen der großen Bedeutung der Niederschläge für die Menschheit wird trotzdem in [23],[35] auf die Regionalverteilung eingegangen.

Es gibt Anzeichen, daß die Niederschläge in den mittleren Breiten der Nordhemisphäre im Winter und über dem Indischen Subkontinent im Sommer zunehmen [28]. So tritt eine Zunahme der Niederschläge an der Amerikanischen Ostküste in allen MC-Simulationen im Winter auf, während im Sommer der Nordamerikanische Kontinent weniger Regen erfährt. Diese Niederschlagsabnahme ist jedoch nur in zwei der vier MC-Experimenten stark ausgeprägt und erstreckt sich nur in diesen Experimenten über den gesamten Kontinent. Eine ähnliche Niederschlagsänderung tritt auch in Simulationen anderer Modelliergruppen [35] auf. Eine Zunahme des Niederschlages in den Sturmgebieten der südlichen Hemisphäre, wie er in [35] berichtet wird, kann in den Hamburger Simulationen nicht bestätigt werden.

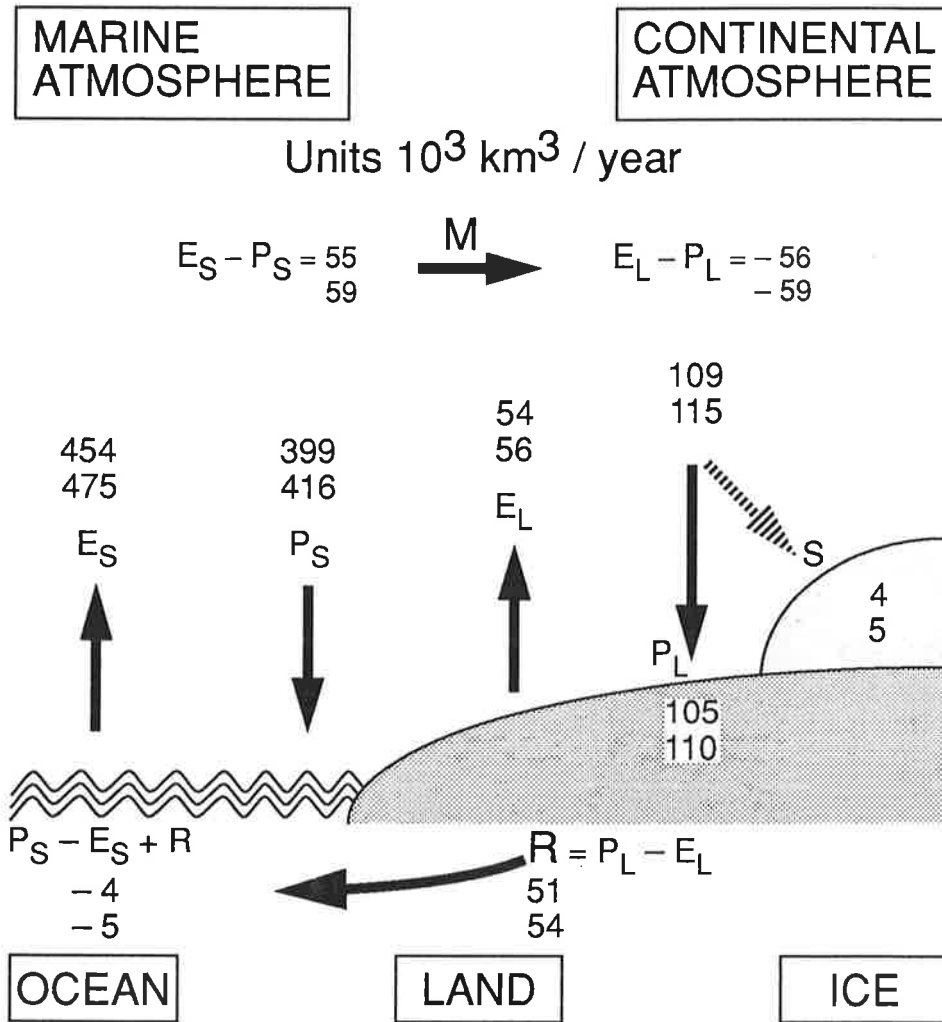
Das vorhergesagte Klimaänderungsmuster der Bodenfeuchte ist ähnlich inkohärent wie das des Niederschlages, und es ist deshalb schwer, ihm eine statistische Signifikanz nachzuweisen [40],[42]. Wegen seiner wirtschaftspolitischen Bedeutung wird in [35] darauf eingegangen.

Im Nordsommer sinkt die Bodenfeuchtigkeit über Nordamerika, Indien und dem südlichen Teil Afrikas. Im Nordwinter steigt die Bodenfeuchte über weiten Gebiete der Nordhalbkugel an, wie z. B. Mitteleuropa und Nordamerika, während die Subtropen eher eine Abnahme der Bodenfeuchte registrieren. Aber schon der Vergleich der Bilder aus [40] und [35] zeigt, daß innerhalb der Simulationen mit einem Modell, aber zu verschiedenen Zeitpunkten, große Unterschiede bestehen.

GLOBAL ANNUAL HYDROLOGICAL CYCLE

SZA 1-10

SZA 91 - 100



- E_S, E_L Evaporation (sea, land)
- P_S, P_L Precipitation (sea, land)
- S Snow deposition on land ice
- M Moisture transport
- R Runoff

Abbildung 30: Der globale hydrologische Zyklus für die erste (obere Zahlen) und die letzte Dekade (untere Zahlen) des Szenarium-A-Experimentes.

