

Christian Schäfer-Neth, Sonderforschungsbereich 313

Numerische Modellierung der Paläo-Ozeanographie des Glazialen Europäischen Nordmeers

Messungen verschiedener Parameter an Tiefsee-Sedimentkernen haben eine große Zahl teilweise erheblicher Veränderungen im Klimasystem früherer Zeiten offenbart. Allerdings beleuchten diese Daten jeweils nur Teilaspekte der damals vorliegenden Gegebenheiten, und darüber hinaus sind oft mehrere Szenarien zur Deutung der Meßdaten denkbar. Um solche Datenlücken durch möglichst sinnvolle Annahmen zu ergänzen bzw. Mehrdeutigkeiten auszuräumen, wurden in Teilprojekt B4 des Sonderforschungsbereichs 313 verschiedene numerische Modelle entwickelt, die es gestatten, Ozeanographie und Sedimentationsgeschehen des nördlichen Nordatlantiks für frühere Zeitscheiben dreidimensional zu rekonstruieren (HAUPT et al., 1994; SCHÄFER-NETH et al., 1994)

Zur Modellierung der Ozeanographie dient das allgemeine dreidimensionale ozeanische Zirkulationsmodell SCINNA (= Sensitivity and Circulation of the Northern North Atlantic), das die Nachfolgeversion des Princeton-Modellcodes (BRYAN, 1969; COX, 1984), das Modular Ocean Model (PACANOWSKI et al., 1993), an den Nördlichen Nordatlantik adaptiert. SCINNA umfaßt das Polarmeer, das Europäische Nordmeer, die Barents- und Nordsee sowie den nordöstlichen Atlantik. Die horizontale Auflösung von 55 km erlaubt mit 17 Schichten in der Vertikalen, deren Mächtigkeiten von 50 m an der Oberfläche auf 1000 m am Boden zunehmen, eine realistische Wiedergabe der Topographie. Das Modell wird durch die Vorgabe der Oberflächentemperaturen und -salzgehalte sowie der Windschubspannung angetrieben.

Die Modellexperimente befaßten sich 1994 insbesondere mit der Zeit der letzten Maximalvereisung vor 18000 ^{14}C -, bzw. 21600 Kalenderjahren (SCHÄFER-NETH, 1994). Als Grundlage dafür dienten die aus der unterschiedlichen Verbreitung verschiedener fossiler planktischer Foraminiferenarten für den Sommer der letzten Maximalvereisung rekonstruierten Meeresoberflächentemperaturen (H. SCHULZ, frdl. pers. Mittlg.; CLIMAP, 1981) sowie die an den Karbonatschalen dieser Foraminiferen gemessenen Sauerstoffisotopenverhältnisse (z. B. KELLOGG et al., 1978; SARNTHEIN et al., 1994). Das Isotopenverhältnis des Karbonats, $\delta^{18}\text{O}_\text{c}$, hängt ab von der Temperatur T, bei der die Foraminifere ihre Schale aufbaut, und dem Isotopenverhältnis $\delta^{18}\text{O}_\text{w}$ des sie umgebenden Wassers (EPSTEIN et al., 1953; SHACKLETON, 1974):

$$T = 16.9 - 4.38 (\delta^{18}\text{O}_\text{c} - \delta^{18}\text{O}_\text{w}) + 0.1 (\delta^{18}\text{O}_\text{c} - \delta^{18}\text{O}_\text{w})^2 \quad (1)$$

Im Rezenten ist darüber hinaus der Salzgehalt des Meerwassers linear mit dem Isotopenverhältnis $\delta^{18}\text{O}_\text{w}$ korreliert (GEOSECS, 1987):

$$S = 34.52 + 1.79 \delta^{18}\text{O}_\text{w} \quad (2)$$

Sofern sich auch für frühere Zeitscheiben eine solche Beziehung zwischen S und $\delta^{18}\text{O}_\text{w}$ aufstellen läßt, kann der Paläosalzgehalt im Prinzip aus den an Sedimentkernen bestimmten Paläotemperaturen und -isotopenverhältnissen abgeleitet werden. Zur Festlegung dieser Paläo-Relation wurde eine neue Methode entwickelt. Sie basiert auf der Annahme, daß S und $\delta^{18}\text{O}_\text{w}$ auch früher in einer linearen Beziehung zueinander standen, die anhand zweier Fixpunkte bestimmt wird. Dabei sind zunächst die globalen Änderungen dieser Größen im Glazial zu berücksichtigen, also die Erhöhung des Salzgehalts, DS, um ca. 1 psu wegen des erniedrigten Meeresspiegels sowie die Erhöhung des Wasser-Isotopenverhältnisses, DEIS = 1.2 Promille (LABEYRIE et al., 1987; SHACKLETON, 1987; FAIRBANKS, 1989), aufgrund der bevorzugten Speicherung von ^{16}O im Festlandeis. Von den globalen Variationen einmal abgesehen, können sich die typischen glazialen Mittelwerte von S und $\delta^{18}\text{O}_\text{w}$ im nordöstlichen Atlantik nicht wesentlich von den rezenten Mittelwerten, also ca. 34.6 psu (= S_0) bzw. 0 Promille, unterscheiden haben. Durch diese beiden Werte ist der erste der gesuchten Fixpunkte (Abb. 1: FP1) festgelegt.

