

H. MATZERATH: Urbanisierung in Preußen 1815–1914. Stuttgart 1985. In: Ber. z. dt. Landeskunde 62, 1988, S. 227 (Rezension).  
(mit F. PETRI, H. STOOB und P. JOHANEK, Hrsg.): Karl-Heinz Kirchhoff: Forschungen zur Geschichte von Stadt und Stift Münster. Ausgewählte Aufsätze und Schriftenverzeichnis. Warendorf 1988.

Umstrittene und unterdrückte Länder- und Regionalbegriffe. In: Ber. z. dt. Landeskunde 62, 1988, i. Druck.  
Politisch-geographische Organisation und Verwaltungsgliederung. In: Aktuelle Probleme der Raumentwicklung im Ruhrgebiet. Arbeiten des Geographischen Instituts Krakau, i. Druck.

## EIN EINFACHES ANALYTISCHES MODELL ZUR DARSTELLUNG DER ATMOSPHERISCHEN ZIRKULATION IN EUROPA IM WEICHSEL-HOCHGLAZIAL

Mit 7 Abbildungen und 1 Tabelle

CHRISTOPH KOTTMAYER und HANS-HEINRICH MEYER

*Summary:* Simple analytical model representing atmospheric circulation in Europe at the time of the last (Weichselian) ice maximum

An analytical flow model is presented, which describes the atmospheric circulation in Europe during the last (Weichselian) ice-maximum. The model is based on the prescribed mean temperature field in the troposphere, which is estimated from the following glacial parameters: land ice and sea ice distribution and morphology, distribution of terrestrial and marine surfaces, near surface temperatures at different terrain elevations. The knowledge on these parameters is presented. Results of the model application are spatial distributions of the mean geostrophic winds and near surface winds. It is shown, that the Scandinavian ice sheet will have affected the circulation. The concurrence of two flow regimes is significant. In the ultimate vicinity of the ice margin, and in Eastern Europe, easterly and northeasterly winds are documented. In Western Europe westerly winds prevailed.

### 1. Einleitung

Seit Jahrzehnten zieht das Problem der atmosphärischen Zirkulation während der eiszeitlichen Vergletscherungshöchststände die Aufmerksamkeit von Quartärforschern und (Paläo-)Klimatologen auf sich. Die Gründe: zum ersten ist die Auseinandersetzung mit den damit verbundenen Fragen geeignet,

um zu einem besseren Verständnis der großen eiszeitlichen Klimaschwankungen zu gelangen; zweitens werden Möglichkeiten eröffnet, um die klimatischen Ursachen und Auswirkungen großer Eismassen im Rahmen des allgemeinen Zirkulationsgeschehens objektiv zu erfassen; drittens verbessern und verdichten sich unsere Kenntnisse über die Wirkungsverknüpfung der eiszeitlichen Milieufaktoren (Klima, Wasser, Vegetation etc.), und viertens schließlich ergeben sich für den Klimatologen Informationen zur qualitativen Verbesserung von Klimaprognosen.

Die Rekonstruktion der eiszeitlichen Zirkulationsverhältnisse kann auf unterschiedlichen Wegen angegangen werden. Ein vielbenutzter Weg und zugleich die klassische Methode ist die Interpretation sogenannter Paläowindindikatoren (z. B. Löß, Flugsand etc.), die über spezifische Verbreitungs-, Form-, Struktur- und Textureigenschaften auf die sie aufbauenden bzw. gestaltenden Winde schließen lassen (POSER 1948, 1950, 1951). Ein anderer häufig verwendeter Weg beruht auf der Interpretation von paläothermischen Indikatoren (z. B. Eiskeilpseudo-morphosen, Schneegrenzindikatoren), die in ihrer räumlichen Verbreitung und Ausprägung Temperatur- und Luftdruckdifferenzen widerspiegeln und dadurch indirekt Hinweise auf frühere Windsysteme geben (LAMB et al. 1966, LAMB a. WOODROFFE 1970,

LAMB 1977, FLOHN 1964). Das dritte und forschungsgeschichtlich jüngste Verfahren schließlich besteht in der Entwicklung und Anwendung sogenannter numerischer Zirkulationsmodelle. Es handelt sich dabei um Modell-Simulationen auf der Grundlage fest definierter und reproduzierbarer Rahmenbedingungen (Ausdehnung, Form und Mächtigkeit der eiszeitlichen Vergletscherungen, eiszeitliche Oberflächentemperaturen des Meeres, Form und Größe sowie Oberflächentemperaturen und Albedo der eiszeitlichen Kontinente). (Wichtige Vertreter: ALYEA 1972; National Center for Atmospheric Research (NCAR), Global Circulation Model: KASAHARA a. WASHINGTON 1971, WILLIAMS et al. 1974; CLIMAP General Circulation Model: GATES 1976 - CLIMAP = „Climate Long-Range Investigation, Mapping and Prediction“, Projekt des „United States National Science Foundation's International Decade of Ocean Exploring Program“; MANABE a. HAHN 1977; Community Climate Model (CCM) des NCAR: KUTZBACH a. WRIGHT 1985). Der Nutzen numerischer Zirkulationsmodelle liegt darin, daß sie sich mit unterschiedlichen Randbedingungen betreiben lassen und somit in der Lage sind, verschiedenartige potentielle Paläobedingungen zu simulieren. Schwierigkeiten ergeben sich aus der Vielzahl der notwendigen Spezifikationen. Hierzu gehören die Auswahl von Koordinatensystemen, Gitterweiten, Differenzenverfahren und Parametrisierungen physikalischer Prozesse. Alle diese Spezifikationen beeinflussen die Ergebnisse des Modells. Das Ergebnis einer Modellsimulation kann deshalb nicht als physikalisch „richtig“ oder für einen bestimmten Zeitraum „zutreffend“ interpretiert werden. Vielmehr handelt es sich immer um eine Annäherung an die tatsächliche Zirkulation. Wie gut die Annäherung ist, läßt sich auch mit sehr rechenaufwendigen Simulationen bei verschiedenen Spezifikationen nicht allgemeingültig ermitteln. Allein die Reaktion des Modells auf geänderte Randbedingungen quantitativ zu beschreiben, stellt ein Problem für sich dar (HASSELMANN 1979). Die räumliche Auflösung darf zur Begrenzung des Rechenaufwandes ebenfalls nicht zu groß gewählt werden.

Es war eine reizvolle Aufgabe, unter Beachtung der genannten Schwierigkeiten ein Modell zu verwenden, daß einfach zu handhaben ist und das auch mit einer kleineren Rechenanlage eine flexible Anpassung an regional bestimmte Klimaindikatoren ermöglicht. Es wurde eine Simulation des Windfeldes durchgeführt, die folgende Eigenschaften besitzt

a) wichtige physikalische Erhaltungsgleichungen werden erfüllt,

- b) die Orographie des skandinavischen Eisschildes wird berücksichtigt,
- c) bekannte Indikatoren zum thermischen Aufbau der Atmosphäre werden einbezogen,
- d) das Modell ist für regionale Studien ausreichend aufgelöst,
- e) es wird die Zeit der größten Ausdehnung des Eises bzw. der extremsten thermischen Bedingungen dargestellt (Zeitraum zwischen etwa 18 000 und 20 000 vor heute; CLIMAP 1976, KOLSTRUP 1980).

## 2. Topographische Rahmenbedingungen (s. Abb. 1 und 2)

Die für das Modell relevanten Rahmenbedingungen im Zeitraum des letzten Vereisungsmaximums sollen hier nur grob skizziert werden. Ausführliche Informationen finden sich vielfach in der zitierten Literatur.

### 2.1 Land- und Meereisbedeckung

Eine bis über 3000 m mächtige Eiskappe bedeckte während des Hochglazials in einer Fläche von etwa der doppelten Größe der heutigen Eiskalotte Grönlands sowohl ganz Nordeuropa als auch große Teile der Britischen Inseln und Irlands. Die Grenzen von skandinavischem und britischem Eisschild in der nördlichen Nordsee sind allerdings ebenso wie die Eisverhältnisse entlang der nördlichen Eisgrenze auf den Schelfbereichen Norwegens und der Barentssee (Barentssee - Gletscher?) nicht unumstritten (vgl. DENTON a. HUGHES 1981; NILSSON 1983; CAMERON et al. 1987). Der vorliegenden Arbeit ist das „Maximalkonzept“ von DENTON a. HUGHES (1981) zugrundegelegt worden: statt Meereis Landeis in der Barentssee, Konfluenz von britischem und skandinavischem Eis in der nördlichen Nordsee (vgl. dagegen CAMERON et al. 1987).