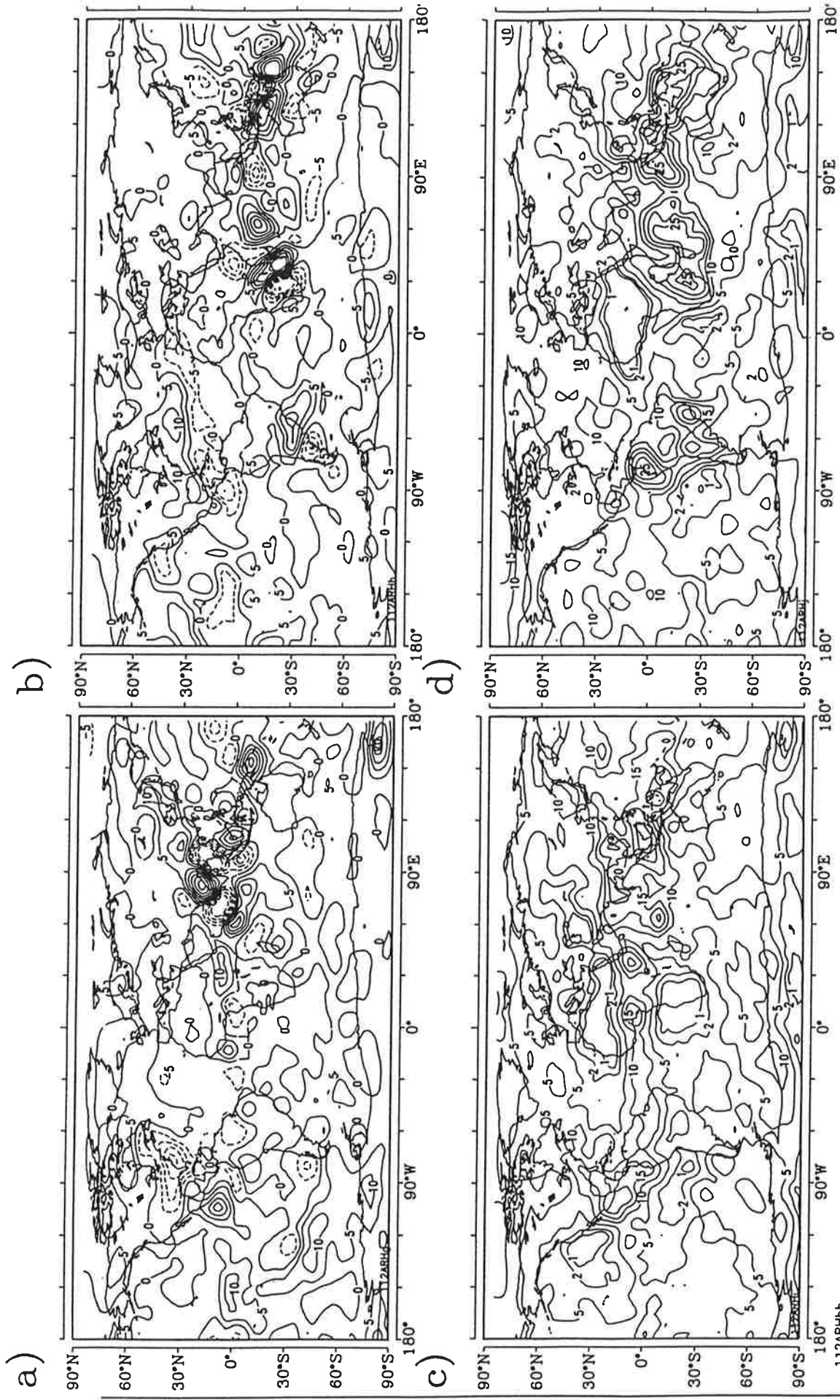


Abbildung 31: Die globale Änderung der Niederschläge für das Ensemblemittel über alle Monte-Carlo-Simulationen für Sommer (a) und Winter (b) sowie die Standardabweichung in beiden Jahreszeiten (c,d); Konturintervall: 5 mm/Tag; nach [40].

Bei den Parametern Niederschlag und Bodenfeuchte sind auch die Unterschiede zwischen den Simulationen verschiedener Modellierungsgruppen groß [35]. Da der Mechanismus der Bodenfeuchteänderung sehr sensitiv gegenüber der Formulierung des Bodenmodelles ist (Manabe et al, 1992), kann eine weitergehende Erklärung der Unterschiede in der Simulation der Bodenfeuchteänderung nur nach einer eingehenden Studie der einzelnen Parameterisierungsverfahren und der Grenzwerte in den Modellen gefunden werden.

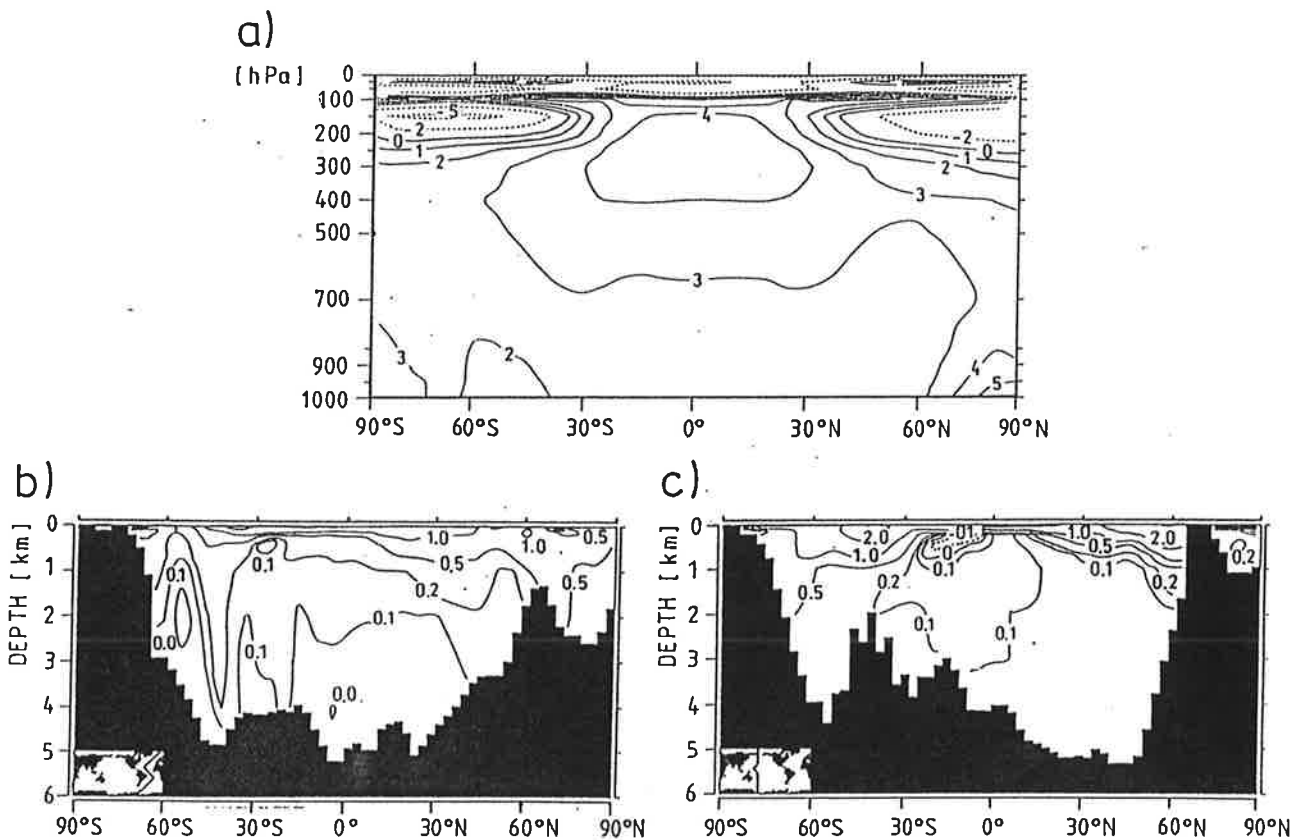


Abbildung 32: a) Die zonal gemittelte Temperaturänderung in der Atmosphäre nach 100 Jahren Integrationszeit für das Szenarium A; b) Vertikalschnitt durch den Atlantik entlang der GEOSEC-Schnittlinie für die Temperaturänderung nach 100 Jahren Integrationszeit für Szenarium A; c) Vertikalschnitt durch den Pazifik entlang der GEOSEC-Schnittlinie für die Temperaturänderung nach 100 Jahren Integrationszeit für Szenarium A; nach [34], Einheit: K.