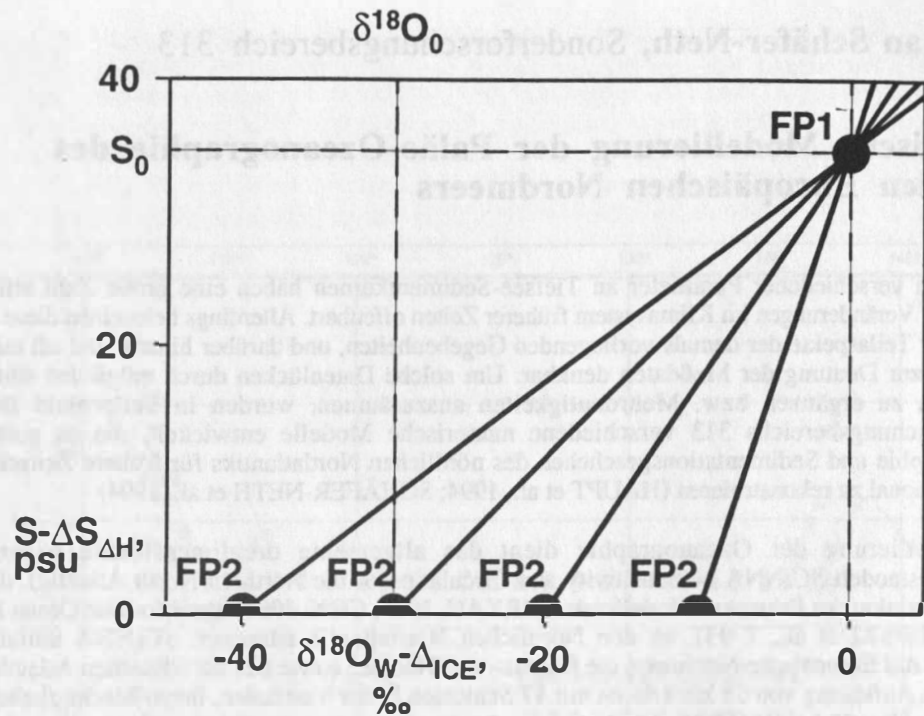


Abb. 1: Zur Berechnung des Paläo-Salzgehalts aus dem Sauerstoffisotopenverhältnis des Seewassers, $\delta^{18}O_w$.

Fixpunkt 2 (FP2) ergibt sich aus $\delta^{18}O_0$, dem Sauerstoffisotopenverhältnis des Wassers mit einem Salzgehalt von 0 psu, gespeist z. B. durch Schmelzwasser aus See- oder Festlandeis oder atmosphärischen Niederschlag. Wie z. B. die grönländischen Eistiefbohrungen gezeigt haben (u. a. DANSGAARD und OESCHGER, 1989), ist dieses Isotopenverhältnis sehr variabel. Im Glazial lagen Werte bis hinunter zu -40 Promille vor, während rezent -10 Promille erreicht werden können und die GEOSECS-Relation (Gleichung 2) in etwa $\delta^{18}O_0 = -20$ Promille entspricht. Aufgrund dieses Ansatzes ergibt sich der Paläo-Salzgehalt zu