Es ist von folgenden Eishöhen auszugehen: rd. 2500 m (über heutigem Meeresspiegel) im Zentrum des skandinavischen Eisschildes über dem nördlichen Bottnischen Meerbusen, rd. 1500-2000 m im Bereich des westnorwegischen Hochgebirges sowie rd. 1000-1800 m über Großbritannien und Irland. Verglichen mit der heutigen orographischen Situation in den genannten Gebieten ist daraus eine deutliche Verstärkung der Barrierewirkung gegenüber westlichen und nordwestlichen Luftströmungen ableitbar (vgl. LAMB a. WOODROFFE 1970).

Die Verbreitung von Meereis basiert auf den Angaben von CLIMAP (1981) unter Berücksichtigung

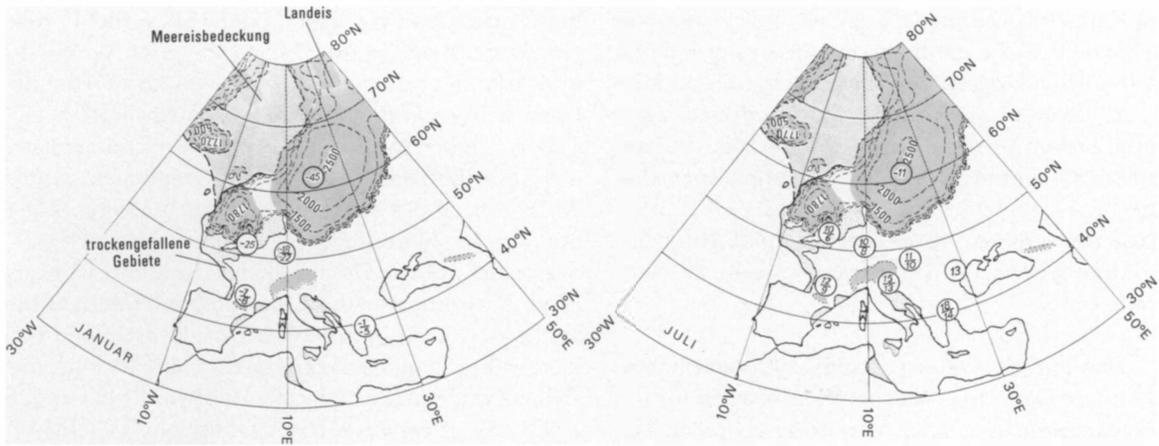


Abb. 1, 2: Die geschätzten monatlichen Durchschnittstemperaturen im Januar und Juli in °C gültig für das Hochglazial der Weichsel-Eiszeit, geschätzt auf der Grundlage von Thermoindikatoren. Zweifache Zahlenangaben benennen vermutete Minimal- und Maximaldurchschnittswerte (PETERSON et al. 1979, KOLSTRUP 1980, KARTE 1981). Angegeben sind ferner die trockengefallenen Meeresböden, die Meereisbedeckung im Nordatlantik. Im Bereich der nördlichen Nordsee sind zwei Vereisungsalternativen dargestellt durch Höhenlinien (DENTON a. HUGHES 1981) bzw. Punktraster (CAMERON et al. 1987)

Estimated monthly average temperatures for January and July during the Weichselian Pleniglacial in °C based on palaeothermal indicators. Double figures denote estimated minimal and maximal average temperature values (PETERSON et al. 1979, KOLSTRUP 1980, KARTE 1981). In addition the following are specified: dried up sea bottom, the sea ice cover in the North Atlantic. In the northern part of the North Sea two alternative concepts of glacier expansion are distinguished by contour lines (DENTON a. HUGHES 1981) and a dot screen (CAMERON et al. 1987)

der Ergebnisse von RUDDIMAN a. MCINTYRE (1976) und KELLOGG (1980).

## 2.2 Glazialeustasie und Küstenverlauf

Für diese Arbeit wurde in Anlehnung an DENTON a. HUGHES (1981, Maximalkonzept) eine Absenkung des Meeresspiegels um rd. 120 m angenommen. Die wichtigste Konsequenz: große Teile des Nordseebodens einschließlich der Doggerbank lagen trocken und eisfrei (Beweis: Funde von Mammutzähnen; NILSSON 1983). Die Küste verlief bis zu 1000 km weiter westlich, und „Hamburg erhielt dadurch eine kontinentale Lage wie etwa heute Warschau“ (KLUTE 1949, 81). Der ozeanische Effekt des Atlantiks war aus diesem und anderen Gründen (Meereisbedeckung s. o., Verlagerung des Golfstroms s. u.) weitgehend unterdrückt. In thermischer Hinsicht führte dies in Mitteleuropa zu einer Kontinentalisierung des Klimas mit einer, im Vergleich zur Gegenwart, erheblich stärkeren winterlichen Abkühlung gegenüber der vergleichsweise geringen Temperaturdepression in den Sommermonaten (vgl. Kap. 3).

## 3. Die thermischen Randbedingungen (s. Abb. 1 und 2)

Die bei der Simulation vorgegebenen thermischen Rahmenbedingungen beruhen auf der Interpretation zweier Großgruppen von Thermoindikatoren. Dies sind: 1. geologisch-morphologische Indikatoren (Frostbodenindikatoren, hier: Eiskeilpseudomorphosen; Schneegrenzindikatoren, hier: Kare, Eisrandlagen); 2. paläobiotische Indikatoren (faunistische und floristische Indikatoren).

Aus Platzgründen kann hier nur auf die wichtigsten Interpretationsergebnisse eingegangen werden. Bezüglich der Möglichkeiten und Probleme bei der Interpretation von Paläothermoindikatoren sei auf die umfangreiche Spezialliteratur verwiesen (s. dazu: KAISER 1960, FRENZEL 1967, KOLSTRUP 1980, KARTE 1979, 1981). Die berücksichtigten Daten zur Schneegrenze basieren auf Angaben von KOLSTRUP (1980, Tab. 1), FRENZEL (1959), KAISER (1967), MESSERLI (1967) und WOLDSTEDT (1958). Die paläobiotischen Befunde beruhen überwiegend auf regionalen Pollen- und Großrestanalysen (s. PETERSON et al. 1979, COOPE 1977) sowie auf paläofaunistischen Untersuchungen von Tiefseekernen (CLIMAP 1981). Ins-

gesamt sind nur Daten in die Arbeit eingeflossen, die aus heutiger Sicht methodisch und stratigraphisch als hinreichend zuverlässig betrachtet werden können. Als Grundlage für die Modellrechnungen wurden die Daten für den jeweils kältesten bzw. wärmsten Monat (Januar, Juli) getrennt aufgeführt (Abb. 1 und 2).

Zusammenfassend lassen sich folgende Grundzüge der hocheiszeitlichen Temperaturverhältnisse feststellen:

1. Fossile Eiskeilnetze (Eiskeilpseudomorphosen) und andere Dauerfrostbodenzeugen belegen für das Kältemaximum der letzten Vereisung in großen Teilen Mitteleuropas von den Britischen Inseln über das Norddeutsche Tiefland und weiter nach Osten eine Temperaturdepression gegenüber heute von im Jahresmittel mindestens 15–16 °C (vgl. KAISER 1960, KARTE 1981). Die Jahresmitteltemperaturen lagen seinerzeit weithin unter -6° bis -8 °C (nach WILLIAMS 1975 möglicherweise sogar mindestens unter -8° bis -10 °C), die Wintermittel unter -18° bis -20 °C (WILLIAMS 1975: -25 °C). Die Sommermittel folgten diesem Trend zu niedrigeren Temperaturen stark abgeschwächt. Sie lagen nach Ausweis der paläobotanischen Befunde (Pollenanalysen, Makroreste) und der fossilen Insektenfaunen (COOPE 1977) im nördlichen Mitteleuropa im Monatsdurchschnitt nur wenig unter 10 °C. Eine Zunahme der thermischen Kontinentalität mit einem gegenüber heute ausgeprägteren Jahresgang wird darin deutlich (s. Kap. 2.2).

