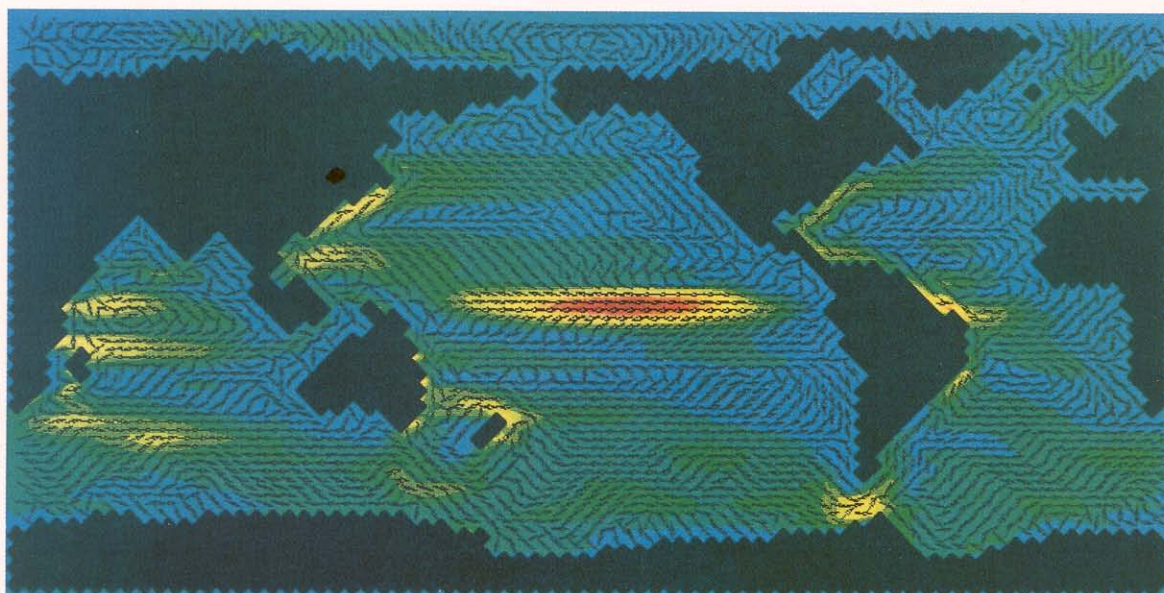


promet

1/2/3 '88

meteorologische fortbildung

Das Max-Planck-Institut für Meteorologie



cm/s

Herausgeber

Deutscher Wetterdienst

Hauptschriftleiter

Dipl.-Met. H.-D. Kirch

Redaktionsausschuß

Prof. Dr. A. Baumgartner (München)

Prof. Dr. J. Egger (München)

Prof. Dr. F. Fiedler (Karlsruhe)

Prof. Dr. H.-W. Georgii (Frankfurt)

Prof. Dr. H. Graßl (Geesthacht)

Dr. F. Kasten (Hamburg)

Dr. R. Paulus (Traben-Trarbach)

Dr. H. Reiser (Offenbach)

Dr. R. Simonis (Neustadt a. d. Weinstr.)

Prof. Dr. F. Wippermann (Darmstadt)

Zum Titelbild:

Oberflächenströmung des großskalig-geostrophischen Ozeanmodells (s. Beitr. 4). Die Pfeile bezeichnen die Richtung der Strömung und die Farbe ihre Geschwindigkeit.

promet erscheint im Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes - Zentralamt - Frankfurter Straße 135, 6050 Offenbach am Main. Bezugspreis pro Jahrgang (4 Hefte) im Abonnement DM 36,-, Einzelheft DM 10,-, Doppelheft DM 20,-, Dreifachheft DM 30,-. Für den Inhalt der Arbeiten sind die Autoren verantwortlich. Alle Rechte bleiben vorbehalten.

Druck: Weppert GmbH & Co. KG,
8720 Schweinfurt,
Zehntstraße 17

ISSN 0340-4552

Meteorologische Fortbildung

18. Jahrgang, Heft 1/2/3, 1988

Thema des Heftes:

Das Max-Planck-Institut für Meteorologie

(Fachliche Redaktion: K. Hasselmann, P. Lemke, Hamburg)

Beiträge:

- | | Seite |
|--|-------|
| 1 K. HASSELMANN, H. HINZPETER
Entwicklung und Zielsetzung des Instituts | 1 |

Klimadynamik

- | | |
|--|----|
| 2 K. HASSELMANN
Übersicht über die Klimadynamik (Beiträge 3-9) | 2 |
| 3 M. LATIF
Wechselwirkung Ozean-Atmosphäre in den Tropen | 4 |
| 4 J. OBERHUBER, K. HASSELMANN
Ozeanmodelle | 14 |
| 5 E. MAIER-REIMER
Kohlenstoffkreislauf und Klima | 22 |
| 6 M. HEIMANN
Atmosphärische und ozeanische Spurenstoffe | 29 |
| 7 K. HERTERICH
Modellierung des Paläoklimas | 37 |
| 8 P. LEMKE
Über die Wechselwirkung zwischen dem Meereis und der ozeanischen Deckschicht | 42 |
| 9 H. v. STORCH
Statistische Diagnostik von Feldzeitreihen | 49 |

