

**Rekonstruktionen von Paläo-Umweltparametern
anhand von stabilen Isotopen und Faunen-
Vergesellschaftungen planktischer Foraminiferen im
Südatlantik**

**Reconstruction of paleo-environmental parameters
using stable isotopes and faunal assemblages of
planktonic foraminifera in the South Atlantic Ocean**

Hans-Stefan Niebler

Ber. Polarforsch. 167 (1995)

ISSN 0176 - 5027

Hans-Stefan Niebler

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
Columbusstraße, Postfach 12 01 61
D-27515 Bremerhaven, Bundesrepublik Deutschland

Die vorliegende Arbeit ist die inhaltlich unveränderte Fassung einer Dissertation, die 1994 am Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen angefertigt wurde.

Inhaltsverzeichnis	I
Kurzfassung.....	III
Abstract.....	V
Danksagung.....	VII
A EINLEITUNG	1
1 Einführung und Fragestellung	1
2 Planktische Foraminiferen in der Paläozeanographie: Überblick über bisherige Arbeiten	2
3 Untersuchungsgebiet.....	5
3.1 Geographische Lage	5
3.2 Hydrographie	6
3.3 Holozäne Sedimentbedeckung.....	12
B MATERIAL UND METHODEN	14
1 Probenentnahme und Aufbereitung.....	14
2 Untersuchung der stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoff- Isotopenverhältnisse.....	16
2.1 Auswahl und Auslesen der Foraminiferen-Arten und -Morphotypen.....	17
2.2 Präparation der Proben und Messung der Isotopen.....	19
2.3 Temperatur- und Salzgebhaltsberechnungen aus Sauerstoff-Isotopen	20
3 Vergesellschaftungsanalyse planktischer Foraminiferen	24
3.1 Zählmethodik	24
3.2 Aufbereitung der Zählraten	24
3.3 R-Modus-Hauptkomponentenanalyse	27
3.4 Grundlagen der Transferfunktions-Methode.....	29
3.5 Q-Modus-Hauptkomponentenanalyse	32
3.6 Regressionsanalyse	33
3.7 Berechnung der Paläo-Umweltparameter.....	34
C UNTERSUCHUNGEN AN OBERFLÄCHENSEDIMENTEN	35
1 Stabile Isotope	35

1.1	Isotopenzusammensetzung unterschiedlicher Foraminiferen- Arten und -Morphotypen sowie deren Größenklassen	35
1.2	Rezente latitudinale Veränderung der Isotopenwerte.....	46
1.3	Sauerstoff-Isotopentemperatur-Signale.....	50
2	Quantitative Faunenanalyse.....	54
2.1	Rezentes Artenverteilungsmuster.....	54
2.2	Foraminiferen-Vergesellschaftungen (R-Modus).....	62
2.3	Q-Modus-Faktorenanalyse des Referenzdatensatzes.....	67
2.4	Regressionsanalyse des Q-Modus-Faktoren-Modells.....	74
D	UNTERSUCHUNGEN AN SEDIMENTKERNEN.....	77
1	Stabile Isotope	77
1.1	Variationen der $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnisse und Stratigraphie	77
1.2	Paläotemperatur-Gradienten	84
1.3	Veränderungen im $\delta^{13}\text{C}$ -Signal.....	87
2	Quantitative Faunenanalyse.....	91
2.1	Artenverteilung im Quartär.....	91
2.2	Errechnung der Paläo-Umweltparameter.....	94
3	Salinitäts-Rekonstruktionen durch die Kombination von $\delta^{18}\text{O}$ - Daten und Transferfunktions-Temperaturen im Spätquartär	104
E	GLAZIAL - INTERGLAZIAL - UMWELTVERÄNDERUNGEN IM OBERFLÄCHENWASSER DES ANTARKTISCHEN ZIRKUMPOLAR-STROMES: PALÄOZEANOGRAPHISCHE REKONSTRUKTIONEN	110
F	ZUSAMMENFASSUNG UND AUSBLICK	126
G	LITERATURVERZEICHNIS	128
H	ANHANG.....	142
1	Abkürzungsverzeichnis.....	142
2	Taxonomie	143
3	Fototafeln.....	152
4	Daten	www.pangaea.de

Kurzfassung

Auf der Basis isotope-geochemischer und mikropaläontologischer Untersuchungen wurden die quartären Änderungen in der Zirkulation des Oberflächenwassers im östlichen atlantischen Sektor des Antarktischen Zirkumpolar-Stromes rekonstruiert. Dazu wurden 75 ungestörte Oberflächensedimentproben aus dem südlichen Südatlantik sowie drei quartäre Sedimentkerne, auf einem Nord-Süd Profil über die Frontensysteme des Antarktischen Zirkumpolar-Stromes, bearbeitet.

Nach dem Verhältnis der Sauerstoff-Isotopen im Gehäusekarbonat ließen sich 24 Foraminiferen-Arten und -Morphotypen aus den Oberflächensedimenten in vier unterschiedlich tief in der Wassersäule lebende Gruppen gliedern. Aus den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten unterschiedlich tief lebender Arten wurden Temperatur-Differenzen berechnet, die gut mit den gemessenen Temperatur-Differenzen innerhalb der obersten 250 m der Wassersäule korrelieren. Auf Sedimentkerne übertragen, liefern diese vom Eiseffekt unabhängigen Temperatur-Differenzen Informationen über den Paläotemperatur-Gradienten des Oberflächenwassers im Antarktischen Zirkumpolar-Strom.

Die Foraminiferen in den Oberflächensedimenten wurden quantitativ gezählt, wobei insgesamt 27 Arten und Morphotypen für einen Referenzdatensatz ausgewählt wurden. Diese Datenmatrix konnte mittels einer R- und einer Q-Modus-Hauptkomponentenanalyse in vier bzw. fünf Arten-Gemeinschaften gegliedert werden, deren geographische Verbreitungen durch die Hydrographie kontrolliert werden. Im Rahmen der Transferfunktions Technik wurden die Q-Modus-Vergesellschaftungen mit gemessenen hydrographischen Parametern in Beziehung gesetzt. Mit den resultierenden Transferfunktionen wurden für Foraminiferen-Vergesellschaftungen aus zwei Sedimentkernen aus dem ACC saisonale Temperaturen des Oberflächenwassers mit einer Standardabweichung von $\pm 1,2$ °C berechnet.

Die Amplituden in den Paläotemperaturen des Oberflächenwassers betragen während der letzten 140.000 Jahre in der heutigen nördlichen Subantarktischen Zone bis zu 9 °C (PS2076-1/3) und in der heutigen Polarfrontzone bis zu 5,5 °C (PS1754-1). In der nördlichen Subantarktischen Zone waren die Paläotemperatur-Gradienten in den gesamten letzten 140.000 Jahren niedriger als heute, welches auf eine generell stärkere Durchmischung des Oberflächenwassers hindeutet. In der heutigen Polarfrontzone wurden für die Kaltstadien 6, 4 und 2 ebenfalls gegenüber heute erniedrigte Paläotemperatur-Gradienten rekonstruiert. Mit den heutigen Durchmischungstiefen im Oberflächenwasser der Polarfrontzone vergleichbare Paläotemperatur-Gradienten wurden für die Warmstadien 5, 3 und das Holozän rekonstruiert.

Durch die Kombination der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte und der Transferfunktions-Paläotemperaturen konnten für drei Sedimentkerne (PS2076-1/3, PS1754-1, PS1768-8) Paläosalzgehalte rekonstruiert werden. Mit dieser Methode wurde in der Polarfrontzone und in der Antarktischen Zone eine Salzgehaltserniedrigung von bis zu 4 ‰ rekonstruiert, die auf den Eintrag von Schmelzwässern zu Beginn der Abschmelzphase auf der südlichen Hemisphäre am Ende des letzten Glazials zurückzuführen ist.

Für den Zeitraum der letzten 140.000 Jahre belegen alle rekonstruierten Umweltparameter nur geringe Änderungen in der Lage der Frontensysteme im östlichen atlantischen Sektor des Antarktischen Zirkumpolar-Stromes. Insgesamt betrug die Schwankungsbreite in der Position der Frontensysteme während der Glazial-Interglazial-Wechsel etwa drei bis vier Breitengrade. Ein grundlegender Wechsel in den hydrographischen Bedingungen zeichnet sich in den rekonstruierten Umweltparametern bei 41° S (PS2076-1/3) während der Isotopenstadien 16 und 14 bis 12 ab. Die niedrigen Paläotemperaturen im Oberflächenwasser während dieses Zeitraums lassen auf eine nordwärtige Verlagerung der Subtropischen Front von bis zu sieben Breitengraden schließen.

Abstract

Changes in surface water hydrography in the Southern Ocean (eastern Atlantic sector) could be reconstructed on the basis of isotope-geochemical and micropaleontological studies. A total of 75 high quality multicorer sediment surface samples from the southern South Atlantic Ocean and three Quaternary sediment cores, taken on a meridional transect across the Antarctic Circumpolar Current, have been investigated.

The results of examining stable oxygen isotope compositions of 24 foraminiferal species and morphotypes were compared to the near-surface hydrography. The different foraminifera have been divided into four groups living at different depths in the upper water column. The $\delta^{18}\text{O}$ differences between shallow-living (e. g. *G. bulloides*, *N. pachyderma*) and deeper-dwelling (e. g. *G. inflata*) species reflect the measured temperature gradient of the upper 250 m in the water column. Thus, the $\delta^{18}\text{O}$ difference between shallow-living and deeper-living foraminifera can be used as an indicator for the vertical temperature gradient in the surface water of the Antarctic Circumpolar Current, which is independent of ice volume.

All planktonic foraminifera in the surface sediment samples have been counted. 27 species and morphotypes have been selected, to form a reference data set for statistical purposes. By using R- and Q-mode principal component analysis these planktonic foraminifera have been divided into four and five assemblages, respectively. The geographic distribution of these assemblages is mainly linked to the temperature of sea-surface waters. The five assemblages (factors) of the Q-mode principal component analysis account for 97,1 % of the variance of original data. Following the transfer-function-technique a multiple regression between the Q-mode factors and the actual mean sea-surface environmental parameters resulted in a set of equations. The new transfer function can be used to estimate past sea-surface seasonal temperatures for paleoassemblages of planktonic foraminifera with a precision of approximately ± 1.2 °C. This transfer function F75-27-5 encompasses in particular the environmental conditions in the Atlantic sector of the Antarctic Circumpolar Current.

During the last 140,000 years reconstructed sea-surface temperatures fluctuated in the present northern Subantarctic Zone (PS2076-1/3) at an amplitude of up to 7.5 °C in summer and of up to 8.5 °C in winter. In the present Polarfrontal Zone (PS1754-1) these fluctuations between glacials and interglacials show lower temperatures from 2.5 to 8.5 °C in summer and from 1.0 to 5.0 °C in winter, respectively. Compared to today, calculated oxygen isotope temperature gradients in the present Subantarctic Zone were lower during the last 140,000 years. This is an indicator for a good mixing of the upper water column. In the Polarfrontal Zone also lower oxygen isotope

temperature gradients were found for the glacials 6, 4 and 2. But almost similar temperature gradients as today were found during the interglacial stages 5, 3 and the Holocene, which implicates a mixing of the upper water column compared to present.

Paleosalinities were reconstructed by combining $\delta^{18}\text{O}$ -data and the evaluated transfer function paleotemperatures. Especially in the present Polarfrontal Zone (PS1754-1) and in the Antarctic Zone (PS1768-8), a short-term reduction of salinity up to 4 ‰, could be detected. This significant reduction in sea-surface water salinity indicates the increased influx of melt-water at the beginning of deglaciation in the southern hemisphere at the end of the last glacial, approximately 16,500-13,000 years ago.

The reconstruction of environmental parameters indicates only small changes in the position of the frontal systems in the eastern sector of the Antarctic Circumpolar Current during the last 140,000 years. The average position of the Subtropical Front and Subantarctic Front shifted approximately three latitudes between interglacials and glacials. The Antarctic Polar Front shifted approximately four latitudes. But substantial modifications of this scenario have been interpreted for the reconstruction of cold sea-surface temperatures at 41° S during the oxygen isotope stages 16 and 14 to 12. During these times the Subtropical Front was probably shifted up to seven latitudes northwards.

Danksagung

Herrn Priv. Doz. Dr. H.-W. Hubberten (Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Forschungsstelle Potsdam) danke ich für die Vergabe und Betreuung der vorliegenden Arbeit. Für die freundliche Übernahme des Co-Referates danke ich Herrn Prof. Dr. G. Wefer (Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen). Ich möchte auch Herrn Prof. Dr. D. K. Fütterer danken, der als Leiter der Sektion Geologie am Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven, immer Interesse am Fortgang dieser Arbeit zeigte. Mein besonderer Dank gilt Herrn Dr. R. Gersonde (Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven) der in fachlichen Diskussionen viele Anregungen und Denkanstöße gegeben hat.

Weiterhin gilt mein Dank zahlreichen Kolleginnen und Kollegen aus dem Alfred-Wegener-Institut und aus dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen, die mir während der Entstehung meiner Arbeit hilfreich zur Seite standen. Dabei profitierte ich von der guten Zusammenarbeit innerhalb des von der Deutschen Forschungsgemeinschaft geförderten Sonderforschungsbereiches 261: "Der Südatlantik im Spätquartär: Rekonstruktion von Stoffhaushalt und Stromsystemen." Für stete Diskussionsbereitschaft und wertvolle Ratschläge möchte ich mich in diesem Zusammenhang besonders bei Dr. A. Abelmann, Dr. J. Bijma, U. Brathauer, Dr. A. Mackensen, Dr. S. Mulitza, Dr. R. Petschick, Dr. N. Scheele, G. Schmiedl und Dr. U. Zielinski bedanken.

T. Schöne half mir bei Problemen, die bei der Nutzung des CABFAC-Programmpaketes auftraten und J. Monk gab zahlreiche Hilfestellungen bei der Benutzung der Großrechenanlage. Mein Dank gilt auch den Herren G. Meyer und Dr. N. Scheele, die mich bei meiner Arbeit im Massenspektrometerlabor tatkräftig unterstützten. Dank schulde ich auch U. Bock, R. Fröhlking und N. Lensch für ihre labortechnische Unterstützung. Darüberhinaus trugen die Besatzungen der Forschungsschiffe "POLARSTERN" und "METEOR" auf mehreren Expeditionen zur Gewinnung des Probenmaterials bei. Vielen Dank!

Nicht zuletzt bedanke ich mich bei meiner lieben Frau Christine, deren Hilfsbereitschaft sowie geduldiges Verständnis während der arbeitsreichen Zeit sehr zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben.

A EINLEITUNG

A 1 Einführung und Fragestellung

Das Klima im Quartär schwankt zyklisch in Form von Warm- und Kaltzeiten, welche großen Einfluß auf die atmosphärische und ozeanische Zirkulation haben (HAYS et al., 1976a; IMBRIE & IMBRIE, 1980). Der antarktische Ringozean ist dabei als das einzige zonal verlaufende ozeanische Stromsystem ein entscheidendes Verbindungsglied für den Massen- und Energieaustausch zwischen den verschiedenen Weltozeanen (BROECKER, 1982a, 1982b; KEIR, 1988; WHITWORTH III, 1988; OLBERS, 1989; PETERSON & STRAMMA, 1991). Der Antarktische Zirkumpolar-Strom (ACC) nimmt somit eine zentrale Stellung im weltweiten ozeanischen Zirkulationsgeschehen ein, wobei sich die globalen Klimavariationen in einer veränderten Zirkulationsdynamik des ACC widerspiegeln. Hierbei ist die Lage der den ACC gliedernden ozeanischen Frontensysteme, die gestaffelt die kalten nährstoffreichen antarktischen Wassermassen im Süden von den wärmeren nährstoffärmeren Wassermassen mittlerer Breiten abtrennen, von großer Bedeutung (GORDON, 1986; BROECKER & DENTON, 1989; GORDON et al., 1992).

Im Wechsel der quartären Warm- und Kaltzeiten haben sich die Umweltbedingungen mehrfach geändert. In den Meeresboden-Sedimenten des antarktischen Ringozeans sind diese Veränderungen als vielfältige Signale gespeichert. Mikropaläontologische und isotopengeochemische Untersuchungen von Sedimenten aus verschiedenen Sektoren des ACC lieferten in den letzten Jahren wichtige Informationen über seine paläozeanographische Entwicklung (u. a. HAYS et al., 1976b; CLIMAP, 1976, 1981, 1984; MORLEY & HAYS, 1979; PRELL et al., 1980; LABRACHERIE et al., 1989; HOWARD & PRELL, 1992; PICHON et al., 1992; GERSONDE & PÄTZOLD, 1992; ZIELINSKI, 1993). Innerhalb dieser Untersuchungen wurden die räumlichen und zeitlichen Veränderungen in der Zusammensetzung planktischer Mikrofossilvergesellschaftungen (Foraminiferen, Radiolarien, Diatomeen und Coccolithen) erfaßt und zur Rekonstruktion quantitativer Paläo-Umweltparameter genutzt. Damit stellen die Mikropaläontologie sowie die Isotopengeochemie heute einen bedeutenden Beitrag in der Paläoklimatologie dar.

Im Vordergrund dieser Arbeit stand die Frage, inwieweit sich die hydrographischen Parameter des Oberflächenwassers im atlantischen Sektor des ACC während der letzten 140.000 Jahre verändert haben. Um dieser Fragestellung nachzugehen, werden in dieser Arbeit isotopen-geochemische und mikropaläontologische Untersuchungen an planktischen Foraminiferen kombiniert.

Im einzelnen werden zunächst die Zusammensetzungen stabiler Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotope in Gehäusen planktischer Foraminiferen-Arten aus Oberflächensedimentproben untersucht, um die Lebenstiefen der unter-

schiedlichen Arten abzuleiten. Durch diese Untersuchungen sollen Arten identifiziert werden, die sich besonders gut für Paläoumwelt-Parameter-Rekonstruktionen aus $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Werten eignen. An 75 Oberflächensedimentproben aus dem subtropischen bis antarktischen Südatlantik werden quantitative Faunenanalysen durchgeführt, um die Verbreitung planktischer Foraminiferen zu erfassen sowie einen Referenzdatensatz zur Definition einer Transferfunktion zu entwickeln.

In drei Sedimentkernen auf einem Nord-Süd-Profil im östlichen atlantischen Sektor des ACC werden die Zusammensetzungen stabiler Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotope in Gehäusen unterschiedlich tief in der Wassersäule lebender planktischer Foraminiferen-Arten untersucht. Dadurch wird einerseits eine Stratigraphie für die Sedimentkerne erarbeitet, andererseits werden dadurch Umwelt-Parameter, wie z. B. der Paläotemperatur-Gradient in der obersten Wassersäule, rekonstruiert. In zwei der Sedimentkerne werden an planktischen Foraminiferen Faunenanalysen durchgeführt, um mit der neu entwickelten Transferfunktion Paläotemperaturen zu berechnen. Durch die Verknüpfung der voneinander unabhängigen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte mit den berechneten Transfer-Paläotemperaturen werden letztlich Paläosalzgehalte rekonstruiert.

Die Ergebnisse sollen zum besseren Verständnis des Zusammenspiels der einzelnen Umweltparameter beitragen. Ziel der Untersuchungen ist es, aus den Rekonstruktionen von Paläotemperaturen und Paläosalzgehalten Veränderungen im räumlich-zeitlichen Verteilungsmuster des ozeanischen Frontensystems im östlichen atlantischen Sektor des ACC abzuleiten.

A 2 Planktische Foraminiferen in der Paläozeanographie: Überblick über bisherige Arbeiten

Erste detaillierte Beschreibungen planktischer Foraminiferen gibt D'ORBIGNY (ab 1826). Von BRADY (1884) werden während der "CHALLENGER"-Expedition von 1873-1876 erstmals die geographische Verbreitung sowie die vielfältigen Habitate von Foraminiferen beschrieben. Ende des neunzehnten Jahrhunderts finden MURRAY und RENARD heraus, daß die Artenverteilung von planktischen Foraminiferen im Oberflächenwasser des Meeres an die Wassertemperatur gekoppelt ist. Daraus wurde die Erkenntnis entwickelt, daß sich planktische Foraminiferen als ozeanographische Klimaindikatoren benutzen lassen (MURRAY & RENARD, 1891; MURRAY, 1897). Ergebnisse biologischer Untersuchungen zur Lebens- und Fortpflanzungsweise (Lebenszyklen) von Foraminiferen veröffentlicht erstmalig RHUMBLER (1911).

Die ersten quantitativen Studien über die Verteilung von Foraminiferen in der Wassersäule und in Oberflächensedimenten sind in den Jahren 1925-27 während der "METEOR"-Expedition im äquatorialen Atlantik betrieben worden. Dabei wurden regionale Häufigkeits-Unterschiede einzelner Foraminiferen-

Arten kartiert sowie die Ähnlichkeiten bzw. Unterschiede von lebenden zu toten Vergesellschaftungen untersucht (SCHOTT, 1935). Durch Untersuchungen von Sedimentkernen wurde schon damals festgestellt, daß sich die Foraminiferen-Vergesellschaftungen im Quartär periodisch geändert haben.

Nach dem zweiten Weltkrieg wurde die Forschung, besonders in der stratigraphischen Zonierung, durch die Ölindustrie vorangetrieben. Eine Zonierung für die niedrigeren Breiten wurde erstmals von BOLLI (1957) an tertiären Sedimenten in Trinidad erarbeitet. Eine Zusammenfassung der folgenden stratigraphischen Arbeiten geben KENNETT & SRINIVASAN (1983).

In den 50er Jahren wurde erkannt, daß die Zusammensetzung der Sauerstoff-Isotope im Gehäusekarbonat von Foraminiferen als wichtiges Werkzeug in der Stratigraphie und Paläozeanographie dienen kann (EMILIANI, 1954, 1955, 1966, 1971; SHACKLETON & OPDYKE, 1973). Da die Sauerstoff-Isotopenfraktionierung zwischen Wasser und Kalk temperaturabhängig ist, konnte MCCREA (1950) eine Paläotemperatur-Gleichung zur Rekonstruktion von Oberflächenwassertemperaturen entwickeln. Von BÉ wurden quantitative Studien zur Verteilung einzelner planktischer Foraminiferen im Atlantik durchgeführt. Sie bilden die Basis für das Verständnis der Faunenschwankungen im Quartär (BÉ, 1959, 1960). Eine Übersicht und Zusammenfassung über die zeitlich nachfolgenden Arbeiten geben PARKER (1971), BÉ (1977) und VINCENT & BERGER (1981). In den sechziger Jahren zeigten Arbeiten über die Stabilität und Veränderung von Karbonatschalen (BERGER, 1967, 1968, 1970), daß Lösungsprozesse in der Wassersäule die ursprüngliche Vergesellschaftung planktischer Foraminiferen stark verändern können.

Mit Beginn des Deep Sea Drilling Projects ab 1968 wurde die stratigraphische und paläozeanographische Forschung durch die Untersuchungen von Foraminiferen erheblich intensiviert. In großem Umfang wurden weltweit biostratigraphische Arbeiten, paläomagnetische Untersuchungen und absolute radiometrische Altersbestimmungen durchgeführt.

Von IMBRIE et al. (1984) und MARTINSON et al. (1987) wurden normierte Standard-Sauerstoff-Isotopenkurven veröffentlicht, welche die unterschiedlichen Zusammensetzungen der Sauerstoff-Isotopen des Meerwassers im Glazial-Interglazial-Wechsel widerspiegeln. Diese Standardkurven wurden an den orbitalen Milankovitch-Zyklen, welche das globale Klima steuern, zeitlich geeicht. Durch die graphische Korrelation mit diesen Standard-Sauerstoff-Isotopenkurven werden seitdem Alterszuordnungen vorgenommen (PISIAS et al., 1984; PRELL et al., 1986).

Anfang der siebziger Jahre gelang es IMBRIE & KIPP (1971) durch ein statistisches Verfahren Foraminiferen-Vergesellschaftungen mit der sie umgebenden Hydrographie zu korrelieren und durch eine Regressionsgleichung Paläotemperaturen zu rekonstruieren (Transferfunktions Technik). Seit seiner

Einführung wird dieses Verfahren hauptsächlich in niedrigeren und mittleren Breiten zur paläozeanographischen Rekonstruktion genutzt (u. a. KIPP, 1976, GARDNER & HAYS, 1976; THIEDE, 1977; PUJOL, 1980; CROWLY, 1981; MOLFINO et al., 1982; PFLAUMANN, 1985, 1986). Im Rahmen des CLIMAP-Projektes wurden durch Transferfunktionen die ozeanographischen Verhältnisse im Weltozean während des letzten glazialen Maximums sowie während des Klimaoptimums vor ca. 125 ka (ka = 1.000 Jahre) rekonstruiert (CLIMAP, 1976, 1981, 1984).

Anfangs wurden planktische Foraminiferen hauptsächlich aus geowissenschaftlichen Fragestellungen heraus untersucht. Erst seit den siebziger Jahren wird auch zunehmend den biologischen Fragestellungen mit Feldversuchen, Laborkulturen und Genuntersuchungen nachgegangen. Eine Zusammenfassung dieser biologischen Untersuchungen in Bezug auf Lebenszyklus und Ökologie planktischer Foraminiferen geben HEMLEBEN et al. (1989).

Paläozeanographische Rekonstruktionen des Südatlantischen Ozeans durch isotope-geochemische und mikropaläontologische Untersuchungen von planktischen Foraminiferen waren bisher hauptsächlich auf die tropischen und subtropischen Gebiete begrenzt (u.a.: MIX et al., 1986a, 1986b; CURRY & CROWLY, 1987; MCINTYRE et al., 1989; OPPO & FAIRBANKS, 1989; MEINECKE, 1992). In der jüngsten Vergangenheit werden diese paläozeanographischen Rekonstruktionen zunehmend auf subantarktische und antarktische Gebiete ausgedehnt (u.a.: BARD et al., 1990; CHARLES & FAIRBANKS, 1990; MORTLOCK et al., 1991). Ein Modell der paläozeanographischen Zirkulation während des letzten glazialen Maximums stellten RAVELO et al. (1990) vor. OBERHÄNSLI et al. (1992) zeigten an Sedimentfallenmaterial aus dem östlichen Südatlantik, daß sich die Foraminiferen-Vergesellschaftungen eindeutig mit den hydrographischen Parametern ändern.

Die Rekonstruktion hydrographischer Parameter aus Datenmaterial, welches an planktischen Foraminiferen gewonnen wurde, beschränkte sich bisher hauptsächlich auf die Temperatur. In der jüngsten Vergangenheit ist es aber durch die Kombination von verschiedenen Methoden gelungen, auch den Salzgehalt zu rekonstruieren (im Nordatlantik: DUPLESSY et al., 1991 und SARNTHEIN et al., 1992; im nördlichen Indik: ROSTEK et al., 1993; im Südatlantik: diese Arbeit).

A 3 Untersuchungsgebiet

A 3.1 Geographische Lage

Das Untersuchungsgebiet liegt im südlichen Teil des Südatlantiks und im südlich angrenzenden atlantischen Sektor des polaren Ringozeans, welcher die gesamte Antarktis umspannt (Abb. 1).

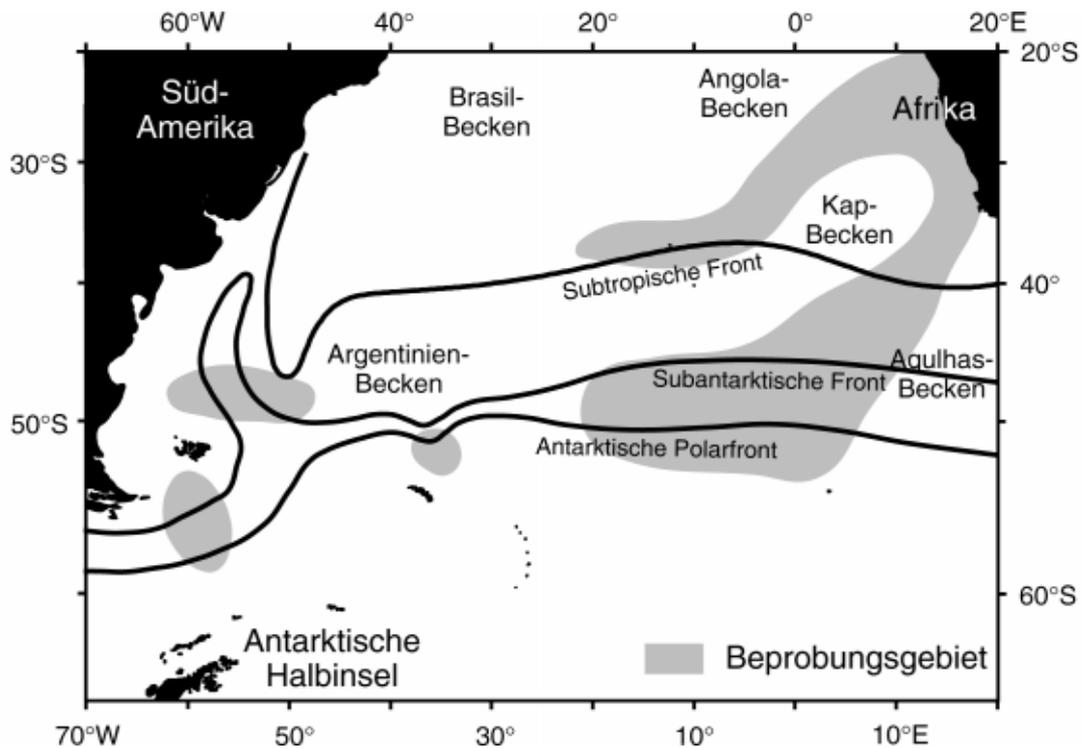


Abb. 1: Übersichtskarte über das Untersuchungsgebiet im Südatlantik und im atlantischen Sektor des Südpolarmeeres. Ozeanische Fronten nach PETERSON & STRAMMA (1991), vgl. A 3.2.

Die Topographie des Meeresbodens in der Untersuchungsregion wird durch fünf Tiefsee-Becken geprägt, die durch mehrere Rückensysteme voneinander getrennt werden (Abb. 2). Die Tiefsee-Becken erreichen durchschnittliche Wassertiefen von 5.500 m, während die Rückensysteme im Schnitt bis etwa 2.000 m unter die Wasseroberfläche aufragen. Das größte Rückensystem ist dabei der Mittelatlantische Rücken. Er durchzieht den gesamten Atlantik in Nord-Süd-Richtung und teilt den Südatlantik in einen westlichen und östlichen Teil, bevor er bei etwa 50° S in den nach Osten streichenden Südwest-Indischen Rücken übergeht.

A 3.2 Hydrographie

Das Strömungsmuster des Oberflächenwassers im Südatlantik wird durch die von atmosphärischen Druck-Gradienten verursachte Windzirkulation bestimmt. Im Gegensatz dazu werden die Tiefen- und Bodenwassermassen durch thermohaline Prozesse angetrieben. Die Oberflächenwassermassen im Untersuchungsgebiet lassen sich in zwei großräumige Stromsysteme gliedern (Abb. 2). Der nördliche Südatlantik wird durch den antizyklonisch strömenden subtropischen Wirbel geprägt, der heute wesentlich zum meridionalen Wärmetransport über den Äquator hinweg nach Norden beiträgt. Der südliche Südatlantik mit dem angrenzenden atlantischen Sektor des Südpolarmeeres wird durch die Wassermassen des kräftigsten Strombandes der Erde, des ACC, bestimmt. Nachfolgend werden die Hydrographie des Subtropischen Wirbels, des ACC sowie deren Bedeutung innerhalb der globalen Zirkulationszelle beschrieben:

Subtropischer Wirbel (SG: Subtropical Gyre)

Der SG wird durch das Zusammenspiel von Süd-Südost Passatwinden im Norden und Westwinden im Süden angetrieben. Der SG setzt sich aus verschiedenen Einzelstrombändern zusammen (PETERSON & STRAMMA, 1991). Der **Benguela-Strom** umfaßt dabei die nach Norden und Nordwesten fließenden Oberflächenwassermassen zwischen 15 und 35° S (REID, 1989; STRAMMA & PETERSON, 1989). Er wird aus den relativ warmen salzreichen Oberflächenwassermassen des Südatlantik-Stromes sowie aus dem kälteren, salzärmeren Subarktischen Oberflächenwasser und dem kalten salzarmen Antarktischen Zwischenwasser, welche beide aus dem Bereich des ACC stammen, gespeist (PICKARD & EMERY, 1990; SHANNON et al., 1990). Zusätzlich wird durch den **Agulhas-Strom** in Form von Eddies warmes Oberflächenwasser aus dem Indik eingebracht (GORDON, 1985; LUTJEHARMS, 1989; SHANNON et al., 1990, GORDON & Haxby, 1990; GORDON et al., 1992). Der Benguela-Strom teilt sich bei 30° S in einen warmen nordwestlich fließenden ozeanischen Strang sowie in einen kälteren küstenparallel nach Norden fließenden Teil. Diesem Benguela-Küsten-Strom wird durch Auftrieb relativ kaltes nährstoffreiches Südatlantisches Zentralwasser beigemischt (SHANNON, 1966; SCHELL, 1970; LUTJEHARMS & VALENTINE, 1987). Im **Südäquatorial-Strom** lassen sich die Wassermassen aus dem ozeanischen Teil des Benguela-Stromes weiter verfolgen (STRAMMA, 1991; PETERSON & STRAMMA, 1991). Seine Oberflächenwassermassen fließen zwischen 25° S und 10° S Richtung Nordwesten und Westen. Er ist die am südlichsten fließende Wassermasse des Äquatorial-Stromsystems, welches sich im Bereich bis 10° N in verschiedene Strom- und Gegen-Strombänder mit Ost-West gerichteter Fließrichtung gliedert. Der Südäquatorial-Strom teilt sich bei 30° W in 3 Stränge auf (STRAMMA, 1991). Der größte Teil fließt als Nordbrasil-Strom in nordwestlicher Richtung über den Äquator. Ein kleinerer Strang fließt als Südäquatorial-Gegen-Strom nördlich 10° S in Richtung Osten. Der dritte Strang wird vor der Küste Südamerikas nach Südwesten abgelenkt und führt

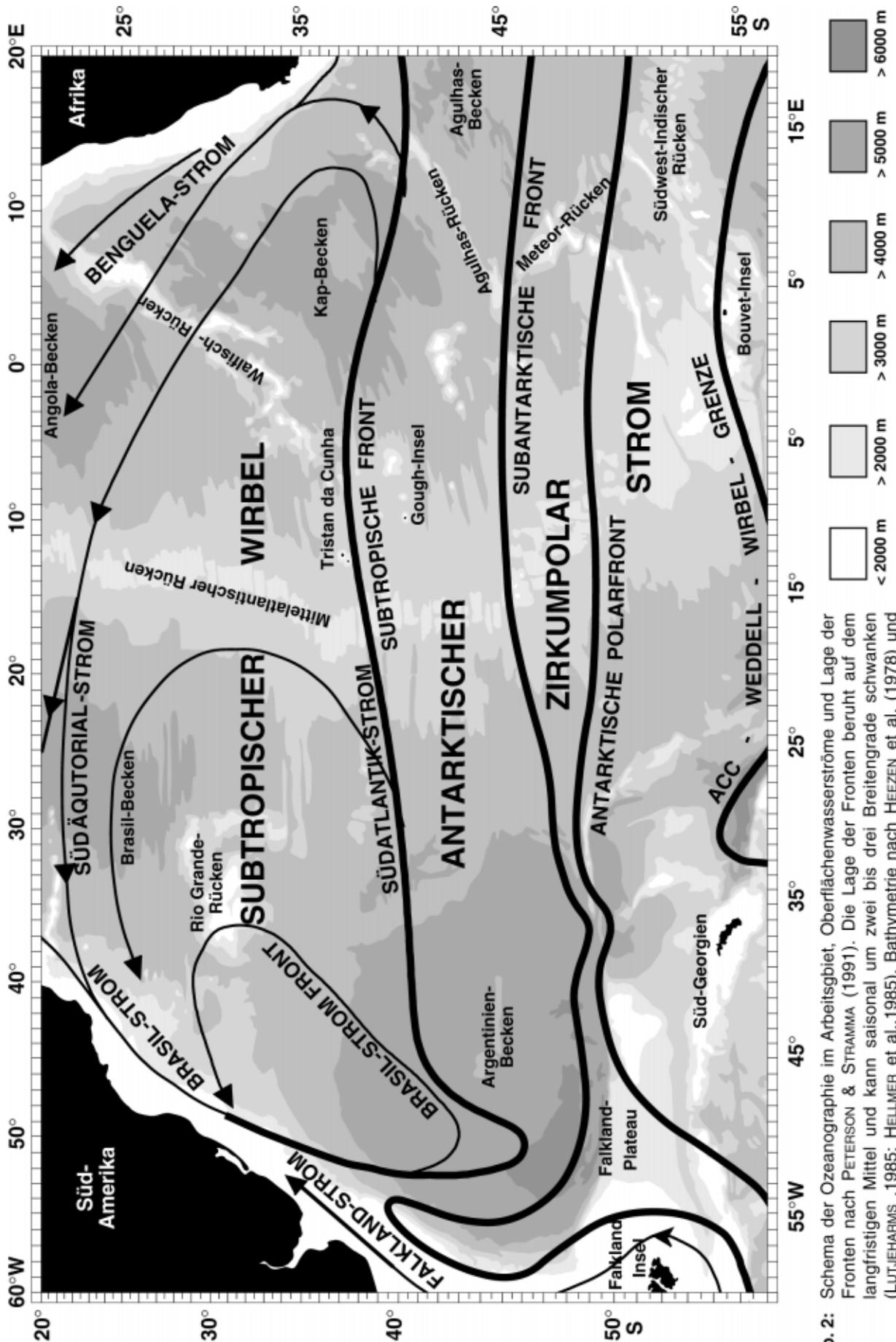


Abb. 2: Schema der Ozeanographie im Arbeitsgebiet, Oberflächenwasserströme und Lage der Fronten nach PETERSON & STRAMMA (1991). Die Lage der Fronten beruht auf dem langfristigen Mittel und kann saisonal um zwei bis drei Breitengrade schwanken (LUTJEHARMS, 1985; HELLMER et al., 1985). Bathymetrie nach HEEZEN et al. (1978) und LABREQUE et al. (1983).

seine warmen, salzreichen Wassermassen bei 23° S dem **Brasil-Strom** zu (STRAMMA et al., 1990). Im Bereich südlich 35° S und westlich 50° W stoßen die in nordöstlicher Richtung fließenden kalten, salzarmen Wassermassen des **Falkland-Stromes** auf den Brasil-Strom (REID, 1989; GORDON, 1989). Der Falkland-Strom wird von Subantarktischem Oberflächenwasser, welches durch die Drake-Passage aus dem Pazifik in den Atlantik fließt, gespeist (EMERY & MEINCKE, 1986). Zusammen mit dem Falkland-Rückstrom fließt der Brasil-Strom in Form von abgeschnittenen Wirbeln weiter südwärts. Zusätzlich kommt es im komplexen Mischungsbereich beider Ströme zum Zufluß von Süßwasser aus dem Rio de la Plata (GORDON, 1981, 1989; GORDON & GREENGROVE, 1986; PETERSON & WHITWORTH III, 1989). Der so modifizierte Brasil-Strom kann bis etwa 46° S verfolgt werden, bevor ein Teil seiner Wassermassen durch die Subtropische Front (Subtropische Konvergenz) abgelenkt, entlang der Brasil-Strom Front in nordöstlicher Richtung zurückfließt (STRAMMA & PETERSON, 1990). Das südlichste Stromband des SG ist der **Südatlantik-Strom**, welcher durch die Subtropische Front vom ACC abgegrenzt wird (STRAMMA & PETERSON, 1990). Dabei umfaßt der Südatlantik-Strom die mit geringer Geschwindigkeit nach Osten fließenden Oberflächenwassermassen zwischen 35° S und 40° S und wird im Westen von Wassermassen aus der Mischungszone des Falkland- und Brasil-Stromes gespeist. Dieses relativ warme und salzreiche Südatlantische Subtropische Oberflächenwasser mischt sich zum Teil mit dem kälteren salzärmeren Subantarktischen Oberflächenwasser und bildet dadurch das Südatlantische Zentralwasser (PETERSON & STRAMMA, 1991; DUNCOMBE RAE, 1991; PETERSON & WHITWORTH III, 1989; LUTJEHARMS & VALENTINE, 1987). Im östlichen Südatlantik bildet das Südatlantische Subtropische Oberflächenwasser zusammen mit dem Südatlantischen Zentralwasser eine Quelle des Benguela-Stromes und schließt damit die Zirkulation des SG.