2. Es bestanden, ähnlich wie heute, regionale Temperaturunterschiede. Generell nahmen die Temperaturmittel vom Eisrand nach Süden zu; in westöstlicher Richtung machte sich die zunehmende Kontinentalität bemerkbar. Die Höhenlage der Schneegrenze stieg von etwa 700 m im Harz auf mehr als 1000 m über heutigem Meeresspiegel in den Nordalpen an. Im Nordmediterraneanraum (Griechenland, Italien, Spanien) belief sich die Temperaturdepression auf etwa 9–12 °C gegenüber heute (BRUNNACKER 1974, LAMB 1977). Die hocheiszeitliche Schneegrenze schwankte zwischen etwa 1200 m im nördlichen Apennin bis über 2000 m in den südlich und östlich anschließenden Gebieten der Balkanhalbinsel (MESSERLI 1967, WOLDSTEDT 1958).

3. Die Wasseroberfläche des Nordatlantiks war permanent von Meereis bedeckt (CLIMAP 1976, 1981; KELLOGG 1980). Die Treibeisgrenze lag nicht, wie heute, bei Spitzbergen, sondern war über Island

hinaus nach Süden vorgeschoben. Sie verlief in weitem Bogen von Neufundland südlich an Grönland und Island vorbei bis an die Westküste Irlands. Gleichzeitig war die ozeanische Polarfront, d. h. die Südgrenze der polaren Wassermassen und zugleich die Zone höchster thermischer Gradienten, unter Kompression der subpolaren und gemäßigten Zone um etwa 15–20 Breitengrade äquatorwärts verlagert. Sie verlief auf ca. 40° nördlicher Breite in westöstlicher Richtung von der Ostküste Nordamerikas bis an die Westküste der Iberischen Halbinsel und markiert wahrscheinlich die Hauptzugbahn der hochglazialen Zyklonen (hochglaziale Westwinddrift) (LAMB 1977) bzw. den Verlauf des Golfstroms (CLIMAP 1976). Die Wassertemperaturen lagen zwischen dieser Zone und der Treibeisgrenze weiter im Norden vermutlich um etwa 5 °C–7 °C im Sommer und 0 °C–4 °C in den Wintermonaten (heute: ca. 11 °C–18 °C und 7 °C–13 °C) (CLIMAP 1981), nach neueren Berechnungen möglicherweise auch etwas niedriger (RIND a. PETEET 1985).

#### 4. Modell der atmosphärischen Zirkulation

Es wurde ein mathematisches Modell zur Beschreibung der mittleren atmosphärischen Zirkulation im Hochglazial angewendet, das sowohl die Struktur der allgemeinen Westströmung auf der Nordhemisphäre als auch die Auswirkung einer thermischen Antizyklone über dem skandinavischen Eisschild berücksichtigt. In die Rechnungen gehen die obigen Annahmen über die thermischen Verhältnisse in der Atmosphäre und über topographische Bedingungen im Hochglazial ein. Sie werden durch vergleichende Schlußfolgerungen mit heutigen Verhältnissen in der Nähe anderer Inlandeise (Antarktis und Grönland) ergänzt. Die übrigen orographischen Verhältnisse bleiben wegen der Einfachheit des Modells unberücksichtigt.

##### 4.1 Grundlagen

Die theoretische Formulierung beruht auf einer von SMITH (1979) entwickelten und von KOTTMEIER a. STUCKENBERG (1986) auf die Antarktis angewendeten Methode. Ausgehend von einem angenommenen dreidimensionalen Temperaturfeld der Atmosphäre wird das geostrophische Windfeld und unter Anwendung der atmosphärischen Widerstandsgesetze (FIEDLER a. PANOFKY 1972) das Windfeld an der Erdoberfläche bestimmt. Eine ausführliche Beschreibung findet sich in den zitierten Arbeiten. An

dieser Stelle wird das Verfahren nur in wesentlichen Punkten dargestellt.

Die mittlere Strömung wird durch eine geostrophische Stromfunktion  $\psi$  beschrieben, die dadurch definiert ist, daß die Windkomponenten in einem kartesischen Koordinatensystem durch

$$u = - \frac{\partial \psi}{\partial y} \quad (1)$$

und

$$v = \frac{\partial \psi}{\partial x} \quad (2)$$

festgelegt sind. Um die mathematische Form der Stromfunktion in Übereinstimmung mit plausiblen Annahmen festzulegen, ist u. a. das thermische Windgesetz zu berücksichtigen. Das Temperaturfeld wird dazu in einen mittleren Zustand und einen Störanteil aufgespalten. Der mittlere Zustand ist durch einen sowohl horizontal als auch vertikal konstanten Vertikalgradienten der potentiellen Temperatur  $\theta$  definiert, der unter Einführung der Brunt-Vaisälä-Frequenz  $N$  durch die Gleichung

$$N^2 = \frac{g}{\theta} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \quad (3)$$

ausgedrückt werden kann. Gleichbedeutend mit der Festlegung der potentiellen Temperatur für jede Höhe läßt sich ein Temperaturfeld auch dadurch beschreiben, daß für jede in Frage kommende potentielle Temperatur die zugehörige Höhe festgelegt wird. Dies wird bei der Darstellung der Abweichung vom mittleren Temperaturfeld durch die Einführung einer Funktion  $\eta(x, y, z)$  bewirkt, die die Höhendifferenz zwischen der aktuellen Höhe einer Temperaturfläche an einem Ort und ihrer Höhe im Grundzustand beschreibt.

Das hochglaziale Temperaturfeld wird im folgenden durch die Überlagerung verschiedener Funktionen  $\eta_i(x, y, z)$  approximiert. Zur Beschreibung des Einflusses des skandinavischen Eisschildes werden mehrere Temperaturflächenhebungen in der Form von Glockenbergen angenommen, die die von DENTON a. HUGHES (1981) angegebene Topographie approximieren. Hierbei liegt die Annahme zugrunde, daß ähnlich wie in der Antarktis die bis 2,5 km hochreichende Eisfläche als Abkühlungsfläche in der Atmosphäre wirkt, so daß eine Fläche konstanter potentieller Temperatur annähernd der Eisoberfläche folgt. Die Abkühlung wird vor allem dadurch verursacht, daß aufgrund des hohen kurzwelligen Reflektionsvermögens von Eis die einfallende Sonnenstrahlung weitgehend reflektiert wird, so daß die

thermische Ausstrahlung der Eisoberfläche durch Wärmeentzug aus der Grenzschicht ersetzt werden muß. Der skandinavische Eisschild bewirkte hierdurch ähnlich wie eine Kaltluftmasse am Boden die Ausbildung eines thermischen Hochdruckgebietes mit antizyklonaler Umströmung.

Da sich der skandinavische Eisschild innerhalb des Westwindgürtels der Nordhemisphäre befand, ist es notwendig, weitere mathematische Funktionen zu überlagern, die den allgemeinen meridionalen Temperaturgradienten zwischen hohen und niedrigen Breiten realistisch beschreiben.

Für die Annahmen hydrostatischer Balance und Gültigkeit der Boussinesq-Approximation, die für die betrachtete Situation als plausibel gelten können, läßt sich zwischen der Stromfunktion und der Funktion  $\eta(x, y, z)$  der Zusammenhang

$$\frac{\partial \psi}{\partial z} = - \frac{N^2}{f} \eta(x, y, z). \quad (4)$$

herleiten.

Es erweist sich als zweckmäßig, durch die Beziehung

$$\bar{z} = \frac{N}{f} z \quad (5)$$

eine gestreckte Vertikalkoordinate  $\bar{z}$  einzuführen. Die Erhaltungsgleichung potentieller Vorticity  $q$  der Strömung lautet dann

$$\dot{q} = \nabla_{\bar{h}}^2 \psi + \frac{f^2}{N^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} = \text{const.} \quad (6)$$

Es wird der vereinfachende Fall  $q = 0$  angenommen, der besagt, daß eine Änderung relativer Vorticity der Strömung nur durch ein vertikales Strecken oder Schrumpfen der bewegten Luftmasse bewirkt werden kann. In diesem Fall erhält Gleichung (6) die gleiche mathematische Form wie eine wichtige Gleichung der Strömungsmechanik, die Laplacegleichung. Da für die Laplacegleichung viele Lösungsfunktionen und deren Eigenschaften bekannt sind, kann nun mit der dreidimensionalen Quellfunktion

$$\psi_i(x, y, z) = \frac{-S_i}{4\pi r_i} \quad (7)$$

relativ einfach eine auf das Problem zugeschnittene Stromfunktion gefunden werden. Gleichung (7) enthält die Quellstärke  $S$  und den Radius

$$r_i = [(x + x_{0i})^2 + (y + y_{0i})^2 + \frac{N^2}{f^2} (z + z_{0i})^2]^{1/2} \quad (8)$$