4.2.8 Änderung in der Vertikalstruktur und im Meereis

Die Vertikalverteilung der Temperaturänderung nach Definition 1 für die letzte Dekade (Jahr 91 - 100) von Szenarium A werden in Abb. 32a für die Atmosphäre und in Abb. 32b und 32c für den Ozean dargestellt. Die Erwärmung erreicht ihr Maximum in der Atmosphäre in der tropischen Tropopause und an der Oberfläche in den hohen Breiten, während die Stratosphäre, wie zu erwarten ist (Schlesinger und Mitchell, 1987), eine weitreichende Abkühlung zeigt.

Ein ähnliches Muster tritt auch in den Beobachtungen auf, so daß vorgeschlagen wurde, dieses für die Erkennung des Treibhauseffektes zu benutzen (Karoly, 1987, 1989). Allerdings stimmt dieses Muster auch mit dem der natürlichen Variabilität überein (Liu und Schuurmanns, 1990; Wigley und Barnett, 1990). In einer weiterführenden Arbeit [28] wird u. a. analysiert, inwieweit diese Vertikalstruktur als Indikator für eine Klimaänderung verwendet werden kann. Es zeigt sich, daß die Strukturen der natürlichen Variabilität und der Klimaänderung miteinander korreliert sind (46 %), mithin das Signal und das Rauschen nicht optimal zu trennen sind.

Die stärkste Erwärmung der Ozeane ist in den obersten Schichten zu finden, wo sie in der letzten Dekade des Szenarium-A-Experimentes Werte von mehr als 2 K erreichen kann. Die Erwärmung dringt in den Gebieten mit Tiefenkonvektion, wie dem Nordatlantik, der Ross- und der Weddell-See, tief in den Ozean ein. Diese Gebiete fallen mit den Regionen der geringsten Erwärmung oder Abkühlung zusammen (Stouffer et al, 1989; [35]).

Die Stabilisierung der Wassersäule durch die Erwärmung an der Meeresoberfläche reduziert die Tiefenkonvektion. Dieses unterdrückt in den hohen Breiten den mittleren konvektiven Wärmefluß aus den unteren Schichten des Ozeanes, so daß hier der Erwärmung durch die Treibhausgase entgegengewirkt wird. Im Szenarium A ist nach 100 Jahren die globale Tiefenwasserproduktion um etwa 30% reduziert, was mit einer entsprechenden Verlangsamung der thermohalinen Zirkulation verbunden ist.

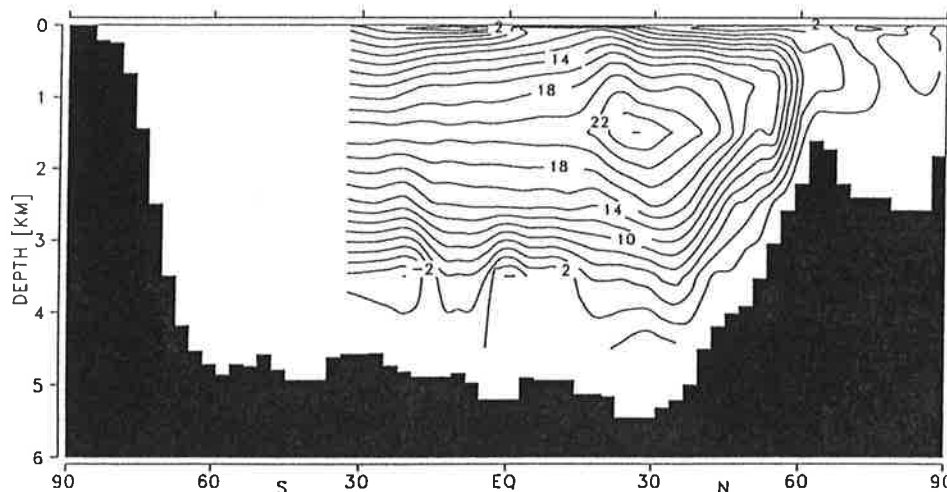


Abbildung 33: Die Meridionalzirkulation im Atlantik für die Jahre 91 bis 100 für Szenarium A.

Die Wassermassen an der Meeresoberfläche sind in den Subtropen durch die verlangsamte Zirkulation länger der Verdunstung ausgesetzt, so daß es hier zu einer Zunahme der Salinität kommt, während es z. B. im Nordatlantik durch die vermehrte Vermischung mit den Niederschlägen zu einer Abnahme des Salzgehaltes kommt. Auf diesen Effekt wurde auch in Mikolajewicz et al (1990) hingewiesen.

Potentiell kann die Verlangsamung der thermohalinen Zirkulation die Aufnahme des CO₂ in den Ozean verringern (Maier-Reimer und Hasselmann, 1987) und damit eine positive Rückkopplungsschleife im Klimasystem darstellen.

Änderungen in der Meereisbedeckung müssen mit Vorsicht interpretiert werden, da diese Größe nur sehr ungenau wiedergegeben wird (siehe Kapitel 4.1.3). Bei den Klimaänderungssimulationen treten die größten Temperaturänderungen in den Regionen mit Meereis auf. Die isolierende Wirkung des Eises sorgt für große Temperatursprünge bei nur geringen Änderungen in der Eisdicke, insbesondere beim Übergang von der flüssigen zur festen Phase des Wassers.

Bei den MC-Simulationen nimmt bei den betrachteten Klimaänderungssimulationen in der Arktis das Eisvolumen ab (Definition 2; Abb. 18). Die Anwendung von Definition 2 ist angemessen, da das Eisvolumen in den ersten Jahren der Simulation eine Drift zeigt ([34], [42]). Da sich die Eisausdehnung nicht signifikant verändert (Abb. 18 b, d), kann man darauf schließen, daß sich die Eisdicke verringert. Der Jahresgang der Eisbedeckung wird nur unwesentlich bei einer Klimaänderung beeinflusst.

In der Antarktis ist der Einfluß der Klimaänderung weniger eindeutig: Das Eisvolumen (Abb. 18c) nimmt in zwei der Experimente (MC00, MC60) zu, in den beiden anderen jedoch ab (MC30, MC90). Die Änderung der Eisausdehnung bei einer Klimaänderung ist nicht signifikant (Abb. 18d). Die größte Änderung in der Eisausdehnung tritt nicht in den MC-Simulationen, sondern im Kontrollexperiment auf, in dem zwischen den Jahren 20 bis 60 die Weddell-See eisfrei wird. Diese langperiodische Veränderung wird von den Klimaänderungsrechnungen nicht nachvollzogen.

Der Jahresgang der Eisbedeckung verstärkt sich in der Antarktis bei einer Klimaänderung. Im Südsommer schmilzt das Eis vermehrt ab, im Südwinter bleibt es jedoch unverändert.