Physik der Atmosphäre

- | | |
|---|----|
| 10 H. HINZPETER
Übersicht zur Physik der Atmosphäre (Beiträge 11-14) | 58 |
| 11 S. BAKAN, P. BECKER, A. CHLOND
Organisierte Konvektion in der planetaren Grenzschicht | 59 |
| 12 S. BAKAN, I. SCHULT
Strahlung in getrübbten Atmosphären und in Wolken | 70 |
| 13 G. PETERS
FM-CW-Radar zur Fernmessung des Wind- und Temperaturprofils in der unteren Atmosphäre | 74 |
| 14 J. BÖSENBERG
Fernerkundung des Wasserdampfes mit einem Zweifrequenz-LIDAR | 80 |

Kurzberichte

- | | |
|---|----|
| Smog-Wetterlagen mit hohem Ferntransportanteil (P. BRUCKMANN) | 85 |
| Aus dem Deutschen Wetterdienst
Der Smog-Warndienst beim Wetteramt Essen (K.-H. BOCK) | 91 |
| Die Bibliothek des Deutschen Wetterdienstes hat 150000 bibliographische Einheiten (H.-D. KIRCH) | 94 |
| Aus dem Geophysikalischen Beratungsdienst der Bundeswehr
Geophysikalische Einflüsse beim Einsatz der DO 28 OU im Rahmen des Umweltschutzes (R. v. HOLT) | 95 |
| Buchbesprechungen - Neuerscheinungen | 96 |

7 K. HERTERICH Modellierung des Paläoklimas

1 Einleitung

Das Klima der Erdgeschichte, das Paläoklima, überdeckt den Zeitbereich beginnend mit der Entstehung der Erde vor etwa $4,5 \cdot 10^9$ Jahren bis zu einem Zeitpunkt der jüngeren Vergangenheit, den man etwas willkürlich festlegen kann. Man könnte z. B. den Zeitbereich von heute bis vor etwa 100 Jahren als das „heutige“ Klima bezeichnen. In der Tat hat sich das Klima in den letzten 100 Jahren nicht drastisch geändert, wenn man es vergleicht mit sehr viel wärmeren Bedingungen vor etwa 120.000 Jahren oder mit der sehr kalten Periode während der letzten maximalen Vereisung vor 18.000 Jahren. Eine Reihe weiterer Gesichtspunkte lassen es ebenfalls als sinnvoll erscheinen, gerade diese Einteilung in heutiges Klima und Paläoklima zu treffen.

Bis auf wenige Ausnahmen reichen die instrumentellen Wetter- und Klimaaufzeichnungen ebenfalls etwa 100 Jahre zurück. Danach gibt es nur noch Daten (Ablagerungen auf dem Land, in Seen und in der Tiefsee oder historische Aufzeichnungen), aus denen indirekt auf das damalige Klima geschlossen werden muß. Über einen Zeitabschnitt von 100 Jahren darf man annehmen, daß sich das Inlandeis (heute in größerem Umfang nur auf Grönland und der Antarktis vorhanden) nicht wesentlich verändert hat, also als konstante Randbedingung für das gekoppelte System Atmosphäre-Ozean eingeht. Für Zeitspannen von 1.000 Jahren und länger gilt dies nicht mehr. Hier wird das Inlandeis zur wesentlichen prognostischen Variablen, während sich die Atmosphäre und der Ozean quasi-stationär auf die durch das Inlandeis vorgegebenen Randbedingungen einstellen. Im Zeitskalenbereich bis 100 Jahre gibt es neben dem Tagesgang und dem Jahresgang der Sonneneinstrahlung keine weitere periodische externe Anfachung im Klimasystem. Schwankungen im gekoppelten System Atmosphäre-Ozean sind wahrscheinlich das Ergebnis von Austauschprozessen innerhalb dieses Systems. Im Zeitskalenbereich des Paläo-

klimas existiert dagegen wieder ein deterministischer externer Anfachungsmechanismus: die Schwankungen der Sonneneinstrahlung auf Grund der (berechenbaren) Änderungen in den Bahnparametern der Erde. Die Spektralanalyse von paläoklimatischen Zeitserien zeigt auch eine hohe Korrelation zwischen den Klimaschwankungen der letzten 750.000 Jahre und den berechneten Schwankungen der Sonneneinstrahlung. In den beiden Spektralbändern der Variation der Bahnelemente, bei einer Periode von 20.000 Jahren und 40.000 Jahren, ergibt sich eine signifikant hohe Kohärenz (HERTERICH u. SARNTHEIN 1984).

Der letzte Eiszeitzyklus (die letzten 120.000 Jahre) ist besonders gut mit Daten belegt. Aus Tiefseesedimenten sind Zeitserien der Meeresoberflächentemperatur und die Schwankungen des globalen Eisvolumens abgeleitet worden. Auf Land geben die Endmoränen die maximale Ausdehnung der einzelnen Inlandeise an (Nordamerika, Europa, Sibirien und Tibet), und aus Eiskernen Grönlands und der Antarktis wurden die lokalen Atmosphärentemperaturen und die Veränderungen des atmosphärischen CO_2 -Gehalts ermittelt. Es gibt also ausreichend Daten für die Modellverifikation.

Die paläoklimatischen Untersuchungen am MPI für Meteorologie sind daher zunächst auf diesen letzten gut belegten Eiszeitzyklus ausgerichtet. Er umfaßt bereits die volle Schwankungsbreite der Klimavariation der letzten 1 Million Jahre. Die Modellierung des Paläoklimas kann auch als Härtestest für Klimamodelle angesehen werden. Dies gilt insbesondere für die Parameterisierung kleinskaliger Prozesse, die an Hand von Untersuchungen des heutigen Klimazustands entwickelt wurden. Es ist nicht selbstverständlich, daß sie auch noch weit weg vom heutigen Klima gültig bleiben.