Unter Annahme von (4) und (7) ergibt sich die allgemeine Form der Hebung der Temperaturfläche zu

$$\eta_i(x, y, z) = -\frac{S_i}{4\pi f} \left[ (x + x_{0i})^2 + (y + y_{0i})^2 + \frac{N^2}{f^2} (z + z_{0i})^2 \right]^{-3/2} (z + z_{0i}) \quad (9)$$

Dieser Funktion entspricht für eine durch

$$S_i = -4\pi \cdot h_{mi} \cdot \frac{N^3}{f^2} \cdot z_{0i}^2 \quad (10)$$

definierte Quellstärke S im Falle z = 0 genau die mathematische Funktion zur Beschreibung eines Glockenberges

$$h_i(x, y) = \frac{h_{mi}}{\left( \frac{R_i^2}{R_{0i}^2} + 1 \right)^{3/2}} \quad (11)$$

Die Rotations-Unsymmetrie des skandinavischen Eises und der mittlere hemisphärische Temperaturgegensatz lassen sich nur einbeziehen, wenn mehrere η-Funktionen (Anzahl n) überlagert werden, so daß sich die Hebungsfunktion der Temperaturflächen schließlich durch

$$\eta(x, y, z) = \sum_{i=1}^n \frac{h_{mi} \left( \frac{z}{z_{0i}} + 1 \right)}{\left( \frac{R_i^2}{R_{0i}^2} + \left( \frac{z}{z_{0i}} + 1 \right)^2 \right)^{3/2}} \quad (12)$$

und die Windkomponenten durch

$$u = -\frac{\partial \psi}{\partial y} = \sum_{i=1}^n \frac{h_{mi} N (y + y_{0i})}{\left( \frac{R_i^2}{R_{0i}^2} + \left( \frac{z}{z_{0i}} + 1 \right)^2 \right)^{3/2} R_{0i}} \quad (13),$$

$$v = \frac{\partial \psi}{\partial x} = \sum_{i=1}^n \frac{-h_{mi} N (x + x_{0i})}{\left( \frac{R_i^2}{R_{0i}^2} + \left( \frac{z}{z_{0i}} + 1 \right)^2 \right)^{3/2} R_{0i}} \quad (14)$$

beschreiben lassen. Als unbekannte Parameter waren für jede der n Funktionen jeweils die Maximalhöhen h<sub>mi</sub> der Glockenberge, die Koordinatenabschnitte x<sub>0i</sub>, y<sub>0i</sub> und z<sub>0i</sub> der Quellen sowie der Coriolisparameter f und die Brunt-Vaisälä-Frequenz N festzulegen. Die Auswirkung der Bodenreibung wurde anhand der von FIEDLER a. PANOFSKY (1972) angegebenen Widerstandsgesetze berücksichtigt. Diese empirischen Gesetze geben für eine vorgegebene Rauheitslänge der Oberfläche (hier zu 1 cm angenommen) und den vorliegenden geostrophischen Wind zwei Kenngrößen der Grenzschichtströmung:

- der Ablenkungswinkel zwischen der Schubspannung an der Oberfläche und dem geostrophischen Wind kann zur Bestimmung der Windrichtung dienen und mit

- dem Betrag der Schubspannung läßt sich unter Annahme neutraler Schichtung die Windgeschwindigkeit in einem Niveau nahe der Oberfläche berechnen.

#### 4.2 Festlegung der Randbedingungen

Die Randbedingungen wurden für typische Verhältnisse im Winter (Januar) und Sommer (Juli) unterschiedlich vorgegeben.

Die thermische Antizyklone über dem skandinavischen Eisschild wird durch eine Überlagerung von neun Funktionen der Form (9) zur Beschreibung der Topographie berücksichtigt. Im steil abfallenden Randbereich des Eisschildes liegt die Ausgleichsfläche höher als die Eisoberfläche und erreicht erst in größerer Entfernung wieder die Erdoberfläche. Die Anpassungsgüte der mathematischen Funktionen wurde auf 26 Schnittebenen durch den Eisschild kontrolliert. Die Anpassung erfolgte durch schrittweise Variation der in den neun Funktionen enthaltenen 36 freien Parameter. Tab. 1 gibt eine Aufstellung der Parameter, die in die Gleichungen (13) und (14) zur Berechnung eingesetzt wurden.

Die Juliverhältnisse wurden durch eine Anpassung an die von FRENZEL (1959), KAISER (1967) und MES-

Tabelle 1: Parameterfestlegung für die Modellsimulation im Sommer

Choice of parameters for the summer simulation				
i	z <sub>0i</sub> in km	h <sub>mi</sub> in km	x <sub>0i</sub> in km	y <sub>0i</sub> in km
0	4,5	0,8	0	14 558
1	4,5	1,9	826	12 000
2	2,7	1,3	-800	10 342
3	2,4	1,4	-1997	9 393
4	3,0	1,6	-2593	8 480
5	3,0	1,6	-3038	7 157
6	7,6	2,4	-3666	11 072
7	6,1	2,4	-4756	7 916
8	3,0	2,1	-5679	4 765
9	3,0	-1,1	-1166	13 333

Im Winter sind die Parameter z<sub>0i</sub> um den Faktor 0,92 verkleinert worden. Der Zusammenhang der geographischen Breite φ und der geographischen Länge λ mit den Koordinaten x<sub>0i</sub> und y<sub>0i</sub> ist durch

$$x_{0i} = 40\,000 \cdot \tan \frac{90^\circ - \varphi}{2} \cos(90^\circ - \lambda)$$

und

$$y_{0i} = 40\,000 \cdot \tan \frac{90^\circ - \varphi}{2} \sin(90^\circ - \lambda)$$

gegeben.

SERLI (1967) angegebenen Schneegrenzen approximiert, wobei für diese Grenze eine Temperatur von  $5^{\circ}\text{C}$  angenommen wurde, und indem der Parameter  $N$  als Maß für den vertikalen Gradienten der potentiellen Temperatur des Grundzustands variiert wurde.

Für den Juli ergab sich  $N$  zu  $1,1 \cdot 10^{-2} \text{ 1/s}$ , für den Januar wurde der reduzierte Wert  $10^{-2} \text{ 1/s}$  eingesetzt. Sowohl die Ergebnisse zur Höhe der klimatischen Schneegrenze als auch die Rekonstruktionen der Temperaturen an der Erdoberfläche legen nahe, daß sich mit einer Achse von England über das westliche Frankreich eine weit nach Süden gerichtete negative Temperaturanomale erstreckte. Dieser thermische Effekt wurde, obwohl nicht topographiebedingt, durch Einbeziehung eines weiteren Quellterms berücksichtigt. Die regionalen Differenzierungen der Schneegrenzhöhen in den Alpen, auf Korsika, im Apennin und in Jugoslawien sind dagegen nicht im einzelnen berücksichtigt worden, da hier besonders das Gebiet nördlich der Alpen betrachtet werden soll.

Der ausgeprägte Gradient der Wasseroberflächentemperaturen im Atlantik bei  $40^{\circ}\text{N}$  (CLIMAP 1981) deutet darauf hin, daß sich hier die atmosphärische Frontalzone befunden hat, die sich über dem Kontinent auf der gleichen Breite fortsetzte. Dies bedeutet, daß der hochtroposphärische Jet-Stream im Mittel über Spanien und dem Mittelmeergebiet lag. Da der Jet-Stream infolge des thermischen Windgesetzes durch starke, räumlich begrenzte Temperaturgegensätze verursacht wird, wurde das großräumige Temperaturfeld ebenfalls durch eine Überlagerung von Funktionen der Form (9) approximiert. Dabei wurde die von REITER (1961) angegebene aktuell bei Strahlströmen vermessene Struktur des Temperaturfeldes berücksichtigt. Die geographische Breite des maximalen meridionalen Temperaturgradienten wurde bei  $40^{\circ}\text{N}$  angenommen.

Für den winterlichen Strahlstrom wurden maximal  $35 \text{ m/s}$  und für den sommerlichen Strahlstrom  $25 \text{ m/s}$  zugrunde gelegt. Hieraus ergibt sich durch Subtraktion des thermischen Windes (Gleichung 13 und 14) der geostrophische Wind nahe der Erdoberfläche. Die angenommene Intensität der Strahlströme entspricht heutigen Verhältnissen, nur die räumliche Lage wurde verändert.

##### 5. Ergebnisse der Modellrechnungen.

Die folgenden Ergebnisse stellen aufgrund der Annahmen weitgehend gemittelte Verhältnisse (ca.