Antarktischer Zirkumpolar-Strom (ACC: Antarctic Circumpolar Current)

Der ACC umfaßt die ostwärts um die Antarktis fließenden Wassermassen und wird durch die Westwinddrift angetrieben. Sie entsteht durch das Zusammenspiel der subtropischen Hochdruckzone zwischen 15 und 35° S sowie dem südpolaren Tiefdruckgürtel zwischen 60 und 70° S. Im Arbeitsgebiet wird der ACC im Norden durch den SG und im Süden durch die zyklonisch fließenden, sehr kalten salzarmen Wassermassen des Weddell-Wirbels begrenzt. Der ACC gliedert sich in drei zonal verlaufende Strombänder, die durch ozeanische Frontensysteme voneinander abgegrenzt sind (Abb. 2). Diese Frontensysteme bilden Grenzen zwischen Strombändern mit charakteristischen Oberflächentemperaturen und Salzgehalten. An den beiden nördlichen Fronten (Subtropische und Subantarktische Front) zeichnen sich markante Temperatur- und Salinitätssprünge ab (LUTJEHARMS & VALENTINE, 1984), wobei die Subtropische Front die größten Gradienten aufweist (Abb. 3, Tab. 1). Die Temperatur- und Salzgehalts-Gradienten unterliegen saisonalen Schwankungen von zwei bis drei Breitengraden (LUTJEHARMS, 1985; HELLMER et al., 1985). Die Antarktische Polarfront ist durch die 2 °C-Isotherme

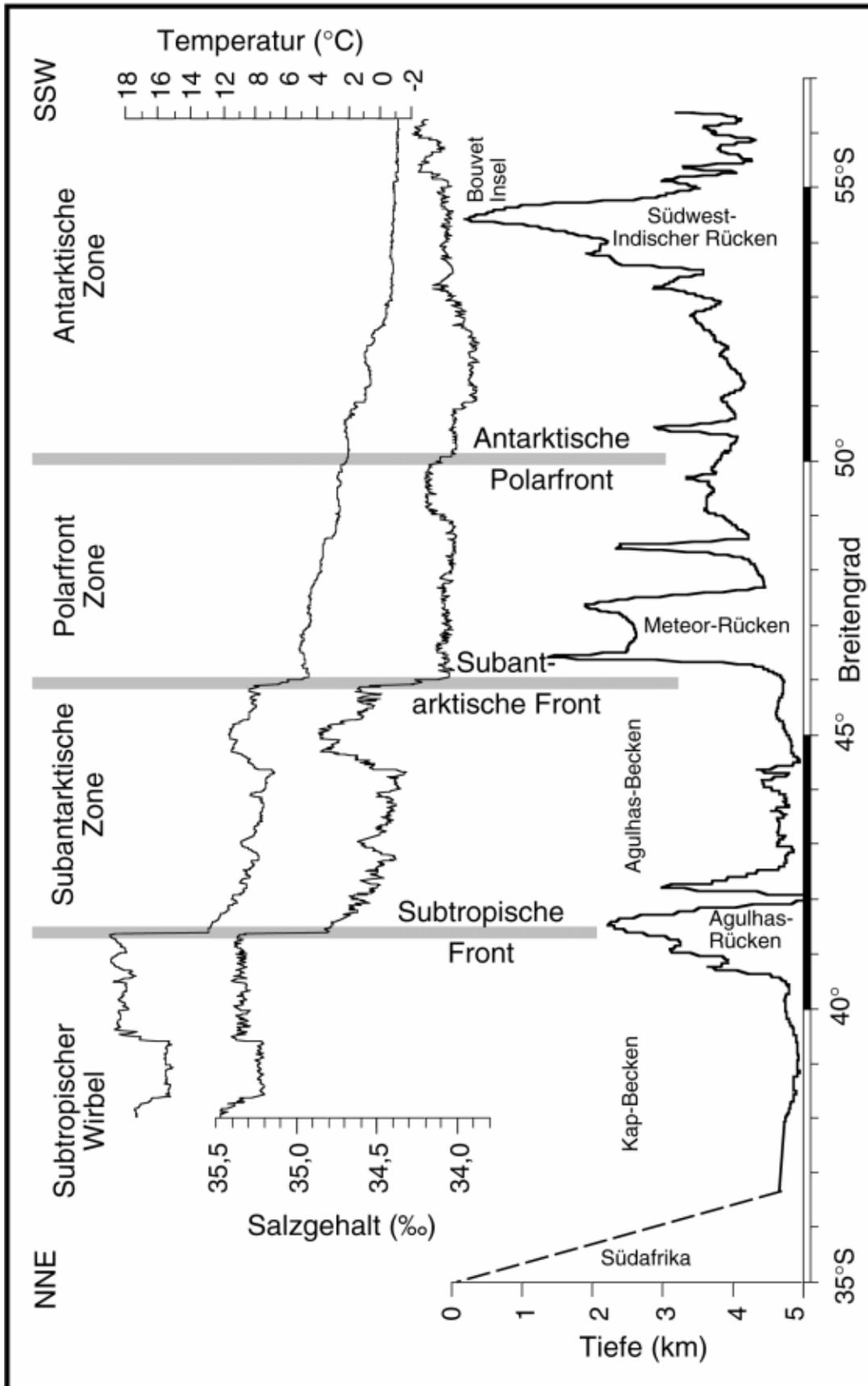


Abb. 3: Temperaturen und Salzgehalte des Oberflächenwassers quer zu den Fronten des ACC entlang eines NNE-SSW Profils zwischen 15°W und dem 0°-Meridian in der ersten Novemberhälfte 1989 (nach GERSONDE & HEMPEL, 1990).

Tab. 1: Zonen und Fronten im atlantischen Sektor des ACC. Angegeben sind die mittleren Gradienten an den Fronten und die mittleren Oberflächenwassertemperaturen und -salzgehalte in den Zonen. (LUTJEHARMS & VALENTINE, 1984, 1987; LUTJEHARMS, 1985; HELLMER et al., 1985; EMERY & MEINCKE, 1986)

Zone	Front	Temperatur		Salzgehalt	
		Ø	Hub	Ø	Hub
Subtropischer Wirbel (SG)		> 15 °C		> 35,4 ‰	
	Subtropische Front (STF)	ca. 7 °C		ca. 1,2 ‰	
Subantarktische Zone (SAZ)		9,0 ° bis 10,6 °C		33,9 ‰ bis 34,1 ‰	
	Subantarktische Front (SAF)	ca. 4 °C		ca. 0,22 ‰	
Polarfrontzone (PFZ)		2,0 ° bis 5,1 °C		ca. 33,9 ‰	
	Antarktische Polarfront (APF)	ca. 1,8 °C		----	
Antarktische Zone (AZ)		< 2 °C		ca. 33,9 ‰	

in 200 m Wassertiefe definiert. Änderungen des Salzgehaltes an dieser Front werden nicht beobachtet (Tab. 1).

Im Bereich des ACC werden verschiedene Wassermassen mit charakteristischen Temperaturen, Salzgehalten gebildet (Tab. 1). Entsprechend den atmosphärischen Temperaturen werden die Wassermassen nach Süden hin immer kälter und dichter. An den Fronten taucht das jeweils dichtere, südlichere Oberflächenwasser unter die weiter nördlich gelegenen Oberflächenwassermassen ab (Abb. 4). So sinkt innerhalb der Polarfrontzone das in der Antarktischen Zone gebildete kalte salzarme Antarktische Oberflächenwasser ab. Durch komplexe Mischungsprozesse in der die Antarktis umspannenden Polarfrontzone entsteht das Antarktische Zwischenwasser, welches durch sein Salinitätsminimum noch weit nach Norden bis in den tropischen Südatlantik zu verfolgen ist. (PIOLA & GEORGI, 1982; TSUCHIYA, 1989; PICKARD & EMERY, 1990; WHITWORTH III, 1988). Das Subantarktische Oberflächenwasser taucht an der Subtropischen Front unter das Südatlantische Zentralwasser, welches durch die Mischung von Südatlantischem Subtropischem Oberflächenwasser mit Subantarktischem Oberflächenwasser entsteht.

SG und ACC innerhalb der globalen Zirkulationszelle

Der SG stellt insgesamt einen wichtigen Teil der globalen Zirkulationszelle, welche heute warmes Oberflächenwasser in den Nordatlantik transportiert. Das Wasser wird dort durch die niedrigen atmosphärischen Temperaturen abgekühlt, sinkt aufgrund seiner größeren Dichte ab und bildet damit das

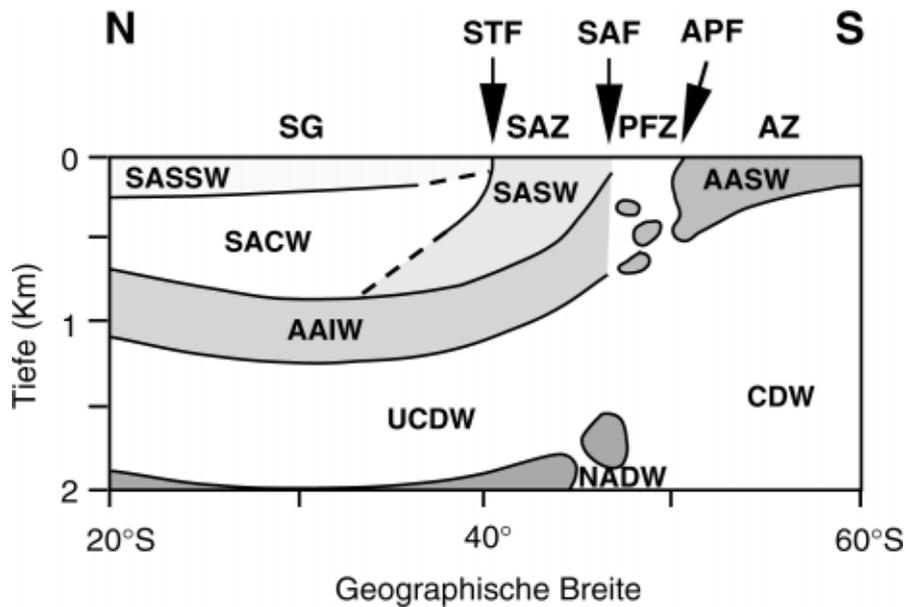


Abb. 4: Schematisierte Verteilung der Wassermassen in den obersten 2000 m des Südatlantiks. Das dargestellte Nord-Süd-Profil verläuft westlich des Mittelatlantischen Rückens (vereinfacht nach PETERSON & WHITWORTH III, 1989; teilweise verändert). Die Abkürzungen der Zonen und Fronten sind in Tab. 1 erklärt. Abkürzungen der Wassermassen:
 AASW: Antarktisches Oberflächenwasser
 AAIW: Antarktisches Zwischenwasser
 NADW: Nordatlantisches Tiefenwasser
 SACW: Südatlantisches Zentralwasser
 SASSW: Südatlantisches Subtropisches Oberflächenwasser
 SASW: Subantarktisches Oberflächenwasser
 (U)CDW: (Oberes) Zirkumpolares Tiefenwasser

Nordatlantisches Tiefenwasser (NADW). Das NADW durchströmt den gesamten Atlantik nach Süden (WARREN, 1981) und wird anschließend durch den ACC in den Indischen und Pazifischen Ozean verfrachtet. Der zum Massenausgleich notwendige Rückstrom erfolgt durch Oberflächenwassermassen, die zum einen durch den warmen Agulhas-Strom aus dem Indik (Warmwasserroute) und zum anderen durch die kalten Wassermassen des Falkland-Stroms aus dem Pazifik (Kaltwasserroute) herangeführt werden. Die Bedeutung beider Rückstromrouten wird in der ozeanographischen Literatur kontrovers diskutiert (GORDON, 1986; RINTOUL, 1991). Der Südatlantik ist daher eines der wichtigsten Ozeangebiete für den Austausch von tiefen und oberflächennahen Wassermassen.

Von BROECKER (1984, 1987) wurde beschrieben, daß Veränderungen innerhalb der globalen Zirkulationszelle zu ausgeprägten Klimaveränderungen im Quartär geführt haben. Die Ursache für die Verringerung oder Unterbrechung des meridionalen Wärmetransports sowie der Produktion von NADW ist möglicherweise in einem verringerten oder unterbundenen Wassermassen-austausch zwischen dem Atlantik und dem Indik (Warmwasserroute) bzw. dem

Pazifik (Kaltwasserroute) zu suchen. Diese Prozesse könnten die Folge einer veränderten Lage der ozeanischen Frontensysteme des ACC gewesen sein. Möglicherweise war die Subtropische Front zu Glazialzeiten soweit nach Norden verschoben, daß sie den Wassermassenaustausch zwischen Indik und Atlantik stark eingeschränkt, oder sogar unterbunden hatte (Modell von GORDON, 1986). Innerhalb dieser Arbeit wird daher versucht abzuschätzen, ob und wie weit sich die ozeanographischen Frontensysteme des ACC in den quartären Kaltzeiten nach Norden verlagert hatten.

A 3.3 Holozäne Sedimentbedeckung

Das Arbeitsgebiet umfaßt Regionen mit sehr unterschiedlichen rezenten Sedimentbedeckungen (Abb. 5). Im mittleren und östlichen Südatlantik dominieren Kalkschlämme, während sich die Sedimente des westlichen Südatlantiks überwiegend aus Tonen zusammensetzen (BERGER, 1974; BISCAYE et al., 1976; PETSCHIK & KUHN, 1994). Der Meeresboden im atlantischen Sektor des antarktischen Ringozeans ist dagegen überwiegend mit biogenen Opalschlammern bedeckt. Dabei ist die Sedimentzusammensetzung abhängig von der Produktion biogener Komponenten im Oberflächenwasser und deren Erhaltung auf dem Weg durch die Wassersäule sowie vom Eintrag terrigener Komponenten (ELLIS & MOORE, 1973; THUNELL, 1982; BALSAM & MCCOY, 1987).

Die pelagische Sedimentation entlang der Rückensysteme (vgl. A 3.1) wird überwiegend durch die Produktion und Ablagerung biogener Karbonate bestimmt. Diese Karbonate sind im wesentlichen durch Gehäuse planktischer Foraminiferen, und im nördlichen Beprobungsgebiet, nördlich der STF, zusätzlich durch Bruchstücke von Coccolithophoriden aufgebaut. Im Norden des Beprobungsgebietes liegen die Karbonatgehalte über 90 % (VINCENT & BERGER, 1981). Nach Süden hin nimmt der Karbonatgehalt bis auf ca. 15 % ab. Der Anteil des biogenen Opals, welcher hauptsächlich durch Diatomeen und Radiolarien aufgebaut wird, nimmt entsprechend zu. Im sogenannten Opalgürtel, welcher sich im Süden an das Beprobungsgebiet anschließt, sind die Sedimente fast ausschließlich aus biogenem Opal aufgebaut (DEMASTER, 1981).

Der primäre Anteil biogener Karbonatkomponenten verändert sich durch Lösungsprozesse in Abhängigkeit von Wassertiefe, Hydrographie und Abbau organischer Substanz. Kommen die Karbonatkomponenten unterhalb der Lysokline (im Mittel zwischen 3500 und 4000 m Wassertiefe) zur Ablagerung (BERGER, 1970), werden zuerst schwach kalzifizierte Gehäuse und Schalen weggelöst (BERGER et al., 1982). In größeren Wassertiefen nimmt die CO_3^{2-} -Untersättigung zu und zwischen 4000 und 5000 m wird die Kalzit-Kompensationstiefe erreicht (BERGER & WINTERER, 1974). In diesen mittleren Tiefen der Tiefsee-Becken (vgl. A 3.1) kommt es dann nur noch zur Ablagerung von biogenem Opal und terrigenen Komponenten. Zu ähnlichen Karbonat-

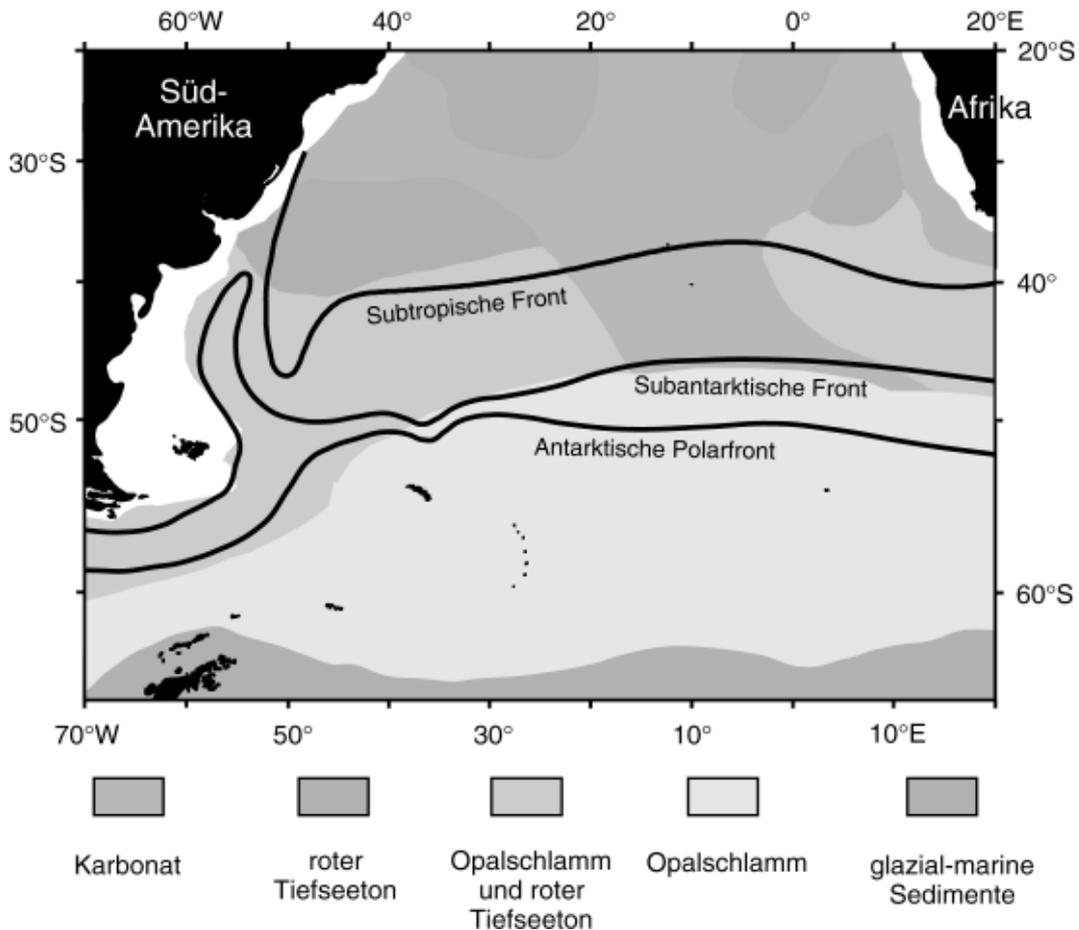


Abb. 5: Schematisierte Verteilung der holozänen Sedimentbedeckung im Arbeitsgebiet (nach BARRON & WHITMAN, 1981, teilweise verändert). Ozeanische Fronten nach PETERSON & STRAMMA (1991), vgl. A 3.2.

Lösungsprozessen kann es auch bei geringeren Wassertiefen kommen, wenn erhöhte Primärproduktivität, mit nachfolgendem Abbau organischer Substanz in der Wassersäule, zur Anreicherung von CO_2 und damit zur Untersättigung von CO_3^{2-} führt. Im Untersuchungsgebiet führt dieser Prozeß zeitweilig am namibischen Kontinentalhang zu Karbonatlösung.

Im Südatlantik liegen die rezenten Sedimentationsraten im Mittel unter 4 cm/ka (BALSAM & MCCOY, 1987). Auf den Rückensystemen gehen sie jedoch zurück und liegen zum Teil unter 2 cm/ka. Sedimentationsraten um 6 cm/ka werden entlang der Kontinentalhänge durch die Kombination von erhöhter biogener Produktion und vermehrtem äolischem Eintrag erreicht. Südlich der Polarfront, im Opalgürtel, liegen die Sedimentationsraten durch die extrem hohe biogene Produktion bei bis zu 50 cm/ka (DEMASTER, 1981; GERSONDE & PÄTZOLD, 1992). Höchste Sedimentationsraten mit bis zu 200 cm/ka werden vor Flußmündungen beobachtet (SCHNEIDER, 1991; GINGELE, 1992).

B MATERIAL UND METHODEN

B 1 Probenentnahme und Aufbereitung

Für die vorliegende Arbeit stand Probenmaterial von acht Expeditionen mit den Forschungsschiffen "POLARSTERN" und "METEOR" aus dem Zeitraum zwischen 1987 und 1992 zur Verfügung (Tab. 2). Insgesamt wurden Sedimente von 79 Oberflächen- und drei Kernpositionen bearbeitet (Abb. 6). Die Positionen der Sedimentproben sind im Anhang angegeben (Tab. 17).

Tab. 2: Auflistung der Expeditionen, in deren Verlauf das bearbeitete Sedimentmaterial gewonnen wurde (Abkürzungen siehe Tab. 1).

Expeditionen	Gebiet	Sedimentproben		Fahrtberichte
mit FS "POLARSTERN"		Oberflächen/Kerne		
ANT VI/3 12.1987-3.1988	südlich der APF	1		FÜTTERER, 1988
ANT VIII/3 11.1989	Frontengebiet des ACC (atlant. Sektor)	13	2	GERSONDE & HEMPEL, 1990
ANT IX/4 3.-5.1991	Südost Atlantik und ACC (atlant. Sektor)	17	1	BATHMANN et. al., 1992
ANT X/4 5.-8.1992	Frontengebiet des ACC (atlant. Sektor)	11		LEMKE, 1994
ANT X/5 8.-9.1992	Scotia Sea	11		GERSONDE, 1993
ANT X/6 9.- 11.1992	PFZ und AZ im ACC (atlant. Sektor)	6		BATHMANN et. al., 1994
mit FS "METEOR"				
M 20/2 12.1991-2.1992	Südost-Atlantik	9		SCHULZ et al., 1992
M 23/1 2.1993	Äquatorialer Südatlantik	11		BLEIL et al., 1994

Von den 79 Oberflächensedimentproben wurden 59 Proben isotopisch und 75 faunistisch bearbeitet. Die Proben wurden überwiegend mit dem Multicorer (MUC), und dem Minicorer (MIC), zum Teil auch mit dem Großkastengreifer (GKG) gewonnen. Mit diesen Geräten, in besonders hohem Maße mit dem MUC und dem MIC, werden weitestgehend ungestörte Sedimentoberflächenproben gewonnen (BARNETT et al., 1984; WEAVER & SCHULTHEISS, 1990). Die Güte dieser Proben läßt sich schon daran erkennen, daß häufig noch Benthos in Lebendstellung und eine Phytodetritus-Lage knapp über der Sedimentoberfläche erhalten ist. Diese "fluffy layer" stellt eine bodennahe, etwa 1 cm messende Schicht aus unvollständig abgebauter organischer Substanz dar

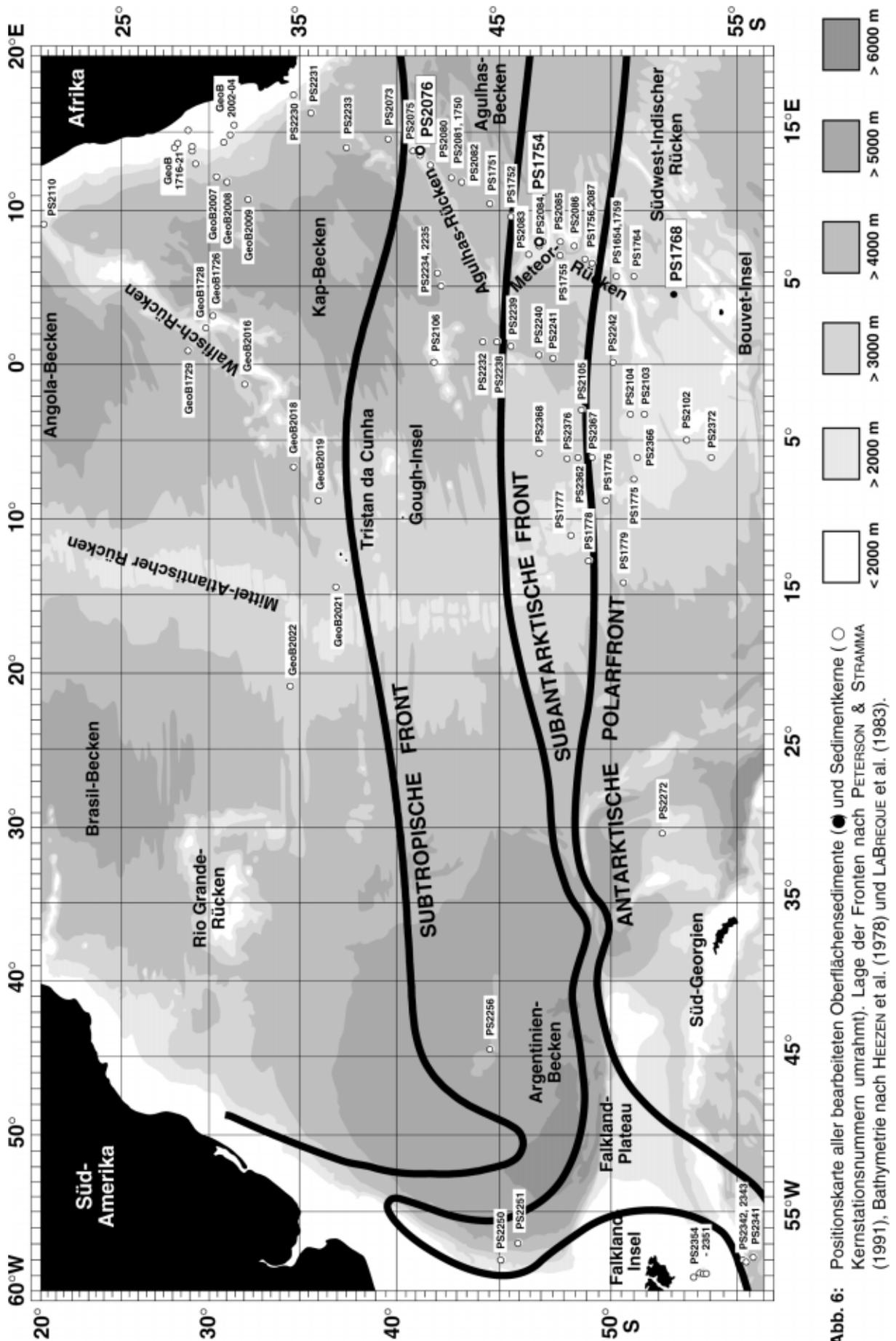


Abb. 6: Positionskarte aller bearbeiteten Oberflächensedimente (●) und Sedimentkerne (○) Kernstationsnummern umrahmt). Lage der Fronten nach PETERSON & STRAMMA (1991), Bathymetrie nach HEEZEN et al. (1978) und LABREQUE et al. (1983).

(BILLETT et al., 1983; THIEL, 1988/89). Nachdem die Geräte wieder an Bord gehievt waren, wurden ein bis zwei mit Sediment gefüllte PVC-Rohre (\varnothing 6 cm oder \varnothing 10 cm) beprobt. Dazu wurden die obersten 0,5 cm bzw. der oberste cm von der Sedimentoberfläche (ca. 20 cm²) mit einem Messer abgehoben. Die feuchten Proben wurden in 10 ml Polyesteroldosen verpackt, beschriftet und bis zur weiteren Aufbereitung im Kühlraum bei 4 °C gelagert.

Auf einem Nord-Süd-Profil zwischen Afrika und der Bouvet-Insel wurden drei Kerne isotopisch und zwei Kerne davon faunistisch bearbeitet. Zur Gewinnung weicher Sedimente werden Kerngeräte wie das Kolbenlot und das Schwerelot eingesetzt. Nähere Beschreibungen zum Einsatz dieser Kerngeräte geben u. a. CORDES (1990) und MELLES (1991). Nach Hieven des Gerätes an Bord des Schiffes wurden die mit Sedimenten gefüllten PVC-Rohre in Meterstücke geschnitten, beschriftet und bis zur weiteren Bearbeitung bei 4 °C gelagert. Der Sedimentkern PS2076-3 wurde bereits an Bord von FS "POLARSTERN" geöffnet, während die zwei anderen Sedimentkerne (PS1754-1, PS1768-8) erst im Labor des Alfred-Wegener-Instituts bearbeitet wurden. Die Proben wurden in einem kontinuierlichen Abstand von 5 bzw. 10 cm entnommen. In Bereichen mit markanten lithologischen Wechseln wurde der Probenabstand verkürzt. Aus den ca. 1,5 cm breiten Beprobungshorizonten wurden mittels Spritze und Spatel parallele Proben für sedimentologische und mikropaläontologische Untersuchungen genommen. Die Probenmenge für die faunistische und isotopische Bearbeitung planktischer Foraminiferen betrug ca. 35 cm³.

Die weitere Aufbereitung der Oberflächen- und Kernproben war identisch. Zum Abtrennen der Silt- und Tonfraktion wurde die Probe mit einem weichen Wasserstrahl über einem 63 µm Sieb geschlämmt. Der Probenrückstand wurde mit etwas entsalztem Wasser gewaschen und bei 50 °C getrocknet. Zur weiteren Bearbeitung wurden die Proben, je nach verbliebener Menge, in 10 bis 50 ml große Schnappdeckelgläser abgefüllt, beschriftet und trocken gelagert.

B 2 Untersuchung der stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopenverhältnisse

Im Arbeitsgebiet weisen die pelagischen Sedimente, abhängig von der geographischen Breite, sehr unterschiedliche, nach Süden hin abnehmende Karbonatgehalte auf. Das Karbonat wird überwiegend von Gehäusen verschiedener planktischer Foraminiferen-Arten (Taxonomie im Anhang: H 2) aufgebaut. Diese Foraminiferen zeichnen in ihrem Gehäusekarbonat die isotopische Zusammensetzung des sie umgebenden Meerwassers mit seinen gelösten Substanzen auf. Durch Messungen mit einem Massenspektrometer wurden die Häufigkeitsverhältnisse stabiler Sauerstoff-Isotope (¹⁸O/¹⁶O) und Kohlenstoff-Isotope (¹³C/¹²C) bestimmt.

B 2.1 Auswahl und Auslesen der Foraminiferen-Arten und -Morphotypen

In den Oberflächenproben wurden an planktischen Foraminiferen-Arten und -Morphotypen Isotopen gemessen, um die durchschnittlichen Lebens- und Kalzifizierungstiefen der unterschiedlichen Arten im ACC zu bestimmen. Die Temperaturen des Oberflächenwasser nehmen im Arbeitsgebiet nach Süden hin ab (vgl. A 3.2). Bedingt durch diese Abnahme sinkt die Artendiversität der planktischen Foraminiferen von durchschnittlich 25 Arten im Norden auf etwa 2 Arten im Süden (vgl. BÉ, 1977; VINCENT & BERGER, 1981). Informationen über die durchschnittlichen Lebens- und Kalzifizierungstiefen der unterschiedlichen Arten im ACC werden benötigt, um Isotopenmessungen an Foraminiferen aus Sedimentkernen entsprechend paläozeanographisch interpretieren zu können.

Die isotopische Zusammensetzung des Gehäusekarbonats von Foraminiferen ändert sich mit der Wassertemperatur sowie mit der Kammeranzahl und damit auch mit der Gehäusegröße. Dabei wird die Abweichung vom thermodynamischen Gleichgewicht zu der Isotopenzusammensetzung des Meerwassers bzw. des im Wasser gelösten CO₂ beim Gehäuseaufbau als Vitaleffekt bezeichnet (UREY et al., 1951). Um den Isotopeneinbau der unterschiedlichen Arten und Morphotypen mit ihren verschiedenen Gehäusegrößen charakterisieren zu können, wurden die Proben in fünf Größenklassen trocken gesiebt (Tab. 3) und anschließend gemessen. Eine Aufstellung aller isotopisch bearbeiteten Foraminiferen gibt Tab. 4.

Tab. 3: Größenklassen-Einteilung der bearbeiteten Sedimentproben:

Größenklassen (Fraktionen)				
F. 1	F. 2	F. 3	F. 4	F. 5
> 400 µm	315-400 µm	250-315 µm	200-250 µm	125-200 µm

Aus den Sedimentkernen wurden zur stratigraphischen Einstufung sowie zur Salinitäts- und Temperatur-Gradientberechnung nur wenige Arten ausgelesen. Dabei wurden jene Arten berücksichtigt, die nach den Untersuchungen der Oberflächenproben in unterschiedlichen Wassertiefen leben (vgl. C 1.1). Außerdem mußten die Arten kontinuierlich über die gesamte Kernlänge vertreten sein. Im Kern PS1768-8 traf dies nur für *N. pachyderma* (sinistral) zu, während aufgrund höherer Wassertemperaturen an den Positionen der weiter nördlich gewonnenen Sedimentkerne mehrere Arten kontinuierlich über die gesamte Kernlänge vertreten waren. Eine Übersicht über die ausgelesenen Arten in den bearbeiteten Sedimentkernen gibt Tab. 5. Dabei wurden bei den Arten *G. bulloides* und *N. pachyderma* Gehäuse der Größenklasse F. 4 und bei *G. inflata* Gehäuse der Größenklasse F. 3 ausgelesen (zur Größenklasse siehe Tab. 3). Diese Größenklassen wurden ausgewählt, um eine Vergleichbarkeit mit Literaturdaten zu erreichen.

Tab. 4: Zusammenstellung der isotopisch bearbeiteten Arten und Morphotypen in den Oberflächensedimenten, eingeteilt in Größenklassen. (zur Taxonomie der aufgeführten Arten siehe Anhang H 2):

Planktische Foraminiferen	Größenklasse				
	F. 1	F. 2	F. 3	F. 4	F. 5
<i>Globigerina bulloides</i>	X	X	X	X	X
<i>Globigerinella aequilateralis</i>	X	X	X	X	
<i>Globigerinella calida</i>	X	X	X		
<i>Globigerinita glutinata</i>		X	X	X	X
<i>Globigerinoides conglobatus</i>	X	X			
<i>Globigerinoides ruber</i> (weiß)	X	X	X	X	X
<i>Globigerinoides sacculifer</i>	X	X	X	X	X
<i>Globigerinoides sacculifer</i> (sac.)	X	X	X		
<i>Globorotalia crassaformis</i>	X	X	X	X	X
<i>Globorotalia hirsuta</i>	X	X	X	X	X
<i>Globorotalia inflata</i>	X	X	X	X	X
<i>Globorotalia menardii</i>	X	X	X	X	
<i>Globorotalia scitula</i>	X	X	X	X	X
<i>Globorotalia truncatulinoides</i> (dextral)	X	X	X	X	
<i>Globorotalia truncatulinoides</i> (sinistral)	X	X	X	X	X
<i>Globorotalia tumida</i>	X	X	X	X	X
<i>Neogloboquadrina dutertrei</i>	X	X	X	X	
<i>Neogloboquadrina pachyderma</i> (dextral)			X	X	X
<i>Neogloboquadrina pachyderma</i> (sinistral)		X	X	X	X
<i>Orbulina bilobata</i>	X	X			
<i>Orbulina universa</i>	X	X	X	X	
<i>Pulleniatina obliquiloculata</i>	X	X	X		
<i>Sphaeroidinella dehiscens</i>	X				
<i>Turborotalita quinqueloba</i>					X

Nach dem Sieben der Oberflächen- und Kernproben wurde der verbleibende Siebinhalt jeder Fraktion auf eine Ausleseschale geschüttet. Unter einem ZEISS-Stereomikroskop SV8 wurden bei einer 16 bis 64-fachen Vergrößerung die Gehäuse mit einer leicht eingewachsenen Präpariernadel entnommen. Soweit vorhanden, wurden in jeder Fraktion jeweils die größten Exemplare einer Foraminifere ausgelesen, um Korngrößenabhängige Variationen der Isotopenwerte zu minimieren (CURRY & MATTHEWS, 1981; WEFER et al., 1983;

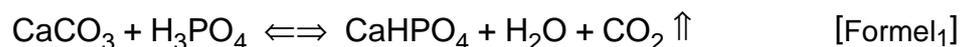
Tab. 5: Auswahl der Arten für die Analyse stabiler Isotopen in den Sedimentkernen (Lokationen der Kerne siehe Abb. 6).

Sedimentkerne	Foraminiferen-Arten		
	<i>N. pachyderma</i> sinistral dextral	<i>G. bulloides</i>	<i>G. inflata</i>
PS2076-1/3	X	X	X
PS1754-1	X	X	X
PS1768-8	X		

OPPO & FAIRBANKS, 1989). Es wurde besonderer Wert auf intakte saubere Gehäuse gelegt, die keine sekundären Kristallaufwachsungen zeigten. Für die Messung wurden je nach Art bzw. Morphotyp und Größenklasse zwischen einem und 20 Gehäusen ausgelesen. Auf eine Säuberung der Foraminiferen vor der Messung wurde verzichtet, da noch eventuell vorhandene organische Substanz keinen signifikanten Einfluß auf die Messung im Massenspektrometer hat (GANSSEN, 1983; WEFER, 1985). Für eine reproduzierbare Messung wurden etwa 30-50 µg Gehäusekarbonat benötigt.

B 2.2 Präparation der Proben und Messung der Isotopen

Die Präparation der Proben erfolgte mit einer automatischen Karbonatpräparationsanlage (FINNIGAN), die direkt an ein Massenspektrometer (FINNIGAN, MAT 251) angekoppelt ist. Durch die Reaktion mit 100 %iger Orthophosphorsäure (H₃PO₄) wurde das Karbonat innerhalb von 4 Minuten bei 75 °C in einem, mit demineralisiertem Wasser gereinigten, gläsernen Reaktionsgefäß nach folgendem Reaktionsschema zersetzt:



Das in der Reaktion freigesetzte CO₂-Gas wurde in zwei Kühlfallen von Wasserresten gereinigt und anschließend über eine Kapillare in das Gasmassenspektrometer eingelassen. Die gemessenen Isotopenverhältnisse werden als relative Abweichung zum internationalen PDB-Standard (Pee-Dee Belemnite; CRAIG, 1957) in ‰ angegeben. Der PDB-Standard ist das Karbonat eines Kreidebelemniten (*Belemnitella americana*) der Pee-Dee-Formation in North Carolina, USA. Dieser Original-Standard ist schon seit längerer Zeit erschöpft, so daß heute andere Karbonat-Standards (NBS Nr. 17, NBS Nr. 18, usw., National Bureau of Standards) als Referenzsubstanz dienen. Die auf das PDB-Karbonat normierte Skala wurde 1985 auf einer Tagung der internationalen Atomenergiebehörde in Wien neu definiert (V-PDB, Vienna, O'NEIL, 1986). Zur Vereinfachung wird aber weiterhin vom PDB-Standard gesprochen.

$$\delta_{\text{Probe}} (\text{‰}) = \frac{R_{\text{Probe}} - R_{\text{Standard}}}{R_{\text{Standard}}} \times 1000 \quad [\text{Formel}_2]$$

$$\text{mit: } R = \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \quad \text{oder} \quad \frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}}$$

Die Karbonatpräparation und die sich anschließende Isotopenmessung wurde gegen CO₂-Gas aus der Reaktion von NBS Nr. 19-Standard geeicht. CO₂-Gas aus der Reaktion mit NBS Nr. 20-Standard (Solnhofer Plattenkalk) diente als laborinterner Kontrollstandard bei allen Messungen. Die Standardabweichung (2σ) von Präparation und Messung betrug für die Kohlenstoff-Isotopenverhältnisse (δ¹³C) < 0,04 ‰ und für die Sauerstoff-Isotopenverhältnisse (δ¹⁸O) < 0,06 ‰ (HUBBERTEN & MEYER, 1989).