Im folgenden Abschnitt 2 wird die Modellierungsstrategie erläutert. Teil der Strategie ist die Entwicklung eines 3-d

Inlandeismodells (Abschnitt 3), das mit einer Hierarchie von vereinfachten Modellatmosphären gekoppelt wird (Abschnitt 4). Im Abschnitt 5 sind erste Ergebnisse zur Modellierung der Eiszeitatmosphäre mit dem atmosphärischen Zirkulationsmodell (T-21) des Europäischen Zentrums für Mittelfrist-Wettervorhersage (EZMW) beschrieben. Zusammenfassung und Ausblick folgen im Abschnitt 6.

2 Modellierungsstrategie

Grundbaustein einer realistischen Modellierung des Paläoklimas ist ein 3-dimensionales Inlandeismodell (HERTERICH 1988). Die zeitliche Änderung der Eisdicke h folgt aus der Massenbilanz:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\nabla \cdot \vec{q} + b, \quad (1)$$

wobei \vec{q} den vertikal integrierten Eisfluß und b die Jahres-schnee-bilanz an der Eisoberfläche darstellt. Die Kenntnis der Eisdickenverteilung ist Voraussetzung für die Bestimmung der wichtigsten Rückwirkungen des Inlandeises (über Albedo, Eisoberflächentemperatur und Orographie) auf das restliche Klimasystem.

Wegen der starken Temperturabhängigkeit des Eisflusses (Änderungen um den Faktor 100 im Temperaturbereich 0°C bis -30°C) benötigt man eine zweite prognostische Gleichung, die Wärmebilanz:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\vec{u} \cdot \nabla T + k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + d, \quad (2)$$

mit T der Temperatur, \vec{u} der Eisgeschwindigkeit, k dem (molekularen) Wärmediffusionskoeffizienten in der Vertikalen und d der durch Deformation erzeugten Wärme.

Als dritte prognostische Variable geht die Höhe des Kontinents ein, der durch die Last des Eises in den Erdmantel einsinken kann. In der einfachsten Näherung wird angenommen, daß die Einsinkgeschwindigkeit proportional zur Abweichung der aktuellen Höhe h_B des Eisboden von der Höhe h_g im Gleichgewicht ist:

$$\frac{\partial h_B}{\partial t} = -\frac{1}{\tau} (h_B - h_g). \quad (3)$$

Die Zeitkonstante τ beträgt etwa 10.000 Jahre.

Zur Schließung des Systems (1), (2) und (3) müssen noch die Eisgeschwindigkeiten \vec{u} berechnet und einige Randbedingungen angegeben werden. Im Fall des Inlandeises ist \vec{u} eine diagnostische Größe, für die sich (in der Flacheisnäherung) sogar ein analytischer Ausdruck ableiten läßt (s. Abschn. 3). Die Jahresschnee-bilanz b in (1) folgt, aus einem atmosphärischen Modell (s. Abschn. 4) in dem auch die Eisoberflächentemperatur berechnet wird, die obere Randbedingung für (2). Am unteren Rand (dem Eisboden) ist der geothermische Wärme-fluß vorgeschrieben. Falls am Eisboden der Schmelzpunkt T_M erreicht ist, wird die Flußrandbedingung durch $T = T_M$ ersetzt.

Zur Modellierung des Inlandeises sind in den letzten Jahren am MPI zwei Modelltypen mit verschiedener Auflösung entwickelt worden. Das volle 3-d Modell mit einer Auflösung von $\Delta x = \Delta y = 100$ km horizontal und $\Delta z = 400$ m vertikal, benötigt (auf einer Cyber 205) für das antarktische Inlandeis 15 min zur Simulation von 10.000 Modelljahren. Dieses Modell kann unmittelbar mit den beobachteten maximalen Vereisungsgrenzen (Endmoränen) verglichen werden. Erste vorläufige Ergebnisse liegen nun für den Aufbau des tibetischen Inlandeises vor (Abschnitt 4).

Für grundsätzliche dynamische Studien im System Atmosphäre-Eis-Kontinent ist ein 2-d Modell entwickelt worden. Die Modellatmosphäre ist ein zonal symmetrisches Energiebilanzmodell mit hydrologischem Kreislauf und Jahresgang. Im 2-d Inlandeismodell wird die Eisgeschwindigkeit und die Temperatur für ein meridionales Vertikalprofil berechnet. Der Kontinent reagiert lokal viskoelastisch auf die Belastung durch das Inlandeis (Gl. (3)).

Eine realistische Modellierung des letzten Eiszeitzyklus erfordert eigentlich gekoppelte Zirkulationsmodelle der globalen Atmosphäre und des Weltozeans, denn die Schnee-bilanz hängt neben den lokalen Bedingungen auf der Eisoberfläche auch vom globalen Zustand des Klimasystems ab. Als externe Anfachung des Gesamtsystems würde man die berechenbare Verteilung der Sonneneinstrahlung vorschreiben. Die Schwachstelle in diesem Ansatz liegt gerade bei dem am besten bekannten Teilmodell, dem Zirkulationsmodell der Atmosphäre. Das am MPI eingesetzte Zirkulationsmodell (T-21) des EZMW benötigt (auf einer Cyber 205) 1 Stunde Rechenzeit für einen Modellmonat. Mit der jetzigen Rechnergeneration ist deshalb an eine Integration über 120.000 Jahre (ein Eiszeitzyklus) nicht zu denken. Am MPI verfolgen wir daher zwei zueinander komplementäre Wege, mit einem (notgedrungen) etwas weniger anspruchsvollen Ansatz. Mit vereinfachten, jedoch gekoppelten Modellen, insbesondere mit einer einfachen Modellatmosphäre, sollen Langzeitintegrationen durchgeführt werden, die dann mit Klimazeitreihen (abgeleitet aus geologischen Daten) verglichen werden können. Die Zirkulationsmodelle der Atmosphäre und des Ozeans sollen dagegen zur Bestimmung des Klimazustands für feste Randbedingungen (Eisverteilung, Sonneneinstrahlung) eingesetzt werden.