1 Monat bzw. 1 Jahreszeit) des Windfeldes dar. Ein wichtiges Merkmal der gemäßigten Breiten ist, daß dieser mittlere Zustand praktisch zu keinem Zeitpunkt dem tatsächlichen Strömungsfeld entspricht. Das aktuelle Bild ist statt dessen durch die wandernden Tiefdruckgebiete mit einer typischen Ausdehnung von ca.  $1000 \text{ km}$ , dazwischen liegende Hochdruckkeile und Zwischenhochs und seltener auch durch eine vorübergehend stationäre Hochdruckzelle geprägt. Der mittlere Zustand spiegelt deshalb nur das Ergebnis der statistischen Überlagerung der vielfach wechselnden Druckgebilde wider. Ein Gebiet hohen Luftdrucks mit antizyklonaler Umströmung im jahreszeitlichen Mittel ist aus diesen Gründen als Ausdruck einer größeren statistischen Häufigkeit von Hochdruckzellen in diesem Gebiet zu interpretieren.

Im Vergleich mit theoretischen und experimentellen Untersuchungen von Staff Members, Depart-

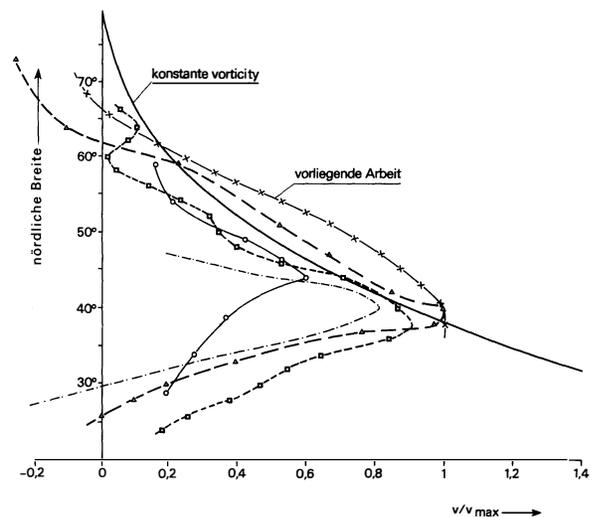


Abb. 3: Zonale Profile der Windgeschwindigkeit (normiert mit der maximalen Windgeschwindigkeit) in Höhe der Strahlstromachse nach Messungen (strichpunktierte, dünn ausgezogene, kurz und lang gerissene Linien) sowie bei konstanter vorticity (nach Staff Members, Department of Meteorology, University of Chicago 1947) im Vergleich mit der Approximation dieser Arbeit für das Weichselhochglazial

Zonal profiles of wind speed (normalized by maximum speeds) in the height of the jet axis from measurements (dashed-dotted, fine straight and dashed lines) and for the case of constant vorticity (after Staff Members, Department of Meteorology, University of Chicago 1947) in comparison to the approximation of this paper for the Weichselian glaciation

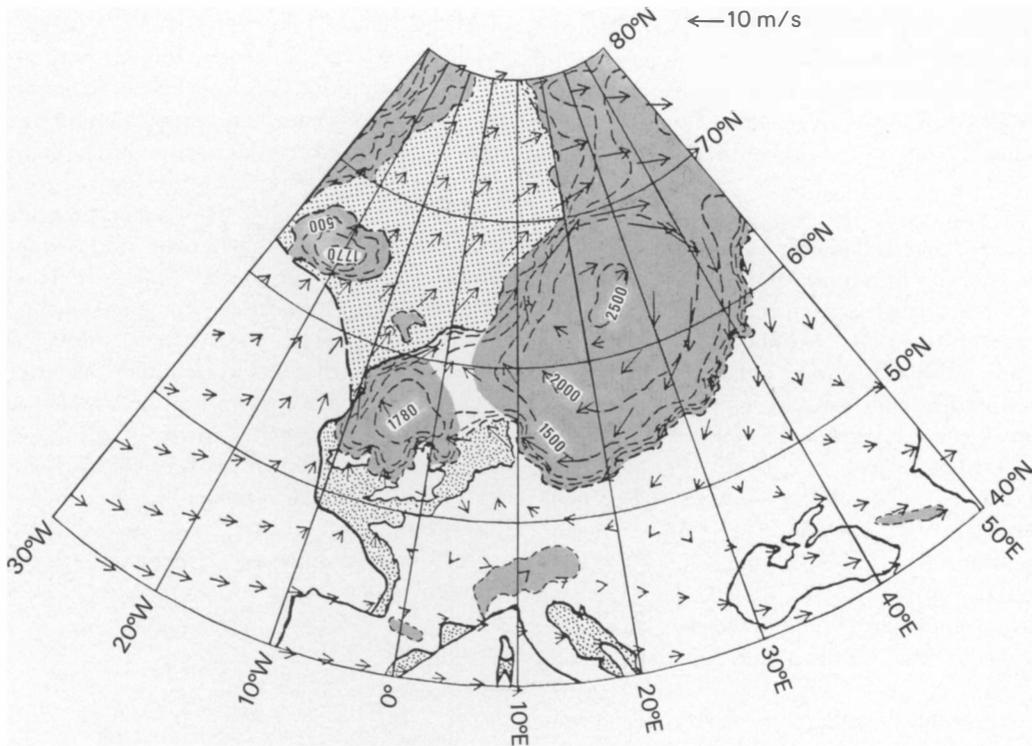


Abb. 4: Berechnetes geostrophisches Windfeld für die Sommerbedingungen für die Rechenfläche  $z = 0$  m auf der gleichen Kartengrundlage wie Abb. 1. Die Modellparameter sind in Tab. 1 angegeben

Calculated geostrophic wind field under summer conditions for the model level  $z = 0$  m on the same map as Fig. 1. Model parameters are given in Table 1

ment of Meteorology, University of Chicago (1947) ist in Abb. 3 die errechnete Westwindströmung nahe dem Strahlstromniveau (10 km Höhe) dargestellt. Die gute Übereinstimmung der Winde auf der Strahlstrom-Nordseite verdeutlicht, daß die Simulation des mittleren meridionalen Temperaturgradienten in der Troposphäre realistisch sein dürfte.

Die Abb. 4 und Abb. 5 zeigen die berechneten geostrophischen Windfelder für das Meeresspiegelniveau und geben somit das mittlere Druckfeld für den Sommer und den Winter an. Die Symmetrie des Westwindgürtels wird durch die glaziale Antizyklone über Skandinavien nachhaltig modifiziert. Statt der Westwinde treten über dem Inlandeis und im Süden über den Randbereich hinaus östliche geostrophische Winde auf. An der West- und Nordwestflanke des Eisschildes ergibt sich eine geostrophische Strömung aus südwestlicher Richtung. Mit dem dadurch nach Norden gerichteten Warmlufttransport korrespondiert über dem östlichen

europäischen Kontinent ein Kaltlufttransport nach Süden.

Die unter 2.1 genannte Möglichkeit einer fehlenden Verbindung zwischen skandinavischem und britischem Eisschild (CAMERON et al. 1987) wurde rechnerisch nicht untersucht. Die Auswirkung läßt sich aber abschätzen. Durch die dann fehlende Blockierung über der heutigen Nordsee dürfte sich die Umströmung beider Eisschilde hier fortgesetzt haben. Im östlichen Teil der Nordsee hätte deshalb eine gegenüber dem Modellergebnis verstärkte Südostströmung vorgelegen. Auf der Ostseite der britischen Vereisung dürften sogar nördliche Winde aufgetreten sein.