B 2.3 Temperatur- und Salzgehaltsberechnungen aus Sauerstoff-Isotopen

Die Sauerstoff- (O-) Isotopenfraktionierung zwischen Karbonat und Wasser ist temperaturabhängig und wurde schon sehr früh theoretisch und experimentell bestimmt (UREY, 1947; MCCREA, 1950; EPSTEIN et al., 1953). In Form einer sogenannten, bis heute gültigen, Paläotemperatur-Gleichung wurde die Karbonat-Wasserfraktionierung von verschiedenen Autoren auf bestimmte Temperaturbereiche optimiert (EPSTEIN & MAYEDA, 1953; NAYDIN et al., 1956; CRAIG, 1965; O'NEIL et al., 1969; SHACKLETON, 1974; EREZ & LUZ, 1983; ZAHN, 1986; WEFER & BERGER, 1991). In der vorliegenden Arbeit wurde auf die Paläotemperatur-Gleichung von SHACKLETON (1974) zurückgegriffen, da diese für die Berechnung von Temperaturen nahe 0 °C sehr gut geeignet ist.

$$T (\text{°C}) = 16,9 - 4,38 \times (\delta_{\text{c}} - \delta_{\text{w}}) + 0,1 \times (\delta_{\text{c}} - \delta_{\text{w}})^2 \quad [\text{Formel}_3]$$

- mit: T (°C) = Wassertemperatur während der Karbonatbildung
 und: δ_c = relative Abweichung des ¹⁸O/¹⁶O-Verhältnisses im Probenkarbonat vom ¹⁸O/¹⁶O-Verhältnis des PDB-Standards
 und: δ_w = relative Abweichung des ¹⁸O/¹⁶O-Verhältnisses von CO₂ im Gleichgewicht mit H₂O bei 25 °C vom ¹⁸O/¹⁶O-Verhältnis von CO₂ des PDB-Standards bei 25 °C

Sollen gegen den SMOW-Standard (standard mean ocean water, CRAIG, 1961) angegebene O-Isotopenwerte in die Paläotemperatur-Gleichung eingesetzt werden, so sind sie entsprechend der folgenden Beziehung zu korrigieren (COPLIN et al., 1983; WEFER, 1985; HUT, 1987):

$$\delta_{\text{w}} = 0,99973 \times \delta^{18}\text{O}_{\text{w}} - 0,27 \quad [\text{Formel}_4]$$

mit: δ¹⁸O_w = ¹⁸O/¹⁶O-Verhältnis im SMOW-Standard

Die Beziehung zwischen $\delta^{18}\text{O}$ (PDB) und $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) ist nach COPLEN et al. (1983) wie folgt:

$$\delta^{18}\text{O} (\text{PDB}) = 0,97002 \times \delta^{18}\text{O} (\text{SMOW}) - 29,98 \quad [\text{Formel}_5]$$

Die Zusammensetzung der O-Isotopen des Meerwassers läßt sich mit dem Salzgehalt korrelieren (CRAIG & GORDON, 1965). DUPLESSY et al. (1991) stellen eine rezente Beziehung für die Oberflächenwässer des Südozeans auf:

$$\delta^{18}\text{O}_w = -18,791 + 0,546 \times S$$

$$\text{mit } S = \text{Salinität (\%)} \quad [\text{Formel}_6]$$

Die O-Isotopenverhältnisse im Karbonat von Foraminiferenschalen werden aber neben der Temperatur von weiteren Faktoren gesteuert. Hierbei spielen artspezifische $\delta^{18}\text{O}$ -Fraktionierungen, der Eiseffekt und die lokale Zusammensetzung der O-Isotopen im Meerwasser eine Rolle (WEFER, 1985). Die lokale $\delta^{18}\text{O}$ -Zusammensetzung des Meerwassers ist wiederum von der Höhe der Niederschläge und der Verdunstung abhängig. Die Änderungen in den Niederschlags- und Verdunstungsraten steuern darüberhinaus auch die Salinität. Zusätzlich kann das $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis und die Salinität im Meerwasser durch die Zuführung von ^{16}O -reichem Fluß- oder Schmelzwasser beeinflusst werden. Außerdem können die Isotopenverhältnisse bei Karbonatlösungsprozessen, die z. B. beim Absinken der Foraminiferenschalen unter die Lysokline auftreten, verändert werden (BERGER, 1971; EREZ 1979). Bei der Berechnung von Temperaturen und Salinitäten müssen die gemessenen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte um diese Effekte korrigiert werden.

Artspezifische $\delta^{18}\text{O}$ -Fraktionierungen beim Aufbau von Kalkgehäusen werden als Vitaleffekte bezeichnet (UREY et al., 1951). Die meisten planktischen Foraminiferen bauen die O-Isotopenverhältnisse nahezu im Gleichgewicht mit dem sie umgebenden Meerwasser ein (BERGER & GARDNER, 1975). Gut bekannte Vitaleffekte erlauben es, die gemessenen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte vor der Berechnung von Temperaturen und Salzgehalten entsprechend zu korrigieren.

Der Eiseffekt beschreibt die Speicherung von Wasser in den polaren Eisschilden. Hervorgerufen durch die kinetische Isotopenfraktionierung verdunstet bevorzugt leichtes, ^{16}O -reiches Wasser aus dem Ozean (SIEGENTHALER, 1979). Während des Transportes in der Atmosphäre fällt dagegen vermehrt das ^{18}O -reiche Wasser als Niederschlag aus. So gelangt leichtes ^{16}O -reiches Wasser in die hohen Breiten und wird mit O-Isotopenwerten von bis zu -55 ‰ (SLAP, Standard Light Antarctic Precipitation) als Schnee auf den Polkappen gespeichert (COVEY & SCHNEIDER, 1984; O'NEIL, 1986). Dadurch kommt es, abhängig von der Menge des als Eis in den Polarregionen gespeicherten Wassers, zu einer mehr oder weniger großen, relativen Anreicherung des schweren O-Isotopes (^{18}O) im Meerwasser. Diese Speicherung von Wasser

auf den Polkappen bewirkt gleichzeitig ein Absinken des Meeresspiegels. So war der Meeresspiegel im letzten Glazial ca. 120-130 m niedriger (FAIRBANKS, 1989). Durch diesen Zusammenhang läßt sich über einen rekonstruierten Meeresspiegel der $\delta^{18}\text{O}$ -Wert korrigieren. So entspricht 1 m Meeresspiegelabnahme einer Zunahme von etwa 0,01 ‰ im $\delta^{18}\text{O}$ (FAIRBANKS & MATTHEWS, 1978; CHAPPELL & SHACKLETON, 1986; FAIRBANKS, 1989). Für das letzte glaziale Maximum würde, eine Meeresspiegelabsenkung von 120 m vorausgesetzt, die Verschiebung der O-Isotopenverhältnisse des Meerwassers +1,2 ‰ betragen (MIX & RUDDIMAN, 1985; ZAHN & MIX, 1991). In dieser Arbeit wurden die Meeresspiegel-Rekonstruktionen von FAIRBANKS (1989) bis zum letzten glazialen Maximum und von CHAPPELL & SHACKLETON (1986) für die letzten 135 ka verwendet.

Eine weitere Möglichkeit zur Korrektur des Eiseffektes bietet die aus den Isotopen-Hüben verschiedener Kerne konstruierte SPECMAP-Standard-Isotopenkurve (IMBRIE et al., 1984). Durch die Normierung der SPECMAP-Standard-Isotopenkurve wurden die regionalen Temperatureffekte der benutzten Kerne minimiert. Die Isotopen-Hübe der SPECMAP-Standard-Isotopenkurve sind dadurch überwiegend auf Schwankungen im Eisvolumen und weniger auf regionale $\delta^{18}\text{O}$ -Schwankungen zurückzuführen. Unter dieser Annahme kann die normierte Standard-Isotopenkurve in erster Näherung auch als Meeresspiegelkurve betrachtet werden.

Durch Lösungsprozesse verursachte Veränderungen in der Isotopenzusammensetzung des Karbonats sind nur schwer zu korrigieren. Deshalb wurden nur Proben untersucht, bei denen Karbonatlösung auszuschließen war.

Die Berechnung von Temperatur-Gradienten mittels O-Isotopen aus Foraminiferen-Karbonat wurde in dieser Arbeit mit konstantem Salinitäts-Gradienten und dadurch mit konstanten $\delta^{18}\text{O}_w$ -Werten durchgeführt. Zur Zeit gibt es keine verlässliche, von den stabilen O-Isotopen unabhängige Methode, Paläosalinitäten bzw. Paläosalinitäts-Gradienten zu rekonstruieren. Auch muß bei der Berechnung von Temperatur-Gradienten eine konstante Beziehung zwischen Salinität und $\delta^{18}\text{O}_w$ -Wert während des gesamten Untersuchungszeitraumes vorausgesetzt werden.

In der Paläotemperatur-Gleichung sind nach den aufgeführten Korrekturen der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte letztlich die Temperatur und die Salinität die unbekanntesten Variablen. Paläotemperaturen lassen sich durch verschiedene unabhängige Verfahren ermitteln. In dieser Arbeit werden Transferfunktions-Temperaturen berechnet (vgl. B 3.4 ff). Bei gegebener Paläotemperatur ist es durch Umstellung der Paläotemperaturgleichung möglich, den δ_w -Wert und damit schließlich die lokale Änderung der Salinität zu berechnen. Diese lokalen Änderungen werden direkt von veränderten Niederschlags- und Verdunstungs-raten oder durch die vermehrte Zuführung von ^{16}O -reichem Wasser gesteuert.

$$\Delta S (\text{‰}) = S_h (\text{‰}) - \frac{d^{18}\text{O}_w + 18,791}{0,546} \quad [\text{Formel}_7]$$

mit: $\Delta S (\text{‰})$ = lokale Salinitäts-Differenz während der Karbonatbildung (als Abweichung gegenüber dem heutigen lokalen Salzgehalt plus der jeweiligen mittleren Änderung des Salzgehaltes im Weltozean)

und: $S_h (\text{‰})$ = heutige lokale Salinität

$$\text{und: } \delta^{18}\text{O}_w = \frac{d_w + 0,27}{0,99978} \quad [\text{Formel}_8]$$

$$\text{mit: } \delta_w = \sqrt{10T + 310,61} - 21,9 + \delta_c \quad [\text{Formel}_9]$$

mit T = Paläotemperatur (°C)

und: δ_c = $\delta^{18}\text{O}$ Wert (‰ PDB) des Karbonats (Vital- und Eis-Effekt korrigiert)

Diese errechnete Salinitäts-Differenz stellt die lokale Änderung in Bezug auf den heutigen Salzgehalt inklusive der zeitabhängigen mittleren Änderung des Salzgehaltes im Weltozean dar.

Da während der Glazialzeiten Schnee auf den Polen akkumuliert und in Form von Eis gebunden war, wurde damit dem Ozean Süßwasser entzogen. Die vorhandene Salzmenge im Weltozean blieb jedoch gleich und damit verbunden stieg der mittlere Salzgehalt im Meerwasser. Um die absolute Paläosalinität berechnen zu können, müssen diese globalen und vom Eiseffekt abhängigen Änderungen berücksichtigt werden. Dazu wird der heutige mittlere globale Salzgehalt (34,7 ‰) und die heutige mittlere Wassertiefe des Weltozeans (3900 m) mit der zeitabhängigen Veränderung des Meeresspiegels in Beziehung gesetzt (FAIRBANKS, 1989; DUPLESSY et al., 1991):

$$S (\text{‰}) = S_h (\text{‰}) + \Delta S (\text{‰}) + \frac{34,7 \times M}{-3900 - M} \quad [\text{Formel}_{10}]$$

mit: S (‰) = lokale Paläosalinität

und: M = Meeresspiegelstand

So wurde für den Meeresspiegelstand im letzten Glazial (-120 bis -130 m) eine globale Erhöhung des Salzgehaltes im Meerwasser von ca. 1,1 ‰ errechnet (FAIRBANKS, 1989).

B 3 Vergesellschaftungsanalyse planktischer Foraminiferen

In 75 Sedimentoberflächenproben und zwei Sedimentkernen wurde die Faunenzusammensetzung planktischer Foraminiferen quantitativ erfaßt. (Daten im Anhang: Tab. 21-23). Dabei wurden insgesamt 42 Arten bzw. Morphotypen unterschieden (Taxonomie im Anhang: H 2).

B 3.1 Zählmethodik

Die Faunenanalyse planktischer Foraminiferen wurde an der Probenfraktion größer 125 µm durchgeführt. Da große Teile des Untersuchungsgebietes in Bereichen niedriger Oberflächenwassertemperaturen (vgl. A 3.2) liegen, wurde von der CLIMAP-Korngrößenklassifizierung (CLIMAP, 1976, 1981, 1984), mit einer Untergrenze von 150 µm, abgewichen. So wurden auch Arten mit kleinen Gehäusen erfaßt (insbesondere *Turborotalita quinqueloba* und *Globigerinita bradyi*), die in Ozeanen polarer und subpolarer Breiten einen wichtigen Teil an der Gesamtfaua stellen (CARSTENS, 1988; CARSTENS & WEFER, 1992). Die Ozeanbereiche, in denen nach der CLIMAP-Korngrößenklassifizierung nur *Neogloboquadrina pachyderma* (sinistral) vorkommt, wurden durch diese Einteilung weiter aufgegliedert. Ein weiteres Herabsetzen der Fraktionsuntergrenze wurde nicht vorgenommen, da unterhalb von 125 µm viele Arten nicht mehr eindeutig voneinander unterschieden werden können (vgl. JANSEN & BJØRKLUND, 1985).

Eine Übersicht zum Gang der weiteren Probenbearbeitung gibt Abb. 7. Für die faunistische Bearbeitung wurden die einzelnen Fraktionen mit einem Proben-teiler geteilt. Untersuchungen verschiedener Autoren zeigten, daß für die Reproduzierbarkeit der Zählungen mindestens 400 gezählte Individuen pro Probe erforderlich sind (KIPP, 1976; GARDNER & HAYS, 1976). Für die weitere statistische Verarbeitung wurden daher nur Proben mit mehr als 300 (möglichst > 400) gezählten Individuen berücksichtigt. Die Reproduzierbarkeit der Zählungen wird durch häufiges Teilen der einzelnen Fraktionen beeinträchtigt. Selten auftretende Arten können bei den Zählungen der Teilfraktionen über- oder unterrepräsentiert sein. Bezogen auf die geteilte Fraktion ergaben Parallelzählungen von Einzelfraktionen Relativabweichungen von 1 bis 5 % (NIEBLER, 1990).

B 3.2 Aufbereitung der Zähldaten

Nach der Erfassung der prozentualen Verteilung der planktischen Foraminiferen wurden die Zähldaten zu Datenmatrizen zusammengefaßt. So entstand ein Rezentdatensatz für die Oberflächenproben und jeweils ein Fossilatensatz für jeden bearbeiteten Sedimentkern. Für die statistische Bearbeitung wurden die Daten von Proben, deren Vergesellschaftungen nicht ausschließ-



Abb. 7: Schematischer Gang der faunistischen Probenbearbeitung.

lich mit ozeanographischen Parametern des Oberflächenwassers korreliert werden konnten aus der Datenmatrix entfernt.

Zu diesem Zweck wurden alle Proben entfernt, bei denen während der vorangegangenen Faunenanalyse ein Karbonatlösungseinfluß festgestellt wurde. In der Regel waren dies Oberflächenproben deren Sediment von unterhalb 4000 m Wassertiefe stammt. Da dieses Sediment unterhalb der Lysokline abgelagert wurde, ist die ursprüngliche Faunenzusammensetzung durch Karbonatlösung selektiv verändert worden und entspricht nicht mehr ihren Bildungsbedingungen. Auch bei flacheren Wassertiefen kann es z. B. durch Wassermassenauftrieb und damit verbundener erhöhter biogener Produktivität

zu Änderungen des CO₂-Gehaltes in der bodennahen Wassermasse und damit zu CaCO₃-Lösung kommen. Generell kommt es bei diesen Prozessen zur Anreicherung lösungsresistenter Arten (BERGER, 1967, 1973; BERGER et al., 1982). Insgesamt wurde bei 27 Oberflächenproben ein mehr oder weniger großer Karbonatlösungseinfluß festgestellt. Bei der Probennahme gestörte Oberflächensedimente wurden grundsätzlich nicht bearbeitet. Bei der Probe GeoB1726-2 konnte aber erst aufgrund der Faunenanalyse erkannt werden, daß diese Probe gestört war.

Der ursprünglich 75 Oberflächenproben umfassende Rezentdatensatz (Daten im Anhang: Tab. 21) wurde aus diesen Gründen um insgesamt 28 Proben gekürzt. Der nun noch 47 Oberflächen enthaltende Probensatz deckt in seiner Faunenvariabilität den südatlantischen Bereich des ACC gut ab. Im SG konnten aber nur wenige Oberflächenproben bearbeitet werden. Zur besseren Erklärung der subtropischen bis tropischen Faunenvariabilität wurden dem bereinigten Probensatz Zählungen aus der Literatur (SPECMAP, 1989; PFLAUMANN et al., eingereicht) hinzugefügt. Hierbei wurden anfangs 37 zusätzliche Probenpositionen zwischen 25 und 40° S ausgewählt. Bei der Auswahl der Literaturdaten wurden wegen der Karbonatlösung nur Positionen von Oberflächensedimenten oberhalb 4000 m Wassertiefe berücksichtigt. Nach ersten Ergebnissen der Q-Modus-Hauptkomponentenanalyse (vgl. B 3.5) ließen sich einige CLIMAP-Daten (SPECMAP, 1989) nicht oder nur schlecht in den innerhalb dieser Arbeit aufgestellten Rezentdatensatz integrieren. Dieser Umstand ist neben den möglicherweise unterschiedlichen Artenkonzepten, vor allem aber mit der unterschiedlichen Qualität der Oberflächenproben zu erklären. Da der CLIMAP-Datensatz Zählungen aus Sedimentkernoberflächen und Vorlotkernen beinhaltet, besteht die Gefahr, daß es sich nicht nur um rezentes Probenmaterial handelt. Beim Vorgang des Kernens von Sedimenten kommt es gerätebedingt häufig zum Verlust, oder zur Durchmischung der obersten Kernzentimeter. Es ist dadurch nicht immer gewährleistet, daß die Foraminiferen-Vergesellschaftung die rezente ozeanographische Situation abbildet. Die von PFLAUMANN et al. (eingereicht) veröffentlichten Zählungen ließen sich problemlos integrieren. Diese Proben wurden mit dem Großkastengreifer und dem Multicorer gewonnen.

Dem 47 Oberflächenproben umfassenden Rezentdatensatz, wurden insgesamt die Zählungen von 28 Oberflächenproben zugefügt (18 Proben aus SPECMAP, 1989 und 10 Proben aus PFLAUMANN et al., eingereicht). Der gesamte Datensatz wurde anschließend um die Herausnahme aller Arten, die in keiner Probe mehr als 2 % der gesamten Fauna stellten, gekürzt (vgl. IMBRIE & KIPP, 1971; KIPP, 1976). Aufgrund vergleichbarer Lebensweisen (HEMLEBEN et al., 1989) wurden die Arten *G. crassaformis* und *G. truncatulinoides* sowie die Arten *G. menardii* und *G. tumida* zu einer Gruppe zusammengefaßt (vgl. CLIMAP, 1984; PFLAUMANN, 1985; PFLAUMANN et al., eingereicht). Durch die Kürzung und Gruppierung verringerte sich die Anzahl der Arten auf 27, wobei jede Art bzw. jeder Morphotyp in mindestens fünf Proben vorhanden war.

Letztendlich entstand durch diese Aufbereitung ein Rezent-Gesamtdatensatz, bestehend aus einer Matrix von 75 Oberflächensedimentproben und 27 Arten bzw. Morphotypen (Daten im Anhang: Tab. 24). Die geographische Verteilung dieses Datensatzes ist in Abb. 8 dargestellt. Dieser Rezent-Gesamtdatensatz stellt die Grundlage für die weitere statistische Bearbeitung dar.

Die Fossildatensätze (Anhang: Tab. 22 und 23) wurden dem Rezent-Gesamtdatensatz entsprechend angepaßt. Dazu wurde die Datenmatrix auf die 27 Arten und Morphotypen reduziert. Aufgrund der genannten Probleme im Zusammenhang mit der Karbonatlösung wurden nur Sedimentkerne für die Faunenanalyse ausgewählt, bei denen aufgrund ihrer geographischen Lage und Wassertiefe Lösungserscheinungen nahezu auszuschließen waren.

B 3.3 R-Modus-Hauptkomponentenanalyse

Am Rezent-Gesamtdatensatz (Referenzdatensatz) wurde mit dem Statistik-Programm SYSTAT (SYSTAT INC., 1988/89) eine R-Modus-Hauptkomponentenanalyse mit Varimax-Rotation durchgeführt. Dadurch wurden Beziehungen zwischen den unterschiedlichen Foraminiferenarten herausgearbeitet die häufig durch das dominante Auftreten einer Foraminifere oder weniger dominanter Arten verdeckt werden. Diese Zusammenhänge werden in der Q-Modus-Analyse (B 3.5) oftmals von dominanten Arten überlagert. Die Artenzusammensetzungen der R-Modus-Vergesellschaftungen in den Oberflächenproben dienen zum Teil als Grundlage für die Bildung von Artengruppen in den zwei untersuchten Sedimentkernen.

Statistisch grundlegende Beschreibungen zu Hauptkomponentenanalysen geben u. a.: JÖRESKOG et al. (1976), MAYNARD (1976), SACHS et al. (1977), MALMGREN & HAQ (1982), DAVIS (1986) und BACKHAUS et al. (1989). Bezüglich des Gebrauchs der Begriffe Hauptkomponenten- und Faktorenanalyse besteht in der geologischen Literatur Uneinigkeit. Nach BACKHAUS et al. (1989) stellt die Hauptkomponentenanalyse einen Sonderfall der "klassischen Faktorenanalyse" dar, in der die Ausgangsschätzwerte der Kommunalitäten auf 1 gesetzt werden. Damit wird vorausgesetzt, daß die gesamte Varianz der Variablen von den gemeinsamen Hauptkomponenten (auch Faktoren) erklärt wird. Allerdings ergeben sich bei der Durchführung dieses statistischen Verfahrens immer Informationsverluste, so daß in der Praxis meist nicht die gesamte Ausgangsvarianz erklärt werden kann, und die Kommunalitäten < 1 sind. Im Folgenden wird zur Vereinfachung der Begriff "Faktor" verwendet.

Die Vielzahl der Arten und Morphotypen wurde innerhalb der R-Modus-Faktorenanalyse auf eine geringe Anzahl von Vergesellschaftungen reduziert. Die verschiedenen Arten bzw. Morphotypen (Variablen) wurden hinsichtlich ihres gemeinsamen Auftretens in den Oberflächenproben (Objekte) gruppiert und gleichen Vergesellschaftungen zugeordnet.

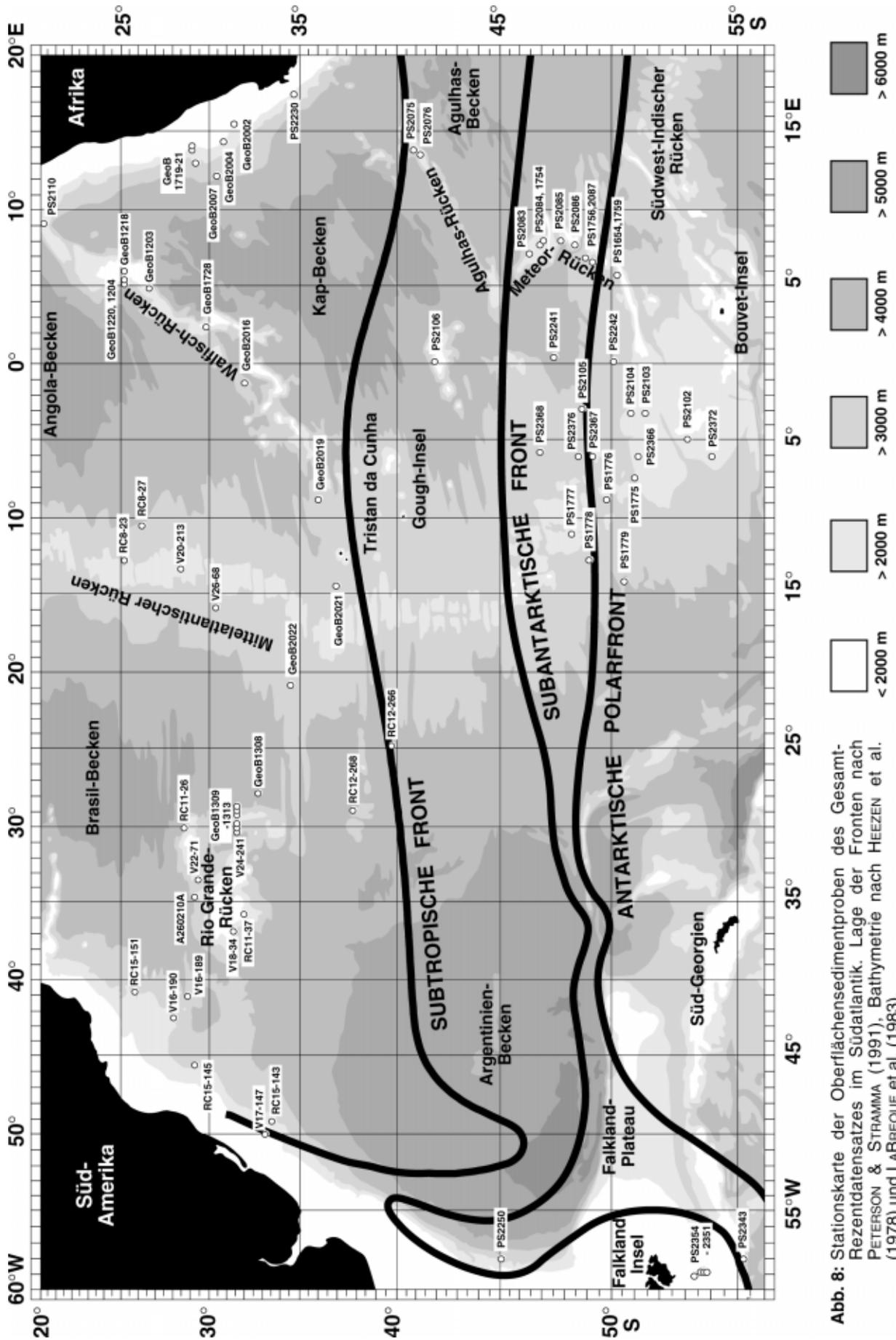


Abb. 8: Stationskarte der Oberflächensedimentproben des Gesamt-Rezentdatensatzes im Südatlantik. Lage der Fronten nach PETERSON & STRAMMA (1991), Bathymetrie nach HEEZEN et al. (1978) und LABREQUE et al. (1983).

Das SYSTAT Programm liefert zwei Datenmatrizen als Ergebnis:

1. R-Modus Varimax Factor Loading Matrix (R-Faktorenladungsmatrix)
2. R-Modus Varimax Factor Score Matrix (R-Faktorenwertematrix)

Die R-Faktorenladungsmatrix (Daten im Anhang: Tab. 25) beschreibt in den errechneten Faktoren welche Arten und Morphotypen gemeinsam auftreten. Der Ladungsbetrag gibt mit seiner Höhe die jeweilige Wichtung einer Foraminifere im Faktor an, wobei die Beträge zwischen 0 und 1 (positiv und negativ) liegen können. Als statistisch signifikant gelten Ladungsbeträge $> 0,4$ (MALMGREN & HAQ, 1982), bzw. $> 0,5$ (BACKHAUS et al, 1989). Größere Beträge zeigen maßgebliche Einflüsse einer Art oder eines Morphotyps im Faktor an. Neben den Ladungen wird in der Matrix die Kommunalität für jede Foraminifere und die Varianz für jeden Faktor angegeben. Die Kommunalität errechnet sich aus der Summe der quadrierten Faktorenladungen und zeigt an, in welchem Maß das Ausgangsaufreten der Foraminifere in den Oberflächensedimentproben durch das Faktoren-Modell erklärt wird. Der Wert bewegt sich zwischen 0 und 1, wobei 1 einer Erklärung ohne Informationsverlust gleich käme. Die Varianz eines Faktors gibt an, wieviel Ausgangsinformation durch diesen Faktor erklärt wird. Die Summe aller Varianzen, die kummulative Varianz zeigt zu wieviel Prozent die Faunengemeinschaft durch das Faktoren-Modell beschrieben wird. Da weitverbreitete oder unspezifisch verteilte und dominante Arten bzw. Morphotypen in der R-Modus-Faktorenanalyse unterdrückt werden, kann meist nur ein Teil der Ausgangsvarianz erklärt werden. Allerdings werden durch diese Methode verdeckte Zusammenhänge herausgearbeitet und Faunenmuster auch zwischen Foraminiferen aufgedeckt, die nur mit geringen Anteilen an der Gesamtf fauna vertreten sind.

In welchem Maß ein Faktor (Vergesellschaftung) eine Oberflächenprobe bestimmt, wird in der R-Faktorenwertematrix (Daten im Anhang: Tab. 26) angegeben. Die Faktorenwerte können positiv oder negativ sein, und geben mit der Höhe ihres Betrages die Dominanz einer Vergesellschaftung in der jeweiligen Probe an. Dabei wurden in dieser Arbeit Wertbeträge > 1 als statistisch aussagekräftig angesehen. Wird eine Oberflächenprobe durch keine errechnete Vergesellschaftung erklärt, so wird sie durch eine unspezifische Artenverteilung, oder durch eine dominante Foraminifere charakterisiert.

B 3.4 Grundlage der Transferfunktions-Methode

In der Mikropaläontologie werden Transferfunktionen benutzt, um aus paläontologisch gewonnen Datensätzen palökologische Abschätzungen vorzunehmen und quantitative Aussagen über verschiedene Paläo-Umweltparameter treffen zu können. Dabei werden Beziehungen zwischen einer rezenten Organismen-Vergesellschaftung und der sie beeinflussenden Umweltparameter in einer Gleichung zusammengefaßt und auf eine fossile Organismen-

Vergesellschaftung übertragen ("transfer function"). Am weitesten verbreitet ist hierbei die von IMBRIE & KIPP im Jahr 1971 eingeführte Methode, in der die Ergebnisse einer Vergesellschaftungsanalyse rezenter planktischer Foraminiferen mit verschiedenen ozeanographischen Parametern des Oberflächenwassers korreliert werden. Ziel dieser Methode ist es, aus fossil erhaltenen Vergesellschaftungen eines Sedimentkernes die ozeanographischen Bedingungen des Oberflächenwassers zur Zeit der Bildung der Vergesellschaftung zu rekonstruieren.

Grundgedanke bei diesen quantitativen Rekonstruktionen von Paläo-Umweltparametern ist die Annahme, daß die Vergesellschaftung planktischer Foraminiferen mit den sie umgebenden hydrographischen Bedingungen des Oberflächenwassers in Beziehung gesetzt werden kann (Zusammenfassungen in: BÉ, 1977; VINCENT & BERGER, 1981; HEMLEBEN et al., 1989). Änderungen der Ozeanographie sowie saisonale Schwankungen im Ökosystem müssen sich dabei in der Faunenzusammensetzung abbilden. Weiterhin wird vorausgesetzt, daß sich diese Beziehungen im Untersuchungszeitraum nicht wesentlich geändert haben. Dazu muß davon ausgegangen werden, daß evolutionäre Veränderungen der einzelnen Arten nicht stattfanden, oder aber in ihren Auswirkungen vernachlässigbar sind. Für den in dieser Arbeit untersuchten Zeitraum trifft diese Annahme zu (vgl. PFLAUMANN, 1985). Bei älteren Sedimenten, in denen vermehrt auch ausgestorbene Arten auftreten, ist dann das Analogon zum Oberflächendatensatz nicht mehr gegeben und die Methode ist nicht mehr anwendbar. Die Transferfunktions-Methode wird also durch den Faktor Zeit begrenzt.

Eine weitere, der Methode zugrundeliegende, Annahme betrifft die Erhaltungsbedingungen der Karbonatgehäuse planktischer Foraminiferen. Es sollte sichergestellt sein, daß die Gehäuse weder vor, während oder nach der Ablagerung auf dem Meeresboden einer nennenswerten Karbonatlösung ausgesetzt waren. Anderenfalls würde die fossile Vergesellschaftung nicht mehr ihren Bildungsbedingungen entsprechen (vgl. B 3.2). Letztendlich kommt zu den aufgeführten Annahmen noch die Bedingung, daß der Maximalanteil einer Art im Rezentdatensatz von dem im Fossilatensatz nicht überstiegen werden sollte. Ansonsten würde eine solche Situation kein rezentes Analogon besitzen und eine Zuordnung ozeanographischer Bedingungen unmöglich machen ("no-analog situation").

Für die Berechnung der Paläo-Umweltparameter wurde das Programmpaket von KLOVAN & IMBRIE (1971) und IMBRIE & KIPP (1971) genutzt, welches sich in drei Teile gliedert (schematische Übersicht in Abb. 9). Der Rezentdatensatz, von SACHS et al. (1977) auch als Kalibrierungs- oder Referenzdatensatz bezeichnet, wurde mittels einer Q-Modus-Hauptkomponentenanalyse (Programmteil CABFAC) neu strukturiert. Dabei wurde die Fülle der Arten und Morphotypen auf ein überschaubares Maß an Vergesellschaftungen reduziert. Diese Vergesellschaftungen wurden anschließend innerhalb einer multiplen

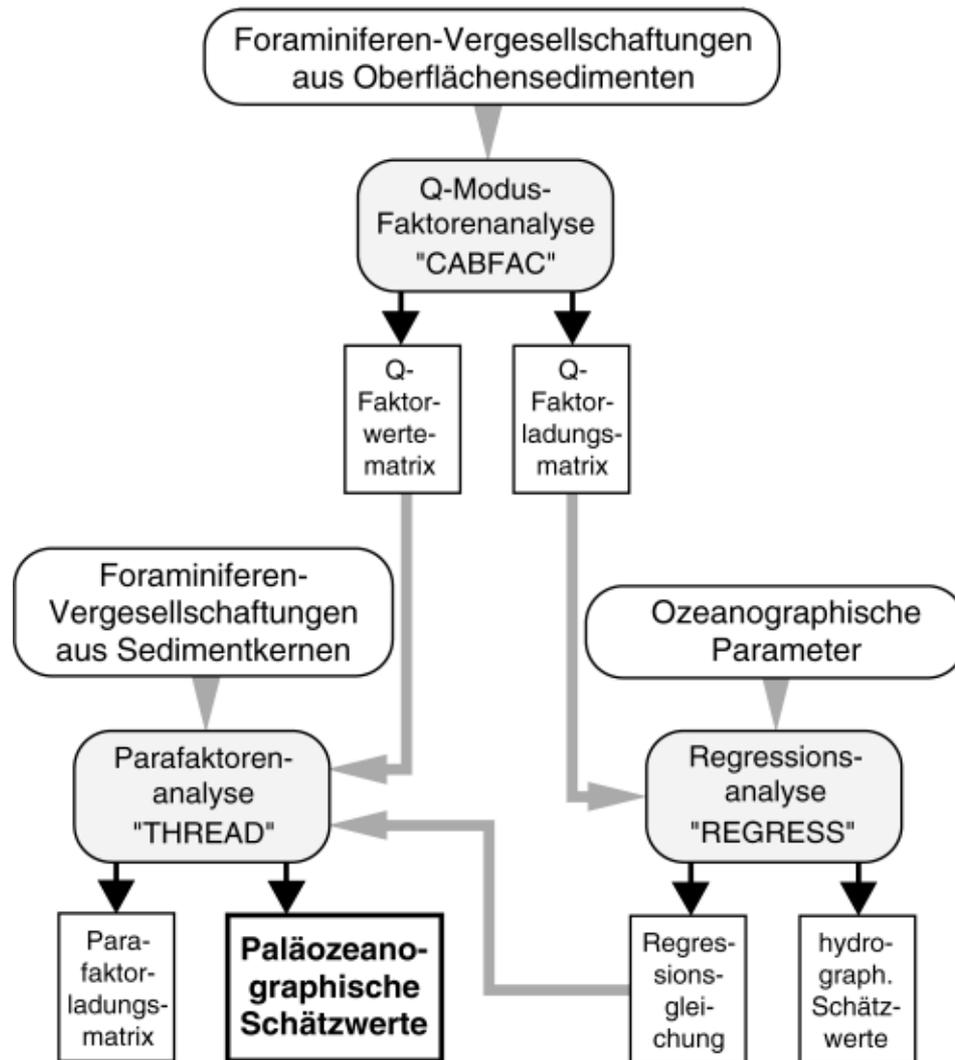


Abb. 9: Schema der statistischen Auswertung; grau hinterlegt: Programme, graue Pfeile: Eingangsdaten, schwarze Pfeile: Ergebnisdaten

Regressionsanalyse (Programmteil REGRESS) mit aktuellen ozeanographischen Parametern korreliert. Mit der dadurch entstehenden Gleichung ist es möglich, im dritten Programmteil (THREAD) Paläo-Umweltparameter für einen fossilen Datensatz zu berechnen. Dazu wird der Fossilatensatz in das rezente Modell der Vergesellschaftungen des Referenzdatensatzes eingepaßt. Durch die Übertragung der rezenten Abhängigkeiten auf die fossile Situation werden paläozeanographische Schätzwerte errechnet.

In den folgenden Kapiteln werden die zum Verständnis des Programmpakets notwendigen Einzelschritte erläutert. Dabei wird auf die Vorgehensweise der drei Unterprogramme eingegangen. Mathematisch-statistisch detaillierte Beschreibungen werden von JÖRESKOG et al. (1976), MAYNARD (1976), SACHS et al. (1977), MALMGREN & HAQ (1982), DAVIS (1986) und BACKHAUS et al. (1989) gegeben.

B 3.5 Q-Modus-Hauptkomponentenanalyse

Die im Programmteil CABFAC angewendete Q-Modus-Faktorenanalyse mit Varimaxrotation reduziert, wie die R-Modus-Faktorenanalyse auch, die unübersichtliche Zahl der unterschiedlichen Arten auf eine geringe Anzahl von Vergesellschaftungen. In der Q-Modus-Faktorenanalyse werden aber die verschiedenen Oberflächenproben aus dem normierten Referenzdatensatz (Objekte) miteinander verglichen. Dabei werden verschiedene Objekte mit einer ähnlich proportionierten Zusammensetzung der Foraminiferen-Arten und -Morphotypen (Variablen) gleichen Faktoren zugeordnet. Die Faktoren werden im Gegensatz zur R-Modus-Rechnung zumeist durch dominante und charakteristische Arten geprägt. Analog zur R-Modus-Rechnung liefert dieses Verfahren zwei für die nachfolgende Interpretation wichtige Datenmatrizen:

1. Q-Modus: Varimax Factor (Loading) Matrix (Q-Faktorenladungsmatrix)
2. Q-Modus: Varimax Factor Score Matrix (Q-Faktorenwertematrix)

In der Q-Faktorenladungsmatrix (Daten im Anhang: Tab. 27) wird der Anteil eines jeden Faktors pro Oberflächenprobe in Form eines Ladungsbetrages angegeben. Der Ladungswert kann positiv oder negativ sein und bewegt sich zwischen 0 und ± 1 . Ladungsbeträge $> 0,4$ geben signifikante Einflüsse eines Faktors in der Oberflächenprobe an (BACKHAUS et al., 1989; MALMGREN & HAQ, 1982). Zusätzlich ist in der Q-Faktorenladungsmatrix die Kommunalität für jede Probe sowie die Varianz für jeden Faktor und die kummulative Varianz angegeben. Die Kommunalität gibt hier an, inwieweit die Ausgangsinformation der Foraminiferen-Vergesellschaftungen durch das Q-Modus-Faktoren-Modell in jeder Oberflächensedimentprobe erklärt wird. Die Höhe der Varianz eines Faktors im Modell ist dabei ein Maß für die Erklärung der Ausgangsinformation durch diesen Faktor. Die Summe aller Varianzen, die kummulative Varianz, beschreibt in welchem Maß die gesamte Ausgangsinformation erklärt wird und gibt somit die Güte des Q-Modus-Faktoren-Modells an. Im Vergleich zur R-Modus-Rechnung wird ein erheblich höherer Anteil der Ausgangsinformation erklärt, weshalb die Ergebnisse der Q-Modus-Faktorenanalyse in die weitere statistische Bearbeitung einfließen.

In der Q-Faktorenwertematrix (Daten im Anhang: Tab. 28) wird angegeben, aus welchen Foraminiferen sich ein Faktor zusammensetzt. Entsprechend den Q-Faktorenladungen kann der Faktorenwert positiv oder negativ sein und der Betrag bewegt sich zwischen 0 und 1. Dabei ist der Wertbetrag ein Maß für die Höhe des Anteils einer Foraminifere im Faktor. Wertbeträge $> 0,4$ zeigen signifikante Einflüsse der Art bzw. des Morphotypen auf den Faktor. Assoziierte Foraminiferen mit Wertbeträgen $> 0,1$ lassen zumindest noch einen Einfluß auf den jeweiligen Faktor erkennen. Beide Datenmatrizen werden für die folgende Regressionsanalyse und die Berechnung der Paläo-Umweltparameter benötigt.

B 3.6 Regressionsanalyse

Im Programmteil REGRESS werden die mit CABFAC errechneten Faktoren mit ozeanographischen Parametern (Temperatur und Salzgehalt) korreliert. Dazu werden neben der Q-Faktorenladungsmatrix hydrographische Parameter aus der Literatur benötigt. Die Daten für Temperaturen und Salinitäten sind aus OLBERS et al. (1992) und LEVITUS (1982) entnommen (Daten im Anhang: Tab. 29). Aufgrund unterschiedlicher Meßdaten-Dichte, bezogen auf die geographische Breite und Jahreszeit, wurde die Auswahl der Parameter wie in Tab. 6 angegeben vorgenommen. Alle Wassertemperaturen und Salzgehalte beziehen sich auf eine Wassertiefe von 10 m (Diskussion siehe C 2.4).