4.2.9 Der Anstieg des Meeresspiegels durch Wärmeausdehnung

Eine wichtige Folge der globalen Erwärmung ist der Anstieg des Meeresspiegels, der sich aus dem Abschmelzen der Gletscher, der Änderungen der anderen Komponenten des Wasserkreislaufes, der thermischen Ausdehnung der ozeanischen Wassermassen sowie dynamischer Änderungen durch die Verlagerung von Meeresströmungen der Ozeane ergibt. Die ersten beiden Effekte können aus den vorliegenden Daten nicht berechnet werden, da der Wasserkreislauf nicht geschlossen modelliert wird. Sie werden nach der Abschätzung des IPCC etwa die Hälfte des globalen Meeresspiegelanstieges der nächsten 100 Jahre ausmachen.

Der dritte Effekt, die Wärmeausdehnung, erzeugt im globalen Mittel (wodurch der vierte Effekt herausfällt) während der Simulationszeit von 100 Jahren einen Anstieg von 15 cm in Szenarium A, 5 cm in Szenarium D und 16 cm bei dem "2 * CO₂"-Experiment (Abb. 34)⁵.

In dem "2 * CO₂"-Experiment wächst der Meeresspiegel stärker an als in dem Szenarium-A-Experiment, da hier der Ozean insgesamt einen längeren Zeitraum einer höheren Lufttemperatur ausgesetzt ist und mithin der Gesamtwärme fluß in den Ozean höher ist (für eine ausführliche Diskussion dieses Phänomens siehe [34]).

In den MC-Experimenten ist der Anstieg des Meeresspiegels, im Gegensatz zu der globalen bodennahen Lufttemperatur, mit 4.2 cm in allen Simulationen fast gleich groß (Abb. 35a).

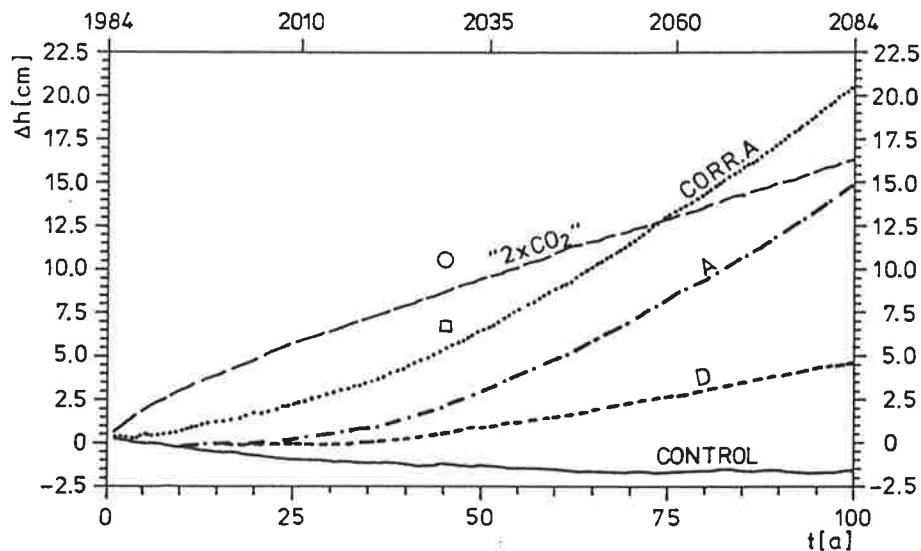


Abbildung 34: Die zeitliche Änderung des Meeresspiegels durch thermische Ausdehnung im globalen Mittel für die 100-Jahres-Experimente für Szenarium A, Szenarium D, "2 * CO₂" und das Kontrollexperiment; nach [34].

Man kann, wie im Falle der globalen Temperatur, eine Kaltstartkorrektur berechnen, deren Berücksichtigung den Anstieg auf 21 cm für SZA nach 100 Jahren ergibt. Während der 50 Jahre der MC-Simulationen beträgt dieser Korrekturfaktor 3 cm und ist damit fast so groß wie der direkt simulierte Anstieg. Während dieser ersten 50 Jahre steigt der Meeresspiegel nur etwa um 25% des nach 100 Jahren berechneten Anstiegs an (Abb. 35b).

5. Bei der Berechnung des Meeresspiegelanstieges durch thermische Ausdehnung wird Definition 2 verwendet, da er in den ersten 50 Jahren um etwa 1.5 cm absinkt bevor er sich stabilisiert (Abb. 35a).

Die in diesen Modellintegrationen erhaltenen Werte liegen deutlich (ca. 50%) unter den vom IPCC veröffentlichten Angaben (Houghton et al, 1990) für das "best estimate" und etwas unterhalb des "low estimates", auch wenn die Anstiegsraten gegen Ende der Simulationen vergleichbar sind. Hochrechnungen von Mikolajewicz et al (1990) mit dem ungekoppelten Ozeanmodell ergeben einen Meeresspiegelanstieg von 50 cm wie bei IPCC, jedoch erst nach dem Erreichen eines Gleichgewichtszustandes im Ozean nach mehreren hundert Jahren Integrationszeit. In den ersten 100 Jahren ergeben seine Berechnungen ähnliche Werte wie in der hier vorgestellten Simulation.

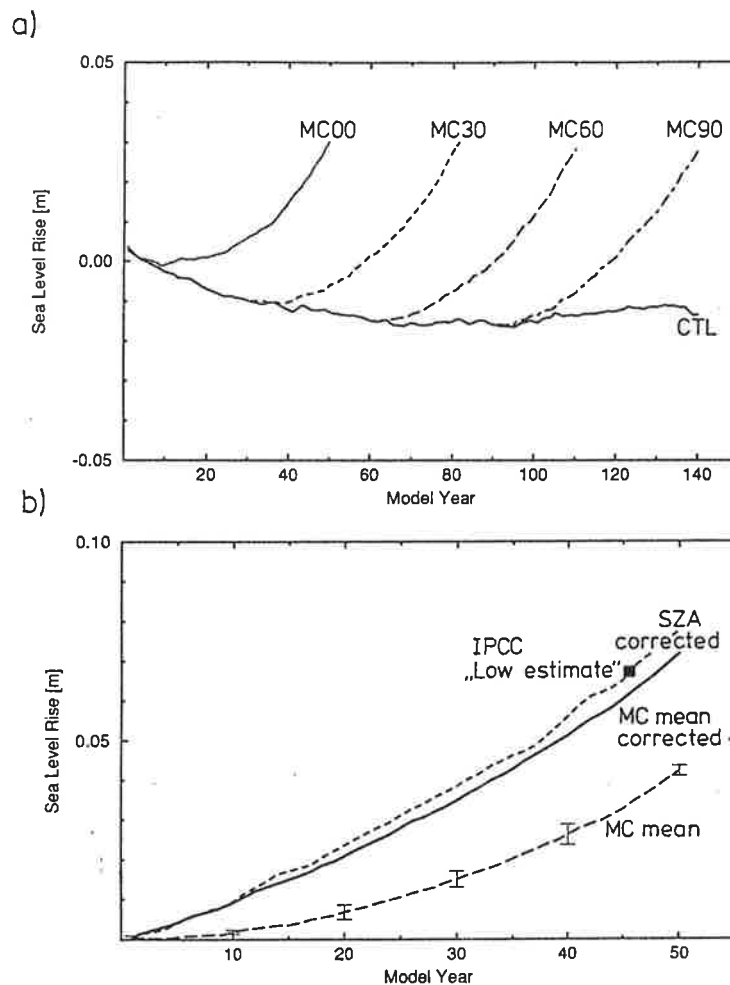


Abbildung 35: Die zeitliche Änderung des Meeresspiegels durch thermische Ausdehnung im globalen Mittel für die Monte-Carlo-Simulationen (a), und das Monte-Carlo-Ensemble Mittel mit und ohne Korrektur für den Kaltstart sowie Szenarium A mit Korrektur für den Kaltstart (b); nach [40].