Die Wirkung der Bodenreibung beziehen die Abbildungen 6 und 7 ein. Im Vergleich mit den geostrophischen Winden führt die Reibung zu verminderten Windgeschwindigkeiten und zu einer Linksablenkung des Windes nahe der Erdoberfläche. Infolgedessen erfolgt über den Flanken der skandinavischen

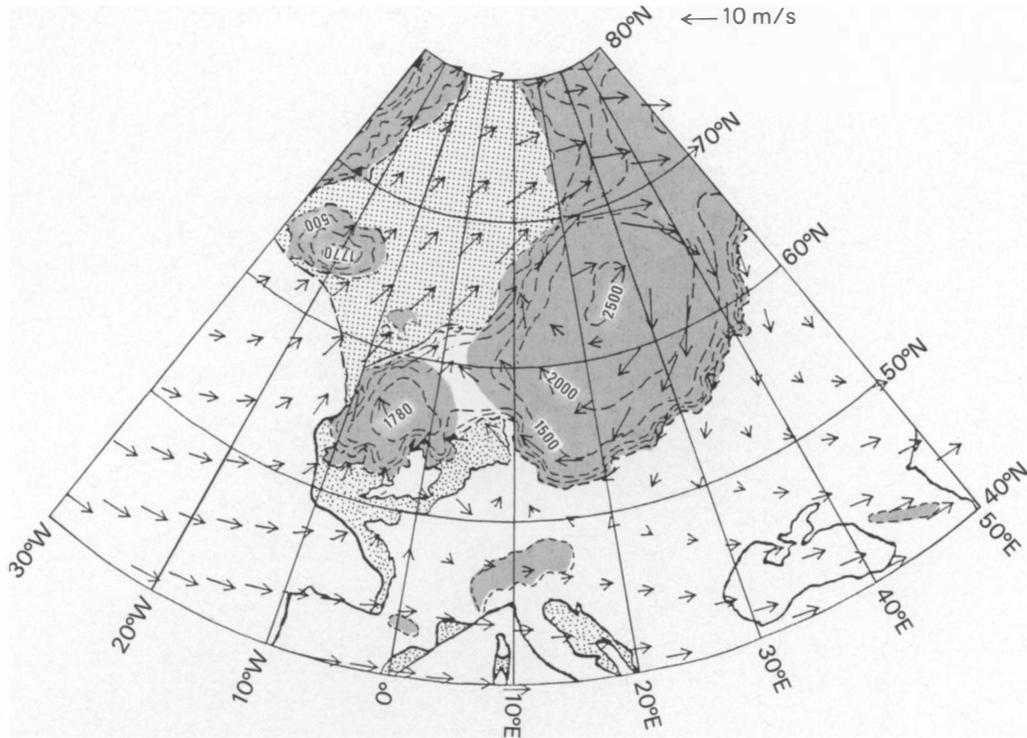


Abb. 5: Berechnetes geostrophisches Windfeld für die Winterbedingungen für die Rechenfläche  $z = 0$  m auf der gleichen Kartengrundlage wie Abb. 1. Die Modellparameter sind in Tab. 1 angegeben

Calculated geostrophic wind field under winter conditions for the model level  $z = 0$  m on the same map as Fig. 1. Model parameters are given in Table 1

Vereisung ein Ausfließen der Kaltluft aus dem Hochdruckgebiet in Richtung der umliegenden Gebiete mit tieferem Druck.

Mit zunehmender Entfernung vom Eisrand nimmt der Einfluß der glazialen Antizyklone rasch ab, und über Mitteleuropa dreht der Wind auf westliche Richtungen. Die Temperaturfeldvorgaben und die Eisographie bewirken eine im Mittel zyklonale Strömung über Südengland, den Niederlanden und der Nordsee. Der Einfluß der Antizyklone ist auch hier auf eisnähere Gebiete nördlich davon beschränkt.

Im Januar sind aufgrund der Modellannahmen sowohl die glaziale Antizyklone als auch die Westwindströmung gegenüber dem Juli intensiviert. Die angenommene Abnahme im Sommer ist bei der Westwindströmung jedoch größer als bei der glazialen Antizyklone. In der Überlagerung ist deshalb das Ostwindregime (im Gegensatz zu Paläowindindikatoren, s. MEYER u. KOTTMEIER 1989) im Sommer

weiter nach Süden ausgedehnt als im Winter. Eine Ursache für den Widerspruch ist die möglicherweise nicht korrekte Annahme über die jahreszeitlich veränderliche Intensität der Westwindzone. Der Übergang zwischen beiden Windregimes ist im Winter ausgeprägter als im Sommer und dürfte realistisch wiedergegeben sein.

#### 6. Bewertung und Vergleich mit anderen Arbeiten

Es ist bei den Rechnungen nicht versucht worden, den auch rezent vorhandenen, sehr ausgeprägten Einfluß der Verteilung von Kontinenten und Ozeanen auf die allgemeine atmosphärische Zirkulation zu beschreiben. Hinweise hierzu geben aktuelle Verhältnisse und Simulationsrechnungen mit numerischen Zirkulationsmodellen. Die aktuelle Zirkulation zeigt im Winter und im Sommer in mittleren Breiten erhebliche, quasistationäre Abweichungen

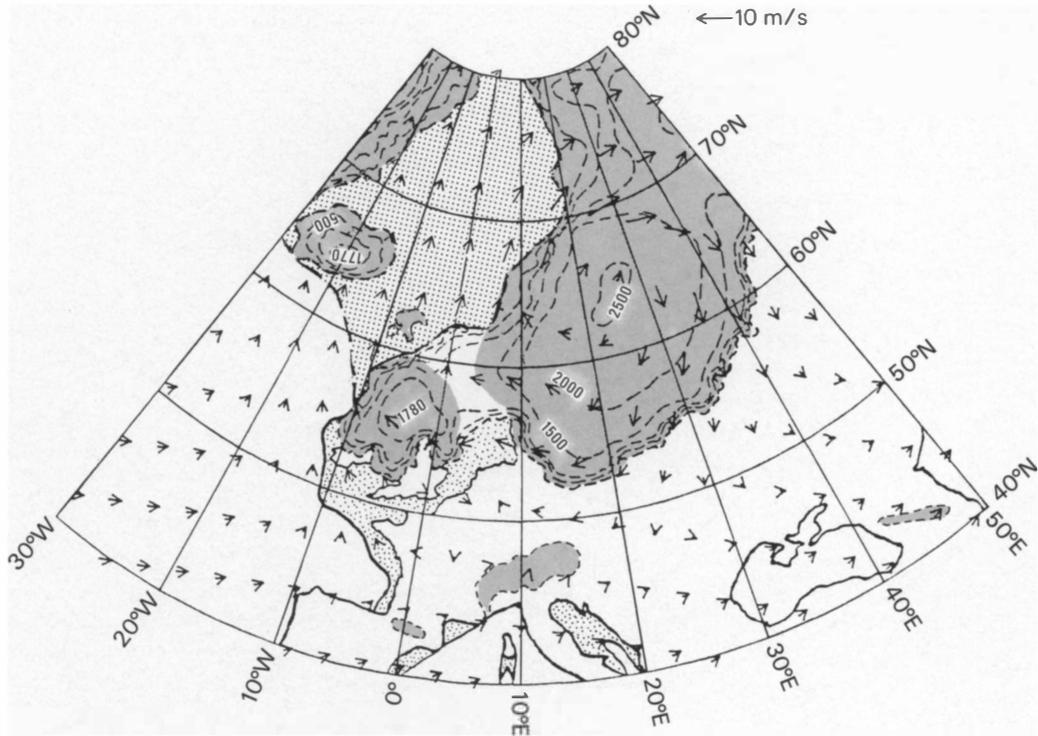


Abb. 6: Berechnetes bodennahes Windfeld für die Sommerbedingungen für die Rechenfläche  $z = 10$  m auf der gleichen Kartengrundlage wie Abb. 1. Die Modellparameter sind in Tab. 1 angegeben

Calculated near surface wind field under summer conditions for the model level  $z = 10$  m on the same map as Fig. 1. Model parameters are given in Table 1

von einem polarsymmetrischen Westwindgürtel mittlerer Breiten. Im Winter tritt regelmäßig ein sibirisches Kältehoch mit einem Kerndruck von über 1030 hPa, eine Abschwächung des ostatlantischen Hochdruckgebiets (Azorenhoch) und eine intensivierte Tätigkeit von Tiefdruckgebieten im Nordatlantik und im Mittelmeerraum ein. Im Sommer dagegen entwickelt sich über den südasiatischen Landmassen ein Hitzetief, während das Azorenhoch sich bis in das Mittelmeergebiet ausdehnt. Während des letzten Hochglazials war der globale Strahlungsgewinn mit im Sommer  $-1,5\%$  und im Winter  $+3,3\%$  (FLOHN 1964) gegenüber heute nicht wesentlich anders. Es ist deshalb wahrscheinlich, daß die genannten Merkmale der aktuellen Zirkulation auch während des Weichselhochglazials vorlagen. Auch Zirkulationsmodelle liefern ähnliche Aussagen. Zwar differieren die veröffentlichten Ergebnisse verschiedener Modelle auch innerhalb einer »Modellfamilie« nicht unerheblich (vgl. z. B. WILLIAMS,