3 Das Inlandeis-Modell

Das Inlandeis kann auf den größeren Raumskalen als ein Medium mit kleinem Aspektverhältnis behandelt werden. Wie bei der globalen atmosphärischen und ozeanischen Zirkulation ist auch für ein typisches Inlandeis die vertikale Erstreckung (z. B. Antarktis bis 4 km Dicke) klein gegen die horizontale Ausdehnung (einige 1000 km). Dies bedeutet, daß die horizontalen Gradienten aller Variablen (z. B. Deformationsgeschwindigkeit, Temperatur, Scherspannung) gegen die zugehörigen vertikalen Gradienten vernachlässigt werden können (Flacheisnäherung, HUTTER 1983). Als Konsequenz lassen sich für das Inlandeis die Spannungen und die vertikalen Profile der Eisgeschwindigkeiten aus der lokalen Form des Eises berechnen. Dies soll in folgendem etwas ausführlicher geschehen, da die Modellierung des Inlandeises als Teil des Klimasystems eine relativ

neue Entwicklung darstellt. Eine leicht verständliche Einführung in die Physik des Eises findet sich bei PATERSON (1981).

In der Flacheisnäherung nimmt der (isotrope) Normaldruck p mit der Tiefe im Eis zu:

$$p = -\rho g (h_s - z), \quad (4)$$

wobei der Atmosphärendruck an der Eisoberfläche $z = h_s$ vernachlässigt wird. In (4) ist ρ die Eisdichte, g die Erdbeschleunigung und z die vertikale Koordinate. Ferner wird der horizontale Gradient des Normaldrucks in x -Richtung bilanziert durch den vertikalen Gradienten der Scherspannung σ_{xz} (eine Kraft pro Flächeneinheit in x -Richtung, die an einer Fläche senkrecht zur z -Richtung angreift):

$$\frac{\partial p}{\partial x} = -\rho g \frac{\partial h_s}{\partial x} = -\frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} \quad (5)$$

Durch vertikale Integration von (5) erhält man die Scherspannung σ_{xz} :

$$\sigma_{xz} = -\rho g \frac{\partial h_s}{\partial x} (h_s - z). \quad (6)$$

Eine analoge Beziehung gilt für die Scherspannungskomponente σ_{yz} :

$$\sigma_{yz} = -\rho g \frac{\partial h_s}{\partial y} (h_s - z). \quad (7)$$

Beide Scherspannungskomponenten (σ_{xz} und σ_{yz}) sind über das sogenannte Fließgesetz mit dem vertikalen Gradienten der (durch Deformation bedingten) Horizontalgeschwindigkeit $\vec{u}_d = (u_d, v_d)$ verknüpft:

$$\frac{\partial \vec{u}_d}{\partial z} = -2 A(T) (\sigma_{xz}^2 + \sigma_{yz}^2)^{\frac{n-1}{2}} \begin{pmatrix} \sigma_{xz} \\ \sigma_{yz} \end{pmatrix}. \quad (8)$$

Die beiden Parameter, der Exponent n (≈ 3) sowie der temperaturabhängige Faktor $A(T)$, sind durch Feldmessungen bestimmt worden. Durch vertikale Integration von (8) erhält man schließlich die horizontale Eisgeschwindigkeit \vec{u} :

$$\vec{u} = \begin{pmatrix} u \\ v \end{pmatrix} = \vec{u}_B - 2(\rho g)^n \left[\left(\frac{\partial h_s}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial h_s}{\partial y} \right)^2 \right]^{\frac{n-1}{2}} \begin{pmatrix} \partial h_s / \partial x \\ \partial h_s / \partial y \end{pmatrix} \int_{h_B}^z A(T) (h_s - z')^n dz', \quad (9)$$

mit $\vec{u}_B = \vec{u}(z = h_B)$, der Gleitgeschwindigkeit des Eises über den Felsuntergrund.

In die Massenbilanz (1) geht der (vertikal integrierte) horizontale Eisfluß ein:

$$\vec{q} = \int_{h_B}^{h_s} \vec{u} dz \quad (10)$$

und für die vertikale Wärmeadvektion in (2) wird noch die Vertikalkomponente w der Eisgeschwindigkeit benötigt. Sie folgt aus der Kontinuitätsgleichung:

$$\frac{\partial w}{\partial z} = -\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right). \quad (11)$$

Dieses am MPI entwickelte numerische Inlandeismodell wurde zunächst am Beispiel der Antarktis getestet. Unter der

Annahme, daß sich die Antarktis in einem stationären Zustand befindet (das Eis existiert seit mindestens 15 Millionen Jahren), wurde bei festgehaltener Dickenverteilung die Temperaturgleichung (2) über 150.000 Jahre bis zur Einstellung einer stationären Temperaturverteilung im Modell integriert. In Abbildung 1 sind die Gebiete mit Bodentemperaturen unterhalb des druckkorrigierten Schmelzpunktes schraffiert dargestellt. An den übrigen Stellen hat das Eis am Boden den Schmelzpunkt erreicht. Dies ist konsistent mit der Lage von bisher beobachteten Seen am Eisboden, die aus Radarreflexionen erkannt werden können.