Auch bei den Modellsimulationen anderer Institute [35] gibt es eine deutliche Verzögerung im Anstieg des Meeresspiegels, wiederum verursacht durch den Kaltstart (Abb. 36). Ebenfalls wird auch in diesen Simulationen der vom IPCC (1990) vorgegebene Wert nicht erreicht. Zum Zeitpunkt der CO₂-Verdopplung steigt der Meeresspiegel in den

einzelnen Simulationen durch thermische Ausdehnung zwischen 2 und 4 cm pro Jahrzehnt an. Die bisherige Abschätzung in [23] lag bei 3 cm pro Jahrzehnt für das Szenarium A.

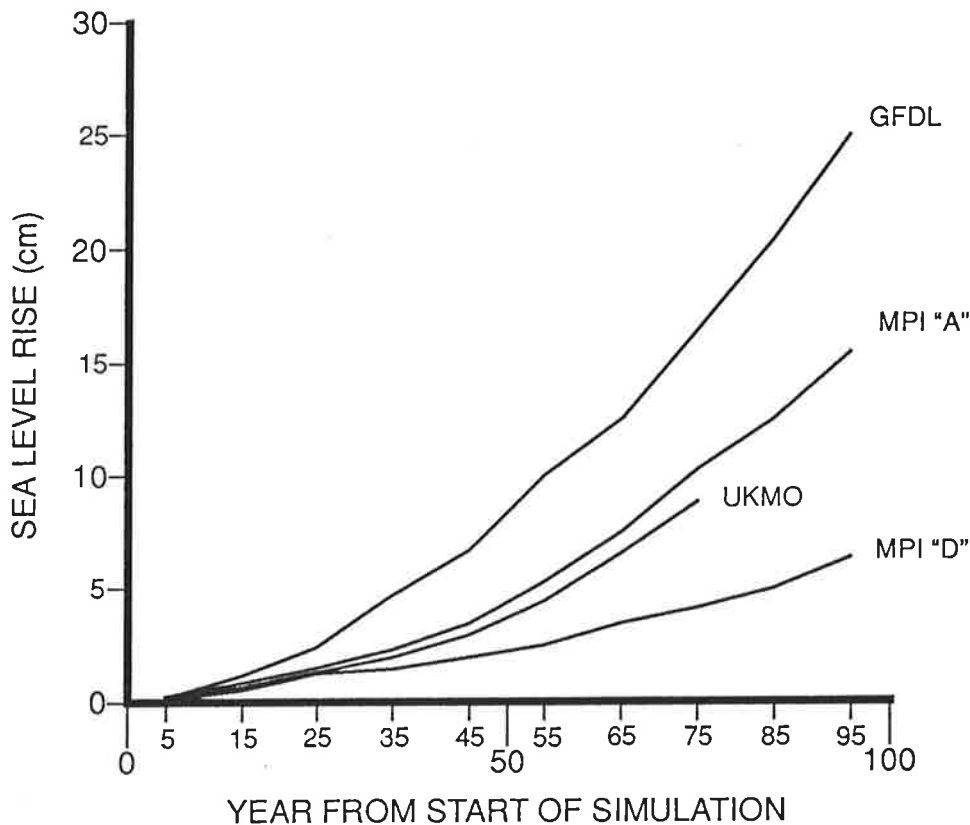


Abbildung 36: Die zeitliche Änderung des Meeresspiegels durch thermische Ausdehnung im globalen Mittel für die Simulationen von GFDL, Hadley Centre, Szenarium A und Szenarium D; nach [35].

Die Horizontalverteilung (Abb. 37) der Meeresspiegeländerung durch thermische und dynamische Effekte ist in den MC-Simulationen und dem SZA-Experiment sehr ähnlich, jedoch ist die Amplitude nach 100 Jahren Simulationszeit deutlich höher. Ein deutliches Ansteigen des Meeresspiegel tritt in der Beringstraße und an der nördlichen Seite des ACC auf, wahrscheinlich durch eine nordwärts Verlagerung des ACC. Relativ kleinräumige Anstiegsextrema in der Nähe der Pole können mit Problemen in der Behandlung des Meereises in Verbindung gebracht werden. Insgesamt besitzen die regionalen Unterschiede im Meeresspiegelanstieg dieselbe Größenordnung wie der globale gemittelte Anstieg. Ein ähnliches Ergebnis wurde auch von Mikolajewicz (1990) gefunden.

Die Variabilität zwischen den einzelnen MC-Simulationen ist nur in Gebieten mit Meereisbedeckung und im ACC groß. Wenn man einen univariaten t-Test anwendet, dann sind diese Regionen und der Atlantik statistisch nicht signifikant im 95% Bereich, während ansonsten insbesondere die Meeresspiegeländerung im Indischen Ozean und im zentralen und nördlichen Pazifik als signifikant anzusehen ist.