BARRY a. WASHINGTON 1974 und KUTZBACH a. WRIGHT 1985), doch ergeben sich auch viele Gemeinsamkeiten. Die Juli-Simulation führt jeweils zur Ausbildung einer glazialen Antizyklone, deren Brücke zum atlantischen Subtropenhoch jedoch nicht sehr persistent zu sein schien. Die Januar-Simulation nach WILLIAMS, BARRY a. WASHINGTON (1974) zeigt eine sehr intensive und südliche Islandzyklone bei einer nicht mehr eigenständigen skandinavischen Glazialantizyklone, die jedoch an ihrer mitteleuropäischen Südflanke geostrophische Winde ähnlicher Richtung wie im Sommer aufweist. Im Gegensatz hierzu dominiert nach Rechnungen von KUTZBACH a. WRIGHT (1985) ein ausgeprägtes Hochdruckgebiet über dem Ostatlantik, dessen Keil in Richtung Skandinavien die glaziale Antizyklone repräsentiert. Dies bedeutet eine Umkehr gegenüber den aktuellen zyklonalen Winterverhältnissen über dem Ostatlantik. Die Widersprüchlichkeit der numerischen Modellergebnisse verdeutlicht, daß offenbar

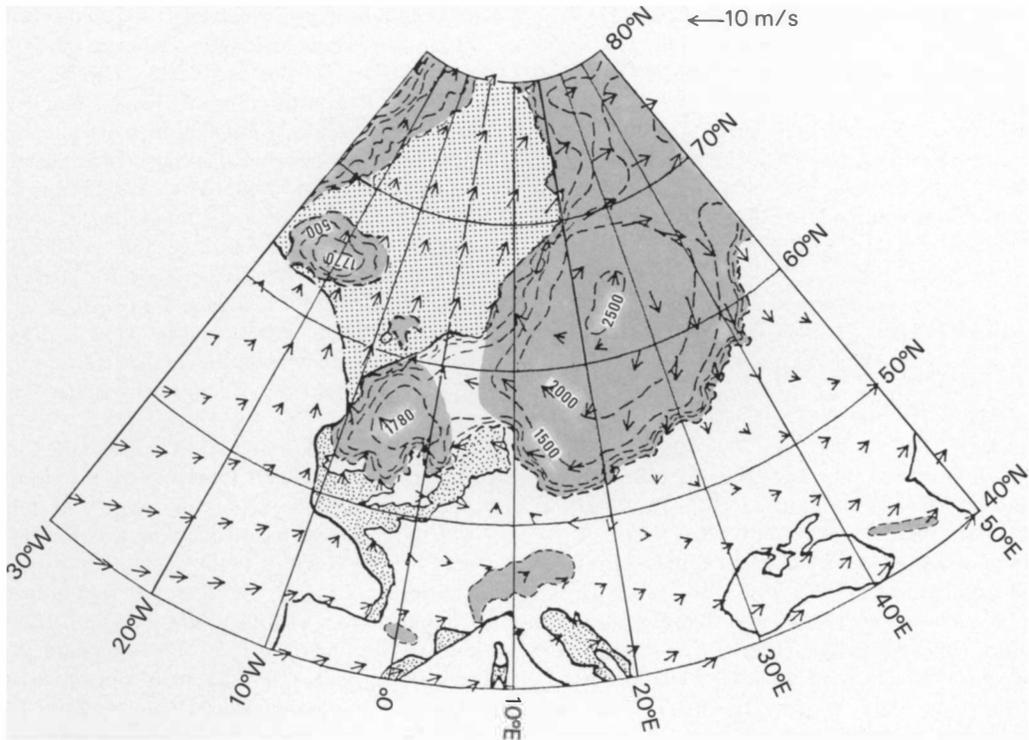


Abb. 7: Berechnetes bodennahes Windfeld für die Winterbedingungen für die Rechenfläche  $z = 10$  m auf der gleichen Kartengrundlage wie Abb. 1. Die Modellparameter sind in Tab. 1 angegeben

Calculated near surface wind field under winter conditions for the model level  $z = 10$  m on the same map as Fig. 1. Model parameters are given in Table 1

auch auf diesem Gebiet noch wesentliche Weiterentwicklung zu leisten ist. Die in Abschnitt 5 dargestellten Ergebnisse zeigen keine grundsätzlich größeren Diskrepanzen zu einzelnen zitierten Modellergebnissen als die Modelle untereinander.

Bei der Bewertung muß die Mittelung der Ergebnisse berücksichtigt werden. Der zeitliche Ablauf aktueller Änderungen von Windgeschwindigkeiten, -richtungen, Temperaturen und anderen Wetterelementen wird in mittleren Breiten vor allem durch den Durchzug von Tiefdruckgebieten in ihren unterschiedlichen Entwicklungsstadien bestimmt. Stationäre Hochdruckgebiete über Westeuropa sind demgegenüber seltener. Tiefdruckgebiete entstehen vor allem im Bereich von Frontalzonen zwischen Luftmassen unterschiedlicher Temperatur. Die Modellergebnisse sind an der Südflanke des skandinavischen Eisschildes mit einer Intensivierung von Temperaturgegensätzen verbunden, aus denen sich eine zyklogenetische Wirkung ableiten läßt. Wenn also

nicht eine sehr persistente Hochdruckblockierung über West- und Mitteleuropa vorlag, wofür wenig Indizien sprechen, so müssen zwischen dem skandinavischen Eisschild und dem Mittelmeergebiet häufig Tiefdruckgebiete nach Osten gezogen sein. Im Einzelfall kann es sich dabei um sehr weit im Norden ziehende Tiefs der Westwinddrift oder um kleinere neugebildete Zyklonen am Eisrand gehandelt haben.

#### Literatur

- ALYEA, F. N.: Numerical simulation of an ice age paleoclimate. Atmospheric Science paper 193, Department of Atmospheric Sciences, Colorado State University. Fort Collins (Colo.) 1972.
- BRUNNACKER, K.: Löss und Paläoböden der letzten Kaltzeit im mediterranen Raum. In: Eiszeitalter u. Gegenwart 25, 1974, 62–65.