Tab. 6: Auswahl der hydrographischen Parameter für die Regressionsanalyse.

Hydrographische Parameter	Daten nach
Sommertemperatur südlich 45° S (gemittelt über die Monate Dezember bis März)	OLBERS et al. (1992)
Sommertemperatur nördlich 45° S (gemittelt über die Monate Februar bis April)	LEVITUS (1982)
Wintertemperatur, gesamtes Arbeitsgebiet (gemittelt über die Monate August bis Oktober)	LEVITUS (1982)
Salzgehalt, gesamtes Arbeitsgebiet (Jahresmittel)	LEVITUS (1982)

Das Programm REGRESS führt eine multiple Regression durch, wobei mehrere unabhängige Variablen (Faktorenladungen) mit jeweils einer abhängigen Variablen (ozeanographischer Parameter) in Beziehung gesetzt werden. Durch ein Unterprogramm werden die unabhängigen Variablen erhöht. In Abhängigkeit von der Anzahl der Faktoren (hier fünf) nimmt durch das quadrieren und multiplizieren nach der Formel [Formel₁₁] die Anzahl der unabhängigen Variablen zu:

$$\frac{m^2 + 3m}{2} \quad \text{mit: } m = \text{Anzahl der Faktoren} \quad [\text{Formel}_{11}]$$

In diesem Fall errechnen sich in einer Kreuzproduktmatrix 15 zusätzliche Faktorenladungen. Diese insgesamt 20 unabhängigen Variablen werden dann schrittweise, unter Berechnung der Regressionskoeffizienten in die Regressionsgleichung einbezogen. Dabei wird die abhängige Variable in eine von der Regressionsgleichung erklärte Einflußgröße (ozeanographischer Schätzwert) und einen Differenzwert aufgespalten. Dieser Differenzwert wird auch Restwert oder Residual genannt. Die Restwerte haben im Idealfall einen Mittelwert von 0 und sollten innerhalb dieser speziellen Anwendung keine Abhängigkeit zur geographischen Breite zeigen.

Neben erklärter Einflußgröße und Restwert für jede Oberflächenprobe (Daten im Anhang: Tab. 29) liefert das Programm REGRESS für jede Parameterberechnung einen multiplen Korrelationskoeffizienten, einen F-Wert und eine Standardabweichung (Daten im Anhang: Tab. 30). Der Korrelationskoeffizient (r) stellt das Verhältnis von erklärtem Teil zur Gesamtheit der abhängigen Variablen dar. Dabei wird der Korrelationskoeffizient umso größer, je höher der Anteil des erklärten Teils ist. Wird die Gesamtheit der abhängigen Variablen erklärt, ist der Korrelationskoeffizient $r = 1$. Der quadrierte Korrelationskoeffizient ($r^2 = \text{Bestimmtheitsmaß}$) wird durch den F-Test hinsichtlich seiner Signifikanz oder nur zufälliger Einflüsse überprüft. Der errechnete F-Wert wird mit dem entsprechenden F-Tabellenwert (z. B. in BACKHAUS et al., 1989 S. 407 f.: F-Tab. 0,995 für die Vertrauenswahrscheinlichkeit von 99,5 %) verglichen. Dabei muß der errechnete F-Wert größer als der F-Tabellenwert sein, um eine entsprechende Vertrauenswahrscheinlichkeit zu erreichen. Die Standardabweichung gibt die Güte der Regression und somit den systematischen Fehler der palökologischen Gleichung an.

B 3.7 Berechnung der Paläo-Umweltparameter

Im letzten Programmteil THREAD werden mit Hilfe der aufgestellten Regressionsgleichungen einem normierten Fossildatensatz ozeanographische Parameter zugeordnet. Entsprechend der mit CABFAC durchgeführten Q-Modus-Faktorenanalyse wird der Fossildatensatz faktorisiert, es wird aber keine erneute Faktorenanalyse durchgeführt. Unter Einbeziehung der Q-Faktorenwertematrix werden für jede Kernprobe Ladungen der sogenannten Parafaktoren berechnet. Diese Parafaktorenladungsmatrix wird nun nach der [Formel₁₁] (mit: $m = \text{Anzahl der Parafaktoren}$) erweitert, so daß sich die gleiche Anzahl von Parafaktoren, gemäß der Anzahl der unabhängigen Variablen in der Regression, ergibt. Innerhalb dieser Kreuzproduktmatrix werden nun unter Einbeziehung der in REGRESS aufgestellten Regressionskoeffizienten die hydrographischen Parameter errechnet. THREAD liefert für jeden Kern zwei Ergebnisdateien:

1. Klima-Datei (Daten im Anhang: Tab. 31 und 32)
2. B-HAT Datei (Daten im Anhang: Tab. 32 und 32)

In der jeweiligen Klima-Datei sind für jede Kerntiefe die entsprechenden paläozeanographischen Schätzwerte (Paläotemperatur, Paläosalinität) und die Kommunalität angegeben. Hier ist die Kommunalität ein Maß dafür, wie gut sich der Fossildatensatz in das Faktoren-Modell des Rezentdatensatzes einpassen ließ. In jeder B-HAT Datei sind die für die fossile Vergesellschaftung errechneten Ladungen der Parafaktoren je Kerntiefe angegeben.

C UNTERSUCHUNGEN AN OBERFLÄCHENSEDIMENTEN

C 1 Stabile Isotope

Durch die Untersuchungen der Zusammensetzungen von stabilen Isotopen in den Gehäusen von Foraminiferen wurden Lebens- und Kalzifizierungstiefen der unterschiedlichen Arten und Morphotypen im Südatlantik bestimmt. Außerdem tragen diese Untersuchungen dazu bei, mögliche temperaturabhängige Veränderungen in der Lebenstiefe einiger Foraminiferen-Arten aufzuzeigen. In den Oberflächenproben wurden Zusammenhänge zwischen rezenten Umweltparametern und den Isotopenzusammensetzungen in den Gehäuse verschiedener Arten herausgearbeitet. Durch diese Untersuchungen wurden Arten identifiziert, die sich besonders gut für Paläoumwelt-Parameter-Rekonstruktionen aus $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von Foraminiferen aus Sedimentkernen eignen (Anwendung in Kapitel D 1.2).

C 1.1 Isotopenzusammensetzung unterschiedlicher Foraminiferen-Arten und -Morphotypen sowie deren Größenklassen

Zur Charakterisierung des Einbaus stabiler Sauerstoff (O)- und Kohlenstoff (C)-Isotope in das Gehäuse von planktischen Foraminiferen wurden auf einem Nord-Süd-Schnitt die Isotopenzusammensetzungen von verschiedenen Arten und deren Größenklassen kartiert. Im folgenden werden dazu exemplarisch die Ergebnisse von sechs Oberflächensedimentstationen zwischen dem Walfisch-Rücken und der APF dargestellt. Mit nach Süden sinkender Wassertemperatur nimmt die Artendiversität und somit die zur Messung zur Verfügung stehenden Arten und Morphotypen von 21 auf fünf ab.

Für alle sechs Stationen sind die von zwei Einzelmessungen gemittelten Isotopenwerte für die unterschiedlichen Foraminiferen mit ihren Größenklassen aufgetragen (Abb. 10-15, Daten im Anhang: Tab. 33). Als gerasterte Linien sind jeweils die Isotopengleichgewichte zum Meerwasser, bzw. dem darin gelösten CO_2 , in den Wassertiefen 10, 50 und 250 m abgebildet. Da keine O-Isotopen-Meßwerte von Meerwasser zur Verfügung standen, wurden $\delta^{18}\text{O}_{\text{Karbonat}}$ -Gleichgewichtswerte errechnet. Als Eingangsparameter dienten hierzu die hydrographischen Sommer-Daten nach LEVITUS (1982) (Monate: Feb., März, April) oder OLBERS et al. (1992) (Monate: Dez., Jan., Feb., März). Da für den südlichen Untersuchungsraum hierfür nur gemittelte Sommerparameter zur Verfügung standen, wurde auch im nördlichen Teil aus Gründen der Vergleichbarkeit auf Sommerparameter zurückgegriffen. Die dabei gemachte Annahme, daß alle untersuchten Arten etwa zur gleichen Zeit leben und kalzifizieren beinhaltet zwar einen Fehler, aber bisher gibt es für die verschiedenen Arten kaum Untersuchungen zu welcher Jahreszeit sie ihr maximales Auftreten haben. Auch kann zumindest für den südlichen Untersuchungsraum an-

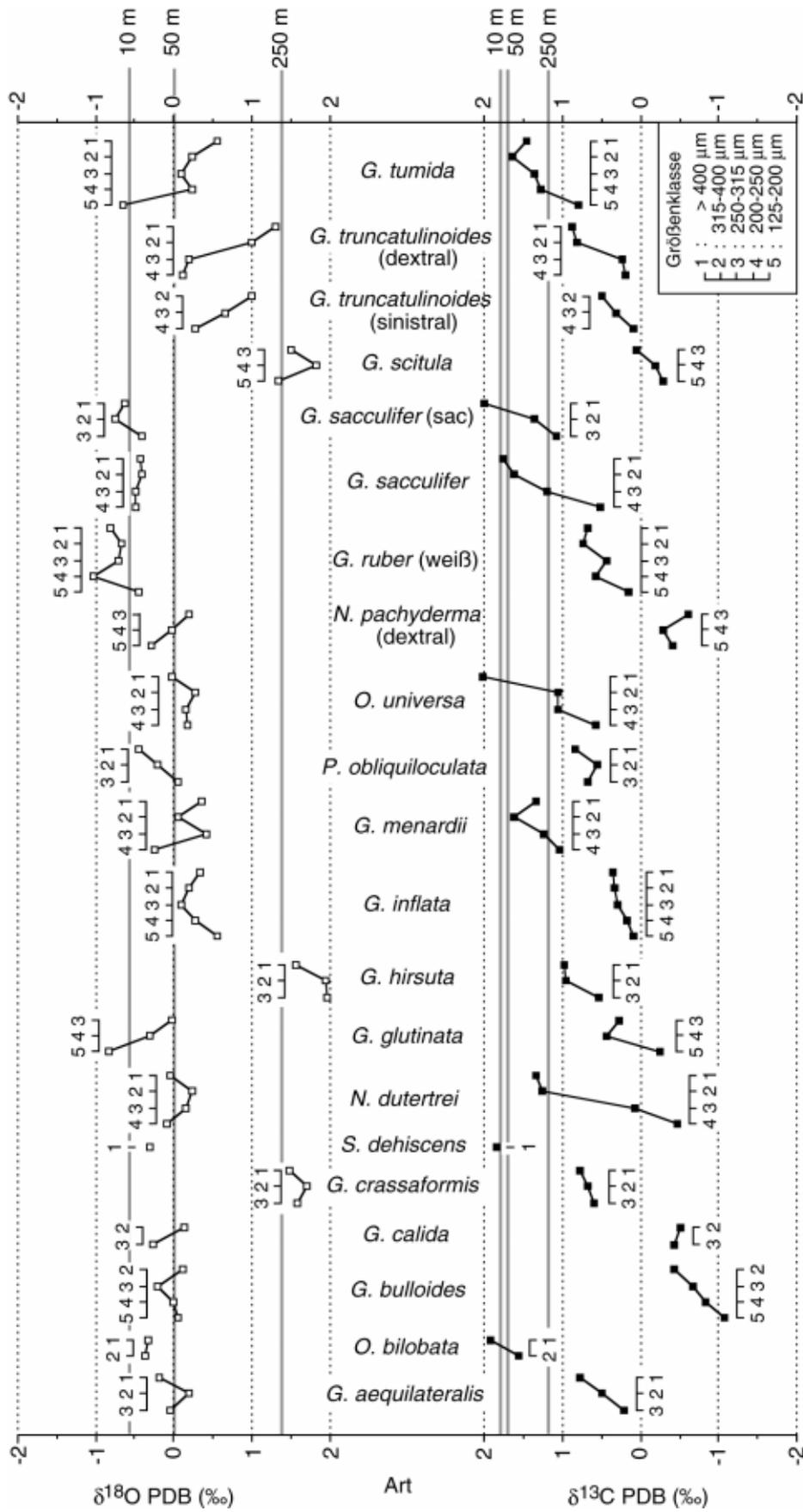


Abb. 10: Station PS2110-1 (MUC), auf dem Walfischrücken (SG) : Isotopenzusammensetzung verschiedener Foraminiferen-Arten in Abhängigkeit von der Gehäusegröße. Hydrographie in 30m Wassertiefe: Sommertemperatur 20,8 °C; Wintertemperatur 16,9 °C; Salzgehalt im Jahresmittel 35,5 ‰; (Levitus, 1982).

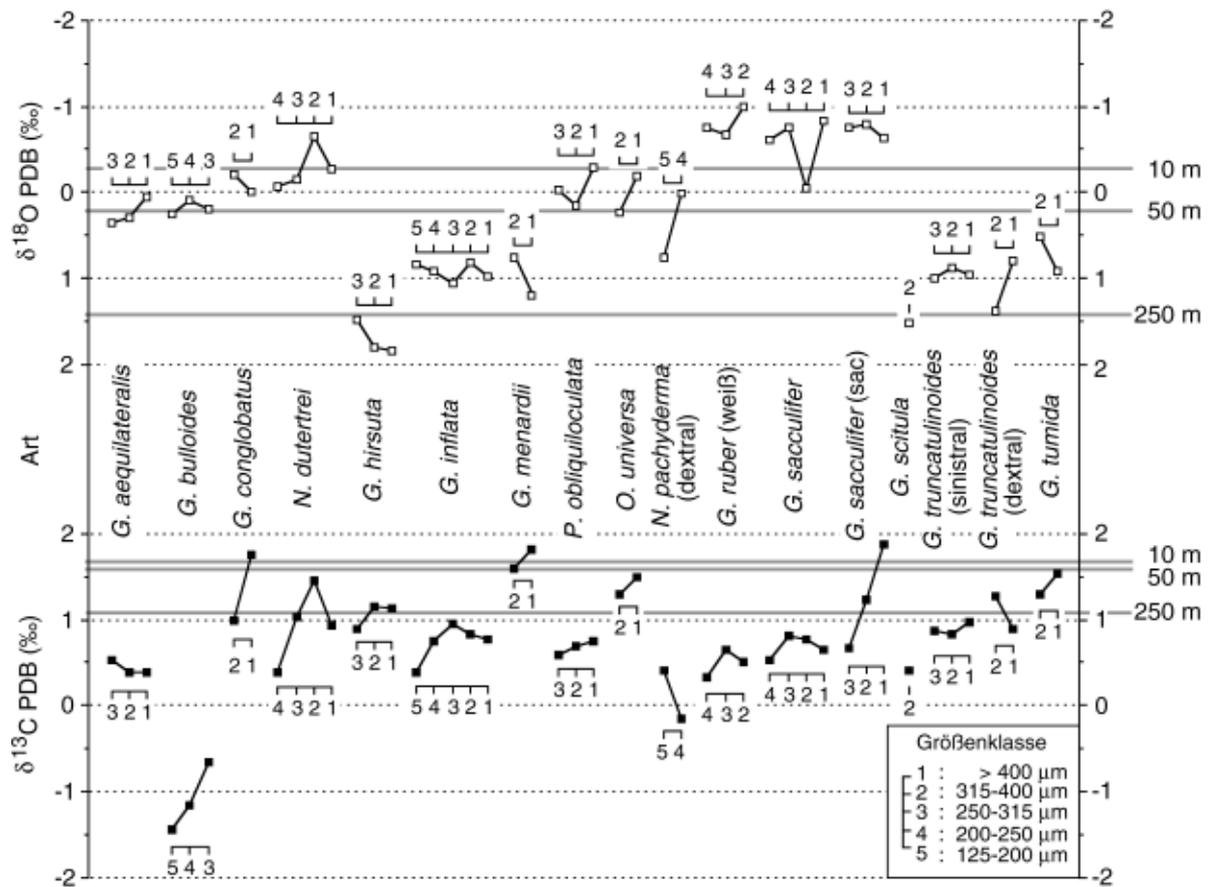


Abb. 11: Station PS2230-1 (MIC), westlich vom Kap der guten Hoffnung (SG): Isotopenzusammensetzung verschiedener Foraminiferen-Arten in Abhängigkeit von der Gehäusegröße. Hydrographie in 30 m Wassertiefe: Sommertemperatur 18,1 °C; Wintertemperatur 15,7 °C; Salzgehalt im Jahresmittel 35,3 ‰; (LEVITUS, 1982).

genommen werden, das aufgrund zu ungünstiger Temperaturen die Tiere ihr Maximum nicht im Winter hatten und im Sediment überwiegend ein Sommer-signal überliefert wird (WEFER et al., 1988; WEFER, 1989; DONNER & WEFER, eingereicht). Die $\delta^{13}\text{C}$ -Gleichgewichtswerte stammen von in der Nähe liegenden "GEOSECS"-, "POLARSTERN"- und "METEOR"-Stationen (KROOPNICK, 1980; MACKENSEN et al., 1993).

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in Gehäusen planktischer Foraminiferen spiegeln in erster Näherung die hydrographischen Eigenschaften der sie umgebenden Wassermassen wider. Generell niedrige und verhältnismäßig gut bekannte O-Isotopen-Vitaleffekte (Tab. 7) lassen es zu, Aussagen über die mittleren Lebens- bzw. Kalzifizierungstiefen der untersuchten Arten im Arbeitsgebiet zu treffen. An allen Stationen zeigen dabei juvenile und damit kleinere Individuen einer Art leichtere $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnisse als große adulte Exemplare (vgl. BERGER et al., 1978b). Während des Gehäuseaufbaus und damit steigender Kammeranzahl sinkt die Foraminifere in der Wassersäule, so daß sich in Gehäusen adulter Exemplare die Bedingungen tieferer und kälterer Oberflächenwasserschichten widerspiegeln.

Tab. 7: Zusammenstellung der O-Isotopen-Vitaleffekte der bearbeiteten Arten. (zur Taxonomie der aufgeführten Arten siehe Anhang H 2):

Foraminiferen-Art	$\delta^{18}\text{O}$ -Vitaleffekt - Literatur	
<i>G. aequilateralis</i>	$\pm 0,0 \text{ ‰}$	DEUSER, 1987
<i>O. bilobata</i>	?	
<i>G. bulloides</i>	$+0,5 \text{ ‰}$	HEMLEBEN et al., 1989
<i>G. calida</i>	$\pm 0,0 \text{ ‰}$	FAIRBANKS et al., 1982
<i>G. conglobatus</i>	$-0,4 \text{ ‰}$	DEUSER & ROSS, 1989
<i>G. crassaformis</i>	?	
<i>S. dehiscens</i>	?	
<i>N. dutertrei</i>	$-0,2 \text{ ‰}$	DEUSER & ROSS, 1989
<i>G. glutinata</i>	?	
<i>G. hirsuta</i>	$\pm 0,0 \text{ ‰}$	DEUSER & ROSS, 1989
<i>G. inflata</i>	$-0,2 \text{ ‰}$	DEUSER & ROSS, 1989
<i>G. menardii</i>	$-0,2 \text{ ‰}$	KAHN, 1979
<i>P. obliquiloculata</i>	$\pm 0,0 \text{ ‰}$	DEUSER & ROSS, 1989
<i>N. pachyderma</i> (dex. und sin.)	$\pm 0,0 \text{ ‰}$	LABRACHERIE et al., 1989
<i>T. quinqueloba</i>	?	
<i>G. ruber</i> (weiß)	$\emptyset -0,35 \text{ ‰}$	DEUSER & ROSS, 1989
<i>G. sacculifer</i> (mit und ohne sac.)	$\emptyset -0,3 \text{ ‰}$	KAHN, 1979
<i>G. scitula</i>	?	
<i>G. truncatulinoides</i> (dex. und sin.)	$\pm 0,0 \text{ ‰}$	DEUSER & ROSS, 1989
<i>G. tumida</i>	$\pm 0,0 \text{ ‰}$	KAHN, 1979
<i>O. universa</i>	$\pm 0,0 \text{ ‰}$	DEUSER, 1987

Die Vitaleffekte beim Einbau von C-Isotopen sind generell größer als bei den O-Isotopen. Da das $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnis in Gehäusen planktischer Foraminiferen von weitaus mehr Parametern gesteuert wird als das O-Isotopenverhältnis, ist es schwieriger das Signal zu interpretieren bzw. die Einflüsse der einzelnen Parameter zu quantifizieren. Aus diesem Grunde sind C-Isotopen kaum dazu geeignet Lebenstiefen von Foraminiferen zu rekonstruieren. Der Einbau von C-Isotopen in das Gehäusekarbonat erfolgt bei planktischen Foraminiferen generell verschoben zu leichteren Werten (vgl. VINCENT & BERGER, 1981). Größte Fraktionierungen zeigen dabei juvenile Foraminiferen, da durch einen starken Metabolismus während aktiver Wachstumsphasen vermehrt ^{12}C im Gehäuse festgelegt wird (BERGER et al 1978b; HEMLEBEN et al., 1989). Mit zunehmender Kammeranzahl nimmt der ^{13}C -Anteil des Gehäuse-Karbonats in Richtung $\delta^{13}\text{C}_{\text{Karbonat}}$ -Gleichgewichtswert zu (VINCENT & BERGER, 1981).

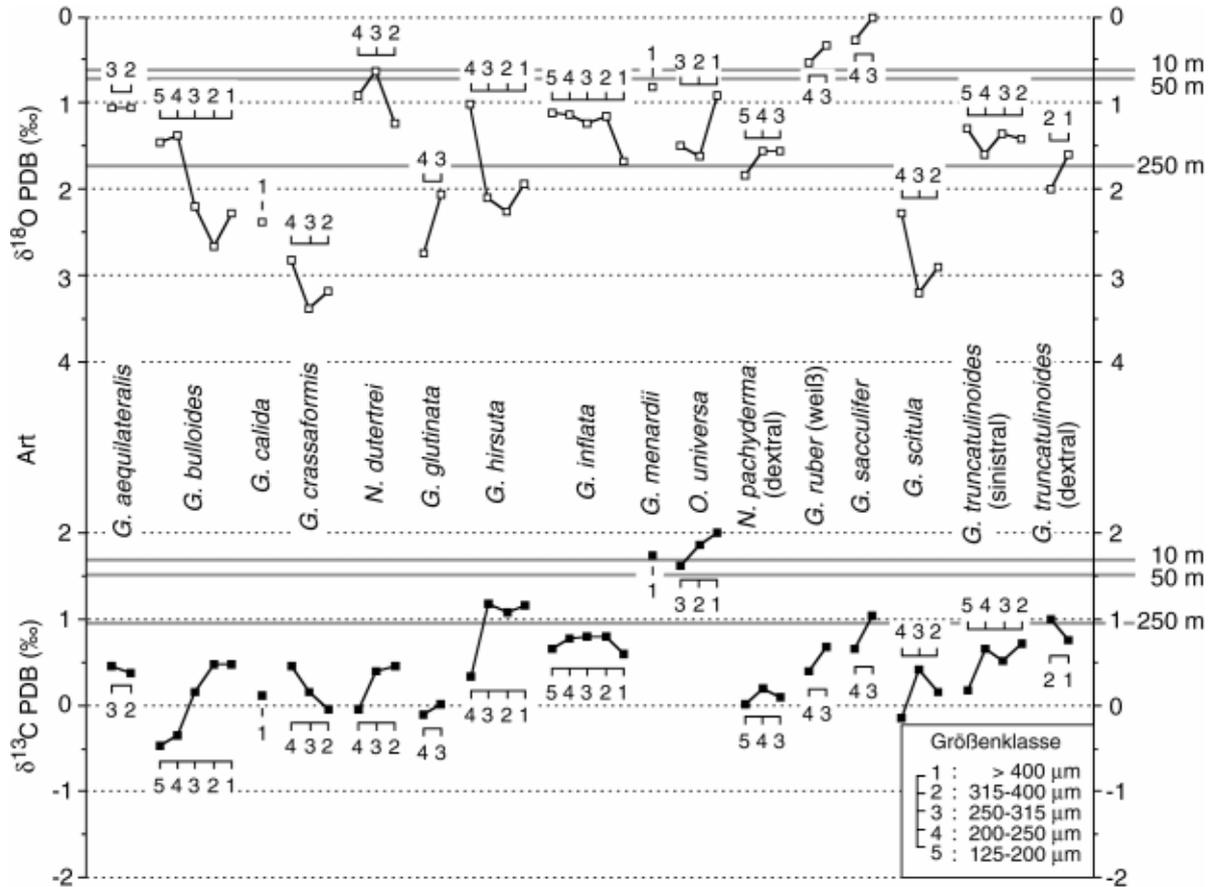


Abb. 12: Station PS2076-1 (MUC), nördlicher Agulhas-Rücken (südlich der STF): Isotopenzusammensetzung verschiedener Foraminiferen-Arten in Abhängigkeit von der Gehäusegröße. Hydrographie in 30 m Wassertiefe: Sommertemperatur 13,8 °C; Wintertemperatur 11,3 °C; Salzgehalt im Jahresmittel 34,8 ‰; (LEVITUS, 1982).

Größte Differenzen in der Zusammensetzung der C-Isotopen zwischen großen und kleinen Individuen einer Art zeigen dabei diejenigen Arten, die beim Gehäuseaufbau die O-Isotopen zu sehr leichten Werten fraktionieren (VINCENT & BERGER, 1981). Generell nimmt bei allen Arten und Größenklassen die Fraktionierung beim C-Isotopeneinbau im Arbeitsgebiet nach Süden hin ab. Durch niedrigere Temperaturen verlangsamt sich entsprechend die Geschwindigkeit des Metabolismus, wodurch das abgegebene CO₂ entsprechend Zeit hat mit dem im Meerwasser gelöstem CO₂ zu equilibrieren.

Aus den Untersuchungen über die Zusammensetzungen der O-Isotopen (Abb. 10-15) lassen sich unter Berücksichtigung der Vitaleffekte für die einzelnen Arten, welche im Arbeitsgebiet vorkommenden, folgende mittlere Lebenstiefen (mittlere Kalzifizierungstiefen) ableiten. Die folgende Beschreibung orientiert sich in der Reihenfolge nach dem temperaturabhängigen Auftreten der jeweiligen Arten (vgl. C 2.1ff). Dabei erfolgt die Beschreibung Nord nach Süd, also von "wärmeliebenden" (tropischen) zu "kälteliebenden" (antarktischen) Arten:

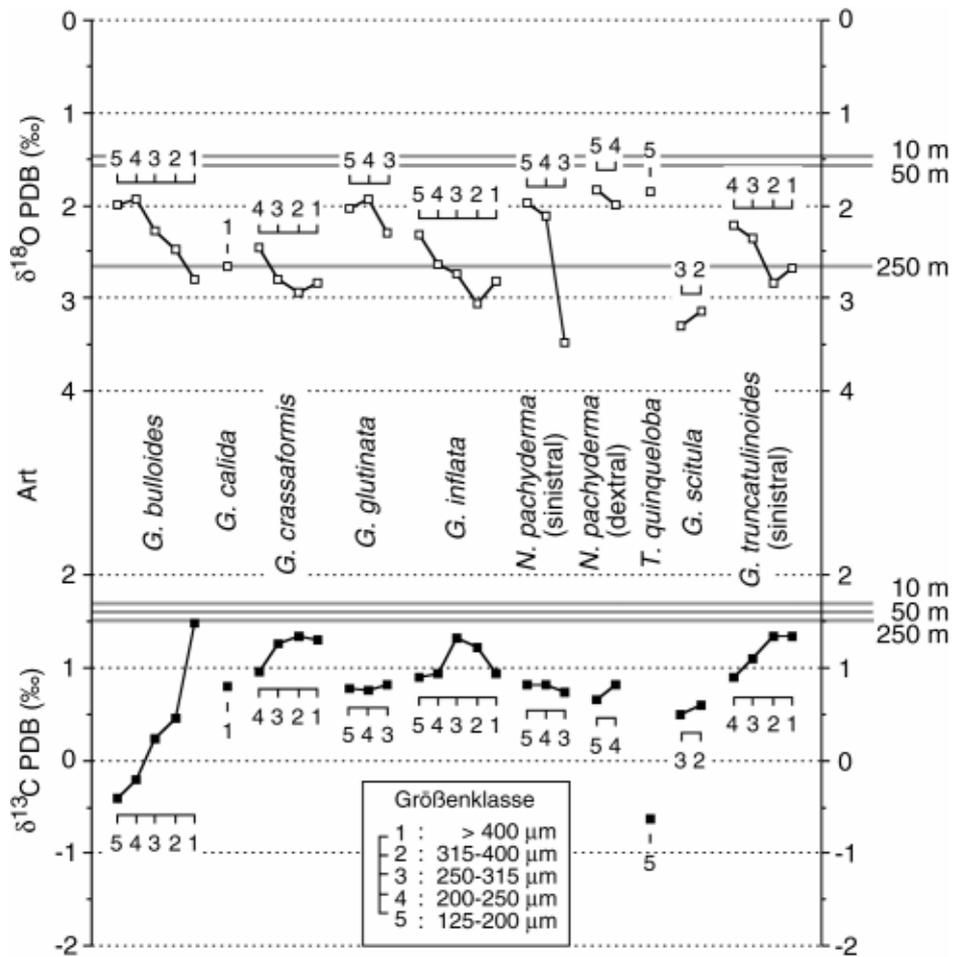


Abb. 13: Station PS2083-1 (MUC); nördlicher Meteor-Rücken (nördliche SAF): Isotopenzusammensetzung verschiedener Foraminiferen-Arten in Abhängigkeit von der Gehäusegröße. Hydrographie in 30 m Wassertiefe: Sommertemperatur 6,7 °C; Wintertemperatur 5,0 °C; Salzgehalt im Jahresmittel 33,9 ‰; (OLBERS et al., 1992).

Sphaeroidinella dehiscens

Die tropische Art *S. dehiscens* ist im Untersuchungsgebiet nur am Walfisch-Rücken vertreten (Abb. 10). Für *S. dehiscens* gibt es bisher keine Veröffentlichungen über O- oder C-Vitaleffekte beim Karbonataufbau. Bei den Untersuchungen lagen nur adulte Exemplare vor, die Isotopenwerte aufwiesen wie sie in den obersten 50 m der Wassersäule anzutreffen sind.

Pulleniatina obliquiloculata

P. obliquiloculata kommt ebenfalls nur im subtropischen Teil des Arbeitsgebietes vor (Abb. 10, 11) und lebt bzw. kalzifiziert in einer Wassertiefe von 0 bis 50 m.

Globigerinoides conglobatus

Die nur an Station PS2230-1 (Abb. 11) auftretende subtropische Art *G. conglobatus* lebt unter Berücksichtigung ihres O-Vitaleffektes (Tab. 7) in einer Wassertiefe unterhalb von 50 m.

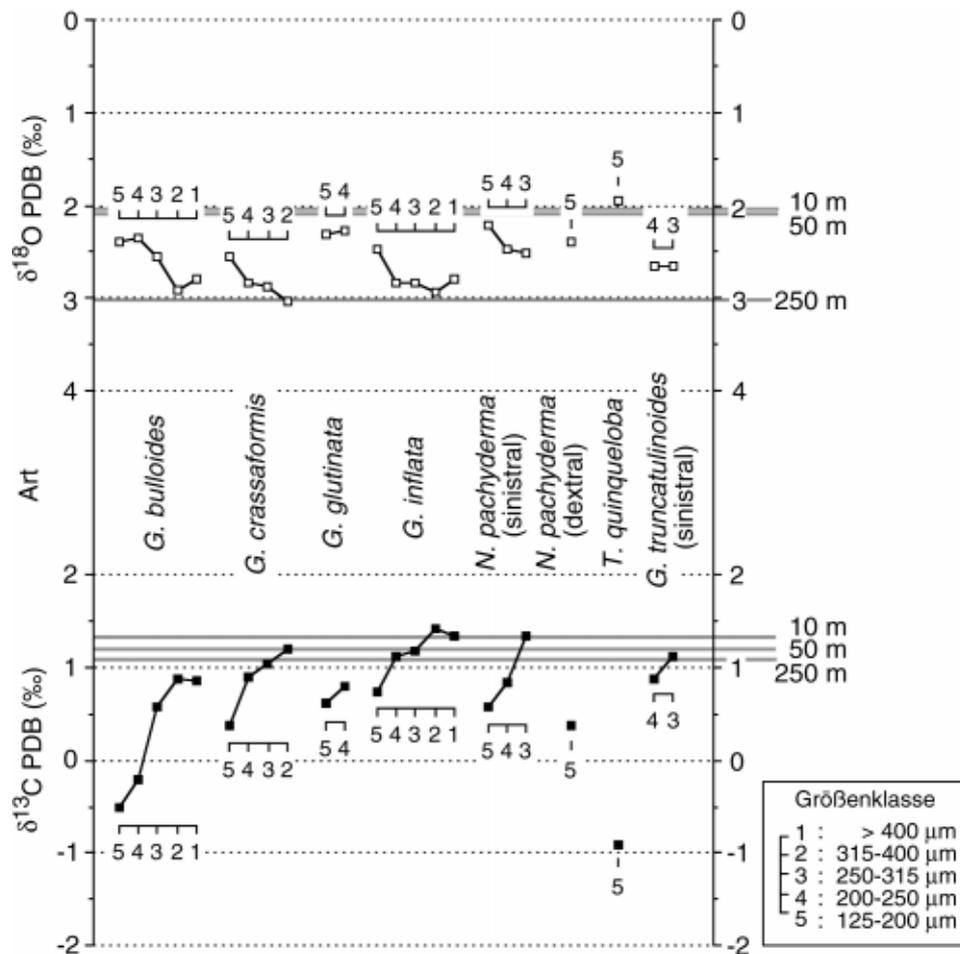


Abb. 14: Station PS2086-3 (MUC), Meteor-Rücken (südliche PFZ): Isotopenzusammensetzung verschiedener Foraminiferen-Arten in Abhängigkeit von der Gehäusegröße. Hydrographie in 30 m Wassertiefe: Sommertemperatur 5,0 °C; Wintertemperatur 3,0 °C; Salzgehalt im Jahresmittel 33,9 ‰; (OLBERS et al., 1992).

Globorotalia menardii, *Globorotalia tumida*

Die Arten *G. menardii* und *G. tumida* haben einen ähnlichen Phänotyp und sind auch in ihren Habitaten vergleichbar. Beide Arten sind auf den subtropischen Teil des Arbeitsgebietes begrenzt, wobei *G. menardii* auch noch im Bereich der STF auftritt (Abb. 10-12). Beide Arten leben im Tiefenbereich von 50 m bis 250 m und nur juvenile Formen scheinen in höheren Wasserstockwerken zu kalzifizieren. Im Vergleich zu anderen planktischen Foraminiferen zeigen beide Arten einen geringen C-Isotopen-Vitaleffekt und bilden nahezu das C-Isotopen-Signal der sie umgebenden Wassermasse ab.

Globigerinoides sacculifer (mit und ohne sac.)

G. sacculifer tritt im Arbeitsgebiet im Bereich der STF und nördlich davon, im SG auf. Ähnlich wie für *G. ruber* (weiß) schwanken die Literaturangaben für die O-Vitaleffekte bei *G. sacculifer* stark. Bei einem Durchschnittswert von -0,3 ‰ (Tab. 7) lebt *G. sacculifer* oberhalb von 30 m Wassertiefe (Abb. 10-12). KAHN (1979) beschreibt bei *G. sacculifer* mit sackförmig ausgebildeter

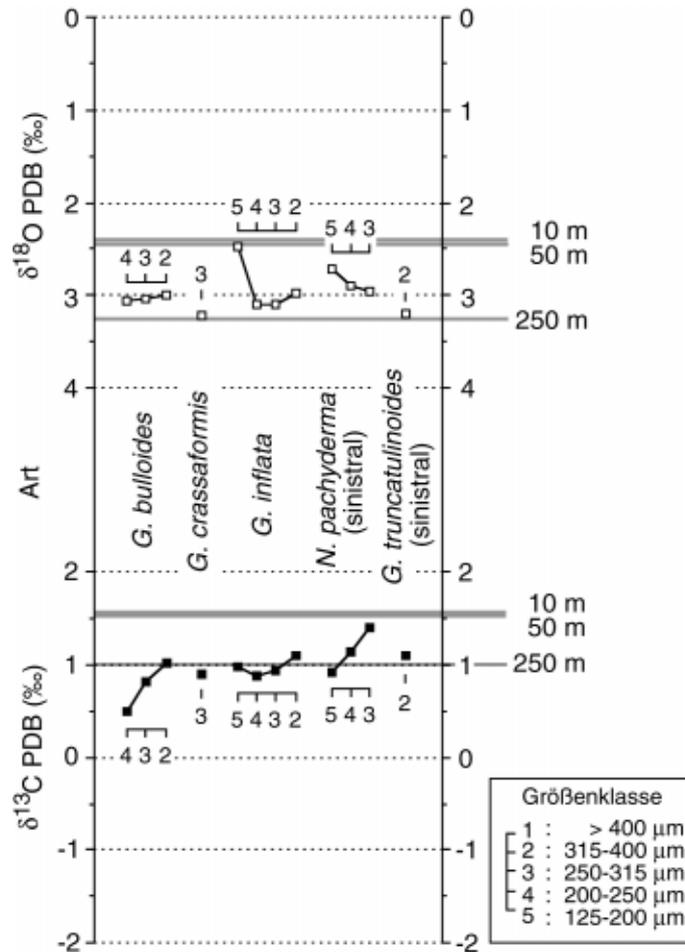


Abb. 15: Station PS1654-1 (GKG), südlich vom Meteor-Rücken (nördliche AZ): Isotopenzusammensetzung verschiedener Foraminiferen-Arten in Abhängigkeit von der Gehäusegröße. Hydrographie in 30 m Wassertiefe: Sommertemperatur 3,7 °C; Wintertemperatur 1,1 °C; Salzgehalt im Jahresmittel 33,9 ‰; (OLBERS et al., 1992).

"Kummerkammer" (*G. sacculifer* (sac.)) einen Trend zu wesentlich leichteren O-Isotopen beim Gehäuseaufbau. Dieser Trend ist im Arbeitsgebiet nicht vorhanden, *G. sacculifer* und *G. sacculifer* (sac.) zeigen im O-Isotopen-Verhältnis nahezu identische Werte. Beim Einbau von C-Isotopen zeigt *G. sacculifer* (sac.) allerdings mit zunehmender Größe und Kammeranzahl einen ausgeprägten Trend zu schweren Werten. Dies ist ein Hinweis darauf, daß diese Kammer wahrscheinlich verhältnismäßig langsam und in größerer Wassertiefe (> 50 m) aufgebaut wird.

Globigerinella aequilateralis

Die hauptsächlich nördlich der STF in subtropischen Gewässern lebende *G. aequilateralis* lebt im Arbeitsgebiet im Bereich von 50 m Wassertiefe (Abb. 10-12).

Globigerinoides ruber (weiß)

Zu paläozoozoographischen Rekonstruktionen in subtropischen und tropischen Breiten wird häufig die in den obersten Wasserschichten lebende Art *G. ruber* herangezogen. Sie kommt im Arbeitsgebiet im SG und im Bereich der STF vor (Abb. 10-12). Für planktische Foraminiferen weist *G. ruber* (weiß) verhältnismäßig hohe Vitaleffekte im O-Isotopeneinbau auf. Je nach Autor schwanken diese zwischen -0,2 ‰ und -0,8 ‰ (u. a. DEUSER, 1987; KAHN, 1979; FAIRBANKS et al., 1982). Legt man den Mittelwert von -0,35 ‰ (Tab. 7) zugrunde, lebt *G. ruber* (weiß) im Arbeitsgebiet dicht unter der Wasseroberfläche oberhalb von ca. 30 m Wassertiefe.

Globorotalia hirsuta

Im SG sowie bis in den nördlichen Bereich der SAZ hinein lebt *G. hirsuta*. Im Arbeitsgebiet lebt sie generell bei einer Wassertiefe unterhalb von 250 m (Abb. 10-12). Lediglich die juvenilen Formen scheinen kurzfristig bei ca. 100 m zu kalzifizieren, bevor sie in größere Tiefen absinken.

Orbulina universa, *Orbulina bilobata*

In der Literatur wird kontrovers diskutiert, ob es sich bei *O. universa* und *O. bilobata* um zwei Arten handelt, oder ob *O. bilobata* nur eine Unterart von *O. universa* ist (BLOW, 1956; SAITO et al., 1981). *O. bilobata* kommt nur im subtropischen Teil des Arbeitsgebietes vor (Abb. 10), während *O. universa* auch etwas tiefere Wassertemperaturen bis ca. 13 °C toleriert und auch noch in der nördlichen SAZ anzutreffen ist (Abb. 10-12). Dabei zeigt sie zum Teil verhältnismäßig schwere $\delta^{13}\text{C}$ -Werte. Nach den O-Isotopenuntersuchungen lebt *O. universa* in der Untersuchungsregion bei einer Wassertiefe um ca. 50 m, während *O. bilobata* darüber anzutreffen ist.