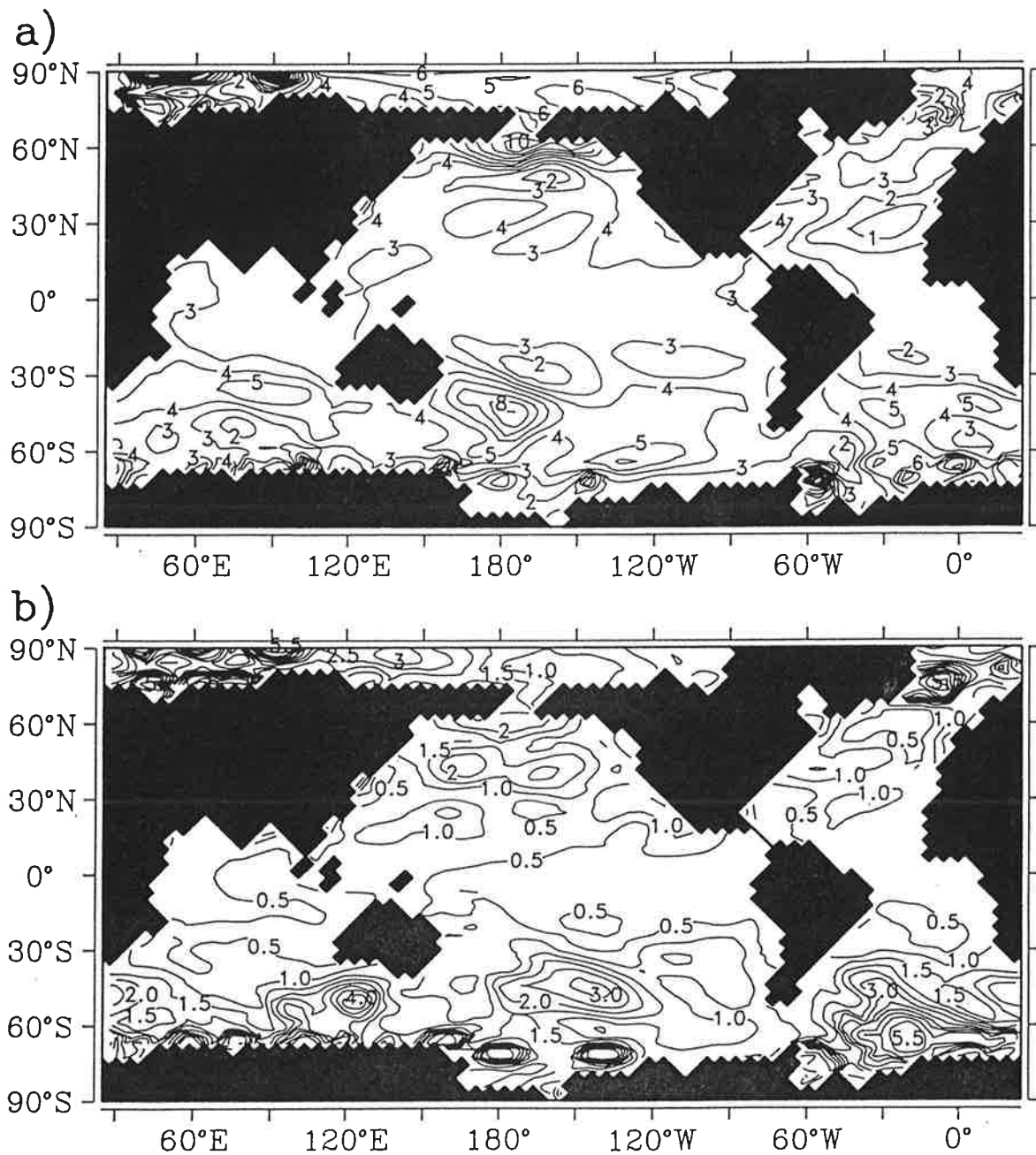


Abbildung 37: Die Änderung des Meeresspiegels durch Wärmeausdehnung im Mittel über das Monte-Carlo-Ensemble (a) sowie die Standardabweichung (b); nach [40].

5.0 ZUSAMMENFASSUNG

Die unterschiedlichen Zeitskalen des Klimasystemes und die Wechselwirkung zwischen den einzelnen Klimakomponenten erzeugen nichtlineare Schwankungen (das sogenannte Klimarauschen), welche die bei den Hochrechnungen mit komplexen numerischen Modellen erwarteten Signale überdecken. Zusätzlich zu diesem Rauschen erzeugen die Unzulänglichkeiten der verwendeten Modelle ebenfalls Störschwankungen, die die numerischen Vorhersagen verfälschen können.

In der vorliegenden Arbeit wird untersucht, inwieweit man das vorhergesagte Signal mittels einer statistisch-dynamischen Vorhersagemethode von dem Klimarauschen trennen kann. Gleichzeitig wird diese Methode benutzt, um abzuschätzen, welchen Beitrag die Modellunzulänglichkeiten, z. B. die Auflösung der Modelle zu diesem Rauschen liefern.

Die verwendete statistisch-dynamische Methode ist die sogenannte Monte-Carlo-Technik, bei der ein Ensemble von Vorhersagen mit veränderten Anfangsbedingungen integriert wird. Eine Spezialform der Monte-Carlo-Technik ist die "lagged average forecasting" Technik, bei der die veränderten Anfangsbedingungen aus den in regelmäßigen Abständen gewonnenen Beobachtungen erzeugt werden.

Die dynamisch-statistischen Modellrechnungen erstrecken sich auf drei Zeitbereiche:

- von 10 Tagen bis 3 Monaten:

In diesem Zeitbereich möchte man mittels dieser Methode eine Vorhersage über das aktuelle Wettergeschehen oder zumindestens eine Vorhersage über die zu erwartenden Großwetterlagen erhalten. Zusätzlich erhofft man sich Informationen darüber, wie wahrscheinlich die Vorhersagen sind.

Es zeigt sich, daß zwar im Mittel durch die Verwendung der "lagged average forecasting" Methode ein leichter Vorteil gegenüber einer deterministischen Vorhersage erhalten werden kann, jedoch wird dieser Vorteil leicht durch eine Erhöhung der Auflösung wettgemacht. Außerdem kommt es vor, daß einzelne Vorhersagen deutlich besser sind als das Ensemble. Es ist auch nicht möglich, von der Streuung der Einzelergebnisse auf die Güte der Gesamtvorhersage zu schließen, wie es theoretische Studien erhoffen lassen. Dieses kann möglicherweise daran liegen, daß die Anfangsdaten, die auf Beobachtungen zu verschiedenen Zeitpunkten basieren, zu starke Qualitätsschwankungen aufweisen, was zu einer zusätzlichen und schlecht kontrollierbaren Dispersion der Vorhersagen führt.

- von 1 Monat bis 1 Jahr:

In diesem Zeitbereich möchte man den Einfluß von anomalen Randbedingungen auf das jahreszeitliche Wettergeschehen vorhersagen. In der vorliegenden Arbeit wird die Auswirkung einer Meeresoberflächentemperaturanomalie auf die atmosphärische Zirkulation

untersucht. Mit Hilfe der Monte-Carlo-Methode ist es möglich, ein statistisch signifikantes Signal auch in mittleren Breiten zu finden.

- von 1 Jahr bis 100 Jahre:

In diesem Zeitbereich möchte man u. a. abschätzen, welchen Einfluß anthropogene Emissionen von Spurenstoffen in die Atmosphäre auf die Klimaentwicklung haben. In dieser Zeitskala leisten interne Schwankungen der Ozeane einen wesentlichen Beitrag zum Klimarauschen und sind durchaus in der Lage, Änderungen des Klimas, die durch anthropogene Einflüsse hervorgerufen werden, zu überdecken. In der vorliegenden Studie kann durch die Anwendung der Monte-Carlo-Methode gezeigt werden, daß man durch Ensemble Mittelung der Monte-Carlo-Experimente ein deutliches Klimaänderungssignal erhalten kann. Zusätzlich erhält man durch diese Methode eine Abschätzung darüber, in welchen Größen eine Klimaänderung am ehesten zu erkennen ist, und welche Parameter stark durch Rauschen überlagert werden. Dadurch liefert diese Methode wertvolle Hinweise darüber, welche beobachteten Klimagrößen am sinnvollsten für die Erkennung der anthropogenen Klimaänderung herangezogen werden sollten.

Die Ergebnisse rechtfertigen den für diese statistisch-dynamischen Vorhersagen nötigen großen Rechenaufwand, denn diese Methode liefert wertvolle Zusatzinformationen, die mit einer einzelnen deterministischen Hochrechnung nicht zu erhalten wären.

DANKSAGUNG

Ich danke K. Hasselmann, L. Bengtsson und H. Grassl sowie H. von Storch für ihre Unterstützung bei und ihrer Ermutigung zu dieser Arbeit.