$$S = S_0 - S_0 / \delta^{18}O_0 (\delta^{18}O_w - DEIS) + DS \quad (3)$$

Die so abgeleiteten Paläotemperaturen und -salzgehalte sind mit einem mittleren Fehler von 1.5°K bzw 1 psu behaftet, so daß die Rekonstruktionen nicht anhand von Fehlerabschätzungen verglichen und bewertet werden können. Daher wurde bei den Modellrechnungen besonders darauf Wert gelegt, großräumige Temperatur- und Salzgehaltsverteilungen zu erstellen, die miteinander und mit der daraus resultierenden Zirkulation physikalisch konsistent sind. Dabei spielt das zur Interpolation der punktuell vorliegenden Sedimentkerndaten auf das regelmäßige Modellgitter eingesetzte Verfahren eine entscheidende Rolle. Geostatistische Standardverfahren wie Spline-Interpolation oder Kriging produzierten im vorliegenden Fall erhebliche Gradienten zwischen den Ausgangspunkten, also unrealistische Fronten im Temperatur- bzw. Salzgehaltsfeld. Die geforderte Konsistenz zwischen Temperatur und Salzgehalt konnte erst durch eine Triangulation der Daten erreicht werden. Abbildung 2 zeigt die so für den glazialen Sommer rekonstruierte Oberflächentemperatur des nordöstlichen Nordatlantiks, deren großräumige Charakteristika der rezenten Situation im wesentlichen entsprechen.

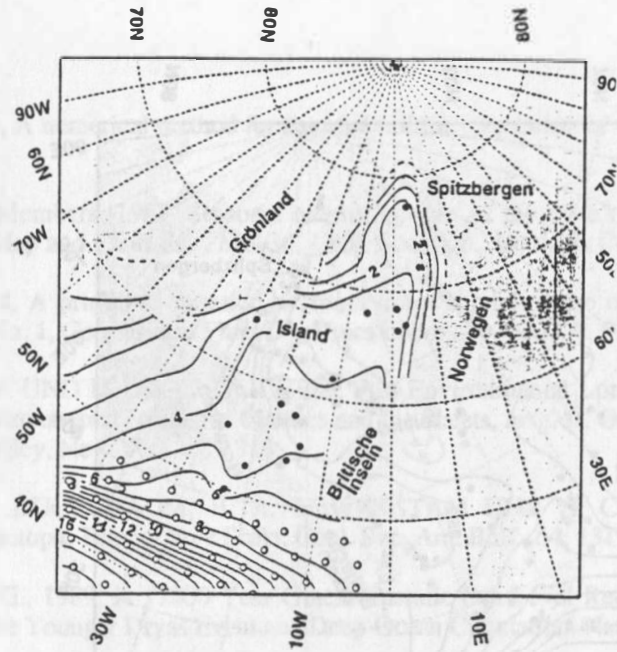


Abb. 2: Meeresoberflächentemperaturen im Sommer der letzten Maximalvereisung, °C. Schwarze Punkte: Positionen der von H. Schulz [frdl. pers. Mittlg.] bearbeiteten Sedimentkerne, weiße Punkte: aus dem CLIMAP-Datensatz [1981] interpolierte Werte. Aufgrund der Erniedrigung des Meeresspiegels um 100 m vor 21600 Jahren und der Vereisung der Schelfe ist die Küstenlinie gegenüber ihrer heutigen Gestalt verändert.

Es ergibt sich ein eisfreies Europäisches Nordmeer mit deutlichen Anzeichen für einen dem heutigen äquivalenten antiästuarinen Einstrom über die Island-Schottland-Schwelle sowie einen Ausstrom durch die Dänemarkstraße. Im Unterschied zu den heutigen Gegebenheiten weist dieses Temperaturfeld südlich Islands und auf dem Rockallplateau eine weite, nahezu isotherme Region mit Temperaturen um 4-5°C auf. Bei zahlreichen Experimenten mit verschiedenen Annahmen bezüglich des Wertes von $\delta^{18}\text{O}_0$ stellte sich heraus, daß sich nur dann eine mit diesem Temperaturfeld konsistente Salzgehaltsverteilung ergibt, wenn $\delta^{18}\text{O}_0$ nicht auf den heutigen Wert -20 Promille, sondern auf -30 Promille gesetzt wird, also den Wert, der aus den Eistiefbohrungen für die letzte Maximalvereisung folgt. Die mit diesem Wert berechnete Verteilung der Oberflächensalzgehalte ist in Abbildung 3 dargestellt.

Auch dieses Salzgehaltsfeld weist einige Ähnlichkeiten zum rezenten auf: Im zentralen Europäischen Nordmeer liegen Werte bis 35.6 psu vor, die sich zu den Rändern hin auf etwa 35.2-35.3 psu verringern. Ein auffälliger Gegensatz zu heute besteht dagegen in den relativ niedrigen Salzgehalten bis unterhalb von 35.2 psu vor den Britischen Inseln und in der Biskaya.

Modellrechnungen unter Verwendung dieser beiden Oberflächenfelder zeigten (Abb. 4), daß auch im glazialen Maximum ein dem heutigen entsprechendes antiästuarines Stromsystem vorgelegen haben muß, so wie es sich schon an den rekonstruierten Temperaturen andeutete (s. o.).