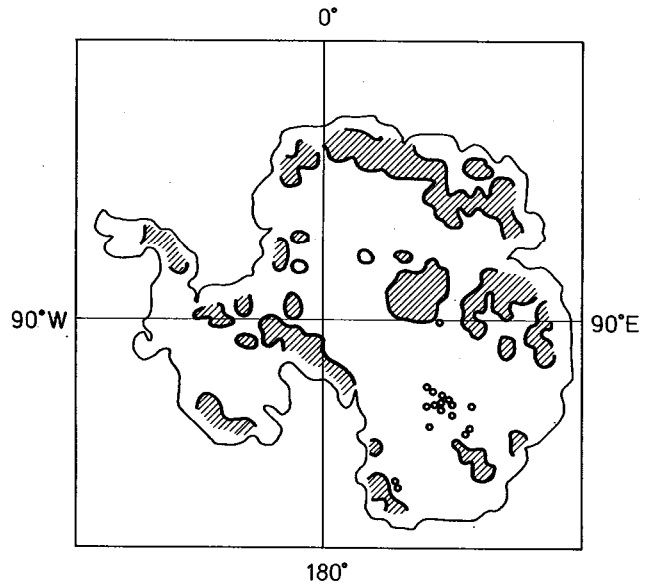


Abb. 1: Modellierung der Bodentemperatur unter dem antarktischen Inlandeis für den stationären Zustand: In den schraffierten Gebieten ist das Eis festgefroren. In den übrigen Gebieten liegt die Bodentemperatur auf dem (druckkorrigierten) Schmelzpunkt. Die Kreise bezeichnen die Lage von bisher beobachteten Seen unter dem Eis.

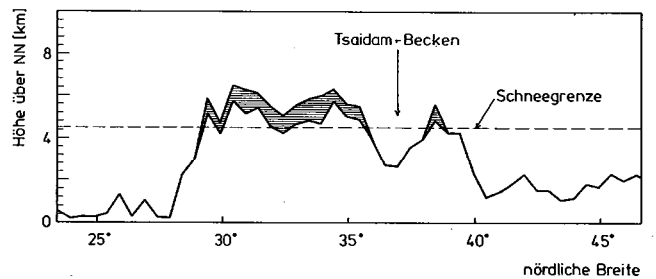


Abb. 2: Vertikalschnitt durch das Tibetische Hochland bei 96° östlicher Länge. Das Inlandeis (wie es sich nach 10000 Modelljahren aufgebaut hat) ist schraffiert.

Im stationären Fall sollte die Divergenz des Eisflusses $\nabla \cdot \vec{q}$ gleich der beobachteten Schnee-Akkumulationsrate sein. In zentralen Bereichen der Antarktis ist dies tatsächlich ungefähr erfüllt (5 cm pro Jahr), jedoch nicht in den Randgebieten. Vermutlich liegt dies an der Möglichkeit des Eisgleitens über den Felsuntergrund, was im Eismodell noch nicht hinreichend realistisch berücksichtigt wird. In seiner jetzigen Form kann das Modell dennoch auf die Modellierung der Aufbauphase der eiszeitlichen Inlandeise der Nordhemisphäre angewendet werden. Das Eisgleiten sollte erst in

einem fortgeschrittenen Stadium auftreten, dann wenn der Eisboden den Schmelzpunkt erreicht hat und die Bodenreibung stark reduziert ist.

4 Modellierung der Paläoklima-Atmosphäre

Das Inlandeismodell wird zur Zeit zur Simulation des Aufbaus des tibetischen Inlandeises eingesetzt. Zur Berechnung der Schnee-Akkumulation benötigt man hierfür ein atmosphärisches Modell. Für die ersten Modellexperimente wird angenommen, daß sich die über das Jahr integrierte Schneebilanz b als Funktion der Höhe über der sogenannten Schneegrenze h_{SG} schreiben läßt:

$$b = f(z - h_{SG}(x,y,t)). \quad (12)$$

Die Schneebilanz ist positiv oberhalb und negativ unterhalb der Schneegrenze. In erster Näherung ist f eine lineare Funktion mit einer oberen Schranke b_{max} . Die Höhe der Schneegrenze h_{SG} kann mit der veränderlichen Sonneneinstrahlung und der globalen Albedo schwanken.

Mit dieser einfachen Parameterisierung für die Jahres-schneebilanz konnte das eiszeitliche tibetische Inlandeis innerhalb von 10.000 Jahren bis zu einer realistischen Dicke (> 1 km) aufgebaut werden. Im Modell werden auch einige Gebiete unterhalb der Schneegrenze über das Eisfließen von Inlandeis bedeckt. In Übereinstimmung mit Daten (KUHLE 1987), bleiben jedoch das Tsaidambecken und Teile des Tsangpotaes von Inlandeis frei (Abbildung 2).

Mit der Hilfe des 2-d Modells des gekoppelten Systems Atmosphäre-Eis-Kontinent (s. Abschn. 2) wurde die Jahres-schneebilanz etwas genauer studiert. Sie wird im Jahresgang ($J = 1$ Jahr) aus der Summe von Schneefall s im Winter und Schnee- und Eisschmelze m im Sommer bestimmt:

$$b = \frac{1}{J} \int_g (s - m) dt. \quad (13)$$

Schneefall und Schmelzen waren durch die im Energiebilanzmodell der Atmosphäre berechnete Temperatur parameterisiert. Im Rahmen einer Diplomarbeit (ESCH 1988) konnte damit das eiszeitliche nordamerikanische Inlandeis mit einer realistischen Länge (3000 km) und Dicke (> 4 km) innerhalb von 35.000 Jahren aufgebaut werden (Abbildung 3).