Den verschiedenen Kollegen (und Koautoren) am Europäischen Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage: C. Brankovicz, A. Hollingsworth, F. Molteni, T. Palmer, S. Tibaldi, und A. Wiin-Nielsen, die an den Projekten mit dem ungekoppelten Modell mitgewirkt haben, sei gedankt.

Fernerhin möchte ich meinen Dank gegenüber meinen Kollegen (insbesondere den Koautoren) in Hamburg: M. Böttinger, R. Gaedtke, G. Hegerl, A. Hellbach, H. Höck, P. Lenzen, E. Maier-Reimer, U. Mikolajewicz, E. Roeckner, B. D. Santer, R. Voß, die bei der Modellentwicklung, der Datenverwaltung, der Erstellung der Auswerteprogramme, und an Teilprojekten beteiligt waren, ausdrücken.

Darüber hinaus danke ich M. Grunert und N. Noreiks für ihre Hilfe bei der Erstellung der Diagramme.

Diese Arbeit ist in verschiedenen Einzelprojekten von dem Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg, von dem Deutschen Wetterdienst, der Kommission der Europäischen Gemeinschaft, dem Europäischen Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage, der Universität der Freien und Hansestadt Hamburg, dem Deutschen Klimarechenzentrum sowie dem Ministerium für Forschung und Technologie finanziell unterstützt worden.

6.0 LITERATURVERZEICHNIS

- Arpe, K., 1983: Diagnostic evaluation of analysis and forecasts: Climate of the model; ECMWF Seminar/Workshop on Interpretation of Numerical Weather Prediction Products, 13-24 Sept. 1982, ECMWF, Shinfield Park, Reading, UK, 99-140.
- Arpe, K. und E. Klinker, 1986: Systematic errors of the ECMWF forecasting model in mid-latitudes; *QJRMS*, **112**, 181-202.
- Arpe, K., 1990: Impacts of changes in the ECMWF analysis-forecasting scheme on the systematic error of the model. Proceedings of the ECMWF seminar on 10 years of medium-range weather forecasting, 4. - 9. Sept., Reading, pp 69-114.
- 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 pp.
- Biercamp, J., 1987: Untersuchung eines gekoppelten Systems, bestehend aus einem Modell der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation und einem Modell des oberen Ozeans. Hamburger Geophysikalische Einzelschriften, Reihe A, **87**, G. M. L. Wittenborn Söhne, Hamburg, 89 S.
- Boer, G. J., K. Arpe, M. Blackburn, M. Deque, 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: Some results from an intercomparison of the climates simulated by 14 atmospheric general circulation models; *J. Geophys. Res.*, **97**, 12771-12786.
- Epstein, E. S. , 1969: Stochastic dynamic prediction; *Tellus*, **21**, 739-759.
- Fichefet, T. und C. Tricot, 1992: Influence of the starting date of model integration on projections of greenhouse-gas-induced climatic change; *J. Geophys. Res.*, **93**, 10666-10674.
- Gleeson, T. A. , 1970: Statistical-dynamical predictions; *J. Appl. Meteor.*, **9**, 333-344.
- Gordon, A. L. und A. R. Piola, 1983: Atlantic ocean upper salinity budget. *J. Phys. Ocean.*, **91**, 5037-5046.
- Hall, M. M. und H. L. Bryden, 1982: Direct estimates and mechanisms of ocean heat transport. *Deep sea Res.*, **29A**, 339-359.
- Hansen, J, I. Fung, A. Lacis, D. Rind, S. Lebedeff, R. Ruedy und G. Russel, 1988: Global climate changes as forecast by Goddard Institute for Space Studies three-dimensional model; *J. Geophys. Res.*, **93**, 9341-9364.

Hasselmann, K., R. Sausen und E. Maier-Reimer, 1992: On the cold-start problem in transient simulations with coupled ocean-atmosphere models. MPI Report, MPI für Meteorologie, Hamburg.

Hellermann, S. und M. Rosenstein, 1983: Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates; *J. Phys. Ocean.*, **13**, 1093-1104.

Hoffmann, R. N. und E. Kalnay, 1983: Lagged average forecasting, an alternative to Monte-Carlo forecasting; *Tellus*, **35A**, 100-118.

Hollingsworth, A., K. Arpe, M. Tiedtke, M. Capaldo und H. Savijärvi, 1980: The performance of a medium-range forecast model in winter: Impact of physical parameterisations. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1736-1773.

Houghton, J. (ed.), 1984: *The Global Climate*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 233 pp.

Hsiung, J., 1985: Estimates of global oceanic meridional heat transport. *J. Phys. Ocean.*, **15**, 1404-1413.

Hulme, M. K. R. Briffa und P. D. Jones, 1992: Validation of GCM control simulations using indices of daily airflow types over the British Isles. submitted to "Climate Dynamics".

Karoly, D. J., 1987: Southern hemisphere temperature trends: A possible greenhouse gas effect?. *Geophys. Res. Lett.*, **14**, 1139-1141.

Karoly, D. J., 1989: Northern hemisphere temperature trends: A possible greenhouse gas effect?. *Geophys. Res. Lett.*, **16**, 465-468.

Kuo, H. L., 1965: On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection; *J. Atm. Sci.*, **22**, 40-63.

Kuo, H. L., 1974: Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow; *J. Atm. Sci.*, **31**, 1232-1240.

Levitus, S., 1982: *Climatological Atlas of the World Ocean*; NOAA Professional Paper 13, Environmental Research Laboratories, GFDL, Princeton, N. J., USA.

Loewe, P., 1987: Sea ice simulations performed with forcing fields specified from a GCM. Techn. Rep. 6/87, Cold Regions Research Lab. 72, Hanover, New Hampshire 03755, USA.

Liu, Q. und C. J. E. Schuurmanns, 1990: The correlation of tropospheric and stratospheric temperatures and its effect on the detection of climate change. *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 1085-1088.

Lorenz, E. N., 1963: Deterministic nonperiodic flow; *JAS*, **20**, 130-141.