Im Unterschied zum rezenten Zustand hat sich jedoch der Nordatlantische Strom nach Westen verlagert, er biegt entsprechend der fast isothermen Region erst südlich Islands ins Europäische Nordmeer ab. Allerdings ist dieses Szenario im Bereich Ostgrönlands und der Dänemarkstraße noch unsicher, denn dort liegen bisher keine ausreichenden Temperaturrekonstruktionen aus Sedimentkernen vor. Auch zum Windfeld kann zur Zeit nur wenig gesagt werden, da die bisher gerechneten atmosphärischen Paläo-Experimente (LAUTENSCHLAGER, 1991) mit der CLIMAP-Sommerrekonstruktion der letzten Maximalvereisung betrieben wurden, also im Gegensatz zu den hier vorgestellten Arbeiten von einer vollständigen Vereisung des Europäischen Nordmeers ausgingen.

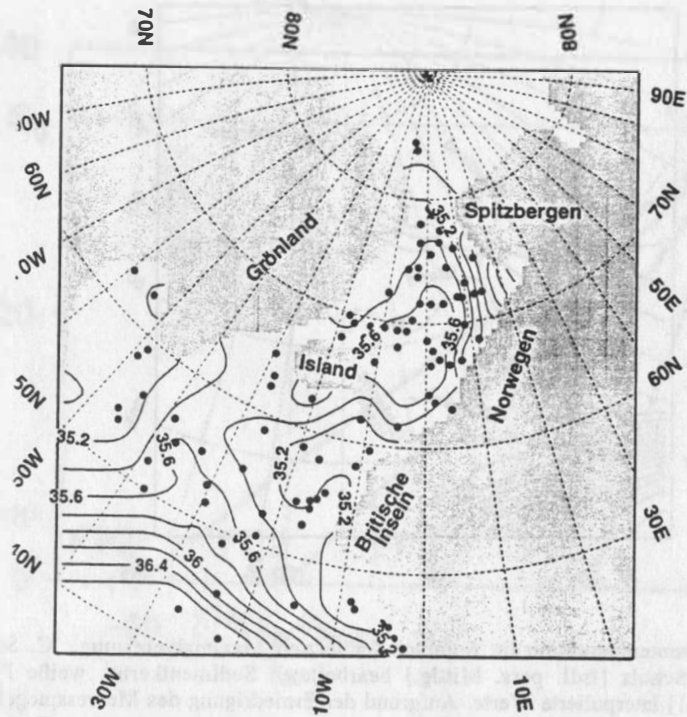


Abb. 3: Oberflächensalzgehalte im Sommer der letzten Maximalvereisung, psu, berechnet mit $\delta^{18}\text{O}_0 = -30$ Promille. Die Punkte kennzeichnen die Lage der verwendeten Sedimentkerne mit $\delta^{18}\text{O}_c$ -Messungen.

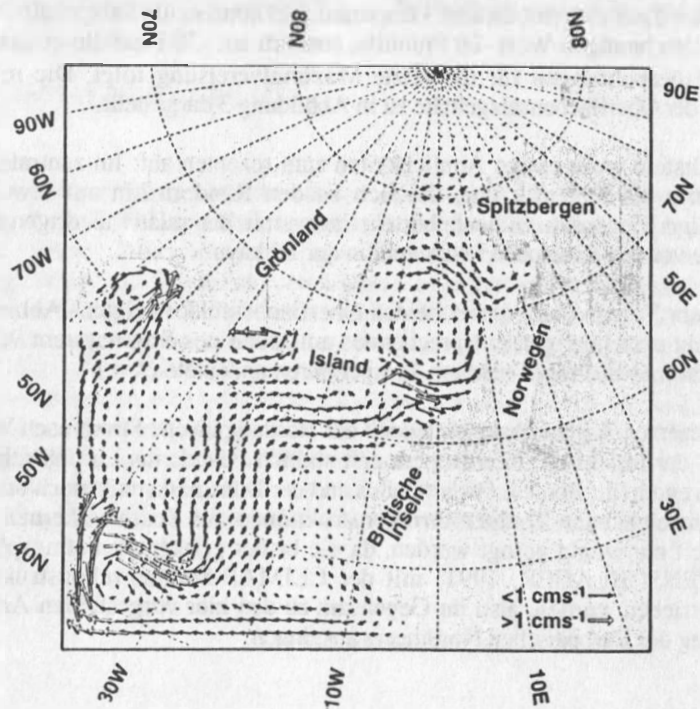


Abb. 4: Die mit SCINNA modellierte oberflächennahe Zirkulation, die sich beim Antrieb des Modells mit den in Abb. 2 und 3 gezeigten Temperatur- und Salzgehaltsfeldern bei einer Rechnung ohne Windantrieb ergibt. Dargestellt ist jeder zweite Geschwindigkeitsvektor aus der zweiten Modellschicht (50-100 m Tiefe).