Am MPI laufen auch Untersuchungen, das T-21 Modell des EZMW zur Bestimmung der Jahresschneebilanz einzusetzen. Zwar läßt sich das T-21 Modell nicht in einer angemessenen Zeit über einen vollen Eiszeitzyklus von 120.000 Jahren integrieren; man könnte aber die Jahresschneebilanz für einige ausgewählte Klimazustände berechnen und die Ergebnisse als Stützwerte für eine linearisierte Form der Jahresschneebilanz verwenden:

$$b = b_0 + b_1 \delta\epsilon + b_2 \delta p + b_3 \delta a. \quad (14)$$

Linearisiert wird dabei bezüglich (kleiner) Änderungen der Erdbahnparameter (der Schiefe ϵ und des Präzessionsparameters p) sowie der globalen Albedo a .

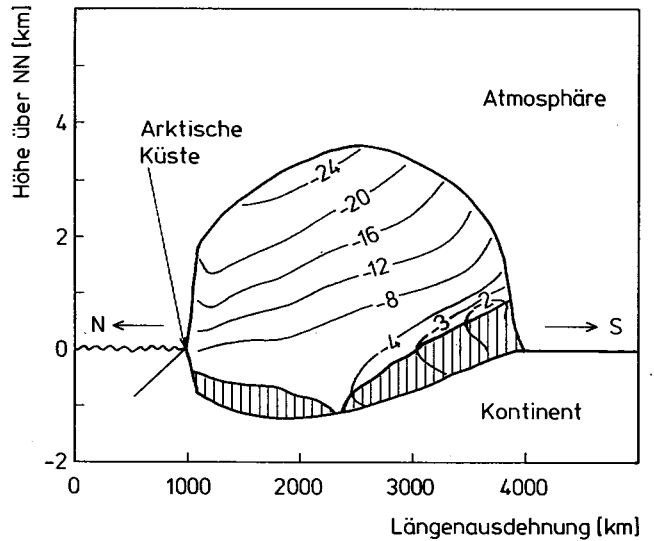


Abb. 3: Nord-Süd-Profil des simulierten Nordamerikanischen (eiszeitlichen) Eisschildes nach 35000 Modelljahren des gekoppelten (2d) Systems Atmosphäre-Eis-Kontinent. Im Eisinneren sind die Isolinien der Eistemperatur eingezeichnet. In den schraffierten Bereichen hat das Eis den druckkorrigierten Schmelzpunkt erreicht (temperiertes Eis).

5 Die Eiszeitatmosphäre im Januar vor 18.000 Jahren

Die Berechnung des atmosphärischen Gleichgewichtszustands für gewisse feste Randbedingungen, z. B. maximaler Vereisung vor 18.000 Jahren oder maximaler Sonneneinstrahlung im Sommer vor 9.000 Jahren, weit weg von heutigen Randbedingungen, hat drei direkte paläoklimatische Anwendungen: Die Temperaturen und Feuchtigkeiten über Land können mit paläoklimatischen Daten verglichen werden, die resultierenden Winde sollen zum Antrieb eines Ozeanzirkulationsmodells benutzt werden und die berechnete Jahresschneebilanz dient zur Eichung einfacherer Modellatmosphären.

Erste Rechnungen sind nun für die Januar-Atmosphäre vor 18.000 Jahren durchgeführt worden. Als untere Randbedingung war die damalige Inlandeisverteilung und die Meeresoberflächentemperatur (mit Meereis) aus CLIMAP (1976)-Daten sowie am oberen Rand der Atmosphäre die damalige Verteilung der Sonneneinstrahlung vorgegeben.

In den Abbildungen 4 a, b, c sind die berechneten Oberflächentemperaturen vor 18.000 Jahren (a), für heute (b) und für die Differenz ((c) = (a)-(b)) dargestellt. Weitere Felder (Wind, Feuchtigkeit, 500 mb Geopotential, . . .) sind in LAUTENSCHLAGER et al. (1987) beschrieben. Die Januar Eiszeitatmosphäre ist (wie zu erwarten) insgesamt kälter ($\approx 5^\circ$ im globalen Mittel), die Winde sind stärker mit einem ausgeprägten orographischen Effekt (durch das bis zu 4 km dicke Inlandeis) und die Feuchte ist geringer. Ein multivariater Signifikanztest zeigt, daß diese Änderungen gegenüber dem heutigen atmosphärischen Zustand signifikant ($> 99,9\%$ Konfidenzgrenze) aus dem Rauschen der natürlichen Schwankungen der Atmosphäre hervortreten.

Die Januar-Atmosphäre wurde einmal mit und ohne Vereisung Tibets berechnet. Anlaß für dieses Modellexperiment war die von KUHLE (1987) vorgeschlagene Theorie, daß Tibet als Auslöser der nordhemisphärischen Vereisung anzusehen ist. Die Modellrechnung zeigt zwar, daß die