- Lorenz, E. N., 1969a: The predictability of a flow which possesses many scales of motion; *Tellus*, **21**, 289-307.
- Lorenz, E. N., 1969b: Atmospheric predictability as revealed by naturally occurring analogous. *JAS*, **26**, 636-646.
- Lorenz, E. N., 1981: Some aspects of atmospheric predictability; In: Proceedings of the ECMWF Seminar on "Problems and Prospects in Long and Medium Range Weather Forecasting", ECMWF, Shinfield Park, Reading, UK.
- Lorenz, E. N., 1982: Atmospheric predictability experiments with a large numerical model; *Tellus*, **34**, 505-513.
- Lorenz, E. N., 1984: Climate Predictability; in: *The Physical Basis of climate and climate Modelling*, GARP Publication Series, No. 16, 132-136.
- Maier-Reimer, E., K. Hasselmann, D. Olbers und J. Willebrand, 1987: *Circulation Model for Climate Studies*; Techn. Rep., MPI für Meteorologie, Hamburg.
- Maier-Reimer, E. und U. Mikolajewicz, 1989: Experiments with an OGCM on the cause of the Younger Dryas; MPI Report No. 39, MPI für Meteorologie, Hamburg, FRG.
- Maier-Reimer, E., U. Mikolajewicz und K. Hasselmann, 1992: On the sensitivity of the global ocean circulation model to changes in the surface heat forcing. accepted by *J. Phys. Oceanogr.*
- Maier-Reimer, E. und U. Mikolajewicz, 1992: *The Hamburg Large Scale Geostrophic Ocean General Circulation Model*, Techn. Rep. No. 2, DKRZ, Hamburg, FRG.
- Manabe, S. und R. J. Stouffer, 1988: Two stable equilibria of a coupled ocean-atmosphere model; *J. Climate*, **1**, 841-866.
- Manabe, S., R. J. Stouffer, M.J. Spelman und K. Bryan, 1991: Transient responses of a coupled ocean-atmosphere model to gradual changes of atmospheric CO₂. Part I: Annual mean response; *J. Climate*, **4**, 785-818.
- Manabe, S., M. J. Spelman und R. J. Stouffer, 1992: Transient responses of a coupled ocean-atmosphere model to gradual changes of atmospheric CO₂: Part II: Seasonal Response. *J. of Climate*, **5**, 105-126.
- Mikolajewicz, U. und E. Maier-Reimer, 1990: Internal secular variability in an ocean general circulation model. *Climate Dynamics*, **4**, 145-156.
- Miyakoda, K. und O. Talagrand, 1971: The assimilation of past data in a dynamical analysis; *Tellus*, **23**, 310-317.
- Miyakoda, K., T. Gordon, R. Caverly, W. Stern, J. Sirutis und W. Bourke, 1983: Simulation of a blocking event in January 1977; *MWR*, **111**, 846-869.

Murphy, J. M., 1992: A prediction of the transient response of climate; Climate Research Technical Note 32, Hadley Centre, Bracknell. UK.

Oberhuber, J., 1988: An Atlas Based on the COADS Data Set: The budgets of heat, buoyancy and turbulent kinetic energy at the surface of the global ocean; Techn. Rep. No. 15, MPI für Meteorologie, Hamburg, FRG.

Palmer, T. N., G. J. Shutts und R. Swinbank, 1986: Alleviation of a systematic westerly bias in general circulation and numerical wether prediction models through an orographic gravity wave drag parametrization; QJRMS, **112**, 1001-1039.

Parkinson, C. A. and R. A. Bindshadler, 1984: Response of antarctic sea ice to uniform atmospheric temperature increases. in: Climate Processes and Climate Sensitivity, Geophysical Monograph 29, Maurice Ewing Volume 5, AGU

Parkinson, C. A. and D. J. Cavalieri, 1989: Arctic sea ice 1973-1987: seasonal, regional and interannual variability. J. Geophys. Res., **94**, 14 499-14 523.

Parkinson, C. A. , 1991: Interannual variability of the spatial distribution of sea ice in the North pole region. J. Geophys. Res., **96**, 4791-4801.

Parkinson, C. A., 1992: Interannual variability of monthly southern ocean sea ice distributions. J. Geophys. Res. , **97**, 5349-5363

Rasmusson, E. M. und T Carpenter, 1982: Variations in the tropical sea-surface-temperature and surface wind field associated with the Southern Ozcillation/El-Nino; Mon. Wea. Rev., **110**, 354-384. .

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. MPI Report No. 93, MPI für Meteorologie, Hamburg, FRG.

Roemmich, D., 1980: Estimation of meridional heat flux in the North Atlantic by inverse methods. J. Phys. Ocean., **10**, 1972-1983.

Sausen, R., K. Barthels und K. Hasselmann, 1988: Coupled ocean-atmosphere models with flux correction; Climate Dynamics, **2**, 154-163.

Sausen, R., S. Schubert und L. Dümenil, 1992: A model of the river runoff for use in coupled atmosphere-ocean models. submitted to J. Hydrol.

Sausen, R., R. Voss und M. Ponater, 1992: Orographic forcing in ECHAM. Rep. No. 10, Met. Inst. Univ. Hamburg, FRG.

Shukla, J., 1981: Dynamical predictability of monthly means; JAS, **38**, 2547-2572.

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

- Shukla, J., 1984: Predictability of time averages; in: Problems and Prospects in long and medium range weather forecasting, eds: D. M. Burridge and E. Källén, Springer Verlag, Berlin, pp 109-206.
- Schlesinger, M. E. und J. F. B. Mitchell, 1987: Climate model simulations of the equilibrium climatic response to increased carbon dioxide; *Rev. of Geophysics*, **25**, 760-798.
- Stössel, A., P. Lemke und W. B. Owens, 1990: Coupled sea ice-mixed layer simulations for the southern ocean. *J. Geophys. Res.*, **95**, 9539-9555.
- Stouffer, R.J., S. Manabe und K. Bryan, 1990: Interhemispheric assymetry in climate response to a gradual increase of atmospheric CO₂; *Nature*, **342**, 660-662.
- Tibaldi, S., 1986: Envelope orography and maintenance of the quasi-stationary circulation in the ECMWF global models; *Adv. in Geophys.*, **29**, 9339-9372.
- Tibaldi, S. und R. Todi, 1991: Low frequency variability and blocking as diagnostic tools for global climate models; ed. J. Shukla, NATO/ASI series, proceedings of NATO workshop on "prediction of interannual climate variations", Trieste, 22.-26.7.91.
- v. Loon, H. und J. Rogers, 1978: The seesaw in winter temperature between Greenland and northern Europe: Part I: General description; *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 296-310.
- Wallace, J. M. und D. S. Gutzler, Teleconnections in the geopotential height field during the Northern hemisphere winter; *MWR*, **109**, 784-812.
- Wallace, J. M., S. Tibaldi und A. J. Simmons, 1983: Reduction of systematic forecast errors in the ECMWF model through the introduction of an envelope orography; *QJRMS*, **109**, 683-717.
- Washington, W. M. und G. A. Meehl, 1989: Climate sensitivity due to increased CO₂: experiments with a coupled atmosphere and ocean general circulation model; *Climate Dyn.*, **4**, 1-38.
- WCRP, 1984: Scientific plan for the world climate research programme; WMO/TD No. 6, Geneva.
- Xu, J. S., H. v. Storch und H. v. Loon, 1990: The performance of four spectral GCMs in the southern hemisphere: The January and July climatology and the semi-annual wave. *Journal of Climate*, **3**, 53-70.
- Zwally, H. J., J. C. Comiso, C. L. Parkinson, F. D. Carsey, W. J. Campbell and P. Gloersen, 1983: Antarctic sea ice 1973-1976: satellite passive-microwave observations, NASA Spec. Publ., SP - 459, 1-206.

MPI Examensarbeit-Referenz:

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

EXAMENSARBEIT Nr. 15
Dezember 1992

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

EXAMENSARBEIT Nr. 16
Juli 1993

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

EXAMENSARBEIT Nr. 17
September 1993

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

EXAMENSARBEIT Nr. 18
November 1993

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