Neogloboquadrina dutertrei

Im Arbeitsgebiet ist *N. dutertrei* in unterschiedlichen Wassertiefen anzutreffen, hat aber wohl ihr Maximum in einer Tiefe zwischen 50 m und 100 m (Abb. 10-12). Dabei ist sie auf den SG und den nördlichen Teil der SAZ beschränkt.

Globigerinella calida

G. calida zeigt im Untersuchungsgebiet eine geographische Verbreitung vom subtropischen bis in den subantarktischen Bereich (Abb. 10-13). Sie tritt jeweils mit nur wenigen und großen Individuen auf. Nach FAIRBANKS et al. (1982) baut *G. calida* ihr Gehäuse oberhalb von 250 m Wassertiefe. Dies stimmt gut mit eigenen Untersuchungen überein. Nur bei kleineren Individuen muß von einer Lebenstiefe um 50 m ausgegangen werden.

Globorotalia scitula

Im SG und im Gebiet bis zur südlichen SAZ tritt *G. scitula* auf. Sie lebt unterhalb einer Wassertiefe von 250 m (Abb. 10, 12, 13), allerdings standen für die Isotopenmessungen nur große adulte Exemplare zur Verfügung.

Globigerinita glutinata

Die auch an kälteres Wasser angepaßte Art *G. glutinata* ist außerhalb der AZ im gesamten Arbeitsgebiet anzutreffen (Abb. 10, 12-14). Für *G. glutinata* gibt es bisher keine Veröffentlichungen über O- oder C-Vitaleffekte beim Karbonataufbau. Die sehr unterschiedlichen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von *G. glutinata* stehen mit $\delta^{18}\text{O}$ -Werten in Wasserschichten nahe der Oberfläche bis in Wassertiefen von unterhalb 250 m im Gleichgewicht. Ihre Lebens Tiefe und Verbreitung scheint nicht von der Temperatur bestimmt zu sein, weshalb sie viele Autoren als unspezifisch verteilte Art bezeichnen (vgl. C 2.1 sowie BÉ & TOLDERLUND, 1971; BÉ, 1977; KIPP, 1976; PFLAUMANN, 1985).

Globorotalia crassaformis

G. crassaformis ist im gesamten Arbeitsgebiet anzutreffen (Abb. 10, 12-15), macht aber nur in temperierten Gewässern einen grösseren Anteil der Gesamtfauuna aus. O-Isotopenfraktionierungen bei dieser Art sind bisher nicht beschrieben worden. Demnach gehört *G. crassaformis* mit einer Lebens Tiefe von unterhalb 250 m bis 400 m zu den am tiefsten kalzifizierenden Arten im Untersuchungsgebiet. Südlich der SAF lebt sie dann etwas flacher, oberhalb von 250 m.

Globorotalia truncatulinoides (dextral und sinistral)

Die rechts- und linksgewunden auftretende Art *G. truncatulinoides* zeigt nur einen geringen C-Isotopen- und keinen O-Isotopen-Vitaleffekt (Tab. 7: DEUSER & ROSS, 1989). Juvenile Formen dieser Art kalzifizieren im Untersuchungsgebiet (SG-AZ: Abb. 10-15) bei einer Wassertiefe von 50 m bis 100 m. Adulte Formen scheinen dagegen wesentlich tiefer bei 250 m und darunter zu leben. HEMLEBEN et al. (1989) gehen bei dieser Art von noch wesentlich tieferen Lebens Tiefen von bis zu 2.000 m aus, allerdings deutet das Isotopensignal der Foraminifere darauf hin, daß sie in dieser Tiefe nicht mehr kalzifiziert. *G. truncatulinoides* eignet sich damit als tiefliebende Art für paläozeanographische Rekonstruktionen, allerdings trat sie in den untersuchten Sedimentkernen zum Teil nur sporadisch und nicht auf der gesamten Kernlänge auf (vgl. Tab. im Anhang: 22 und 23). Für paläozeanographische Rekonstruktionen im SG sollte sich diese tiefliebende Art aber besonders gut eignen.

Globorotalia inflata

Eine im gesamten Arbeitsgebiet, vom SG bis in die AZ, vertretene Art ist *G. inflata*. Die Ergebnisse (Abb. 10-15) zeigen, daß sie im Mittel in einer Wassertiefe zwischen 100 m und 300 m kalzifiziert und lebt. Nach Untersuchungen an Planktonnetz-Fängen hat *G. inflata* ihr maximales Auftreten im Bereich der Thermokline (FAIRBANKS et al., 1982). *G. inflata* ist damit eine Art, die in verhältnismäßig großer Wassertiefe lebt und noch sehr weit südlich im Arbeitsgebiet auftritt. Aufgrund dieser Tatsache sowie wegen ihres kontinuierlichen Auftretens in den Sedimentkernen wurden die Isotopenzusammensetzungen von *G. inflata* zu paläozeanographischen Rekonstruktionen herangezogen (vgl. D 1).

Globigerina bulloides

G. bulloides baut als einzige der hier untersuchten Arten ihr Gehäuse mit einer positiven Verschiebung von +0,5 % zum O-Isotopengleichgewicht auf (Tab 7). Diese Art toleriert ein großes Temperaturspektrum und ist fast im gesamten Arbeitsgebiet vorhanden, allerdings nimmt ihr Anteil in der AZ bis auf wenige Prozent ab. Der bevorzugte Lebensraum dieser Art liegt oberhalb einer Wassertiefe von 50 m (Abb. 10-15 und vgl. HEMLEBEN et al., 1989). Im $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnis zeigt *G. bulloides* in kleinen Gehäusen sehr leichte Werte und wird bei wachsender Kammerzahl rapide schwerer. Dies weist auf eine sehr schnelle juvenile Wachstumsrate hin (BERGER et al., 1978b). Aufgrund ihrer Lebensweise nahe der Wasseroberfläche sowie durch das Auftreten in großen Teilen des Arbeitsgebietes eignet sich *G. bulloides* besonders gut für die folgenden Untersuchungen in den Sedimentkernen (vgl. D 1 und D 3).

Turborotalita quinqueloba

Eine fast im gesamten Arbeitsgebiet von der AZ bis in den SG lebende sehr kleine Art ist *T. quinqueloba*. Größere Anteile an der Foraminiferen-Fauna zeigt sie aber nur im ACC. Isotopen-Vitaleffekte sind für diese Art bisher nicht beschrieben worden. Die O-Isotopenwerte für *T. quinqueloba* stehen im Arbeitsgebiet mit $\delta^{18}\text{O}$ -Werten aus den obersten 100 m der Wassersäule im Gleichgewicht (Abb. 13, 14). Sie zeigt besonders leichte ^{13}C -Werte. Dies deutet auf ein rasches Wachstum mit einer vermehrten Fixierung von ^{12}C im Gehäusekalk hin.

Neogloboquadrina pachyderma (dextral und sinistral)

Die häufig für paläozeanographische Rekonstruktionen in kalten Meeresgebieten benutzte Art *N. pachyderma* toleriert ein breites Temperaturspektrum und tritt in antarktischen bis subtropischen Wassermassen auf (Abb. 10-15). In kalten Regionen des Arbeitsgebietes überwiegt die linksgewundene Form, bei über ca. 12 °C wird die rechtsdrehende Form dominant. In der Literatur wird immer noch diskutiert, ob es sich bezüglich der Windungsrichtung um das temperaturabhängige Merkmal einer Art handelt oder ob von zwei Arten auszugehen ist (BRUMMER & KROON, 1988). *N. pachyderma* lebt im Arbeitsgebiet generell in einer Wassertiefe unterhalb von 50 m. Zu ähnlichen Ergebnissen mit einer Lebenstiefe von 100 m und darunter kommt auch CARSTENS (1988) bei Untersuchungen im Nordatlantik. Im Untersuchungsgebiet südlich der APF ist *N. pachyderma* (sinistral) häufig die einzige noch vertretene Art. Deshalb werden in dieser Arbeit die Isotopenzusammensetzungen von *N. pachyderma* in den Sedimentkernen untersucht (vgl. D 1 und D 3) und zu paläozeanographischen Rekonstruktionen herangezogen.

Nach den O-Isotopenverhältnissen lassen sich die untersuchten Arten grob in vier Gruppen einteilen (Tab. 8):

Tab. 8: Mittlere Lebenstiefen der im Arbeitsgebiet auftretenden Arten. Die Verbreitungsgebiete der einzelnen Arten sind jeweils in Klammern angegeben. Abkürzungen siehe Tab. 1. Für die isotopischen Untersuchungen in den Sedimentkernen verwendete Arten (Kapitel D) sind durch ein * gekennzeichnet.

flachlebens- 0-50 m	flach/inter- mediärlebens- (0) 50-100 m	tief/inter- mediärlebens- 100-250 m	tieflebens- > 250 m
<i>S. dehiscens</i> (SG)	<i>G. conglobatus</i> (SG)	<i>G. tumida</i> (SG)	<i>G. hirsuta</i> (SG bis nördl. SAZ)
<i>P. obliquiloculata</i> (SG)	<i>O. universa</i> SG bis nördl. SAZ)	<i>G. menardii</i> (SG bis nördl. SAZ)	<i>G. scitula</i> (SG bis SAZ)
<i>O. bilobata</i> (SG)	<i>N. dutertrei</i> SG bis nördl. SAZ)	<i>G. calida</i> (SG bis nördl. SAZ)	<i>G. crassaformis</i> (SG bis AZ)
<i>G. sacculifer</i> (SG bis nördl. SAZ)	(<i>G. glutinata</i>) (SG bis PFZ)	<i>G. truncatulinoides</i> (SG bis AZ)	
<i>G. aequilateralis</i> (SG bis nördl. SAZ)	<i>T. quinqueloba</i> (SG bis AZ)	<i>G. inflata</i> * (SG bis AZ)	
<i>G. ruber</i> (SG bis nördl. SAZ)	<i>N. pachyderma</i> * (SG bis AZ)		
<i>G. bulloides</i> * (SG bis AZ)			

C 1.2 Rezente latitudinale Veränderung der Isotopenwerte

Für die vier Planktonforaminiferen-Arten, die sich nach den bisherigen Untersuchungen besonders gut für Sedimentkernuntersuchungen eignen, wurden die O- und C-Isotopenverhältnisse gegen die geographische Breite aufgetragen (Abb. 16-19). Dadurch zeichnen sich die Breitengradabhängigen Veränderungen der Isotopenwerte ab. Da das Stromband des ACC besonders im westlichen Südatlantik nicht mehr strikt zonal verläuft, wurden alle Meßwerte der jeweiligen Art auf einem Nord-Süd-Schnitt zwischen 34 und 51° S auf einem longitudinalen Korridor zwischen 0 und 20° E ausgewählt (Daten im Anhang: Tab. 34).

Sauerstoff-Isotopen

Die Zusammensetzung der O-Isotopen im Gehäusekarbonat einer planktischen Foraminifere ist hauptsächlich von der Wassertemperatur und somit von der geographischen Breite abhängig. Darüberhinaus hat die Veränderung der Zusammensetzung der O-Isotopen des Meerwassers einen vernachlässigbaren Einfluß auf den $^{18}\text{O}_{\text{Karbonat}}$ -Wert (CHARLES & FAIRBANKS, 1990). Der temperaturabhängige Gradient des Oberflächenwassers beträgt dabei vom Pol bis zum Äquator ca. 6 ‰. Alle Arten zeigen eine mit abnehmender Wassertemperatur korrespondierende Zunahme im $\delta^{18}\text{O}$. Da für die zonalen

Schnitte Arten mit unterschiedlichen Lebenstiefen ausgewählt wurden (vgl. C 1.1), zeigen die Foraminiferen einen unterschiedlich großen $\delta^{18}\text{O}$ -Gradienten. Die flachlebende *G. bulloides*-F. 4 (zu den Größenklassen siehe Tab. 3) hat auf dem Schnitt einen $\delta^{18}\text{O}$ -Gradienten von 3,07 ‰. Dabei nimmt die Temperatur von ca. 19 °C bei 35° S auf ca. 4,5 °C bei 50° S ab (Abb. 16). *N. pachyderma*-F. 4 lebt tiefer und zeigt auf dem gleichen Schnitt einen $\delta^{18}\text{O}$ -Gradienten von 2,85 ‰ bei einer Temperaturabnahme von etwa 12 °C (Abb. 17). Geringere $\delta^{18}\text{O}$ -Gradienten von 2,30 ‰ und 2,03 ‰ weisen die in einer Tiefe von 200-250 m lebenden Arten *G. truncatulinoides*-F. 2 (Abb. 18) und *G. inflata*-F. 3 (Abb. 19) auf. Die Temperaturabnahme auf dem Nord-Süd-Profil beträgt in dieser Tiefe ca. 10 °C.

Kohlenstoff-Isotopen

Der Einbau stabiler C-Isotopen ist, anders als bei den O-Isotopen, mit komplexeren Vorgängen verknüpft. Die Variationen der $^{13}\text{C}_{\text{Karbonat}}$ -Werte können als Änderungen in der Produktivität interpretiert werden (BERGER et al., 1978a; SARNTHEIN & WINN, 1990). Allerdings lassen sich diese Variationen zum Teil auch als wechselnde CO_2 -Austauschraten zwischen Meer und Atmosphäre deuten (CHARLES & FAIRBANKS, 1990). Im Gegensatz zum Vitaleffekt beim Einbau von O-Isotopen ist der Vitaleffekt beim Einbau von C-Isotopen temperaturabhängig. Aufgrund eines verlangsamten Metabolismus bei tieferen Temperaturen kommt es zu einer schwächeren Fraktionierung und die $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnisse liegen näher am Gleichgewicht, wenngleich immer noch zu leichteren Werten verschoben.

Bei der Primärproduktion wird bevorzugt ^{12}C im organischen Material festgelegt. Nach der Blüte sinkt dieses organische Material ab. Dies führt zu einer relativen ^{13}C -Anreicherung im Oberflächenwasser und gleichzeitig kommt es bei der Remineralisierung von C_{org} in den tieferen Wasserschichten zu einer ^{12}C - und Nährstoff- Anreicherung (BERGER & VINCENT, 1986). Die Foraminiferen speichern beim Gehäuseaufbau die jeweilige Zusammensetzung der C-Isotopen in der Wassermasse und bilden dieser Theorie zufolge ein Abbild der jeweiligen Produktivität. Mit den $\delta^{13}\text{C}$ -Differenzen zwischen flach- und tiefliebenden Foraminiferen sollte es demnach möglich sein, Aussagen über Produktivitätsänderungen zu treffen. Ausdrücklich muß aber darauf hingewiesen werden, daß es noch eine Vielzahl von Faktoren gibt, wie z. B. das globale Kohlenstoffreservoir, das Alter und die Herkunft der Wassermasse, thermodynamische Fraktionierungen an der Ozean-Atmosphäre-Grenzfläche sowie biologische Effekte, die das $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnis beeinflussen (CURRY et al., 1988; DUPPLESSY et al., 1988; SPERO & WILLIAMS, 1989; SPERO et al., 1991; MACKENSEN et al., 1993).

Die flachlebende *G. bulloides* und die flach/intermediärlebende *N. pachyderma* zeigen nach Süden schwerer werdende $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnisse (Abb. 16 und 17). Aufgrund erhöhter Nährstoff-Konzentrationen im Oberflächenwasser der SAZ und besonders an der APF kommt es hier zu erhöhter Primärproduk-

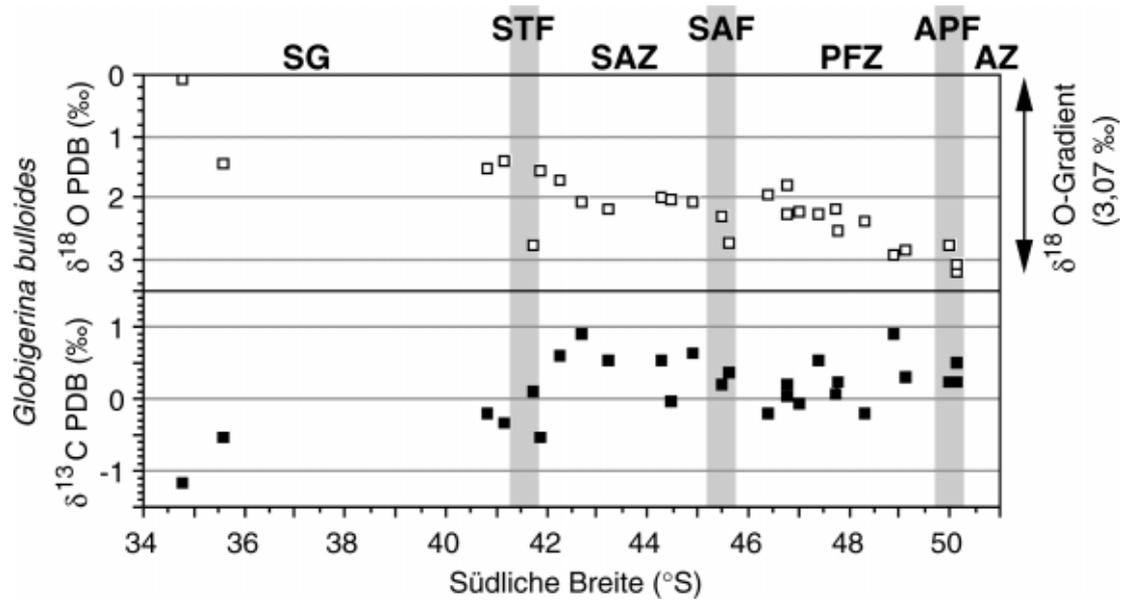


Abb. 16: Isotopenwerte von *G. bulloides* (flachlebend, < 50 m Wassertiefe) aus Oberflächensedimenten, aufgetragen auf die geographische Breite. Die mittleren Positionen der Fronten im ACC sind gerastert dargestellt (Abkürzungen siehe Tab. 1).

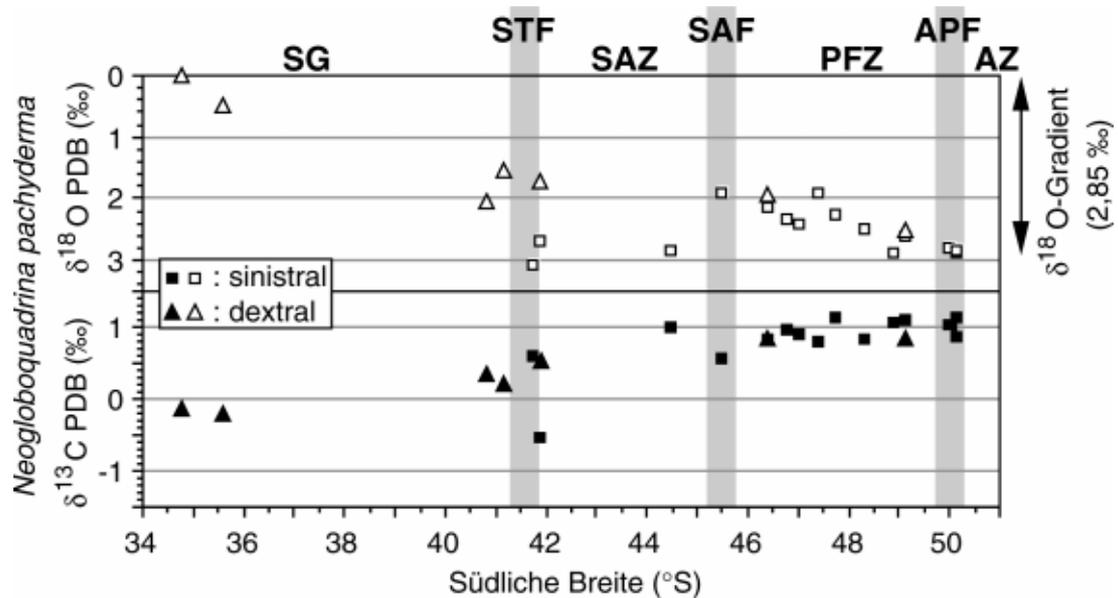


Abb. 17: Isotopenwerte von *N. pachyderma* (flach/intermediärlebend, 50-100 m Wassertiefe) aus Oberflächensedimenten, aufgetragen auf die geographische Breite. Die mittleren Positionen der Fronten im ACC sind gerastert dargestellt (Abkürzungen siehe Tab. 1).

tivität (ALLANSON et al., 1981). Diese erhöhte Produktivität zeichnet sich in der Zusammensetzung der C-Isotopen im Gehäuse von *G. bulloides* ab. Auch GANSSSEN (1983) und GANSSSEN & SARNTHEIN (1983) zeigten, daß *G. bulloides* in nährstoffreichen Auftriebsgebieten im Atlantik generell schwerere $\delta^{13}\text{C}$ -Werte aufweist. Im gering produktiven SG zeigt diese Art $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von

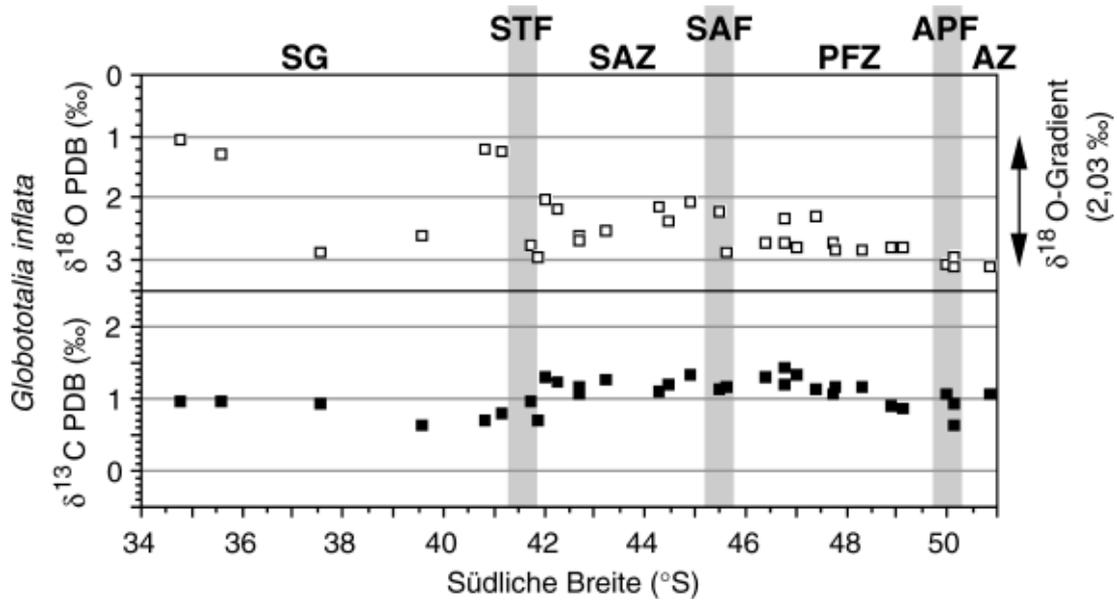


Abb. 18: Isotopenwerte von *G. inflata* (tief/intermediärlebend, 100-250 m Wassertiefe) aus Oberflächensedimenten, aufgetragen auf die geographische Breite. Die mittleren Positionen der Fronten im ACC sind gerastert dargestellt (Abkürzungen siehe Tab. 1).

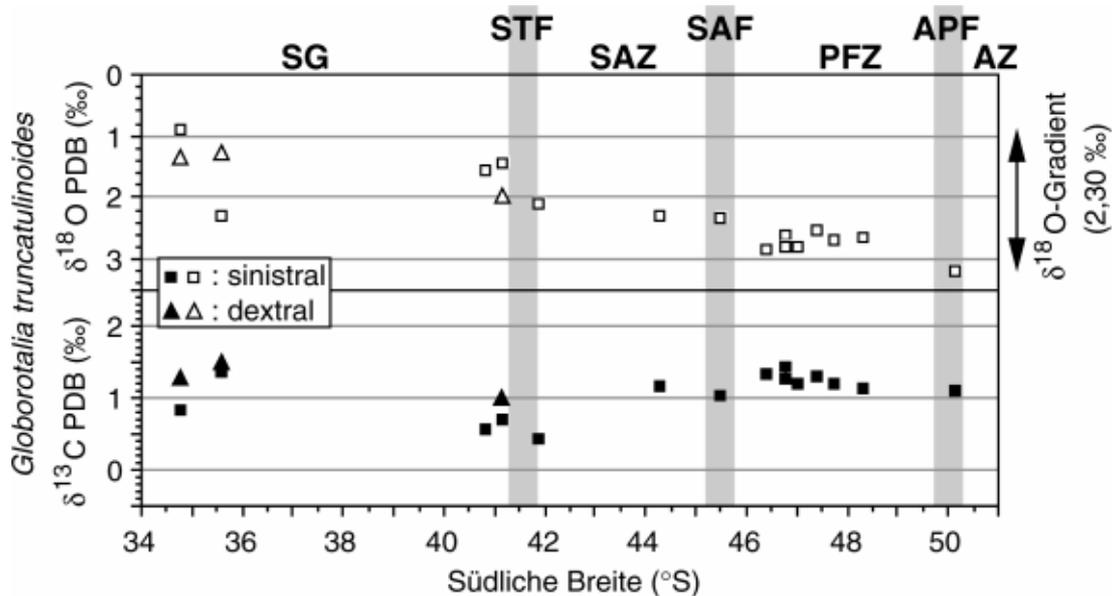


Abb.19: Isotopenwerte von *G. truncatulinoides* (tief/intermediärlebend, 100-250 m Wassertiefe) aus Oberflächensedimenten, aufgetragen auf die geographische Breite. Die mittleren Positionen der Fronten im ACC sind gerastert dargestellt (Abkürzungen siehe Tab. 1).

minimal -1,15 ‰ und erreicht in der SAZ und PFZ Werte bis 0,90 ‰. Einen ähnlichen Trend zeigt *N. pachyderma*, allerdings mit einem geringeren Anstieg (von -0,21 ‰ auf 1,14 ‰), da *N. pachyderma* in einer etwas tieferen Wasserschicht lebt. *G. inflata* und *G. truncatulinoides* leben im Mittel in einer Wassertiefe von ca.100-250 m und zeigen in der Zusammensetzung der

C-Isotopen keine wesentlichen Veränderungen (Abb. 18 und 19). Sie zeichnen mit ihren Änderungen bei einer Amplitude von 0,79 ‰ bzw. 0,98 ‰ kaum die Produktivitätsraten an der Oberfläche nach. Zum gleichen Ergebnis kommen auch GANSSSEN (1983), GANSSSEN & SARNTHEIN (1983) und SCHNEIDER (1991) bei $\delta^{13}\text{C}$ -Untersuchungen von *G. inflata* im äquatorialen Atlantik. Möglicherweise sind die beobachteten $\delta^{13}\text{C}$ -Variationen im Gehäuse von *G. inflata* und *G. truncatulinooides* auf unterschiedliche $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ -Gehalte in den verschiedenen Wassermassen zurückzuführen.

Im relativ schwach produktiven SG ist eine starke $\delta^{13}\text{C}$ -Differenz zwischen flach- bzw. flach/intermediärlebenden und tief/intermediärlebenden Arten ausgeprägt (Abb. 20). Bei zunehmender Produktivität wird diese Differenz geringer. Im Bereich der hochproduktiven APF ist diese Differenz kaum noch vorhanden.

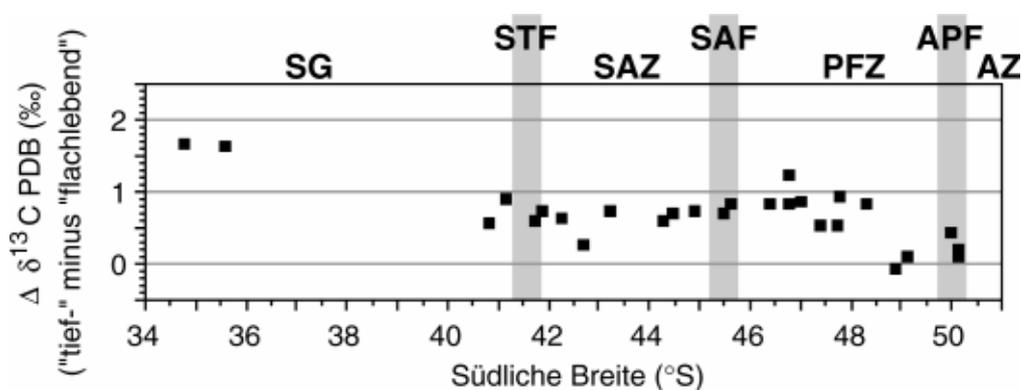


Abb. 20: $\delta^{13}\text{C}$ -Differenz zwischen flach- bzw. flach/intermediär- und tief/intermediärlebenden Arten, aufgetragen auf die geographische Breite. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *G. bulloides* und *N. pachyderma* (Abb. 16, 17) wurden gemittelt, um für jede Oberflächensedimentprobe jeweils einen Wert zu erhalten. Mit den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten von *G. inflata* und *G. truncatulinooides* (Abb. 18, 19) wurde entsprechend verfahren. Die mittleren Positionen der Fronten im ACC sind gerastert dargestellt (Abkürzungen siehe Tab. 1).

Unter der Annahme, daß die ^{13}C -Differenz von verschiedenen tief lebenden Arten hauptsächlich produktivitätsgesteuert ist, lassen sich entsprechende Schwankungen der Differenzen in Sedimentkernen möglicherweise als qualitative Produktivitätsschwankungen deuten (vgl. D 1.3).

C 1.3 Sauerstoff-Isotopentemperatur-Signale

Für die Rekonstruktion von Oberflächenwasserströmen in der Vergangenheit ist es notwendig, Temperatur-Unterschiede in der durchmischten Deckschicht zu erfassen. Die O-Isotopenwerte von unterschiedlich tief lebenden Foraminiferen-Arten wurden in diesem Kapitel mit gemessenen Temperaturen in Beziehung gesetzt um zu testen, in welchem Maße sich die heutigen

Temperatur-Gradienten des Oberflächenwassers in der Zusammensetzung der O-Isotopen dieser Arten widerspiegeln.

Als Eingangsparameter dienten O-Isotopenmessungen der unterschiedlichsten Arten aus insgesamt 59 Oberflächensedimentproben (Daten im Anhang: Tab. 33 und 35). Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der flachlebenden Artengruppe (Tab. 8) wurden dabei als Anzeiger für Temperaturen im Oberflächenwasser zwischen 0 und 50 m genutzt. Um eine Vergleichbarkeit zwischen den Proben zu gewährleisten wurden an allen Stationen die O-Isotopen in den folgenden Größenklassen gemessen (zu den Größenklassen siehe Tab. 3): *S. dehiscens*-F. 1, *P. obliquiloculata*-F. 1, *G. aequilateralis*-F. 2, *G. ruber*-F. 4, *G. sacculifer*-F. 4 und *G. bulloides*-F. 4. Um auch Temperaturen nahe 0 °C zu erfassen, wurde die flachlebende Artengruppe um die flach/intermediärlebende *N. pachyderma*-F. 4 (dextral und sinistral) erweitert.

Die Foraminiferen der tiefliebenden Artengruppe zeichnen in ihrem $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnis des Gehäusekarbonats Temperaturen von unterhalb 250 m Wassertiefe auf (Tab. 8). Alle Arten der tiefliebenden Artengruppe (*G. hirsuta*, *G. scitula* und *G. crassaformis*) wurden in der Größenklasse F. 2 (Tab. 3) gemessen. Entsprechend der flachlebenden Artengruppe wurde auch die tiefliebende Artengruppe um die tief/intermediärlebenden Arten *G. inflata*-F. 3 und *G. truncatulinoidea*-F. 2 (dextral und sinistral) erweitert. Zur Vereinfachung werden weiterhin beide erweiterten Artengruppen als flach- bzw. tiefliegend bezeichnet.

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der einzelnen Foraminiferen aus den beiden Artengruppen wurden entsprechend ihres artspezifischen Vitaleffektes (Tab. 7) korrigiert und anschließend in Temperaturen umgerechnet (vgl. B 2.3). Die dazu notwendigen Salinitätsdaten sind Sommerwerte aus 30 m Wassertiefe und wurden nördlich 45° S aus LEVITUS (1982) und südlich 45° S aus OLBERS et al. (1992) entnommen (vgl. C 1.1).

Temperaturberechnungen aus $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von *N. pachyderma* (sinistral) zeigen dabei nördlich von ca. 45° S geringere Temperaturen als die ozeanographischen Meßdaten aus 0-100 m Wassertiefe. Steigen die Oberflächenwassertemperaturen über ca. 8 °C an, so scheint *N. pachyderma* (sinistral) in größere Wassertiefen abzuwandern und dort zu kalzifizieren. Zu einem ähnlichen Ergebnis kommen auch WU & HILLAIRE-MARCEL (1994) bei Untersuchungen von *N. pachyderma* (sinistral) aus dem Nordatlantik. Aus diesem Grunde wurde *N. pachyderma* (sinistral) nur aus Oberflächensedimentproben südlich von 45° S in die flachlebende Artengruppe integriert. Temperaturberechnungen aus $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von *N. pachyderma* (dextral) zeigen zumindest bis ca. 15 °C keine einheitlichen Abweichungen zu den ozeanographischen Meßdaten und wurden somit auch nördlich 45° S in die flachlebende Artengruppe integriert.

Durch eine lineare Regression wurden die errechneten Temperaturen der Foraminiferen der flach- und tiefliebenden Artengruppen mit gemessenen Temperaturen (LEVITUS, 1982; OLBERS et al., 1992) in Beziehung gesetzt. Die aus den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten der Arten in der flachlebenden Gruppe errechneten Oberflächentemperaturen korrelieren in ihrer Gesamtheit gut mit den gemessenen Wassertemperaturen bei 30 m Wassertiefe ($r = 0,94$) (Abb. 21). Die Standardabweichung beträgt $2,1\text{ }^{\circ}\text{C}$.

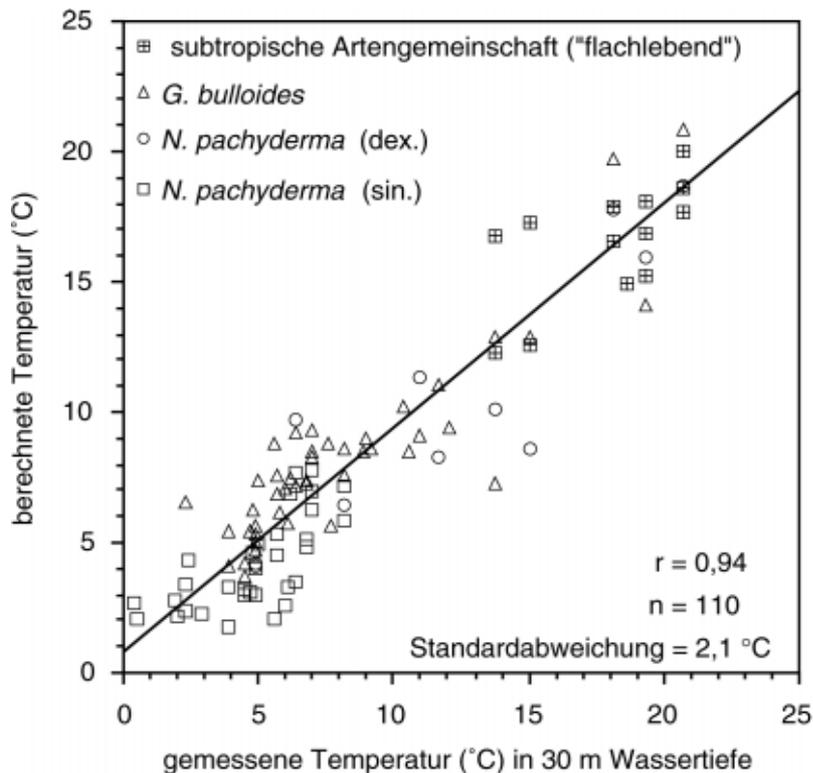


Abb. 21: Korrelation zwischen den gemessenen Temperaturen bei 30 m Wassertiefe und den, aus den O-Isotopenwerten der flachlebenden Artengruppe, berechneten Temperaturen. Da von den subtropischen Arten (*S. dehiscens*, *P. obliquilocuata*, *G. aequilateralis*, *G. ruber*, *G. sacculifer*) nur wenige O-Isotopenwerte vorlagen wurden sie zur subtropischen Artengemeinschaft zusammengefaßt. Die einzelnen Arten bzw. die Gemeinschaft haben folgende Korrelationskoeffizienten: subtropische Artengemeinschaft ($r = 0,57$), *G. bulloides* ($r = 0,88$), *N. pachyderma* (dextral) ($r = 0,77$) und *N. pachyderma* (sinistral) ($r = 0,70$).

Aus den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten der tiefliebenden Artengruppe wurden Temperaturen berechnet, die immerhin noch gut mit den gemessenen Temperaturen bei 250 m Wassertiefe korrelieren ($r = 0,80$) (Abb. 22). Die Standardabweichung beträgt hier $2,0\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Werden die Temperaturen in 250 m Wassertiefe von den Temperaturen in 30 m Wassertiefe subtrahiert erhält man Informationen über den Temperaturgradienten in den obersten 250 m der Wassersäule. Inwieweit sich diese Temperatur-Differenzen in den berechneten O-Isotopentemperaturen widerspiegeln wurde innerhalb einer linearen Regression getestet.

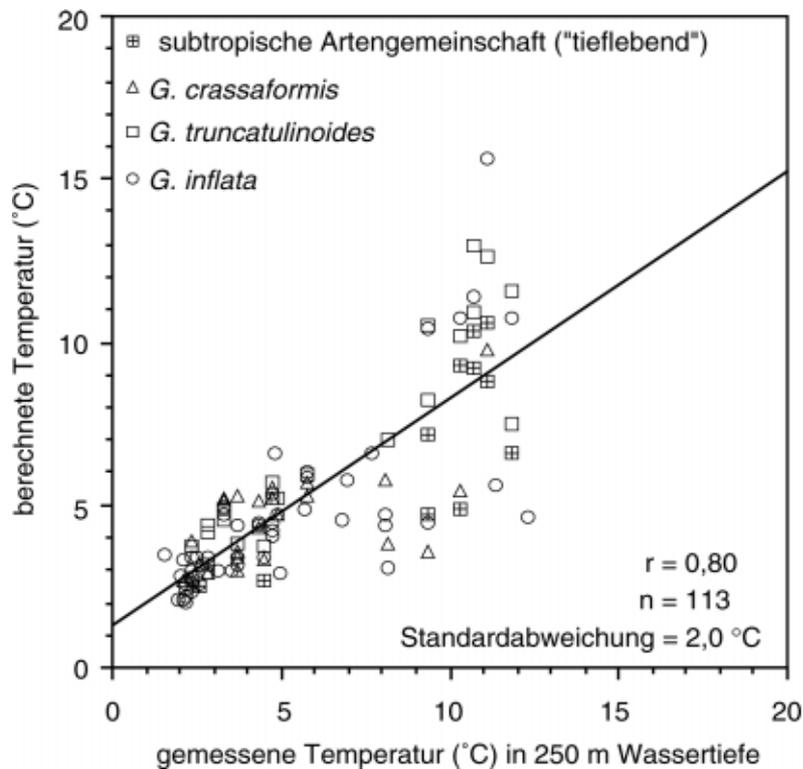


Abb. 22: Korrelation zwischen den gemessenen Temperaturen bei 250 m Wassertiefe und den, aus den O-Isotopenwerten der tiefliebenden Artengruppe, berechneten Temperaturen. Da von den subtropischen Arten (*G. hirsuta*, *G. scitula* und *G. truncatulinoides* (dextral)) nur wenige O-Isotopenwerte vorlagen wurden sie zur subtropischen Artengemeinschaft zusammengefaßt. Die einzelnen Arten bzw. die Gemeinschaft haben folgende Korrelationskoeffizienten: subtropische Artengemeinschaft. ($r = 0,80$), *G. crassaformis* ($r = 0,64$), *G. truncatulinoides* (sinistral) ($r = 0,91$) und *G. inflata* ($r = 0,75$).

Die für jede Foraminifere der flach- bzw. tiefliebenden Artengruppe berechneten O-Isotopentemperaturen wurden gemittelt, so daß pro Oberflächenprobe nur noch eine berechnete Temperatur für 30 m Wassertiefe und eine berechnete Temperatur für 250 m Wassertiefe zur Verfügung stand. Für insgesamt 46 Stationen liegen so berechnete Temperaturen beider Tiefenintervalle vor. Die gemittelten Temperaturen wurden anschließend voneinander subtrahiert. Durch eine lineare Regression wurden die errechneten Temperatur-Differenzen mit den gemessenen Temperatur-Differenzen (LEVITUS, 1982; OLBERS et al., 1992) in Beziehung gesetzt (Abb. 23). Bei einem Korrelationskoeffizienten von $r = 0,79$ wurde ein verhältnismäßig geringer Standardfehler von $1,3\text{ °C}$ berechnet.