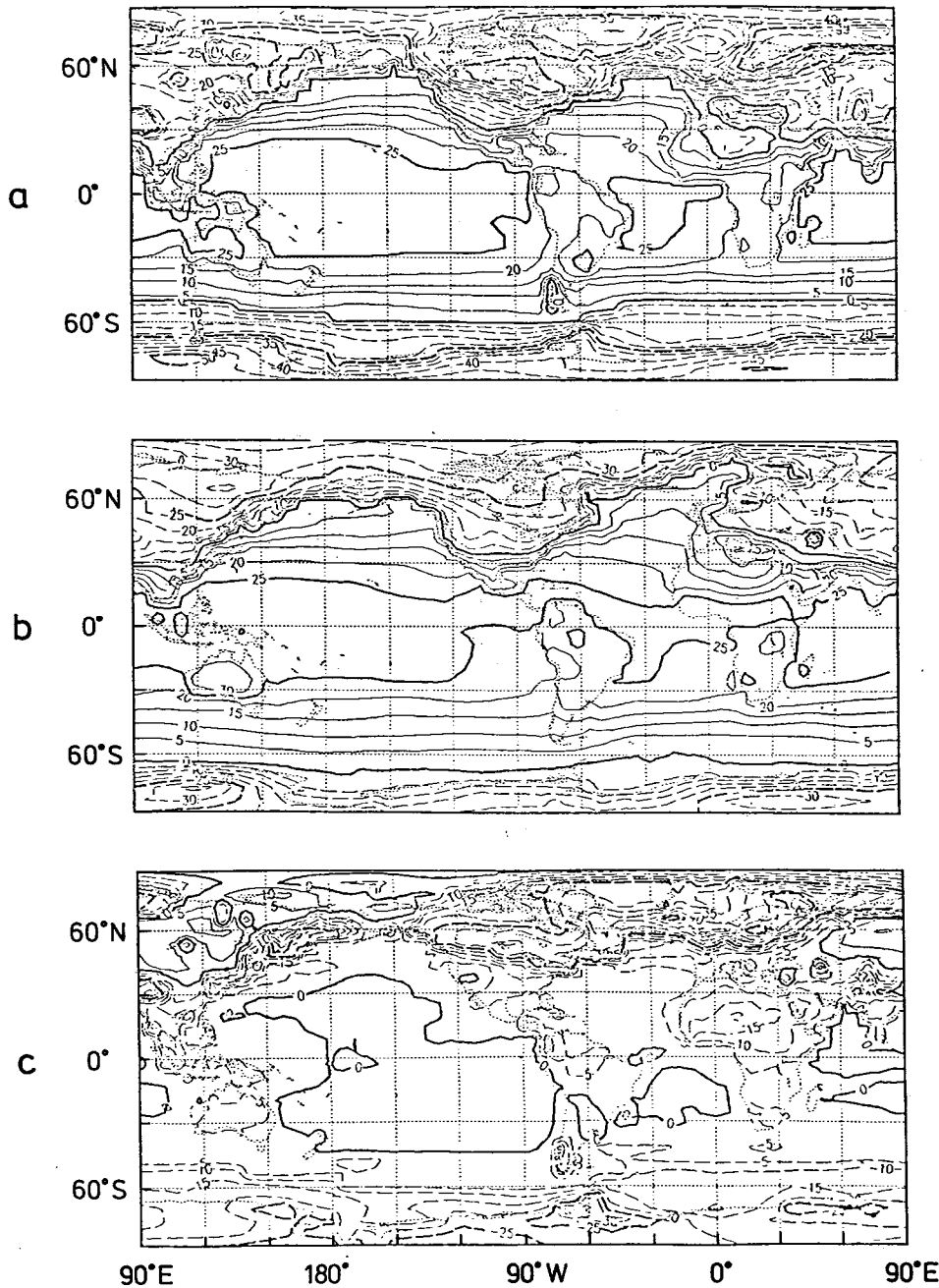


Abb. 4: Berechnete Oberflächentemperaturen mit dem atmosphärischen Zirkulationsmodell (T-21) des Europäischen Zentrums für Mittelfrist-Wettervorhersage: a) vor 18000 Jahren (maximale Vereisung), b) heute, c) Differenz: (a)-(b).

Vereisung Tibets einen signifikanten ($\approx 90\%$ Konfidenzgrenze) globalen Abkühlungseffekt hat, ob dadurch die Eiszeiten ausgelöst worden sind, kann jedoch nicht gesagt werden. Dazu wäre eine Rechnung im Jahresgang nötig. Solche Rechnungen laufen gerade mit einer inzwischen weiterentwickelten Version des T-21-Modells.

6 Zusammenfassung und Ausblick

Simulationen des Paläoklimas über 1000 Jahre und länger lassen sich mit den heute zur Verfügung stehenden Rechnern nur mit vereinfachten Modellen des gekoppelten Klimasystems (Atmosphäre-Ozean-Inlandeis) durchführen. Die hochauflösenden Zirkulationsmodelle der Atmosphäre und des Ozeans werden dagegen zunächst nur zur Modellierung des Klimagleichgewichts für feste Randbedingungen verwendet. Das am MPI entwickelte 3-d Zirkulationsmodell des Inlandeises läßt sich jedoch, gekoppelt mit einer vereinfachten Atmosphäre, über einen vollen Eiszeitzyklus (120.000 Jahre) in einer vertretbaren Rechenzeit integrieren.

Das Inlandeismodell wurde am Beispiel der Antarktis getestet und zum Aufbau des (eiszeitlichen) tibetischen Inlandeises eingesetzt. Innerhalb von 10.000 Jahren werden im Modell realistische Inlandeisdicken (> 1 km) erreicht. Für solche Langzeitsimulationen wird die Atmosphärenrechnung auf die Berechnung der Jahresschneebilanz reduziert, die neben dem Eisfließen die zeitliche Entwicklung der Eisdickenverteilung bestimmt. Mit einem 2-d (zonal symmetrischen) Modell des gekoppelten Systems Atmosphäre-Inlandeis-Kontinent konnten einige dynamische Studien durchgeführt werden. Sie zeigen, wie die Jahresschneebilanz durch einen einfachen hydrologischen Zyklus modelliert werden kann. Innerhalb von 35.000 Jahren wird mit dieser Parameterisierung das nordamerikanische (eiszeitliche) Inlandeis mit einer Nord-Süd Ausdehnung von etwa 3.000 km und einer Dicke von über 4 km aufgebaut. Das T-21-Modell des EZMW ist prinzipiell geeignet um den atmosphärischen Zustand auch für andere paläoklimatische Randbedingungen zu bestimmen. Die Resultate für die

Januaratmosphäre während der letzten Eiszeit (18.000 Jahre vor heute) sind in qualitativer Übereinstimmung mit geologischen Daten.