- CAMERON, T. D. J., STOKER, M. S. a. LONG, D.: The history of Quaternary sedimentation in the UK sector of the North Sea Basin. In: *Journal of the Geological Society* 144, London 1987, 43-58.
- CLIMAP Project Members: The surface of the Ice-Age Earth. In: *Science* 191, Nr. 4232, 1976, 1131-1137.
- CLIMAP Project Members: Seasonal reconstructions of the Earth's Surface at the Last Glacial Maximum. *Geological Society of America, Map and Chart Series MC-36*, Boulder (Colo.) 1981.
- COOPE, G. R.: Fossil coleopteran assemblages as sensitive indicators of climatic changes during the Devensian (Last) cold stage. In: *Phil. Trans. R. Soc. B.* 280, 1977, 313-340.
- DENTON, G. H. a. HUGHES, T. J.: *The last great ice sheets*. New York 1981.
- FIEDLER, F. a. PANOFKY, H.: The geostrophic drag coefficient and the effective roughness length. In: *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 98, 1972, 213-220.
- FLOHN, H.: Grundfragen der Paläoklimatologie. In: *Geologische Rundschau* 54, 1964, 504-575.
- FRENZEL, B.: Die Vegetations- und Landschaftszonen Nord-Eurasiens während der letzten Eiszeit und während der postglazialen Wärmezeit. 1. Teil: Allgemeine Grundlagen. In: *Akad. Wiss. u. Lit., Abh. math. nat. Klasse*, Jg. 1959, 937-1099.
- FRENZEL, B.: Die Vegetations- und Landschaftszonen Nord-Eurasiens während der letzten Eiszeit und während der postglazialen Wärmezeit. 2. Teil: Rekonstruktionsversuch der letzteiszeitlichen und wärmezeitlichen Vegetation Nord-Eurasiens. In: *Akad. Wiss. u. Lit., Abh. math. nat. Klasse*, Jg. 1960, 290-453.
- FRENZEL, B.: Die Klimaschwankungen des Eiszeitalters. *Die Wissenschaft* 129, Braunschweig 1967.
- FRENZEL, B.: Grundzüge der pleistozänen Vegetationsgeschichte Nord-Eurasiens. *Erdwiss. Forsch.* 1, Wiesbaden 1968.
- GATES, W. L.: Modelling the ice-age climate. In: *Science* 191, 1976, 1138-1144.
- HASSELMANN, K.: On the signal to noise problem in atmospheric response studies. *Meteorology of Tropical Oceans*, Royal Meteorol. Soc., London 1979.
- KAISER, K.: Klimazeugen des periglazialen Dauerfrostbodens in Mittel- und Westeuropa. In: *Eiszeitalter u. Gegenwart* 11, 1960, 121-141.
- KAISER, K.: Das Klima Europas im quartären Eiszeitalter. In: *Frühe Menschheit und Umwelt* 2, Köln 1967, 1-27.
- KARTE, J.: Räumliche Abgrenzung und regionale Differenzierung des Periglaziärs. *Bochumer Geogr. Arb.* 35, Paderborn 1979.
- KARTE, J.: Zur Rekonstruktion des weichselhochglazialen Dauerfrostbodens im westlichen Mitteleuropa. In: *Bochumer Geogr. Arb.* 40, Paderborn 1981, 54-71.
- KASAHARA, A. a. WASHINGTON, W. M.: General circulation experiments with a six-layer NCAR model, including orography, cloudiness and surface temperature calculations. In: *The Journal of the Atmospheric Sciences* 28, 1971, 657-701.
- KELLOGG, T. B.: Paleoclimatology and paleo-oceanography of the Norwegian and Greenland seas: glacial-interglacial contrasts. In: *Boreas* 9, 1980, 115-137.
- KLUTE, F.: Rekonstruktion des Klimas der letzten Eiszeit in Mitteleuropa auf Grund morphologischer und pflanzengeographischer Tatsachen. In: *Geogr. Rundschau* 1, H. 3 u. 4, 1949, 81-90, 121-126.
- KOLSTRUP, E.: Climate and stratigraphy in northwestern Europe between 30.000 B.P. and 13.000 B.P. with special reference to the Netherlands. In: *Mededel. Rijks. Geo. Dienst* 32, 15, Leiden 1980, 181-253.
- KOTTMEIER, CH. a. STUCKENBERG, H.-U.: A quasi-geostrophic flow solution for the circulation over Antarctica. In: *Beiträge zur Physik der Atmosphäre* 59, 1986, 491-504.
- KUTZBACH, G. a. WRIGHT, H. E.: Simulation of the climate of 18.000 years B.P.: results for the North American/North Atlantic/European sector and comparison with the geological record of North America. In: *Quaternary Science Reviews* 4, 1985, 147-187.
- LAMB, H. H.: *Climate - present, past and future*. Vol. 2: Climatic history and the future. London 1977.
- LAMB, H. H., LEWIS, R. P. W. a. WOODROFFE, A.: Atmospheric circulation and the main climate variables. In: *Proc. Intern. Symp. World Climate from 8000 to 0 B.C.*, Royal Meteorol. Soc., 1966 174-217.
- LAMB, H. H. a. WOODROFFE, A.: Atmospheric circulation during the last ice age. In: *Quaternary Research* 1, 1970, 29-58.
- MANABE, S. a. HAHN, D. G.: Simulation of the tropical climate of an ice age. In: *Journal of Geophysical Research* 82, Richmond (Va.) 1977, 3889-3911.
- LAUTENSCHLAGER, M., HERTERICH, K., SCHLESE, U. u. KIRK, E.: Simulation of the January climate 18 000 ybp. In: *Max-Planck-Institut für Meteorologie Rep.* 11, Hamburg 1987, 1-42.
- MESSERLI, B.: Die eiszeitliche und die gegenwärtige Vergleichsicherung im Mittelmeerraum. In: *Geographica Helvetica* 22, 1967, 105-228.
- MEYER, H.-H. u. KOTTMEIER, CH.: Die atmosphärische Zirkulation im Hochglazial der Weichsel-Eiszeit - abgeleitet von Paläowindindikatoren und Modellsimulationen. In: *Eiszeitalter und Gegenwart* 1989 (eingereicht).
- NAMIAS, J.: Seasonal interactions between the North Pacific Ocean and the atmosphere during the 1960's. In: *Monthly Weather Review* 92, 1957, 173-192.
- NILSSON, T.: *The Pleistocene. Geology and life in the Quaternary ice age*. Stuttgart 1983.
- PETERSON, G. M., WEBB, T., KUTZBACH, J. E., VAN DER HAMMEN, T., WIJMSTRA, T. A. a. STREET, F. A.: The continental record of environmental conditions at 18.000 yr B.P.: an initial evaluation. In: *Quaternary Research* 12, New York 1979, 47-82.
- POSER, H.: Äolische Ablagerungen und Klima des Spätglazials in Mittel- und Westeuropa. In: *Die Naturwiss.* 35, 1948, 269-276, 307-312.
- POSER, H.: Zur Rekonstruktion der spätglazialen Luft-

- druckverhältnisse in Mittel- und Westeuropa auf Grund der vorzeitlichen Binnendünen. In: *Erdkunde* 4, 1950, 81-88.
- POSER, H.: Die nördliche Lößgrenze in Mitteleuropa und das spätglaziale Klima. In: *Eiszeitalter und Gegenwart* 1, 1951, 27-55.
- REITER, E. R.: *Meteorologie der Strahlströme (Jet Streams)*. Wien 1961.
- RIND, D. a. PETEET, D.: Terrestrial conditions at the Last Glacial Maximum and CLIMAP sea-surface temperature estimates: are they consistent? In: *Quaternary Research* 24, New York 1985, 1-22.
- RUDDIMAN, W. F. a. MCINTYRE, A.: Northeast Atlantic paleoclimatic changes over the past 600.000 years. In: CLINE, R. M. a. HAYS, J. D. (eds.): *Investigation of Late Quaternary paleoceanography and paleoclimatology*. Geol. Soc. Am. Mem. 145, Boulder (Col.) 1976, 111-146.
- SMITH, R. B.: The influence of mountains on the atmosphere. In: *Advances in Geophysics* 21, 1979, 87-230.
- Staff Members, Department of Meteorology, University of Chicago: On the general circulation of the atmosphere in middle latitudes. In: *Bull. Americ. Soc.* 28, New York 1947, 255-280.
- WILLIAMS, J., BARRY, R. G. a. WASHINGTON, W. M.: Simulation of the atmospheric circulation using the NCAR Global Circulation Model with ice age boundary conditions. In: *Journal of Applied Meteorol.* 13, 3, 1974, 305-317.
- WILLIAMS, R. B. G.: The British climate during the Last Glaciation; an interpretation based on periglacial phenomena. In: WRIGHT, A. E. a. MOSELEY, F. (eds.): *Ice ages: ancient and modern*. Liverpool 1975, 95-120.
- WOLDSTEDT, P.: *Das Eiszeitalter. Bd. II: Europa, Vorderasien und Nordafrika im Eiszeitalter*. 2. Auflage. Stuttgart 1958.

## THE CHRONICLE OF LA DÉFENSE

With 4 figures

HUGH CLOUT\*)

*Zusammenfassung:* Die Chronik von La Défense

Während der letzten dreißig Jahre hat der expandierende Geschäftsbezirk La Défense nicht nur die Skyline von Paris verändert, sondern auch die räumliche Verteilung und die Struktur der Erwerbstätigkeit.

Die Entwicklung von La Défense trotzte der ökonomischen Krise der siebziger Jahre ebenso wie zahlreichen Wellen der Kritik und hat somit einen wichtigen Beitrag zur Neuorientierung der Struktur täglicher Aktionsräume in der Ile de France geleistet und gleichzeitig das Ansehen von Paris als „moderner Weltstadt“ und geeigneten Standort multinationaler Unternehmen gesteigert. Großzügige Wohn- und Freizeiteinrichtungen ergänzen diesen neuen Geschäftsbezirk, in dem der Standort von Tête Défense durch von SPRECKESENS massiven *Arc de Triomphe de l'Humanité* eingenommen wird.

Der Erfolg von La Défense im Nordwesten von Paris hat jedoch vorhandene räumliche Ungleichgewichte in der französischen Kapitale weiter verstärkt. Große Anstrengungen werden gegenwärtig darauf gerichtet, neue Beschäftigungsmöglichkeiten im Osten von Paris zu schaffen, insbesondere in der neuen Stadt Marne la Vallée, wo das „Euro-Disneyland“ errichtet werden soll.

*Planning, Prestige and Grands Projets in Paris*

The current sectoral shift from the manufacture of goods to the provision of services is having a profound impact on the mosaic of employment opportunities in the urbanised regions of Western Europe (DANIELS 1985). Deindustrialisation and the disturbing collapse of manufacturing work stand in contrast with the uneven but nonetheless impressive expansion of job prospects in the highly diverse service sector (MARTIN and ROWTHORN 1986). In common with the experience of many other West European cities the urban fabric of Greater Paris displays the powerful imprint of these divergent trends, as redundant factory premises contrast with new custom-built office blocks and together serve to accentuate spatial variations in urban morphology and econo-

\*) I am grateful to the staff of the EPAD for providing documentation and for meeting me and my students over the years.