Damit ist unter Berücksichtigung der jeweiligen artspezifischen Vitaleffekte die Differenz der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zwischen flach- und tiefliebenden Arten ein vom Eiseffekt unabhängiges Werkzeug um den Temperatur-Gradienten des Oberflächenwassers in der Vergangenheit zu rekonstruieren. Diese Methode zur Rekonstruktion von Paläo-Umweltparametern wurde mit den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten der

Arten *G. bulloides*, *N. pachyderma* (dextral und sinistral) und *G. inflata* an zwei Sedimentkernen aus dem ACC angewendet (vgl. D 1.2).

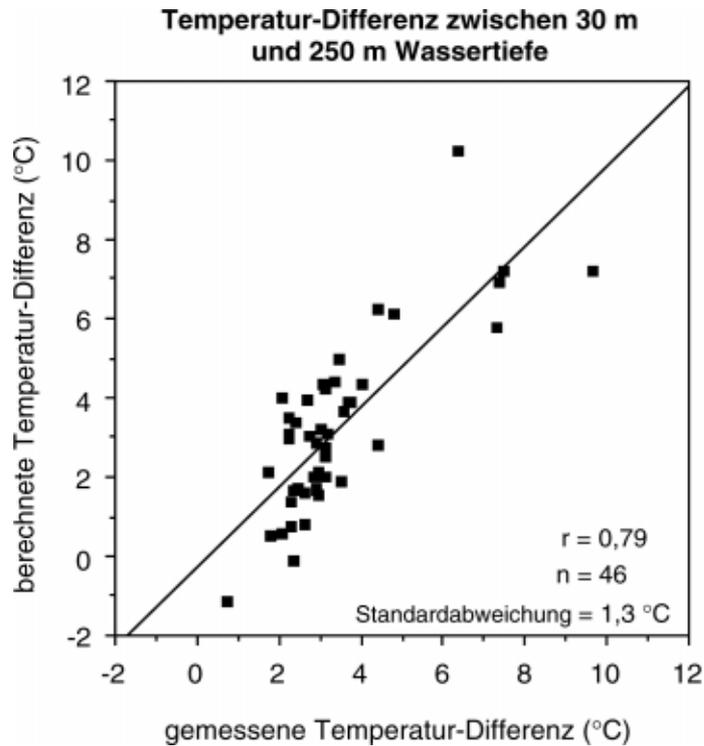


Abb. 23: Korrelation zwischen gemessenen und aus O-Isotopentemperaturen berechneten Temperatur-Differenzen.

C 2 Quantitative Faunenanalyse

Vergesellschaftungen planktischer Foraminiferen sind ausgezeichnete Indikatoren für Oberflächenwassermassen. Ihre geographische Verteilung wird direkt durch hydrographische Umweltparameter kontrolliert. Die Temperatur übt dabei den entscheidenden Einfluß auf die Vergesellschaftung aus (BÉ & TOLDERLUND, 1971; PARKER 1971; BÉ, 1977). Allerdings sind auch der Salzgehalt und das Nährstoffangebot von Bedeutung (CIFELLI & BÉNIER, 1976; VAN LEEUWEN, 1989; BRUMMER & KROON, 1988). Nach dem Absterben, bzw. der Reproduktion der Foraminiferen sinken die leeren Gehäuse aus den Oberflächenwassermassen ab und bilden einen großen Teil der Sedimentbedeckung des Meeresbodens. Dabei zeigen die Thanatozönosen immer noch eindeutige Beziehungen zur Hydrographie der Oberflächenwassermassen (BÉ & TOLDERLUND, 1971; BÉ, 1977).

C 2.1 Rezente Artenverteilungsmuster

Die Temperaturen der Oberflächenwassermassen sind in erster Linie an die geographische Breite gebunden. Entsprechend sind auch die Vorkommen der

meisten Foraminiferen-Arten von der geographischen Breite abhängig. Allerdings gibt es untergeordnet auch meridionale Unterschiede, die im westlichen und östlichen Südatlantik deutlich an die unterschiedlichen Wassermassen gekoppelt sind. Aufgrund dieser Erkenntnisse teilten BÉ & TOLDERLUND (1971) und BÉ (1977) die Arten entsprechend ihres weltweit zonalen Auftretens in fünf Hauptprovinzen ein: Antarktische Provinz, Subantarktische Provinz, Übergangzone, Subtropische Provinz und Tropische Provinz. In diesem Kapitel sind die prozentualen Anteile wichtiger Arten aus diesen Faunenprovinzen gegen die geographische Breite dargestellt. Dafür wurden aus dem aufbereiteten Rezent-Gesamtdatensatz (vgl. B 3.2) insgesamt zehn Arten ausgewählt, die im Arbeitsgebiet jeweils als charakteristische Vertreter ihrer Faunengruppen vorkommen (Tab. 9).

Da das Stromband des ACC nicht im gesamten Südatlantik zonal verläuft unterscheiden sich die ozeanographischen Bedingungen des östlichen Teils des Arbeitsgebietes stark von denen im westlichen Teil. Während im Osten eine strikte Zonalität das Frontensystem des ACC gliedert, bilden sich im Westen u.a. durch den Zusammenfluß von Falkland- und Brasil-Strom längengradabhängige Variationen aus (Abb. 2). Aus diesem Grunde wurde der insgesamt 75 Proben umfassende Rezent-Gesamtdatensatz (Abb. 8) bei 15° W geteilt. Die prozentualen Anteile einer jeden dargestellten Art wurden auf ein westliches Profil von 15 bis 60° W (insgesamt 28 Proben) und auf ein östliches Profil von 20° E bis 15° W (insgesamt 47 Proben) aufgetragen. Da auch auf diesen Profilen immer noch längengradabhängige Variationen auftreten, zeigen einige Arten trotz gleicher geographischer Breite variierende Anteile an der Gesamtf fauna.

Tab. 9: In den folgenden Abbildungen (24-27) dargestellte charakteristische Arten aus den Faunenprovinzen.

Faunenprovinzen:	Arten:
Antarktische Provinz	<i>N. pachyderma</i> (sinistral)
Subantarktische Provinz	<i>N. pachyderma</i> (dextral), <i>T. quinqueloba</i> , <i>G. bulloides</i>
Übergangzone	<i>G. inflata</i> , <i>G. truncatulinoides</i> (sinistral)
Subtropische Provinz	<i>G. ruber</i> (weiß), <i>G. aequilateralis</i>
Tropische Provinz	<i>G. menardii</i> - <i>G. tumida</i> -Gruppe, <i>G. sacculifer</i>

Antarktische Provinz: *N. pachyderma* (sinistral)

N. pachyderma (sinistral) (Abb. 24) ist ein Indikator für polare Wassermassen. Südlich der APF stellt sie 90 bis 100 % der Gesamtf fauna. In saisonal mit Meereis bedeckten Gebieten der AZ ist *N. pachyderma* (sinistral) lebend im Meereis gefunden worden (LIPPS & KREBS, 1974; SPINDLER & DIEKMANN, 1986), allerdings ist noch unsicher, ob sie auch innerhalb des Meereises reproduziert. Mit nach Norden hin ansteigender Temperatur nimmt der Anteil von *N. pachyderma* (sinistral) schnell ab und erreicht nördlich der STF nur

noch geringe prozentuale Anteile an der Gesamtfaua. Allerdings kann in Auftriebsgebieten der Anteil von *N. pachyderma* (sinistral) an der Gesamtfaua bis auf über 10 % steigen (Station GeoB 1719-5: 11,6 %). Hier werden dem Oberflächenwasser kalte Wassermassen aus größerer Wassertiefe beigemischt. Wahrscheinlich handelt es sich hierbei um Wassermassen subantarktischen Ursprungs aus 200-500 m Wassertiefe (SASW, SACW).

Subantarktische Provinz: *N. pachyderma* (dextral) , *T. quinqueloba*,
G. bulloides

Alle drei Arten sind gute Indikatoren für kalte subpolare Wassermassen, zeigen aber auch größere Vorkommen in nährstoffreichen Auftriebsgebieten (BÉ & TOLDERLUND, 1971; BÉ & HUTSON, 1977; VAN LEEUWEN, 1989). *N. pachyderma* (dextral) (Abb. 24) ist im nördlichen Teil des ACC mit Anteilen um 20 % an der Gesamtfaua vertreten. Südlich der SAF sinkt ihr Anteil auf unter 10 % und in den südlichsten Proben innerhalb der AZ ist *N. pachyderma* (dextral) nicht mehr vorhanden. Im SG zeigt diese Art stark variierende prozentuale Anteile. Ihr Anteil beträgt in den küstennahen Auftriebsgebieten vor Südafrika und Namibia sowie auf dem Walfisch-Rücken bis zu 53,6 %. Je nach Temperatur stellt sie im SG unter offen-ozeanischen Bedingungen einen maximalen Anteil von 15 %. Im westlichen Teil des SG kommt *N. pachyderma* (dextral) aufgrund höherer Wassertemperaturen nur noch sporadisch vor.

Ein guter Kaltwasserindikator mit generell geringeren Anteilen an der Gesamtfaua ist *T. quinqueloba* (Abb. 24). Bei dieser Art erreichen auch große Exemplare nur selten einen Durchmesser von über 180 µm (HEMLEBEN et al., 1989). In der Vergangenheit sind quantitative Faunenanalysen an planktischen Foraminiferen meist nur an Sedimentmaterial > 150 µm durchgeführt worden, was zu einer Unterbewertung dieser Art führte. In dieser Arbeit wurde deshalb die Foraminiferen-Fauna ab einer Korngröße von 125 µm gezählt, wodurch *T. quinqueloba* besonders in der PFZ im östlichen Südatlantik mit maximal 15,8 % einen gewichtigen Anteil an der Gesamtfaua stellt. Ihr Auftreten im östlichen Teil des SG scheint wohl auch an das Auftriebsgeschehen kälterer Wassermassen gebunden zu sein. Das Fehlen von *T. quinqueloba* im zentralen Teil des SG, auf dem westlichen Profil, ist wohl in erster Linie auf zu hohe Wassertemperaturen für diese Art zurückzuführen. Da hier aber vorwiegend Literaturdaten (SPECMAP, 1989, PFLAUMANN et al., eingereicht) benutzt wurden, ist auch eine Unterbewertung aus den vorstehend genannten Gründen nicht auszuschließen.

G. bulloides (Abb. 25) toleriert ein sehr großes Temperaturspektrum von 0 bis 27 °C (BÉ & TOLDERLUND, 1971) und tritt deshalb fast im gesamten Arbeitsgebiet auf. GANSSSEN (1983), PFLAUMANN (1985) und SAUTTER & THUNELL (1991) zeigten, daß *G. bulloides* bei Temperaturen von ca. 15 °C und großem Nahrungsangebot, wie z. B. in Auftriebsgebieten, größte Häufigkeiten erreicht. Im östlichen Südatlantik erreicht *G. bulloides* in der SAZ und im südlichen Teil des SG maximale Häufigkeiten von bis zu 40,0 %. Auch die Oberflächen-

sedimentproben aus den erwähnten Auftriebsgebieten zeigen relativ große Anteile von bis zu 24,2 %. Im zentralen Bereich des SG im westlichen Südatlantik geht der Anteil von *G. bulloides* bis auf 0,2 % zurück.

Übergangszone: *G. inflata*, *G. truncatulinoides* (sinistral)

G. inflata (Abb. 25) hat im Arbeitsgebiet generell hohe Anteile an der Gesamtfau. Nur in der AZ und im zentralen SG des westlichen Südatlantiks tritt *G. inflata* nicht auf. Diese Art hat ihr maximales Auftreten mit bis zu 35,4 % im Bereich der STF, wo subpolare und subtropische Wassermassen aufeinander treffen. Im westlichen Südatlantik wird dieses Maximum besonders deutlich, hier nimmt der Anteil an der Gesamtfau von der STF aus gesehen zu wärmeren sowie zu kälteren Wassermassen ab. Im östlichen Südatlantik wird ihr Auftreten südlich der STF entsprechend der sinkenden Wassertemperaturen geringer. Nördlich der STF zeigen sich allerdings große Schwankungen im Auftreten von *G. inflata*. Durch unterschiedlich starken Auftrieb ist die Zusammensetzung der Wassermassen des Benguela-Stromes entsprechend variabel. Diese Variabilität kann auch zu großen Unterschieden in der Faunenzusammensetzung innerhalb des Benguela-Stromes führen. Hierbei meidet *G. inflata* eher die Gebiete mit starkem Auftrieb (FAIRBANKS et al., 1980; DEUSER et al., 1981; VAN LEEUWEN, 1989; RAVELO et al., 1990).

G. truncatulinoides (Abb. 25) wird von BÉ (1977) als subtropische Art bezeichnet. Die sinistral gewundene Form muß aber aufgrund ihrer geographischen Verteilung im Arbeitsgebiet eher zur Übergangszone gezählt werden. Ihr Verbreitungsgebiet reicht von der nördlichen PFZ (2-3 °C in 250 m Wassertiefe) bis auf ca. 25° S im subtropischen Südatlantik. Maximale Anteile mit bis zu 10,9 % an der Gesamtfau erreicht *G. truncatulinoides* (sinistral) im Bereich der STF sowie im offen-ozeanischen Bereich des SG. In wärmeren Wassermassen, nördlich der STF, nimmt der Anteil der sinistral gewundenen Form von *G. truncatulinoides* ab und der Anteil der dextral gewundenen Form nimmt entsprechend zu.

Subtropische Provinz: *G. ruber* (weiß), *G. aequilateralis*

G. ruber (weiß) (Abb. 26) toleriert nur Wassertemperaturen oberhalb 14 °C (BÉ & TOLDERLUND, 1971). Somit ist ihr Auftreten im Arbeitsgebiet auf den SG beschränkt. Sie hat ihr maximales Auftreten mit 43,1 % im zentralen Bereich des SG im westlichen Südatlantik nördlich 34° S, wobei *G. ruber* (weiß) Wassermassen mit geringen Nährstoffkonzentrationen bevorzugt (BÉ, 1977; THUNELL & REYNOLDS, 1984). Auf dem östlichen Profil zeigen die auf dem Mittelatlantischen Rücken genommenen Sedimentproben Anteile von *G. ruber* (weiß) zwischen 22,1 und 34,3 %. Die weiter östlich gelegenen Probenstationen zeigen entsprechend der geringeren Wassertemperaturen Anteile an der Gesamtfau von bis zu 11 %.

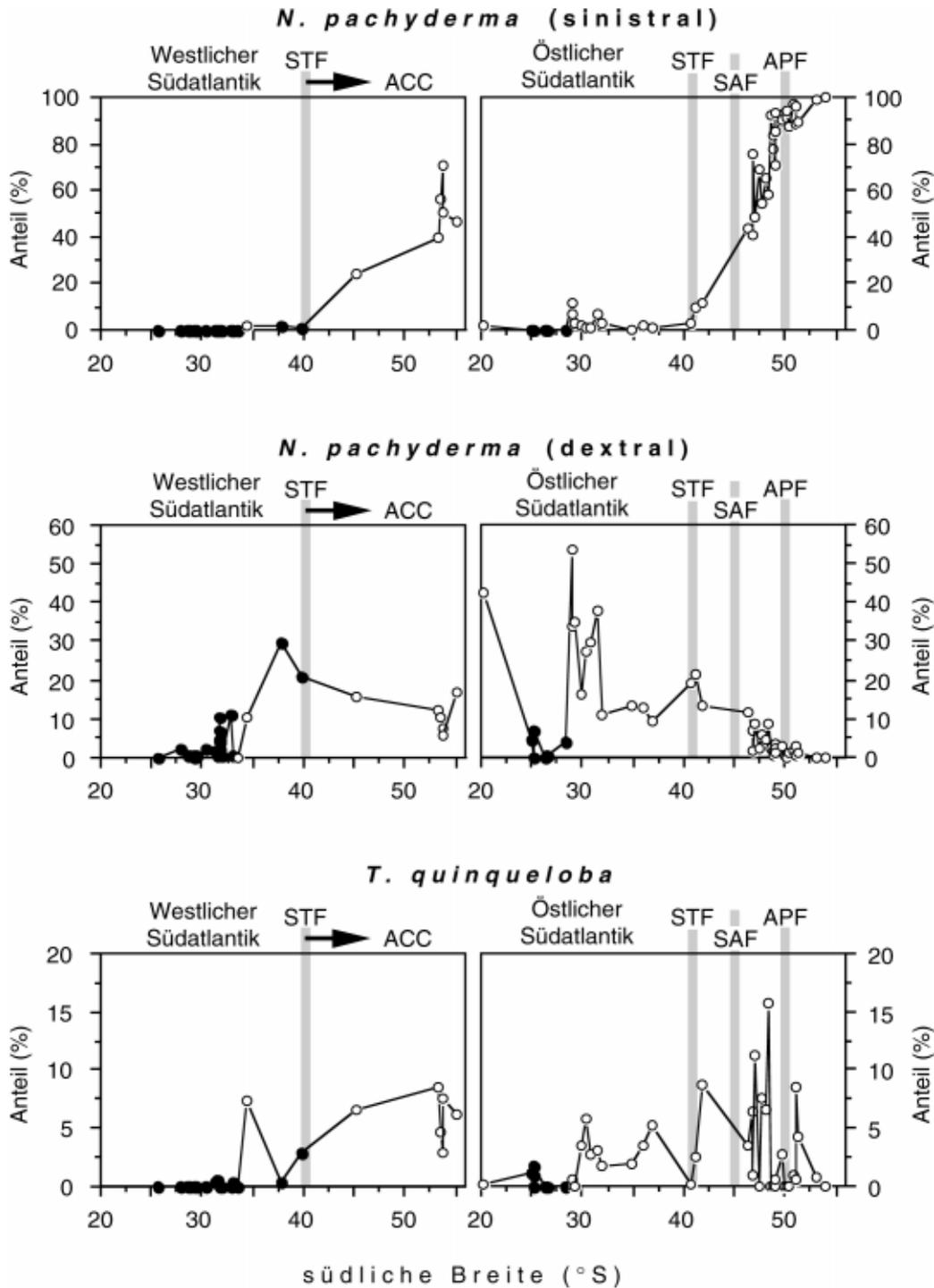


Abb. 24: Häufigkeit von *N. pachyderma* (sinistral), *N. pachyderma* (dextral) und *T. quinqueloba*, aufgetragen gegen die geographische Breite und die ozeanographischen Frontensysteme des ACC. Abkürzungen siehe in Tab. 1, ○ = Daten aus dieser Arbeit, ● = Literaturdaten.

Ein weiterer wichtiger Anzeiger für subtropische Wassermassen ist *G. aequilateralis* (Abb. 26). Sie zeigt ein ähnliches Verteilungsmuster wie *G. ruber* (weiß), stellt jedoch nur bis zu 6,3 % der Foraminiferen-Fauna. *G. aequi-*

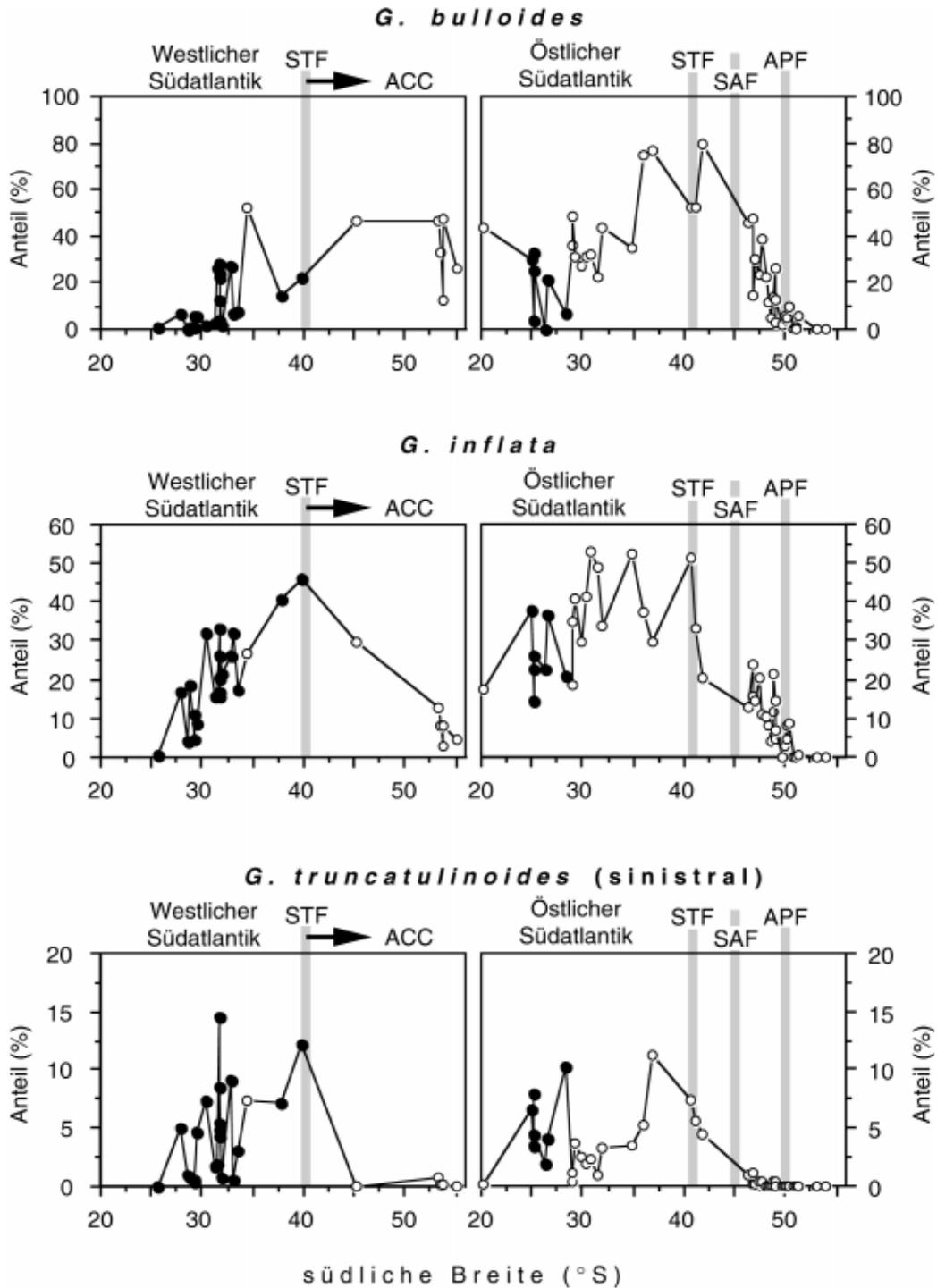


Abb. 25: Häufigkeit von *G. bulloides*, *G. inflata* und *G. truncatulinoides* (sinistral), aufgetragen gegen die geographische Breite und die ozeanographischen Frontensysteme des ACC. Abkürzungen siehe in Tab. 1, ○ = Daten aus dieser Arbeit, ● = Literaturdaten.

lateralis toleriert etwas tiefere Temperaturen als *G. ruber* (weiß) und ist daher auch in der SAZ anzutreffen. Allerdings liegt ihr Anteil hier unter 1 % der Gesamtfaua.

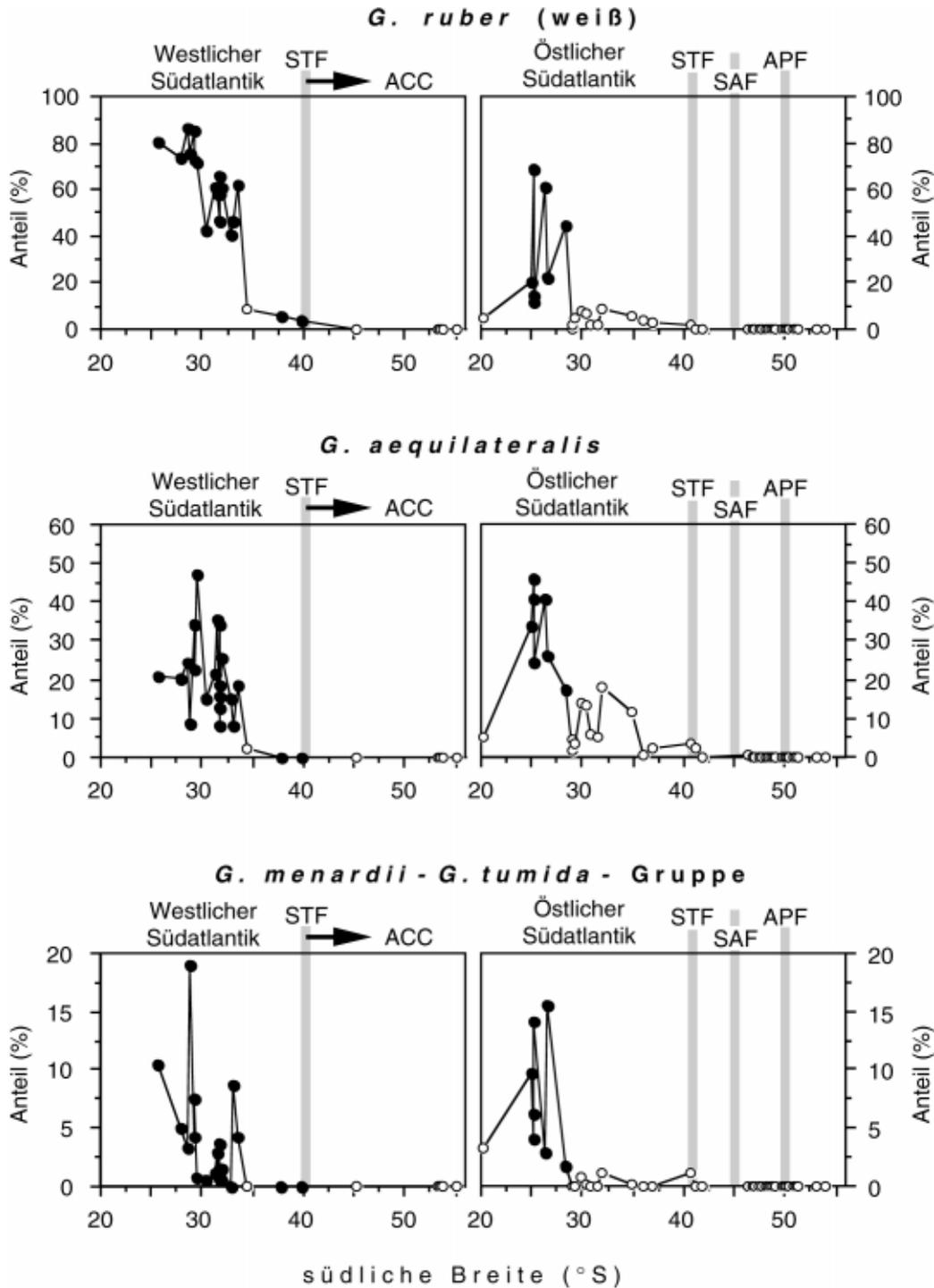


Abb. 26: Häufigkeit von *G. ruber* (weiß), *G. aequilateralis* und der *G. menardii*-*G. tumida*-Gruppe, aufgetragen gegen die geographische Breite und die ozeanographischen Frontensysteme des ACC. Abkürzungen siehe in Tab. 1, ○ = Daten aus dieser Arbeit, ● = Literaturdaten.

Tropische Provinz: *G. menardii*-*G. tumida*-Gruppe, *G. sacculifer*
G. sacculifer und die *G. menardii*-*G. tumida*-Gruppe (Abb. 26 und 27) werden der tropischen Faunenprovinz nördlich 15° S zugeordnet (BÉ & TOLDERLUND,

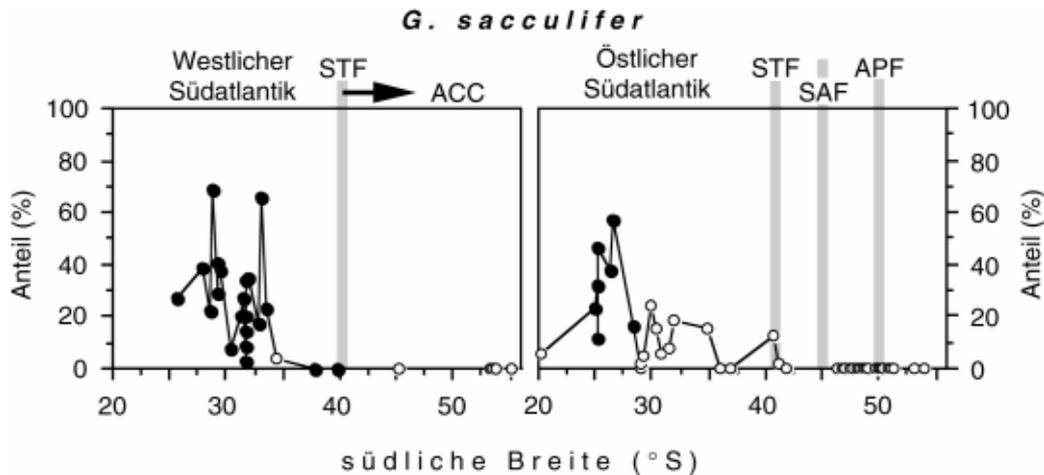


Abb. 27: Häufigkeit von *G. sacculifer* aufgetragen gegen die geographische Breite und die ozeanographischen Frontensysteme des ACC. Abkürzungen siehe in Tab. 1, ○ = Daten aus dieser Arbeit, ● = Literaturdaten.

1971; BÉ, 1977) und erreichen daher im Arbeitsgebiet nur Anteile von weniger als 8 % an der Gesamtf fauna. Das Auftreten dieser Arten beschränkt sich hier auf den SG. Im östlichen Südatlantik sind die Arten nur auf dem nördlichen Teil des Walfisch-Rückens und auf dem nördlich von 28 °S gelegenen Teil des Mittelatlantischen Rückens mit Anteilen von mehr als 2 % vertreten. Im westlichen Südatlantik sind diese Arten mit Anteilen von über 1,5 % im Bereich des küstenparallel fließenden Brasil-Stromes zu beobachten. *G. sacculifer* und besonders die *G. menardii*-*G. tumida*-Gruppe sind an sehr warme Wassermassen gebunden (LOUBERE, 1981), wie sie der Brasil-Strom südwärts transportiert.

Außer den hier vorgestellten dominanten Foraminiferen sind bis auf *G. falconensis* und *G. glutinata* in keiner Sedimentoberflächenprobe Arten oder Morphotypen mit mehr als 10 % an der Gesamtf fauna vertreten. Die subtropische Art *G. falconensis* tritt hauptsächlich im zentralen Bereich des SG mit maximalen Anteilen von bis zu 18 % auf. In östlichen Randbereichen des SG tritt sie dagegen nur mit weniger als 1 % der Gesamtf fauna auf. *G. glutinata* wird von vielen Autoren als unspezifisch verteilte Art bezeichnet, wobei nicht bekannt ist welche Umweltparameter das Auftreten dieser Art steuern (BÉ & TOLDERLUND, 1971; BÉ, 1977; KIPP, 1976; PFLAUMANN, 1985). Möglicherweise ist ihr Auftreten an erhöhte Produktivität gebunden (DEUSER et al., 1981; REYNOLDS & THUNELL, 1985). Allerdings zeigen die durch Auftrieb beeinflussten Proben des östlichen Profils keine erhöhten Anteile von *G. glutinata* gegenüber anderen Stationen. Ihr maximales Auftreten mit 17,2 % der Gesamtf fauna zeigt *G. glutinata* im westlichen Südatlantik, wobei sie in stark variierenden Anteilen in jeder Oberflächenprobe auftritt. Im östlichen Südatlantik ist sie mit stark variablen Anteilen zwischen 0,5 und 12,7 % in allen Sedimentoberflächenproben nördlich der PFZ anzutreffen. In der PFZ und AZ tritt

G. glutinata dann nur noch sporadisch an einigen Positionen mit Anteilen von kaum über 1 % auf.

C 2.2 Foraminiferen-Vergesellschaftungen (R-Modus)

Der Rezent-Gesamtdatensatz, der die prozentuale Zusammensetzung von 27 Foraminiferen-Arten und -Morphotypen an 75 Stationen umfaßt, wurde mittels einer R-Modus-Faktorenanalyse in Vergesellschaftungen (Faktoren) unterteilt (vgl. B 3.3). Nach verschiedenen Rechnungen stellte sich heraus, daß hier ein 4-Faktoren-Modell sinnvolle Ergebnisse liefert. Das R-Modus-4-Faktoren-Modell erklärt insgesamt 62,8 % der ursprünglichen Faunenvariabilität (Ausgangsvarianz). Dies stellt einen verhältnismäßig großen Anteil innerhalb einer R-Modus-Rechnung dar, da für weit verbreitete oder stark dominierende Arten oder Morphotypen keine Vergesellschaftungen errechnet werden (vgl. B 3.3). Das R-Modus-Modell scheidet daher auch keine Vergesellschaftungen für den Bereich südlich der SAF aus, da hier *N. pachyderma* (sinistral) dominiert und sich keine charakteristische Vergesellschaftung mit anderen Foraminiferen abzeichnet.

Die geographischen Verteilungsmuster der vier errechneten Vergesellschaftungen sind in Abb. 28 graphisch dargestellt. (R-Faktorenwertematrix im Anhang: Tab. 26). Wo keine Proben vorhanden waren wurden die Grenzen zwischen den Vergesellschaftungen entsprechend des jeweiligen Wertbetrages je Faktor in der Probe interpoliert. In der geographischen Verteilung der vier Faktoren spiegeln sich die zum Teil zonalen ozeanographischen Bedingungen im Südatlantik wider. Die Verteilung der Vergesellschaftungen ist in erster Linie an bestimmte Wassertemperaturen gebunden. Untergeordnet pausen sich aber auch Beziehungen zu anderen hydrographischen Parametern wie der Nährstoffkonzentration und dem Salzgehalt durch.

In Tab. 10 sind die dominanten, assoziierten und antikorrelierten Foraminiferen mit ihren Ladungen für die jeweiligen Vergesellschaftungen zusammengefaßt. Die Arten bzw. Morphotypen sind entsprechend ihres Ladungsbetrages geordnet. Die Kommunalitäten der einzelnen Arten liegen zwischen 0,24 und 0,91 (R-Faktorenladungsmatrix im Anhang: Tab. 25). Die Namen der Vergesellschaftungen (R-F1 bis R-F4) beziehen sich auf ihre jeweilige hydrographisch-geographische Verteilung.

R-F1: Tropische Vergesellschaftung

Mit 25,3 % Varianz erklärt dieser Faktor den höchsten Anteil der Ausgangsvarianz im 4-Faktorenmodell. Er wird durch die tropische Art *G. digitata* und durch die tropisch-subtropischen Arten *G. aequilateralis*, *G. calida*, *G. tenella* sowie durch die Art *G. glutinata* dominiert, welche von verschiedenen Autoren als unspezifisch verteilt bezeichnet wird (vgl. C 2.1). *G. glutinata* tritt zwar fast im gesamten Untersuchungsgebiet auf, allerdings wird durch die R-Modus-

Tab. 10: Zusammensetzung und Gewichtung der errechneten Faktoren in der R-Modus-Faktorenanalyse. Hinter den Arten, Artengruppen und Morphotypen sind die entsprechenden Ladungsbeträge angegeben. (Abkürzungen: HK = Hauptkomponente, Var. = Varianz).

HK	Dominante Arten	Assoziierte Arten	Antikorrelierte Arten
R-F1 Var.: 25,3%	<i>G. aequilateralis</i> 0,82	<i>G. ruber (rot)</i> 0,65	<i>N. pachyderma</i> (sinistral) -0,57
	<i>G. calida</i> 0,81	<i>G. ruber (weiß)</i> 0,64	
	<i>G. tenella</i> 0,80	<i>G. sacculifer</i> 0,63	
	<i>G. glutinata</i> 0,77	<i>G. menardii-</i>	
	<i>G. digitata</i> 0,71	<i>G. tumida-Gruppe</i> 0,60	
		<i>G. sacculifer (sac.)</i> 0,57	
		<i>G. rubescens</i> 0,56	
		<i>G. scitula</i> 0,53	
		<i>O. universa</i> 0,50	
		<i>G. crassaformis-</i>	
		<i>G. truncatulinoides-</i> Gruppe 0,45	
	<i>N. dutertrei</i> 0,43		
R-F2 Var.: 11,9%	<i>G. inflata</i> 0,83	<i>N. pachyderma</i> (dextral) 0,65	<i>N. pachyderma</i> (sinistral) -0,58
		<i>G. bulloides</i> 0,61	
		<i>N. dutertrei</i> 0,60	
		<i>N. pachyderma-dutertrei-Übergang</i> 0,48	
		<i>G. crassaformis-</i>	
		<i>G. truncatulinoides-</i> Gruppe 0,43	
R-F3 Var.: 8,8%	<i>T. iota</i> 0,81	<i>D. anfracta</i> 0,68	
		<i>G. rubescens</i> 0,51	
R-F4 Var.: 16,8%	<i>G. hirsuta</i> 0,76	<i>G. conglobatus</i> 0,69	<i>T. quinqueloba</i> -0,52
		<i>G. ruber (weiß)</i> 0,68	<i>G. bradyi</i> -0,45
		<i>G. falconensis</i> 0,64	<i>G. bulloides</i> -0,41
		<i>G. sacculifer (sac.)</i> 0,63	<i>N. pachyderma</i> (sinistral) -0,41
		<i>G. crassaformis-</i>	
		<i>G. truncatulinoides -</i> Gruppe 0,57	
		<i>G. sacculifer</i> 0,55	
			<i>G. scitula</i> 0,40

Faktorenanalyse ihre Dominanz in der tropischen Foraminiferen-Vergesellschaftung belegt. Weiterhin kennzeichnen noch sechs tropische und vier subtropische Arten bzw. Artengruppen den tropischen Faktor. In dieser Verge-

sellschaftung ist *N. pachyderma* (sinistral) abwesend. Somit wird diese Vergesellschaftung ausschließlich von Arten gebildet, die von BÉ (1977) als Arten der Warmwasser-Region klassifiziert wurden. Die tropische Vergesellschaftung repräsentiert relativ nährstoffarme tropisch-subtropische Oberflächenwassermassen mit Sommertemperaturen $> 22\text{ °C}$, Wintertemperaturen $> 17\text{ °C}$ und einer mittleren Jahressalinität $> 35,6\text{ ‰}$. Die tropische Vergesellschaftung ist nur am nördlichen Rand des Arbeitsgebietes, etwa nördlich 30° S , anzutreffen. Dabei ist sie fast über die gesamte Breite des Südatlantiks die vorherrschende Vergesellschaftung. Nur im Bereich des küstenparallel fließenden Teils des Benguela-Stromes (vgl. A 3.2) dominiert aufgrund niedrigerer Wassertemperaturen die Vergesellschaftung der Übergangszone.

R-F2: Vergesellschaftung der Übergangszone

Dieser Faktor wird durch *G. inflata* dominiert. *G. inflata* ist mit zwei subantarktischen Arten (*N. pachyderma* (dextral), *G. bulloides*) und drei subtropischen Arten bzw. Morphotypen (*N. dutertrei*, *N. pachyderma*-*dutertrei*-Übergang, *G. crassaformis*-*G. truncatulinoides*-Gruppe) assoziiert. *N. pachyderma* (sinistral) ist in dieser Vergesellschaftung abwesend. Die Vergesellschaftung der Übergangszone erklärt 11,9 % der Gesamtvariabilität der Foraminiferen-Fauna und entspricht nach BÉ (1977) der Artengruppe der Übergangszone. Geographisch ist diese Vergesellschaftung einerseits in der Pufferzone zwischen subantarktischen und subtropischen Wassermassen vertreten, andererseits charakterisiert sie im Südostatlantik alle auf dem Schelf und Kontinentalhang gewonnenen Proben sowie zwei Proben vom nördlichen Walfisch-Rücken. Durch den Auftrieb von SACW im kontinentnahen Bereich vor Namibia sowie durch Mischungsprozesse von SASW und SASSW im Bereich der STF kommt es hier zur Anreicherung von Nährstoffen im temperierten Oberflächenwasser (vgl. A 3.2). Damit zeichnet diese Vergesellschaftung Gebiete mit relativ niedriger Temperatur und erhöhter Primärproduktion nach. Diese Gebiete weisen Wassermassen mit mittleren Sommertemperaturen zwischen $14\text{ und }22\text{ °C}$, Wintertemperaturen zwischen $11\text{ und }17\text{ °C}$ sowie Salzgehalte zwischen $34,7\text{ und }35,6\text{ ‰}$ auf.