Die bisherigen Ergebnisse lassen die im Abschnitt 2 vorgeschlagene Modellierungsstrategie als sinnvoll erscheinen. In der nächsten Zeit sollen alle 3 großen eiszeitlichen Inlandeise (in Tibet, Nordeuropa und Nordamerika) im gekoppelten Modus mit einer „Schneegrenzen“-Atmosphäre (Gleichung (8)) über einen vollen Eiszeitzyklus integriert werden. Zu einem späteren Zeitpunkt soll das Konzept der Schneegrenze durch den im 2-d Fall getesteten hydrologischen Kreislauf (Gleichung (9)) ersetzt werden.

Parallel zur Simulation des Paläoklimas mit den jetzt zur Verfügung stehenden Modellen müssen diese Modelle weiter entwickelt werden. Das 3-d Inlandeismodell muß insbesondere für die Modellierung der Rückzugsphase des eiszeitlichen Inlandeises erweitert werden. Dazu benötigt man ein Modell für das Schelfeis (im Ozean schwimmende Inlandeiszungen) und eine Beschreibung für das Eisgleiten über den Felsuntergrund. Bei den bereits begonnenen Kopplungsexperimenten Inlandeis-Schelfeis wird angenommen, daß die Breite des Übergangsgebiets zwischen Inlandeis und Schelfeis nur von der Größenordnung der Eisdicke ist und damit das Übergangsgebiet als quasistationär angenommen werden kann (HERTERICH 1987). Dies bedeutet, daß der Ausfluß aus dem Inlandeis gleich dem Eintrag in das Schelfeis ist und damit die Randbedingung für das Schelfeismodell durch die lokale Rechnung im Inlandeismodell bestimmt werden kann.

Auf die Rolle des Ozeans bei der Modellierung des Paläoklimas wurde in diesem Aufsatz gar nicht näher eingegangen. In erster Näherung kann man eine Simulation der eiszeitlichen Schwankungen des Eisvolumens ohne explizite Modellierung des Ozeans durchführen. Die Jahresschnee Bilanz ist wesentlich durch die lokalen Bedingungen an der Eisoberfläche (Temperatur und Einstrahlung) beeinflußt.

Zur Simulation von atmosphärischen Gleichgewichtszuständen mit dem T-21 Modell reicht es zunächst aus, die Meeresoberflächentemperatur als untere Randbedingung aus Paläodaten zu entnehmen. Für eine realistische Modellierung der eiszeitlichen Klimaschwankungen muß jedoch

der Ozean mit einbezogen werden. Der ozeanische Zustand beeinflußt z. B. über die Verdunstung die Jahresschnee Bilanz über dem Eis und steuert (über den Partialdruck des CO₂ in der ozeanischen Deckschicht) den CO₂ Gehalt der Atmosphäre. Gekoppelte Atmosphäre-Ozean Simulationen auf paläoklimatischen Zeitskalen benötigen jedoch eine Modellatmosphäre, die diagnostisch eine schnelle numerische Berechnung des mittleren Zustandes (einschließlich der Zirkulation) für feste Randbedingungen erlaubt. Bis jetzt gibt es solch ein Modell nicht. Noch ungelöst ist das Problem der Parameterisierung der atmosphärischen Schwankungen mit einer Zeitskala von Tagen durch mittlere Größen (z. B. Monatsmittelwerte).

Literatur

- CLIMAP, (1976): The surface of the ice-age earth. *Science* 191, 1131-1137.
- ESCH, M., (1988): Zur numerischen Simulation der Eiszeiten: Physikalische und numerische Eigenschaften verschiedener Parameterisierungsansätze. Diplomarbeit (Universität Hamburg).
- HERTERICH, K.; M. SARNTHEIN, (1984): Brunhes time scale: Tuning by rates of calcium-carbonate dissolution and cross spectral analyses with solar insolation, in A. Berger et al. (eds), *Milankovitch and Climate*, D. Reidel Publ., Part 1, 446-466.
- HERTERICH, K., (1987): On the flow within the transition zone between ice sheet and ice shelf. In: *Dynamics of the West Antarctic Ice Sheet*, C. J. van der Veen and J. Oerlemans (eds), D. Reidel Publ., 52-68.
- HERTERICH, K., (1988): A three dimensional model of the Antarctic-Ice-Sheet. *Annals of Glaciology* (in press).
- HUTTER, K., (1983): *Theoretical Glaciology*. Reidel Publishing Company, Dordrecht.
- KUHLE, M., (1987): Subtropical mountain- and highland-glaciation as ice age triggers and the waning of the glacial periods in the Pleistocene. *Geo Journal* 14.4, 393-421.
- LAUTENSCHLAGER, M.; K. HERTERICH; U. SCHLESE; E. KIRK, (1987): Simulation of the January climate 18000 YBP. Max-Planck-Institut für Meteorologie. Report No. 11.
- PATERSON, W. S. B., (1981): *The physics of glaciers*. Pergamon Press, Oxford.