Literatur:

- BRYAN, K., 1969, A numerical method for the study of the circulation of the world ocean, *J. Comp. Phys.*, 4, 347-376.
- CLIMAP Project Members, 1981, Seasonal reconstructions of the earth's surface at the last glacial maximum, GSA Map and Chart Ser., MC-36, Geol. Soc. Am., Boulder, Colo.
- COX, M. D., 1984, A primitive equation, 3-dimensional model of the ocean, GFDL ocean group Technical Report No. 1, Geophysical Fluid Dynamics Laboratory/NOAA, Princeton University, 104 S.
- DANSGAARD, W. UND H. OESCHGER, 1989, Past Environmental Long-Term Records from the Arctic, in: *The Environmental Record in Glaciers and Ice Sheets*, hrsg. H. OESCHGER und C. C. LANGWAY Jr., Wiley, New York, 287-318.
- EPSTEIN, S., R. BUCHSBAUM, H. A. LOWENSTAM UND H. C. UREY, 1953, Revised Carbonate-Water Isotopic Temperature Scale, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 64, 1315-1325.
- FAIRBANKS, R. G., 1989, A 17000-Year Glacio-Eustatic Sea Level Record: Influence of Glacial Melting Rates on the Younger Dryas Event and Deep-Ocean Circulation, *Nature*, 342, 637-642.
- GEOSECS, 1987, Atlantic, pacific, and indian ocean expeditions: shorebased data and graphics, in *GEOSECS Executive Committee*, hrsg. H. G. ÖSTLUND, H. CRAIG, W. S. BROECKER und D. SPENCER, I.D.O.E., National Science Foundation, 7.
- HAUPT, B. J., CHR. SCHÄFER-NETH UND K. STATTEGGER, 1994, Modelling sediment drifts; a coupled oceanic circulation-sedimentation model of the northern north atlantic, *Paleoceanography*, im Druck.
- KELLOGG, T. B., J.-C. DUPLESSY UND N. SHACKLETON, 1978, Planctonic foraminiferal and oxygen isotopic stratigraphy and paleoclimatology of norwegian deep-sea cores, *Boreas*, 7, 61-73.
- LABEYRIE, L. D., J.-C. DUPLESSY UND P. L. BLANC, 1987, Variations in mode of formation and temperature of oceanic deep water over the past 125000 years, *Nature*, 327, 477-482.
- LAUTENSCHLAGER, M., 1991, Simulation of the ice age atmosphere - january and july means -, *Geologische Rundschau*, 80/3, 513-534.
- PACANOWSKI, R., K. DIXON UND A. ROSATI, 1993, The G.F.D.L Modular ocean model users guide, GFDL Ocean group technical report No. 2, Geophysical Fluid Dynamics Laboratory/NOAA, Princeton University.
- SARNTHEIN, M., E. JANSEN, M. WEINELT, M. ARNOLD, J.-C. DUPLESSY, H. ERLLENKEUSER, M. MASLIN, T. JOHANNESSEN, N. KOC, A. FLATØY, G. JOHANNESSEN, S. J. A. JUNG, U. PFLAUMANN UND H. SCHULZ, 1994, Variations in atlantic surface ocean paleoceanography, 50°-85°n: a time-slice record of the last 55000 years, *Paleoceanography*, eingereicht.
- SCHÄFER-NETH, CHR., B. J. HAUPT UND K. STATTEGGER, 1994, Three-dimensional numerical modelling of late quaternary paleoceanography and sedimentation in the northern north atlantic, *Geologische Rundschau*, im Druck.
- SCHÄFER-NETH, CHR., 1994, Modellierung der Paläoozeanographie des Nördlichen Nordatlantiks zur letzten Maximalvereisung, *Diss. Univ. Kiel*, 106 S.
- SHACKLETON, N. J., 1974, Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and the benthonic foraminifera *uvigerina*: isotopic changes in the ocean during the last glacial, *Colloque CNRS n°219*, Centre National de la Recherche Scientifique, Paris, 203-210.
- SHACKLETON, N. J., 1987, Oxygen isotopes, ice volume, and sea level, *Quat. Sci. Rev.*, 6, 183-190.