R-F3: Subtropische Vergesellschaftung des östlichen zentralen Südatlantiks

Dieser Faktor erklärt 8,8 % der Varianz des Rezent-Gesamtdatensatzes und umfaßt somit den geringsten Teil der Ausgangsinformation im R-Modus-Faktoren-Modell. Die subtropische Vergesellschaftung des östlichen zentralen Südatlantiks wird durch die subtropische Art *T. iota* geprägt. Assoziiert ist in dieser Vergesellschaftung die subtropische Art *D. anfracta* sowie die tropische Art *G. rubescens*. Alle drei Arten sind verhältnismäßig klein und haben maximale Gehäusedurchmesser von ca. $180\text{ }\mu\text{m}$ (HEMLEBEN et al., 1989). Diese Vergesellschaftung tritt dominant nur in fünf innerhalb dieser Arbeit gezählten Proben auf, allerdings mit zum Teil sehr hohen Ladungen. Untergeordnet ist der Faktor R-F3 nur noch in wenigen weiteren in dieser Arbeit gezählten Proben sowie in einigen Proben aus der Literatur zu beobachten. Möglicherweise zeichnet sich hier eine subtropische Vergesellschaftung ab, deren

Gehäusegrößen im Mittel unterhalb von 150 μm liegen und deshalb nur in den in dieser Arbeit gezählten Proben dominant sind (vgl. B 3.1). Diese Vergesellschaftung ist geographisch nur im zentralen und östlichen Südatlantik zwischen 30-38° S anzutreffen. Sie liegt als Keil zwischen der tropischen Vergesellschaftung und der Vergesellschaftung der Übergangszone. Der Faktor R-F3 repräsentiert damit Wassermassen im SG mit mittleren Sommer-temperaturen zwischen 18-22 °C, mittleren Wintertemperaturen zwischen 16-18 °C und mittleren jährlichen Salzgehalten von 34,9-35,7 ‰. Damit ist diese Vergesellschaftung für einen Bereich mit relativ geringen saisonalen Schwankungen in der Temperatur kennzeichnend.

R-F4: Subtropische Vergesellschaftung des zentralen SG

Der zweitgrößte Faktor im R-Modus-Modell erklärt 16,8 % der Varianz und wird durch die tiefliebende Art *G. hirsuta* dominiert. Ebenfalls verhältnismäßig hohe Ladungen zeigen die subtropischen Arten *G. conglobatus* und *G. ruber* (weiß). Zusätzlich sind noch weitere drei subtropische und zwei tropische Foraminiferen in der Vergesellschaftung assoziiert. Besonders die auch im Faktor R-F1 assoziierten Arten *G. ruber* (weiß), *G. sacculifer* und *G. truncatulinoides* repräsentieren Wassermassen mit einem eher nährstoffarmen Regime (WILLIAMS et al., 1981; GANSEN, 1983), wie es im zentralen Bereich des SG vorherrscht. Zu dieser Vergesellschaftung gegenkorreliert sind die Arten und Morphotypen der antarktischen und subantarktischen Provinz (vgl. C 2.1), welche kalte und nährstoffreiche Wassermassen anzeigen. Geographisch liegt die subtropische Vergesellschaftung des zentralen SG im westlichen Teil des Südatlantiks zwischen ca. 28° S und 38° S und wird im Norden durch die tropische Vergesellschaftung, im Süden durch die Vergesellschaftung der Übergangszone sowie im Osten durch die subtropische Vergesellschaftung des östlichen zentralen Südatlantiks begrenzt. Damit zeichnet dieser Faktor Wassermassen mit Sommertemperaturen von 17-25 °C, Wintertemperaturen von 15-21 °C und mittleren jährlichen Salzgehalten von 35,1-36,5 ‰ im Oberflächenwasser nach.

Südlich von ca. 42° S wird durch das R-Modus-Modell keine Vergesellschaftung errechnet, da in diesem Bereich *N. pachyderma* (sinistral) als dominante Art aufzutreten beginnt. In den Sedimentoberflächenproben nördlich der SAF sind untergeordnet noch Einflüsse des Faktors R-F2 festzustellen. Die Proben südlich der SAF werden nur eine durch starke Antikorrelation mit allen in der R-Modus-Rechnung erarbeiteten Vergesellschaftungen gekennzeichnet.

Mit der R-Modus-Faktorenanalyse wurden Faunenmuster zwischen zum Teil seltenen, aber sehr charakteristischen Arten im Südatlantik aufgedeckt. Ein Teil dieser Zusammenhänge wird im Kapitel D 2.1 auf fossile Artengemeinschaften übertragen. Entsprechend der im Rahmen der R-Modus-Rechnung herausgearbeiteten Artenzusammensetzung des Faktors R-F1 werden die tropischen Arten in zwei quartären Sedimentkernen zusammengefaßt.

C 2.3 Q-Modus-Faktorenanalyse des Referenzdatensatzes

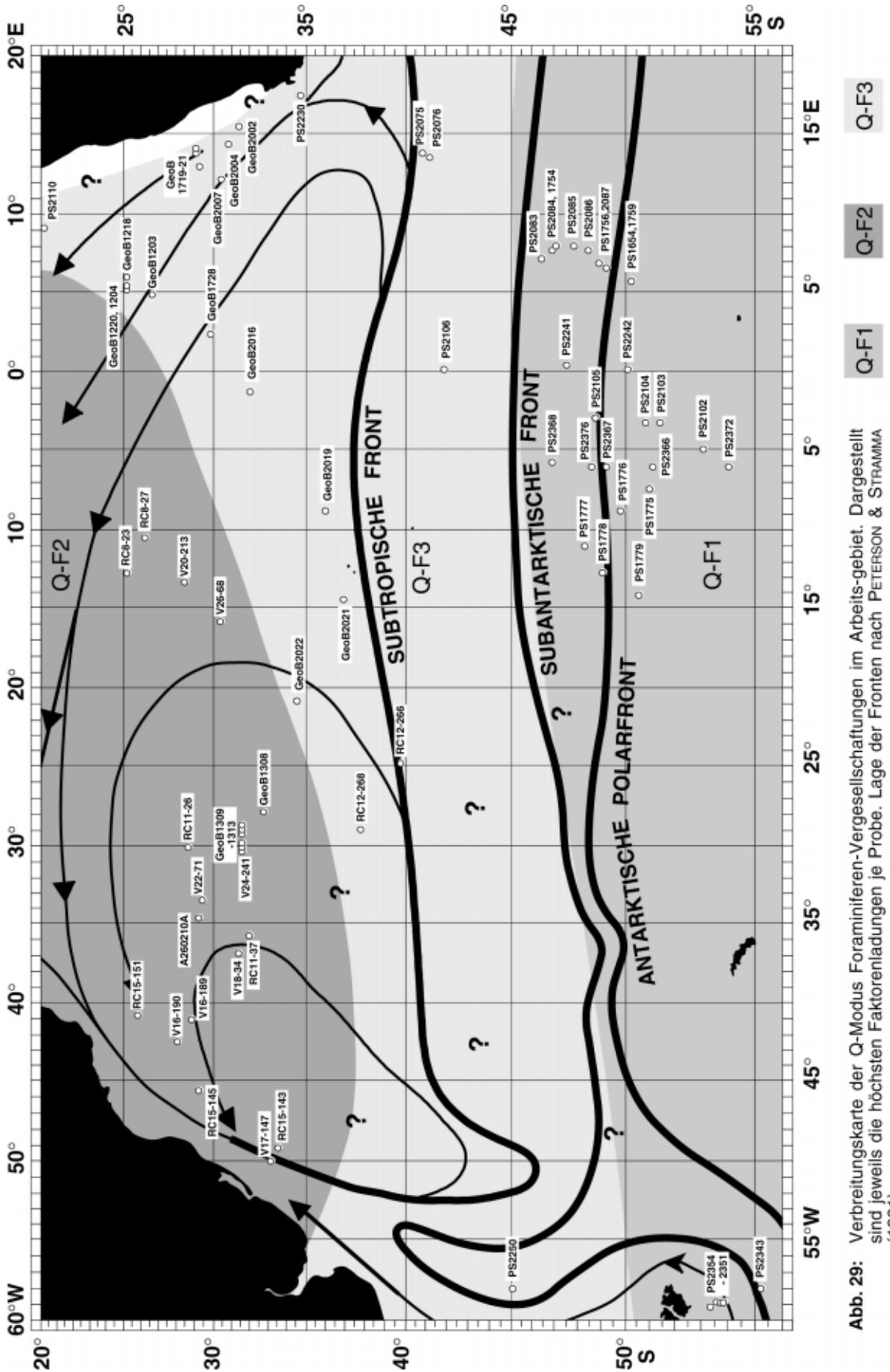
Im Rahmen der angewendeten Transferfunktions Technik wurden durch die Q-Modus-Faktorenanalyse die 27 im Gesamt-Rezentdatensatz enthaltenen Foraminiferen auf wenige Faktoren reduziert. Dazu wurden diejenigen der 75 Sedimentoberflächenproben in Gruppen zusammengefaßt, die sich aus ähnlich proportionierten Arten und Morphotypen zusammensetzen (vgl. B 3.5). Aufgrund der regionalen Verteilung der einzelnen Faktoren wurde ein Modell mit fünf Faktoren gewählt. Die ersten drei Faktoren (Q-F1, Q-F2, Q-F3) erklären insgesamt schon 92,2 % der Gesamtvarianz und in allen Oberflächen-sedimentproben hat jeweils einer dieser drei Faktoren die höchste Ladung. Die Faktoren Q-F4 und Q-F5 zeigen in einigen Proben deutliche Einflüsse und lassen sich als Ausdruck von besonderen, relativ kleinräumigen ozeanographischen Verhältnissen interpretieren. Die geographische Verteilung der Faktoren ist in Abb. 29 dargestellt. Die Grenzen zwischen den Vergesellschaftungen wurden entsprechend der jeweiligen Ladungsbeträge für jeden Faktor interpoliert. Das gesamte Q-Modus-Modell erklärt mit 97,1 % einen großen Umfang der ursprünglichen Varianz.

Entsprechend der guten Erklärung des 5-Faktoren-Modells haben die Oberflächen-sedimentproben generell hohe Kommunalitäten zwischen 0,87 und 1,0 (Q-Faktorenladungsmatrix im Anhang: Tab. 27). Nur vier Proben haben eine Kommunalität unter 0,90, wobei drei dieser Proben maximale Auftreten von einzelnen Arten zeigen (GeoB1218-1: *N. dutertrei*, GeoB1728-3: *G. rubescens* und *T. iota*, V26-28: *G. falconensis*). Die vierte dieser Proben zeigt keine extreme Faunenzusammensetzung. Im Gegensatz zum R-Modus-Modell werden die Faktoren im Q-Modus-Modell von nur wenigen Arten dominiert. Daher haben oft nur eine oder wenige Arten bzw. Morphotypen einen hohen Betrag in der Q-Faktorenwertematrix (Anhang: Tab. 28). Die Faktorenwerte der dominanten Arten sowie die Werte der assoziierten und antikorrelierten Arten sind in Tab. 11 aufgelistet. Dabei sind die Foraminiferen nach ihrem Wertbetrag geordnet. Die Faktoren (Q-F1 bis Q-F5) wurden nach ihrer hydrographisch-geographischen Verbreitung benannt.

Um die Beziehungen zwischen den Faktoren und den hydrographischen Parametern aufzuzeigen, wurden die Faktorenladungen der einzelnen Faktoren gegen die Sommertemperatur, die Wintertemperatur und die mittlere Jahressalinität im Oberflächenwasser aufgetragen (Abb. 30). Dabei zeigen Ladungsbeträge oberhalb 0,4 signifikante Einflüsse des hydrographischen Parameters auf den Faktor (vgl. B 3.5).

Q-F1: Antarktischer Faktor

Dieser Faktor erklärt mit 38,7 % den größten Anteil an der Gesamtvarianz und wird ausschließlich durch *N. pachyderma* (sinistral) geprägt (Tab. 11). Er entspricht damit im wesentlichen dem Faktor 3 im Modell von PFLAUMANN et al. (eingereicht) und dem Faktor 4 im Modell von IMBRIE & KIPP (1971). Aufgrund



Q-F1 Q-F2 Q-F3

Abb. 29: Verbreitungskarte der Q-Modus Foraminiferen-Vergesellschaftungen im Arbeitsgebiet. Dargestellt sind jeweils die höchsten Faktorenladungen je Probe. Lage der Fronten nach PETERSON & STRAMMA (1991).

Tab. 11: Zusammensetzung und Gewichtung der errechneten Faktoren in der Q-Modus-Faktorenanalyse. Hinter den Arten, Artengruppen und Morphotypen sind die entsprechenden Wertbeträge angegeben. (Abkürzungen: HK = Hauptkomponente, Var. = Varianz).

HK	Dominante Arten	Assoziierte Arten	Antikorrelierte Arten
Q-F1 Var.: 38,7%	<i>N. pachyderma</i> 1,00 (sinistral)		
Q-F2 Var.: 26,8%	<i>G. ruber (weiß)</i> 0,91	<i>G. crassaformis</i> - <i>G. truncatulinoides</i> - Gruppe 0,20 <i>G. inflata</i> 0,19 <i>G. glutinata</i> 0,18 <i>G. falconensis</i> 0,16	
Q-F3 Var.: 26,7%	<i>G. inflata</i> -0,61 <i>N. pachyderma</i> (dextral) -0,58 <i>G. bulloides</i> -0,48	<i>G. crassaformis</i> - <i>G. truncatulinoides</i> - Gruppe -0,11	<i>G. ruber (weiß)</i> 0,14
Q-F4 Var.: 2,7%	<i>G. bulloides</i> 0,81	<i>T. quinqueloba</i> 0,14 <i>G. glutinata</i> 0,12	<i>N. pachyderma</i> (dextral) -0,35 <i>G. inflata</i> -0,33 <i>G. falconensis</i> -0,18 <i>N. pachyderma-dutertrei</i> - <i>Übergang</i> -0,14
Q-F5 Var.: 2,2%	<i>N. pachyderma</i> (dextral) -0,70	<i>G. ruber (weiß)</i> -0,25	<i>G. inflata</i> 0,58 <i>G. crassaformis</i> - <i>G. truncatulinoides</i> - Gruppe 0,25 <i>N. dutertrei</i> 0,12 <i>G. falconensis</i> 0,10

der Dominanz von *N. pachyderma* (sinistral) südlich der SAF umfaßt der Faktor Q-F1 im östlichen Südatlantik das gesamte Untersuchungsgebiet südlich 45° S (Abb. 29). Im westlichsten Teil des Südatlantiks (westlich 50° W) dominiert dieser Faktor auch noch nördlich der SAF, da der Falkland-Strom kaltes pazifisches Oberflächenwasser in den Südatlantik bringt. Der antarktische Faktor zeigt danach bei Sommertemperaturen < 12 °C, Wintertemperaturen < 6 °C und einem mittleren Jahressalzgehalt < 34,1 ‰ signifikante Einflüsse (Abb. 30).

Q-F2: Subtropisch-tropischer Faktor

Im Faktor Q-F2 stellt die subtropisch-tropische Art *G. ruber* (weiß) mit einem

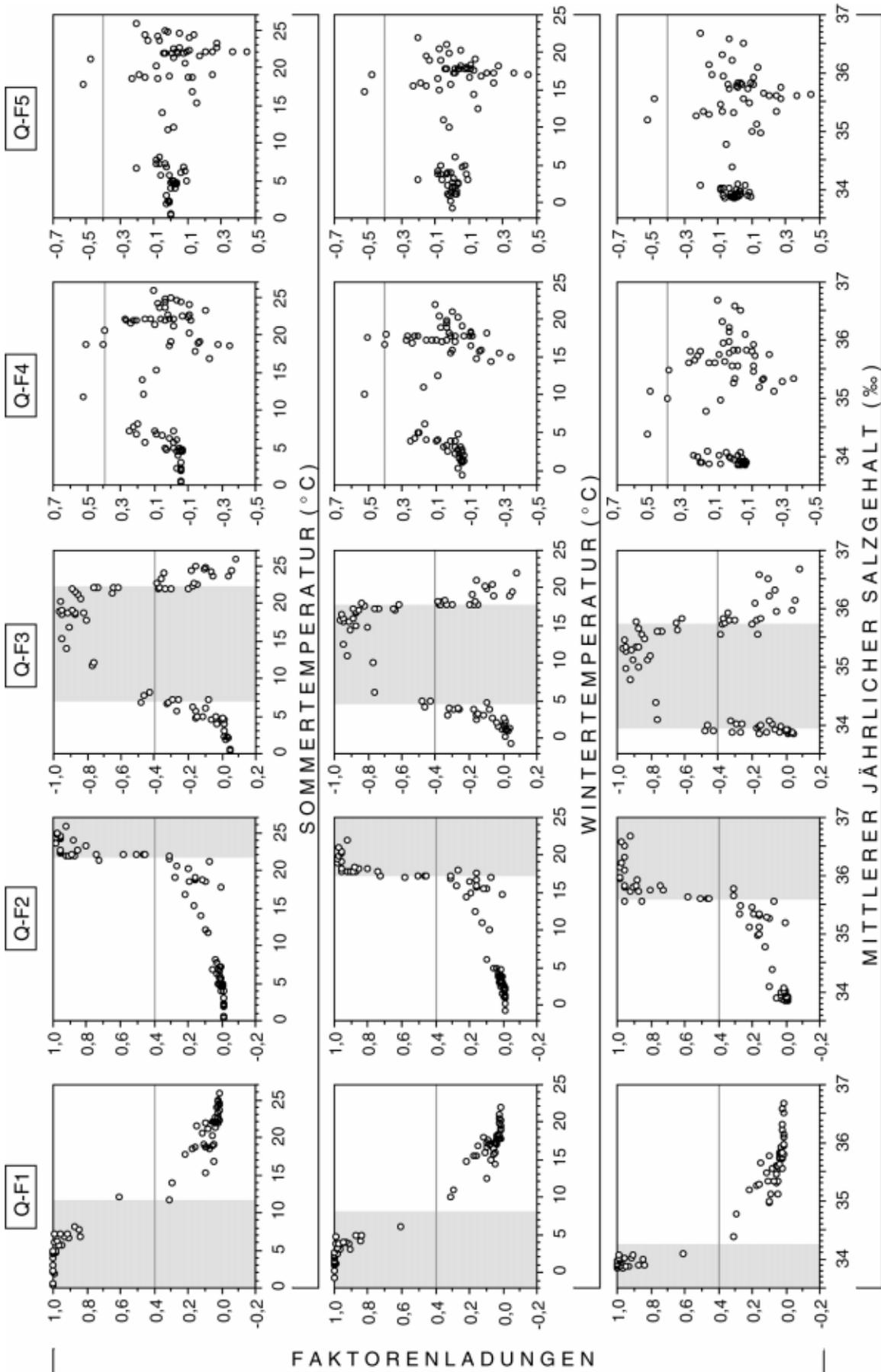
Wertbetrag von 0,91 den dominanten Anteil an der Vergesellschaftung. Assoziiert mit *G. ruber* (weiß) sind noch zwei subtropische Arten, die *G. crassaformis*-*G. truncatulinooides*-Gruppe und *G. inflata*. Damit zeichnen diesen Faktor Arten aus, die im R-Modus-Modell hauptsächlich im Faktor R-F1 gemeinsam auftreten (vgl. C 2.1). Allerdings sind diese Arten im R-Modus-Modell mit einer größeren Anzahl von Arten vergesellschaftet als im Q-Modus-Modell. Aufgrund der unterschiedlichen Rechenmethoden (vgl. B 3.3 und B 3.5) lassen sich die Faktoren auch nur bedingt miteinander vergleichen.

Mit 26,8 % Varianz stellt der subtropisch-tropische Faktor den zweitgrößten Anteil im Q-Modus-Faktoren-Modell. In den meisten Modellen anderer Autoren stellt dieser Faktor die dominante Vergesellschaftung, da hier die Proben vorwiegend aus niedrigen bis mittleren Breiten stammen (PFLAUMANN et al., eingereicht; MCINTYRE et al., 1989; IMBRIE & KIPP, 1971). Bei diesen Autoren ist der subtropisch-tropische Faktor mit einer größeren Anzahl von tropischen und subtropischen Arten vergesellschaftet. Im Arbeitsgebiet ist der Faktor Q-F2 asymmetrisch im Südatlantik verteilt (Abb. 29). Im westlichen Südatlantik zeichnet er die warmen Wassermassen bis ca. 35° S nach. Nach Osten hin nimmt entlang gleicher geographischer Breite sein Einfluß ab. Westlich des Walfisch-Rückens wird dann der Faktor Q-F3 dominant. Mit Ladungen von > 0,4 repräsentiert der subtropisch-tropische Faktor Wassertemperaturen im Sommer von > 21 °C und im Winter von > 16 °C (Abb. 30). Die über das Jahr gemittelten Salzgehalte liegen über 35,4 ‰.

Q-F3: Warm-gemäßigter Faktor

Mit 26,7 % Varianz erklärt dieser Faktor einen fast ebenso großen Anteil der Gesamtfauuna wie Faktor Q-F2. Der warm-gemäßigte Faktor ist geprägt durch die Gemeinschaft der Arten: *G. inflata*, *N. pachyderma* (dextral) und *G. bulloides* (Tab. 11). Weiterhin ist im Faktor Q-F3 noch die *G. crassaformis*-*G. truncatulinooides*-Gruppe assoziiert. *G. ruber* (weiß) ist abwesend. Der Faktor Q-F3 ist im Gebiet zwischen den Faktoren Q-F1 und Q-F2 dominant (Abb. 29). Er dominiert im westlichen Südatlantik zwischen der SAF und etwa 35° S, im zentralen Südatlantik zwischen der SAF und ca. 30° S sowie im östlichen Südatlantik zwischen der SAF und der Grenze des Arbeitsgebietes bei 20° S. Damit zeigt der warm-gemäßigte Faktor ein ähnliches geographisches Verteilungsmuster wie der durch *G. inflata* dominierte Faktor 5 im 738-8-26-Modell von PFLAUMANN et al. (eingereicht). Q-F3 zeigt signifikante Einflüsse in Wassermassen mit Sommertemperaturen zwischen 6 und 22 °C, Wintertemperaturen zwischen 4 und 18 °C und mittleren jährlichen Salzgehalten zwischen 33,9 und 35,8 ‰ (Abb. 30).

Abb. 30: Darstellung der Q-Modus-Faktorenladungen in Bezug auf Sommer- und Wintertemperatur sowie den mittleren jährlichen Salzgehalt im Oberflächenwasser. Hydrographische Meßdaten nach OLBERS et al. (1992) und LEVITUS (1982) (vgl. B 3.6). Für die Faktoren charakteristischen Temperatur- und Salzgebaltsbereiche sind grau unterlegt.



Im Faktor Q-F3 sind ausschließlich Arten maßgebend, die im R-Modus-Modell im Faktor R-F2 vergesellschaftet sind (vgl. C 2.1). Im Gegensatz zum Faktor Q-F3 sind im Faktor R-F2 aber noch die auf wärmeres Wasser begrenzte *N. dutertrei* sowie die *N. dutertrei*-*N. pachyderma*-Übergangsform assoziiert. Deshalb reicht die geographische Verbreitung des Faktors R-F2 (Abb. 28) auch nicht soweit nach Süden, wie die geographische Verbreitung des Faktors Q-F3 (Abb. 29).

Q-F4, Q-F5: Subantarktischer Faktor, Auftriebsfaktor

Beide Faktoren spielen im Q-Modus-Faktoren-Modell nur eine untergeordnete Rolle und erklären zusammen nur 4,8 % der Gesamtvarianz. Der Subantarktische Faktor (Q-F4) wird durch *G. bulloides* dominiert und ist mit den Arten *T. quinqueloba* und *G. glutinata* assoziiert. Er tritt nur im südlichen Bereich von dem im Faktor Q-F3 dominierten Gebiet auf. Durch den Faktor Q-F4 wird das maximale Auftreten der Art *G. bulloides* im Mischungsgebiet subtropischer und subantarktischer Wassermassen im Bereich der STF nachgezeichnet (Abb. 29). Der negativ gewichtete Faktor Q-F5 wird durch *N. pachyderma* (dextral) dominiert und ist mit *G. ruber* (weiß) assoziiert. Der Auftriebsfaktor zeigt nur in zwei Sedimentproben einen signifikanten Einfluß. Geographisch liegen beide Proben nahe den Auftriebsgebieten vor der namibischen Küste. Die Proben werden aber vom Faktor Q-F3 dominiert. Auch PFLAUMANN et al. (eingereicht) scheiden in ihrem 738-8-26-Modell einen durch *N. pachyderma* dominierten Faktor aus, der im Nordatlantik eine gewichtige Komponente darstellt. Im Südatlantik tritt dieser Faktor aber nur in wenigen Positionen auf, u. a. auch im Auftriebsgebiet vor Namibia.

In den Faktoren Q-F4 und Q-F5 bilden sich somit Einflüsse ab, die nur untergeordnet von der Temperatur und dem Salzgehalt gesteuert werden. Die signifikanten Faktorenladungen lassen sich dementsprechend nicht konkreten Bereichen dieser Umweltparameter zuordnen (Abb. 30). Für die weitere statistische Bearbeitung wurden beide Faktoren (Q-F4 und Q-F5) im Q-Modus-Modell belassen, da ein Ausschluß dieser Faktoren unweigerlich zu geringeren Kommunalitäten geführt hätte. Außerdem zeigen sie besondere ozeanographische Situationen an, die sich bei hohen Parafaktorenladungen in Sedimentkernen entsprechend interpretieren lassen (vgl. B 3.7 und D 2.2).

Die Beziehungen aller signifikanten Q-Modus-Faktorenladungen zur Hydrographie des Oberflächenwassers ist in Abb. 31 zusammengefaßt. Die drei Faktoren Q-F1, Q-F2 und Q-F3 sind gut voneinander abgegrenzt und lassen sich bestimmten Bereichen innerhalb der einzelnen ozeanographischen Parameter zuordnen. Insgesamt decken diese Faktoren einen Temperaturbereich von 0,5 °C bis 25,9 °C im Sommer und -0,7 °C bis 21,9 °C im Winter sowie einen mittleren jährlichen Salzgehalt von 33,8 ‰ bis 36,7 ‰ ab.

Bei Sommertemperaturen unterhalb von 10 °C dominiert der antarktische Faktor (Q-F1). Dies entspricht den mittleren Sommertemperaturen innerhalb

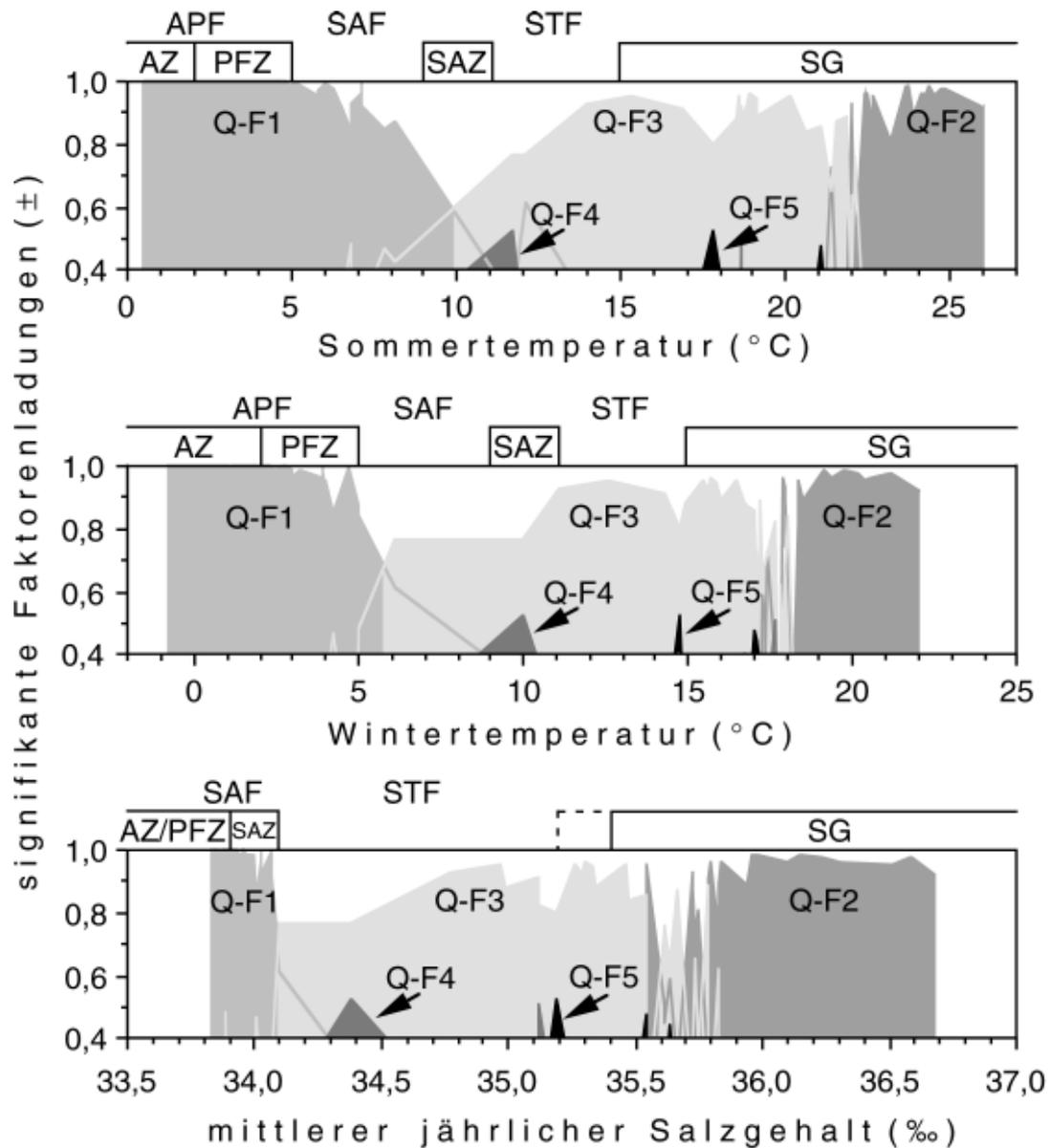


Abb. 31: Schematische Darstellung signifikanter Q-Modus-Faktorenladungen, aufgetragen gegen die hydrographischen Meßdaten (OLBERS et al., 1992; LEVITUS, 1982). Positive und negative Ladungsbeträge wurden zur besseren Darstellung gemeinsam auf der Y-Achse aufgetragen. Die mittleren Oberflächenwassertemperaturen und -salzgehalte innerhalb der Zonen und die mittleren Gradienten der Fronten des ACC sowie die Abkürzungen sind in Tab. 1 angegeben.

der AZ, PFZ und SAZ. Bei Sommertemperaturen zwischen 10 °C und 22 °C dominiert der warm-gemäßigte Faktor (Q-F3) im nördlichen Bereich der SAZ und im südlichen Teil des SG. Der Faktor Q-F2 (subtropisch-tropischer Faktor) wird ausschließlich bei Sommertemperaturen > 22 °C im SG dominant. Bei der Wintertemperatur dominiert der Faktor Q-F1 in der AZ und PFZ (> 6 °C) und der Faktor Q-F3 in der SAZ sowie im nördlichen Bereich des SG (6-18 °C). Faktor Q-F2 wird bei Wintertemperaturen > 18 °C im SG dominant. Salzgehalte von weniger als 34,1 ‰ sind charakteristisch für den ACC. Hier ist Faktor Q-F1 dominant. Im Bereich der STF sowie im SG dominiert Q-F3 bei Salzgehalten

von 34,1 ‰ bis 35,5 ‰. Bei Salzgehalten zwischen 35,5 ‰ und 35,8 ‰ wechselt die Dominanz zwischen den Faktoren Q-F3 und Q-F2. Oberhalb von 35,8 ‰ ist der Faktor Q-F2 im SG dominant.

Den Ergebnissen der Q-Modus-Faktorenanalyse ist zu entnehmen, daß sich die Sensivität der ursprünglichen Zusammensetzung der Fauna gegenüber der Temperatur und dem Salzgehalt in einem hohen Maß in den Faktoren widerspiegelt. Dabei muß aber beachtet werden, daß die Salinität in Beziehung zur Temperatur steht und damit keinen völlig unabhängigen Parameter in der weiteren statistischen Behandlung darstellt.

C 2.4 Regressionsanalyse des Q-Modus-Faktoren-Modells

Im zweiten Schritt der Transferfunktions-Methode werden innerhalb der multiplen Regressionsanalyse die fünf Faktoren des erarbeiteten Q-Modus-Modells mit ozeanographischen Parametern statistisch in Beziehung gesetzt (vgl. B 3.6). Durch den hohen erklärten Anteil der Gesamtvarianz im Modell ist der Informationsverlust durch die Gruppierung vernachlässigbar. Dadurch wird sichergestellt, daß bei der Regression zwischen den Faktorenladungen und den hydrographischen Parametern keine wichtigen temperatursensitiven Faunenelemente fehlen.

Neben den Faktorenladungen der Q-Modus-Faktoren dienen Wassertemperaturen und Salinitäten als Eingangsparameter für die Regression. Mit der Transferfunktions-Methode sollen Umweltparameter an der Meeresoberfläche rekonstruiert werden. Die einzelnen Foraminiferen leben in sehr unterschiedlichen Tiefen innerhalb der obersten 300 m der Wassersäule (vgl. C 1.1). Die flachlebenden Arten aber stellen den größten Anteil innerhalb der Fauna. Indem die Gesamtf fauna mit Parametern einer bestimmten Wassertiefe in Beziehung gesetzt wird, wird auch in den Sedimentkernen der entsprechende Parameter für dieses Tiefenintervall berechnet. Für die Rekonstruktionen wurden hydrographische Daten aus den ozeanographischen Atlanten von OLBERS et al. (1992) und LEVITUS (1982) für eine Wassertiefe von 10 m entnommen (Daten im Anhang: Tab. 29). Die Kriterien für die Auswahl der hydrographischen Parameter aus diesen Atlanten sind Tab. 6 zu entnehmen (Kapitel B 3.6).

Die Regression liefert pro Parameter für jede Oberflächensedimentprobe einen berechneten Wert sowie die Differenz zum gemessenen Wert (Daten im Anhang: Tab. 29). Die Beziehungen von berechneten zu gemessenen Werten aller drei hydrographischen Parameter weisen hohe Korrelationskoeffizienten $> 0,98$ auf (Abb. 32). Der jeweilige F-Wert (Daten im Anhang: Tab. 30) zur Prüfung des Korrelationskoeffizienten, bzw. des Bestimmtheitsmaßes hat bei allen drei Parametern ein Signifikanzniveau von mindestens 0,995. Dies entspricht einer Zufälligkeit des Bestimmtheitsmaßes von weniger als 0,5 %.

Die Standardabweichung ist für alle Parameter gering (Tab. 12).

Die Abweichungen der errechneten hydrographischen Werte von den gemessenen Daten lassen keine Abhängigkeit von der geographischen Breite erkennen (Abb. 33), die Korrelationskoeffizienten liegen hier bei $\approx 0,1$. Positive Residuen zeigen eine Unterschätzung des jeweiligen Umweltparameters innerhalb der Regression an. Entsprechend repräsentieren negative Residuen eine Überschätzung. Die Residualbeträge geben das Maß der jeweiligen Abweichung vom gemessenen Wert an. Die Residuen weisen keine gravierenden Abweichungen von den Standardabweichungen für die einzelnen Umweltparameter auf (Tab. 13). Das Verhältnis zwischen positiven zu negativen Residuen sollte im Idealfall ausgeglichen sein. Für alle drei Umweltparameter ist das Verhältnis nahezu ausgeglichen und nur leicht zu unterschätzten Werten verschoben.

Die Ergebnisse der Regressionsanalyse zeigen, daß sich das Q-Modus-Faktoren-Modell sehr gut mit den ausgewählten hydrographischen Parametern in Beziehung setzen läßt. Damit sind die Grundvoraussetzungen für die Berechnung von Paläo-Umweltparametern mit relativ geringen Fehlerbreiten gegeben. Die erarbeitete Transferfunktion F75-27-5 wurde an zwei Sedimentkernen aus dem ACC angewendet (Kapitel D 2.2).

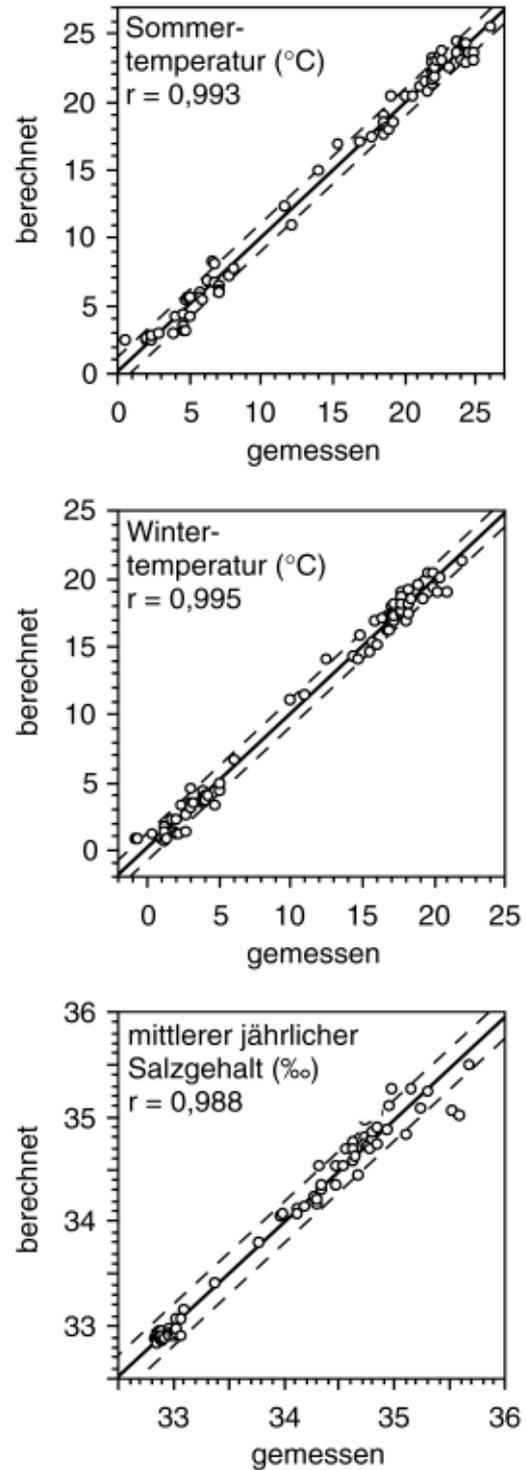
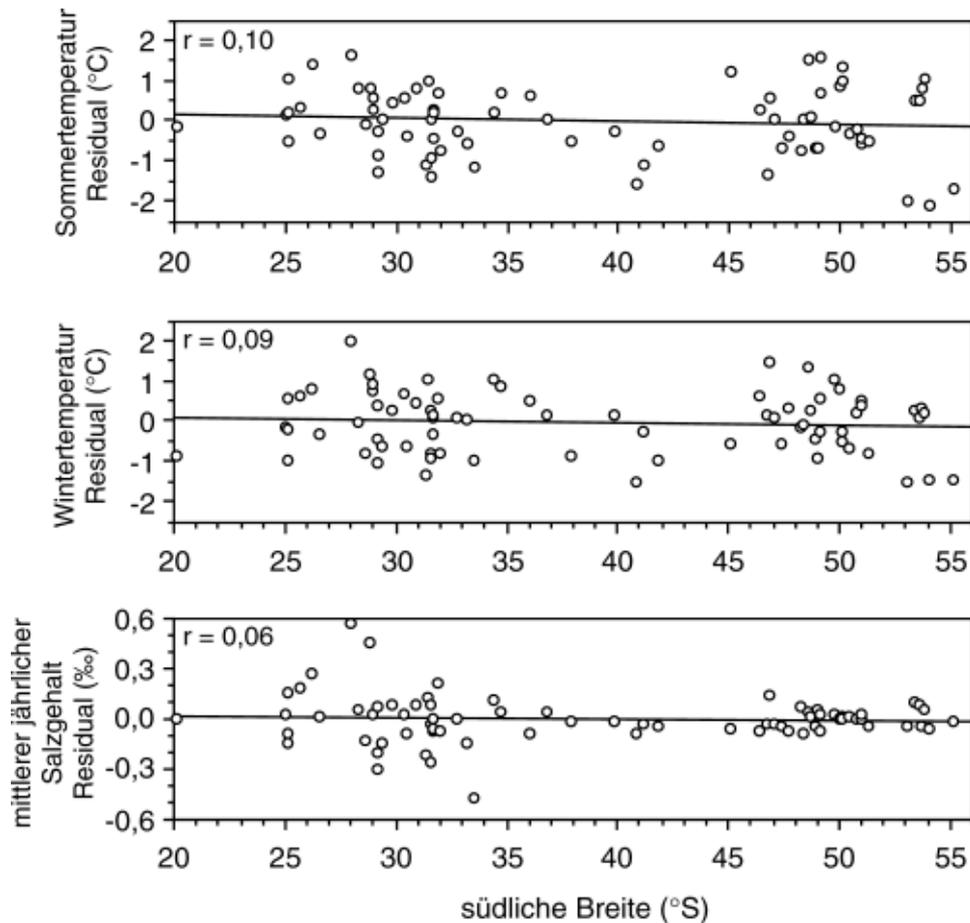


Abb. 32: Korrelation von gemessenen zu berechneten hydrographischen Parametern aus der multiplen Regressionsanalyse. Die Standardabweichungen sind als gestrichelte Linien eingezeichnet (r = multipler Korrelationskoeffizient).

Tab. 12: Standardabweichungen der berechneten Umweltparameter

Umweltparameter	Bereich	Standardabweichung
Sommertemperatur	0,45-25,91 °C	< 1,2 °C
Wintertemperatur	-0,74-21,89 °C	< 1,1 °C
Salzgehalt im Jahresmittel	33,84-36,50 ‰	< 0,2 ‰

**Abb. 33:** Streudiagramm der Residuen aus der multiplen Regressionsanalyse gegen die geographische Breite. r = linearer Korrelationskoeffizient.**Tab. 13:** Statistik der Residuen. ST = Sommertemperatur, WT = Wintertemperatur, AS = mittlere jährliche Salinität

	ST	WT	AS
Minimum der absoluten Residuen	0,04 °C	0,03 °C	0,00 ‰
Maximum der absoluten Residuen	2,06 °C	2,02 °C	0,57 ‰
Mittelwert der absoluten Residuen	0,69 °C	0,63 °C	0,09 ‰
Standardabweichung der absol. Residuen	0,49 °C	0,43 °C	0,11 ‰
Unterschätzte Proben	39	40	43
Überschätzte Proben	36	35	42

D UNTERSUCHUNGEN AN SEDIMENTKERNEN

D 1 Stabile Isotope

D 1.1 Variationen der $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnisse und Stratigraphie

Die O-Isotopenverhältnisse im Gehäusekarbonat von planktischen Foraminiferen werden von globalen und lokalen Einflüssen gesteuert. Zu den lokalen Einflüssen zählt die Temperatur und die auch die Salinität steuernden Niederschlags- und Verdunstungsraten (vgl. B 2.3). Darüber hinaus kann der Eintrag von isotopisch leichtem Wasser, z.B. vor Flußmündungen oder durch Abschmelzvorgänge von Eisbergen, zu lokalen Veränderungen des O-Isotopensignals führen. Mit den globalen Klimaschwankungen im Quartär waren große Volumenschwankungen innerhalb der kontinentalen Eisschilde verbunden. Die Speicherung oder Freigabe von großen Wassermassen in bzw. aus den Eisschilden verändert das im Meerwasser vorhandene Verhältnis der O-Isotopen, welches sich im Karbonat planktischer Foraminiferen widerspiegelt (vgl. B 2.3). Mit niedrigen $\delta^{18}\text{O}$ -Werten während Interglazialphasen und hohen $\delta^{18}\text{O}$ -Werten während Glazialphasen bilden sich in den O-Isotopenkurven von Foraminiferen die typischen Variationen der spätquartären Klimawechsel ab (EMILIANI, 1955; SHACKLETON & OPDYKE, 1973).

Zur Alterseinstufung wurden die von unterschiedlichen Arten stammenden $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven der bearbeiteten drei Sedimentkerne mit der SPECMAP-Standard-Isotopenkurve (IMBRIE et al., 1984) oder mit der Isotopenkurve nach MARTINSON et al. (1987) korreliert. Bei graphischer Übereinstimmung von Minima bzw. Maxima in beiden Kurven wurde das Alter und die Bezeichnung des Isotopenstadiums bzw. des Isotopenstadien-"Events" der Standardkurve auf die entsprechende Kerntiefe des bearbeiteten Kerns übertragen (PISIAS et al., 1984; PRELL et al., 1986). Der mittlere Fehler dieser Zeiteinstufung liegt für die letzten 300 ka bei ± 5 ka (MARTINSON et al., 1987).

Im folgenden werden die Alterseinstufungen der bearbeiteten Sedimentkerne behandelt. Die Kerne werden von Nord nach Süd beschrieben:

Subtropische Front: PS2076-1/3

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von drei planktischen Foraminiferen (*G. bulloides*, *N. pachyderma* (dextral), *G. inflata*) sowie die Zuordnung der SPECMAP-Datierung bis zur Grenze der Stadien 21 zu 20 ist in Abb. 34 dargestellt (Daten im Anhang: Tab. 36). Bis zur Kerntiefe von ca. 600 cm ließ sich der Kern mit der Standard-Isotopenkurve korrelieren. Unterhalb von 600 cm bis zum Kernende war eine Zuordnung von Isotopenstadien nicht mehr möglich, da keine typischen Minima und Maxima zum Vergleich mit den Standard-Isotopenkurven auftreten. PS2076-3 weist am Top einen Kernverlust auf. Die Anpassung des Multicorer-Kerns PS2076-1 konnte dieses Fehlen der obersten Sedimente im

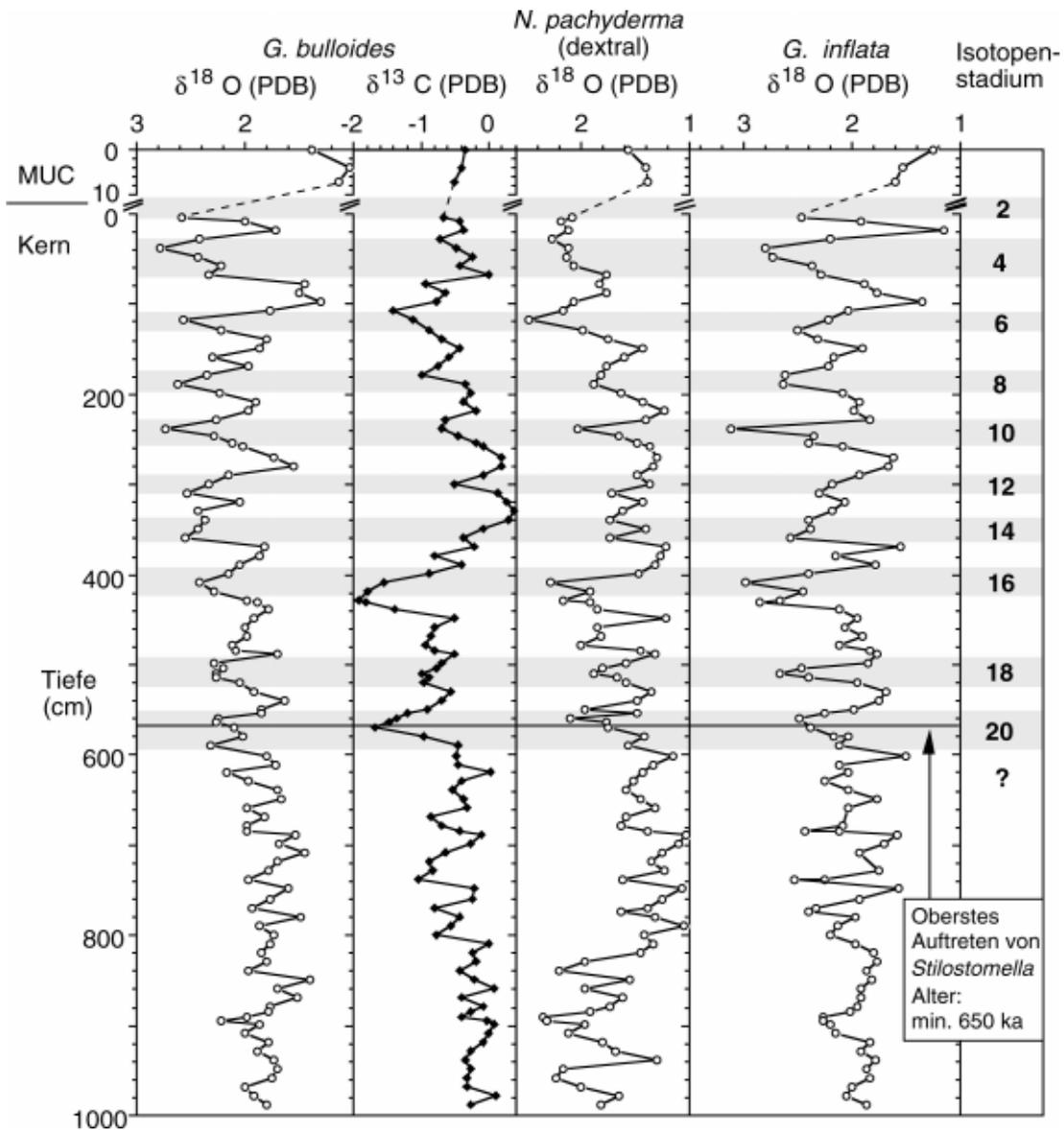


Abb. 34: Tiefenprofile der $\delta^{18}\text{O}$ -Verteilung im Sedimentkern PS276-1/3. Die Isotopenstadien wurden durch die graphische Korrelation mit der SPECMAP-Kurve (IMBRIE et al., 1984) zugewiesen.

Kern nicht vollständig schließen, so daß die zeitliche Einstufung der obersten Kernzentimeter unsicher ist.

Die Zuordnung der Stadien für den Kern PS276-1/3 basiert auf der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve von *G. bulloides*. Danach enthält dieser Kern in den obersten 600 cm die Sedimente der letzten 763 ka, welches einer mittleren Sedimentationsrate von 0,8 cm in 1.000 Jahren entspricht. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven von *N. pachyderma* (dextral) und *G. inflata* bestätigen diese Einstufung größtenteils. Allerdings treten zum Teil leichte Versätze (Vor- oder Nachlauf) zur $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve von *G. bulloides* auf. Ursachen für diese Versätze sind wohl hauptsächlich in Bioturbationseffekten zu suchen (WU & BERGER, 1989). Gerade in Kernen mit geringen Sedimentationsraten wirkt sich der Einfluß der Bioturbation sehr stark aus, da hier der durchwühlte Sedimentbereich (bis ca. 8 cm) einen größeren

Zeitraum umfaßt. Die Foraminiferengehäuse können entsprechend weit verschleppt sein, so das u. U. verschieden alte Foraminiferen zusammen gemessen wurden (BERGER & JOHNSON, 1978; PISIAS, 1983).

Die stratigraphische Einstufung der Sedimente nach der O-Isotopenstadien-Stratigraphie an planktischen Foraminiferen wurde von Messungen an benthischen Foraminiferen (A. MACKENSEN, unpubl. Daten) bestätigt. Zusätzlich wurde die Stratigraphie durch weitere Untersuchungen gestützt: Schon bei der Öffnung des Kerns an Bord von FS "POLARSTERN" waren die Glazial-Interglazial-Wechsel an den lithologischen Unterschieden abzulesen (Kernbeschreibung in BATHMANN et al., 1992). In einer Kerntiefe von 260-300 cm wurde ein weißer Nannofossil-Schlamm angetroffen, der auf verhältnismaßig warme Oberflächenwasserbedingungen zur Zeit seiner Ablagerung schließen läßt (Stadium 11). Durch schmelzende Eisberge eingetragene größere Gesteinsstücke (> 2 mm, sog. "dropstones") lassen auf Oberflächenwasserbedingungen schließen, die es zuließen, daß Eisberge bis zur Position des Kerns PS2076-1/3 vorstießen. Dieses Material wurde in einer Tiefe von 582 cm (Stadium 20) und 427 cm (Grenze der Stadien 17 zu 16) gefunden. Unterhalb einer Kerntiefe von 569 cm tritt die benthische Foraminifere *Stilostomella* auf, die vor ca. 650 ka ausgestorben ist (WEINHOLZ & LUTZE, 1989). Das Sediment in 569 cm Kerntiefe muß demnach dieses Mindestalter haben. Damit wird die nach der O-Isotopen-Stratigraphie vorgenommene Alterseinstufung (ca. 740 ka) bestätigt.

Weitere Hinweise zur stratigraphischen Einstufung gab der Verlauf der $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve (Abb. 34). Besonders auffällig sind die beiden Minima der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *G. bulloides* im Stadium 20 und im Stadium 16, bzw. der Grenze der Stadien 17 zu 16. Auch in den $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven von *N. pachyderma* (dextral) und *G. inflata* lassen sich diese $\delta^{13}\text{C}$ -Minima wiederfinden. Ein ähnliches $\delta^{13}\text{C}$ -Minimum für das Stadium 16 wird an den Sedimenten des Kerns der ODP-Station 704 von MEAD et al. (1991) und HODELL (1993) beschrieben. Diese Station liegt im Südatlantik, nur unweit von der Station PS2076-1/3 entfernt und die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte wurden an der Feinfraktion der Sedimente sowie an *N. pachyderma* gemessen. Auch TIEDEMANN (1991) beschreibt in den Sedimenten des Kerns der ODP-Station 659 aus dem äquatorialen Ostatlantik niedrige $\delta^{13}\text{C}$ -Werte in den Stadien 20 und 16.

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der drei untersuchten Arten schwanken im Kern PS2076-1/3 während der letzten 763 ka zwischen 1,04 ‰ und 3,12 ‰. Die Amplitude dieser Schwankungen beträgt bei *G. bulloides* 1,74 ‰, bei *N. pachyderma* (dextral) 1,45 ‰ und bei *G. inflata* 1,98 ‰. Mit zunehmendem Alter der Sedimente, besonders nach Stadium 16, wird die Amplitude der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von *G. bulloides*, und weniger ausgeprägt auch von *G. inflata*, kleiner. *N. pachyderma* (dextral) zeigt keine generelle Abnahme in der Amplitude.

Der O-Isotopenhub der drei Arten an den Eiszeit-Terminationen 1 bis 4 ist in Tab. 14 aufgelistet. Sicherlich ist in den schon beschriebenen Bioturbations-effekten der Grund für den sehr unterschiedlichen Hub und die unterschiedlichen Amplituden der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in den einzelnen Arten bei gleichen Glazial-Interglazial-Wechseln zu suchen. Allerdings muß auch beachtet werden, daß die drei untersuchten Arten in unterschiedlichen Wassertiefen leben (vgl. C 1.1), in denen sich die Temperatur und das $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnis nicht immer parallel verändert haben muß. So können stärkere Erwärmungen der flacheren Wasserschichten dazu führen, daß das O-Isotopen-Gleichgewicht beim Gehäuseaufbau von flachlebenden Arten zu leichteren Werten verschoben ist (vgl. C 1.2).

Tab. 14: $\delta^{18}\text{O}$ -Hub an den Glazial-Interglazial-Grenzen im Kern PS2076-1/3.

Termination	Isotopenstadien-	$\delta^{18}\text{O}$ -Hub in ‰ (PDB)		
		<i>G. bulloides</i> Grenze	<i>N. pachyderma</i>	<i>G. inflata</i> (dextral)
1	2 zu 1	1,54	0,81	1,23
2	6 zu 5	1,27	0,27	1,15
3	8 zu 7	0,67	0,46	0,73
4	10 zu 9	0,82	0,80	1,29
5	12 zu 11	0,98	0,38	0,68
6	16 zu 15	0,61	1,06	1,44

Polarfrontzone: PS1754-1

In Abb. 35 sind die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von *G. bulloides*, *N. pachyderma* (sinistral) und *G. inflata* mit der Zuordnung der Isotopenstadien der SPECMAP-Datierung dargestellt (Daten im Anhang: Tab. 37). Am Top weist PS1754-1 wahrscheinlich keinen Sedimentverlust auf, da die Isotopenwerte der ersten Kernprobe (5 cm) mit denen der Oberflächenprobe des Multicorers (0 cm) vergleichbar sind. Der Kern PS1754-1 wurde nur bis zu einer Kerntiefe von 201 cm bearbeitet, da unterhalb dieser Kerntiefe nach Isotopenmessungen an benthischen Foraminiferen mit einer Schichtlücke zu rechnen ist (A. MACKENSEN, unpubl. Daten).

Die Zuweisung der Isotopenstadien beruht auf der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve von *G. bulloides*. Danach sind in den ersten 175 cm von PS1754-1 die Sedimente der letzten mindestens 135 ka enthalten. In diesem Zeitraum beträgt die mittlere Sedimentationsrate 1,3 cm in 1.000 Jahren. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte unterhalb von 175 cm Kerntiefe lassen sich nicht mehr eindeutig den Standard-Isotopenkurven zuordnen. Dies ist ein weiterer Hinweis darauf, daß der Kern wahrscheinlich ab dieser Tiefe gestört ist.

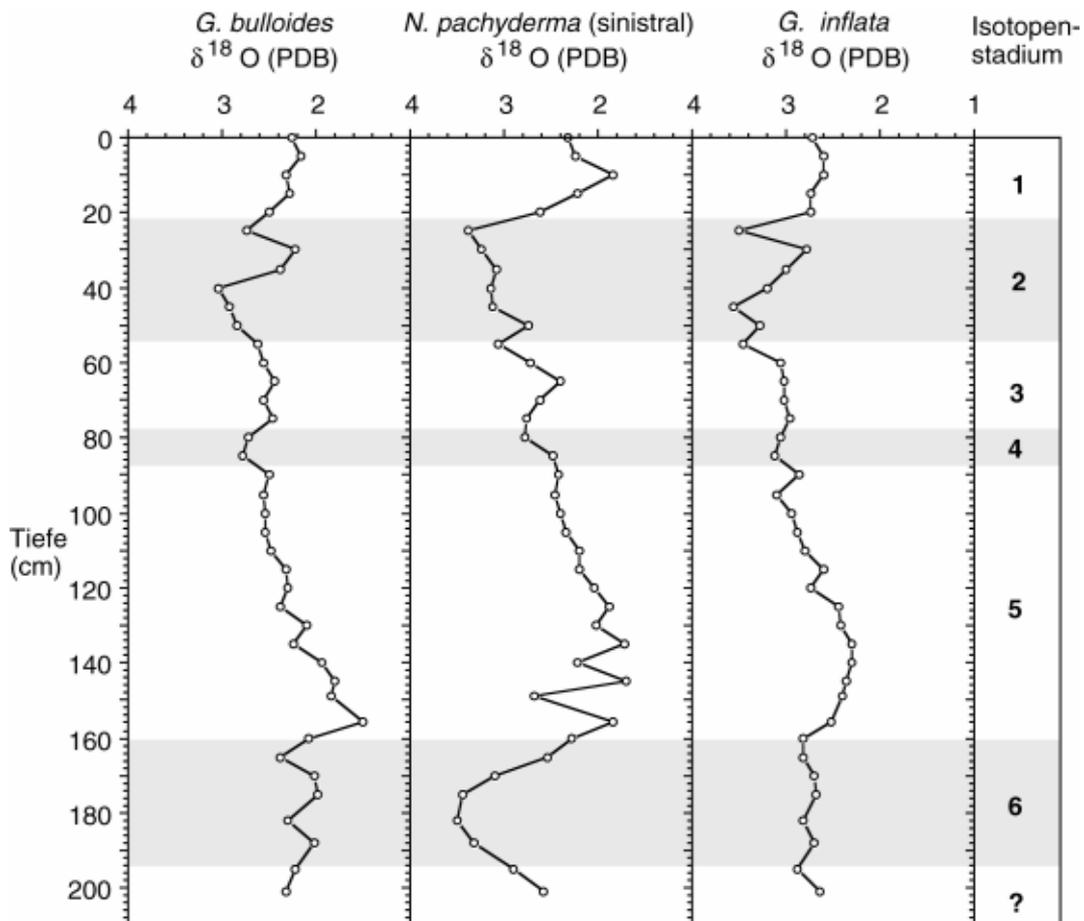


Abb. 35: Tiefenprofile der $\delta^{18}\text{O}$ -Verteilung im Sedimentkern PS1754-1. Die Isotopenstadien wurden durch die graphische Korrelation mit der SPECMAP-Kurve (IMBRIE et al., 1984) zugewiesen.

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve von *G. inflata* ist in ihrem Verlauf mit der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve von *G. bulloides* vergleichbar. Besonders die leichten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im späten Stadium 2 bilden sich in beiden Kurven ab. Diese leichten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte wurden als lokale Einflüsse interpretiert (vgl. D 3). *N. pachyderma* (sinistral) zeigt in ihren $\delta^{18}\text{O}$ -Werten besonders in den Glazialstadien 6 und 2 sowie während des vorletzten Klimaoptimums vor 125 ka (Substadium 5.5) gravierende Abweichungen von den $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven der beiden anderen Arten. Diese Abweichungen sind wohl hauptsächlich auf Bioturbationseffekte zurückzuführen, wie sie schon für die Sedimente des Kerns PS2076-1/3 diskutiert wurden. Lokale, tiefenabhängige Veränderungen in der Zusammensetzung der Wassermasse sind höchstwahrscheinlich auszuschließen, da die $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven der flachlebenden *G. bulloides* und der tiefliebenden *G. inflata* nahezu parallel verlaufen. Da *N. pachyderma* (sinistral) zwischen den beiden anderen Arten in einem Tiefenintervall von ca. 50 bis 100 m (vgl. C 1.1) lebt ist es unwahrscheinlich, daß in dieser Wassertiefe ein völlig anderes $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnis im Meerwasser vorherrschte.

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Sedimentkern PS1754-1 variieren während der letzten 140 ka zwischen 1,51 ‰ und 3,57 ‰. Dabei zeigen die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von *G. inflata* mit einer Amplitude von 1,27 ‰ die geringsten Variationen und die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von *N. pachyderma* mit einer Amplitude von 1,81 ‰ die größten Variationen. Die Amplitude der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von *G. bulloides* beträgt 1,53 ‰. In Tab. 15 ist der jeweilige $\delta^{18}\text{O}$ -Hub in den Werten der drei Foraminiferen-Arten an den Terminationen 1 und 2 aufgelistet. An beiden Terminationen weist *N. pachyderma* (sinistral) den größten Hub auf.

Tab. 15: $\delta^{18}\text{O}$ -Hub an den Glazial-Interglazial-Grenzen im Kern PS1754-1.

Termination	Isotopenstadien-	$\delta^{18}\text{O}$ -Hub in ‰ (PDB)		
		<i>G. bulloides</i> Grenze	<i>N. pachyderma</i>	<i>G. inflata</i> (sinistral)
1	2 zu 1	0,58	1,54	0,89
2	6 zu 5	0,87	1,81	0,53

Antarktische Zone: PS1768-8:

Im Kern PS1768-8 konnten die $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnisse nur an Gehäusen von *N. pachyderma* (sinistral) bestimmt werden, da andere Arten aufgrund der niedrigen Wassertemperaturen auf der gesamten Länge des Kerns (894 cm) nur selten auftraten. In einigen Kerntiefen waren nicht genügend Gehäuse von *N. pachyderma* (sinistral) für eine Messung vorhanden, daher konnte kein kontinuierlicher Abstand zwischen den Messungen eingehalten werden. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte und die Zuordnung der SPECMAP-Datierung sind in Abb. 36 dargestellt (Daten im Anhang: Tab. 38).

Die Sedimente der jüngsten ca. 5 ka im obersten Abschnitt des Kerns fehlen, wie die Thorium-Analyse (GERSONDE et al., 1994) ergab. Unter der Annahme eines konstanten ^{230}Th -Eintrages in das Sediment lassen sich aus der Abnahme der Aktivität des $^{230}\text{Th}_{\text{excess}}$ mit zunehmender Kerntiefe das Alter der Sedimente abschätzen (MANGINI, 1984). Wichtige stratigraphische Informationen ergab die absolute AMS ^{14}C -Datierung an vier Proben in den obersten 150 cm des Sedimentkerns (GERSONDE et al., 1994). Nach der ^{14}C -Datierung liegt die Grenze der Stadien 2 zu 1 (12 ka vor heute) in einer Kerntiefe von 138 cm. Zusätzliche stratigraphische Hinweise, welche die Isotopen-Stratigraphie im unteren Teil des Sedimentkerns PS1768-8 bestätigen, gibt die Biofluktuations-Stratigraphie (ZIELINSKI, 1993), welche auf relativen Häufigkeitsschwankungen von Diatomeen basiert. Die mittlere, allerdings zum Teil extrem variable Sedimentationsrate in den letzten 140 ka beträgt im Kern PS1768-8 6,8 cm in 1.000 Jahren (Kernbeschreibung in ZIELINSKI, 1993).

Die im Sedimentkern PS1768-8 bestimmten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von *N. pachyderma* (sinistral) schwanken in den letzten 135 ka mit einer Amplitude von 2,07 ‰,

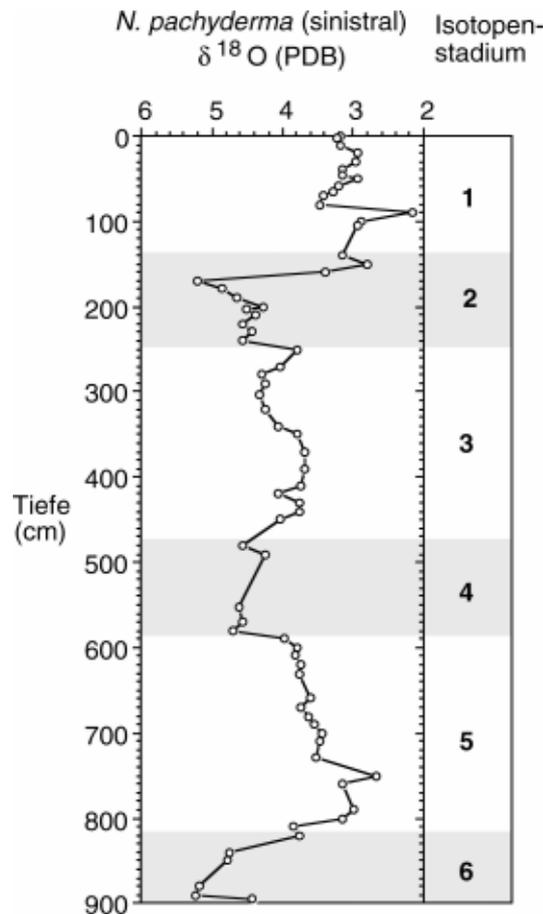


Abb. 36: Tiefenprofil der $\delta^{18}\text{O}$ -Verteilung im Sedimentkern PS1768-8. Die Isotopenstadien wurden durch die graphische Korrelation mit der SPECMAP-Kurve (IMBRIE et al., 1984), den absoluten AMS- und den Thorium-Datierungen zugewiesen (GERSONDE et al., 1994).

zwischen 2,18 ‰ und 5,25 ‰. Der $\delta^{18}\text{O}$ -Hub beträgt an der Termination 1 3,04 ‰ und an der Termination 2 2,55 ‰. Der $\delta^{18}\text{O}$ -Hub im Kern PS1768-8 geht weit über das globale Eisvolumen-Signal hinaus, so daß sich in den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten dieser Station starke lokale Variationen im Oberflächenwasser widerspiegeln. Die stratigraphische Einstufung der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve allein über die Zuordnung der SPECMAP-Datierungen hätte hier unweigerlich zu einem größeren zeitlichen Fehler geführt. Durch die ^{14}C -Altersdatierungen konnte die Grenze zwischen den Stadien 2 zu 1 jedoch auf 138 cm Kerntiefe festgelegt werden. Die leichten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zwischen 160 und 140 cm sind somit nicht auf die Änderungen des globalen Eiseffektes zurückzuführen, sondern Ausdruck lokaler, möglicherweise regionaler $\delta^{18}\text{O}$ -Schwankungen im Oberflächenwasser. Diese leichten Werte wurden vermutlich durch den Eintrag von ^{16}O -reichem Schmelzwasser zu Beginn der Abschmelzphase auf der südlichen Hemisphäre vor ca. 16,5 ka bis 13 ka vor heute (BARD et al., 1990) verursacht (vgl. D 3).

D 1.2 Paläotemperatur-Gradienten

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von in unterschiedlichen Wassertiefen lebender Foraminiferen lassen sich zur Differenzierung des Wasserkörpers nutzen (vgl. C 1.3). Für die Rekonstruktion des Paläotemperatur-Gradienten im Oberflächenwasser wurden die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von flach- und tiefliebenden Foraminiferen (vgl. C 1.1) in Temperaturen umgerechnet.

Als flachlebende Arten standen in den Kernen PS2076-1/3 und PS1754-1 durchgehend nur *G. bulloides* und *N. pachyderma* (dextral) bzw. *N. pachyderma* (sinistral) zur Verfügung. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von *G. inflata* repräsentieren in beiden Kernen die Temperaturen in ca. 250 m Wassertiefe. Alle $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der einzelnen Foraminiferen wurden vor der Umrechnung in Temperaturen (siehe B 2.3) entsprechend ihres artspezifischen Vitaleffektes korrigiert (vgl. C 1.1). Die errechneten Temperaturen aus den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von *G. bulloides* und *N. pachyderma* wurden gemittelt, so daß sich eine mittlere O-Isotopentemperatur des Oberflächenwassers (30 m Wassertiefe, vgl. C 1.3) ergibt. Von dieser 30 m-Temperatur wurde die 250 m-Temperatur, welche aus den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von *G. inflata* berechnet wurde, abgezogen. Dadurch wurde der Temperatur-Gradient in den obersten ca. 250 m der Wassersäule rekonstruiert. Dabei wurde vorausgesetzt, daß sich die Lebens- bzw. Kalzifizierungstiefen der Foraminiferen im Untersuchungszeitraum nicht wesentlich änderten. Zusätzlich zum methodischen Fehler von ca. 2 °C ist zu berücksichtigen, daß in der Vergangenheit auch die Differenz zwischen dem $\delta^{18}\text{O}_w$ -Wert bzw. der Salinität des Oberflächenwassers und des Wassers bei 250 m geschwankt haben kann (Wassermassenänderungen). Da es keine von den O-Isotopen unabhängige Möglichkeit gibt den $\delta^{18}\text{O}_w$ - bzw. den Salzgehalts-Gradienten zu rekonstruieren, wurde unter Beibehaltung der rezenten Gradienten die O-Isotopentemperatur-Differenz für die Kernproben errechnet. Bei einer Veränderung des Salzgehalts-Gradienten von z. B. 0,5 ‰ würde sich ein zusätzlicher Fehler von ca. 1 °C addieren. Unter Berücksichtigung der methodenspezifischen Einschränkungen lassen sich die Veränderungen der Temperatur-Gradienten in den obersten 250 m der Wassersäule wie folgt beschreiben:

Subtropische Front: PS2076-1/3 (Abb. 37)

Für den gesamten Zeitraum, der in den Sedimenten von Kern PS2076-1/3 enthalten ist, wurden generell niedrige Temperatur-Gradienten im Oberflächenwasser mit einem Mittelwert von ca. 3 °C errechnet. Der höchste Temperatur-Gradient wurde im Stadium 17 berechnet. Die Schwankung der O-Isotopentemperatur-Differenz ist nicht strikt an die Glazial-Interglazial-Wechsel gebunden, welches sicherlich mit den Problemen der zeitlichen Einstufung des Kerns zusammenhängt (vgl. D 1.1). In den meisten Glazialen (Stadien 20, 18, 16, 10, 8, 4) wurden um wenige °C höhere Temperatur-Gradienten als in den jeweils umgebenden Interglazialen errechnet.

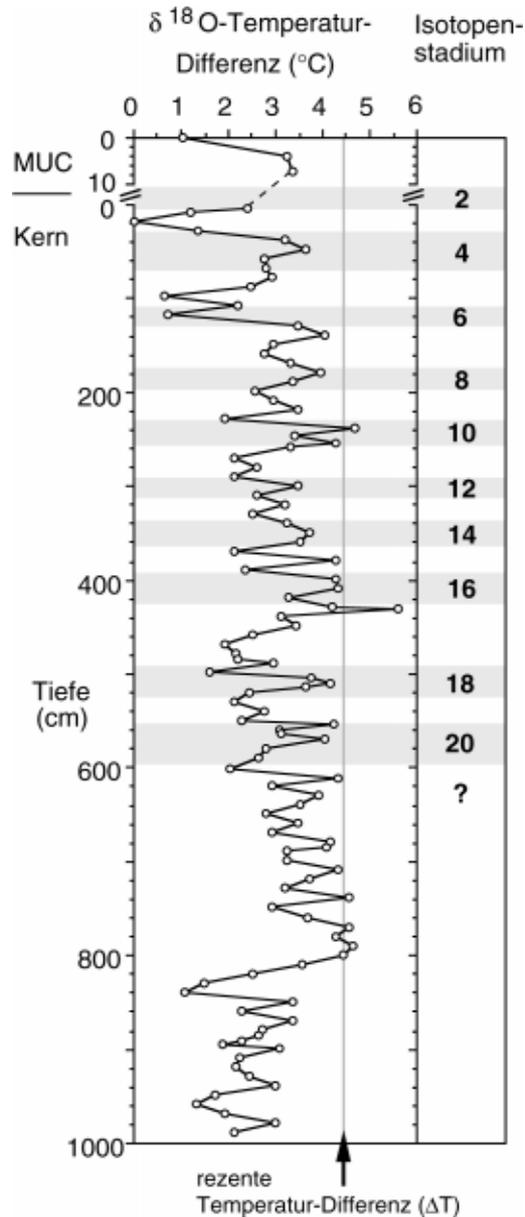


Abb. 37: Isotopentemperatur-Differenz im Sedimentkern PS2076-1/3 für die letzten mindestens 763 ka für die obersten 250 m der Wassersäule. Heutige Oberflächentemperaturen im Südsommer bei 30 m = 13,8 °C, bei 250 m = 9,4 °C (LEVITUS, 1982).

Die stratigraphische Verteilung der O-Isotopentemperatur-Differenzen weist auf abgekühlte Wassermassen in 250 m Wassertiefe zu Glazialzeiten hin. Oberhalb der seicht liegenden Thermokline im Südsommer waren nur die oberflächennahen Wasserschichten (< 100 m) während der Glazialzeiten erwärmt, so daß *G. bulloides* und *N. pachyderma* (dextral) entsprechend warme Temperaturen im O-Isotopenverhältnis des Gehäusekarbonats überliefert haben. Diese O-Isotopentemperaturen sind allerdings deutlich geringer als zu Interglazialzeiten. Die tieferen Wasserschichten (> 100 m), waren zu Glazialzeiten deutlich kälter, so das ein sehr kaltes Temperatursignal von *G. inflata* überliefert wurde. Diese relativ hohen O-Isotopentemperatur-Differenzen lassen auf einen größeren Temperatur-Gradienten zu Glazialzeiten

schließen. Im Gegensatz dazu wurden in den Südsommern der Warmzeiten auch die tieferen Wasserschichten (> 100 m) erwärmt. Die Thermokline lag tiefer als im Glazial, so daß die O-Isotopentemperatur-Differenz zwischen den flach- und tiefliebenden Arten geringer ist.

Polarfrontzone: PS1754-1 (Abb. 38)

Die O-Isotopentemperatur-Differenz zwischen den unterschiedlich tief lebenden Foraminiferen zeigt im Kern PS1754-1 ein anderes Muster als im Kern PS2076-1/3. In den letzten mindestens 135 ka wurden grundsätzlich höhere O-Isotopentemperatur-Differenzen in den Interglazialen als in den Glazialen errechnet. Im Mittel schwankt hier die O-Isotopentemperatur-Differenz um 2,5 °C. Die niedrigsten Differenzen, mit von zum Teil weniger als 1 °C, treten in den Stadien 6 und 2 auf. Die höchsten Differenzen liegen mit 4,5 °C im Substadium 5.5. Während des gesamten betrachteten Zeitraums liegen die aus den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von *G. inflata* berechneten Temperaturen

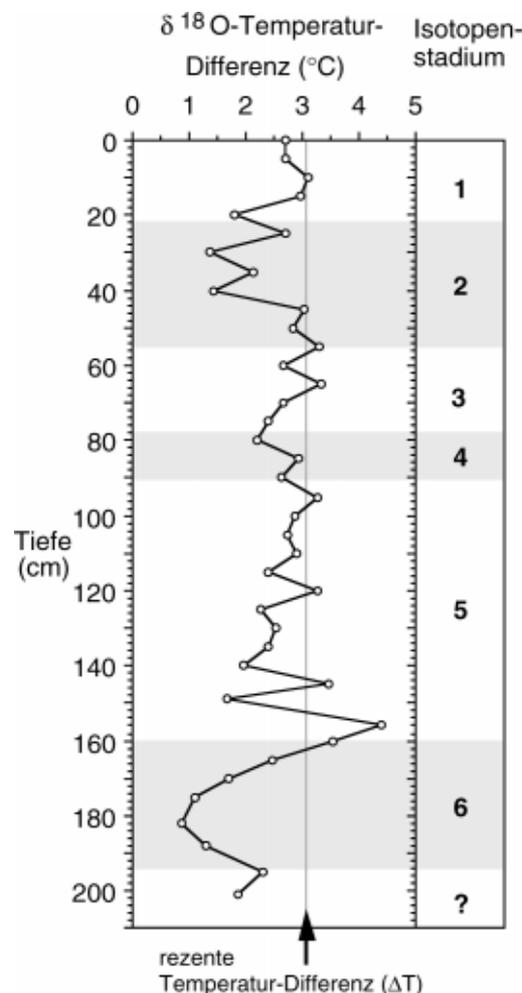


Abb. 38: Isotopentemperatur-Differenz im Sedimentkern PS1754-1 in den letzten mindestens 135 ka für die obersten 250 m der Wassersäule. Heutige Oberflächenwassertemperaturen im Südsommer bei 30 m = 6,8 °C, bei 250 m = 3,7 °C (OLBERS et al., 1992).

unterhalb der für die flachlebenden Arten. Der hohe Temperatur-Gradient im Substadium 5.5 läßt auf relativ warme oberflächennahe Wassermassen zu diesen Zeiten schließen. Damit verbunden ist wahrscheinlich auch eine Mächtigungsabnahme der durchmischten Wasserschicht. In den Glazialstadien müßte dementsprechend der geringere Temperatur-Gradient auf deutlich kältere Wassermassen an der Oberfläche (in 30 m Wassertiefe), mit einer gleichzeitig größeren Durchmischungstiefe zurückzuführen sein.

D 1.3 Veränderungen im $\delta^{13}\text{C}$ -Signal

Die $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopenverhältnisse im Karbonat der planktischen Foraminiferen wurden im Quartär durch langfristige globale Änderungen im CO_2 -Haushalt der Ozeane geprägt (SHACKLETON, 1977; BROECKER, 1982b; CURRY & CROWLEY, 1987). Die Änderungen unterliegen dabei den Schwankungen des globalen Kohlenstoffhaushaltes innerhalb der Biosphäre. Im Glazial-Interglazial-Wechsel beträgt dieser globale Hub im $\delta^{13}\text{C}$ -Signal zwischen 0,32 und 0,45 ‰ (CURRY et al., 1988; DUPPLESSY et al., 1988). Die niedrigsten $\delta^{13}\text{C}$ -Werte wurden weltweit häufig an den Terminationen sowie in den Hochglazialen beobachtet. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der untersuchten Kerne PS2076-1/3, PS1754-1 und PS1768-8 zeichnen diese globalen Schwankungen nach (Abb. 39-41, Daten im Anhang: Tab. 36-38). Die Glazial-Interglazial-Schwankungen im $\delta^{13}\text{C}$ des Weltozeans sind dabei in den meisten Fällen mit den zyklischen Veränderungen in den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten negativ korreliert.

Neben den globalen Änderungen können sich in den $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopenverhältnissen im Gehäusekarbonat auch weitere lokale und regionale Variationen, wie z. B. Produktivitätsschwankungen oder Veränderungen in der Zusammensetzung der Wassermassen des Oberflächenwassers abzeichnen (vgl. C 1.2).

Subtropische Front: PS2076-1/3

Im Kernverlauf zeigen die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der drei untersuchten Foraminiferen-Arten unterschiedliche Schwankungsbreiten (Abb. 39). *G. bulloides* zeigt eine $\delta^{13}\text{C}$ -Schwankungsbreite von minimal -1,92 ‰ an der Grenze der Stadien 16 zu 17 und maximal 0,37 ‰ im Stadium 13. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte schwanken dabei um einen Mittelwert von -0,53 ‰. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *N. pachyderma* (dextral) schwanken von -0,74 ‰ in den Stadien 20 sowie 8 und 0,98 ‰ im Kernabschnitt unterhalb von 600 cm (älter als Stadium 20). Der $\delta^{13}\text{C}$ -Mittelwert von *N. pachyderma* (dextral) liegt bei 0,12 ‰. Die tieflebende *G. inflata* hat eine Amplitude von 1,52 ‰ in den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten (min. -0,07 ‰, max. 1,45 ‰, Ø 0,76 ‰) und zeigt damit eine geringere Variationsbreite als die flachlebende *G. bulloides* (2,27 ‰) und die flach/intermediärlebende *N. pachyderma* (dextral) (1,72 ‰). Damit zeigen alle drei Arten eine wesentlich höhere Schwankungsbreite als der globale Glazial-Interglazial-Hub.

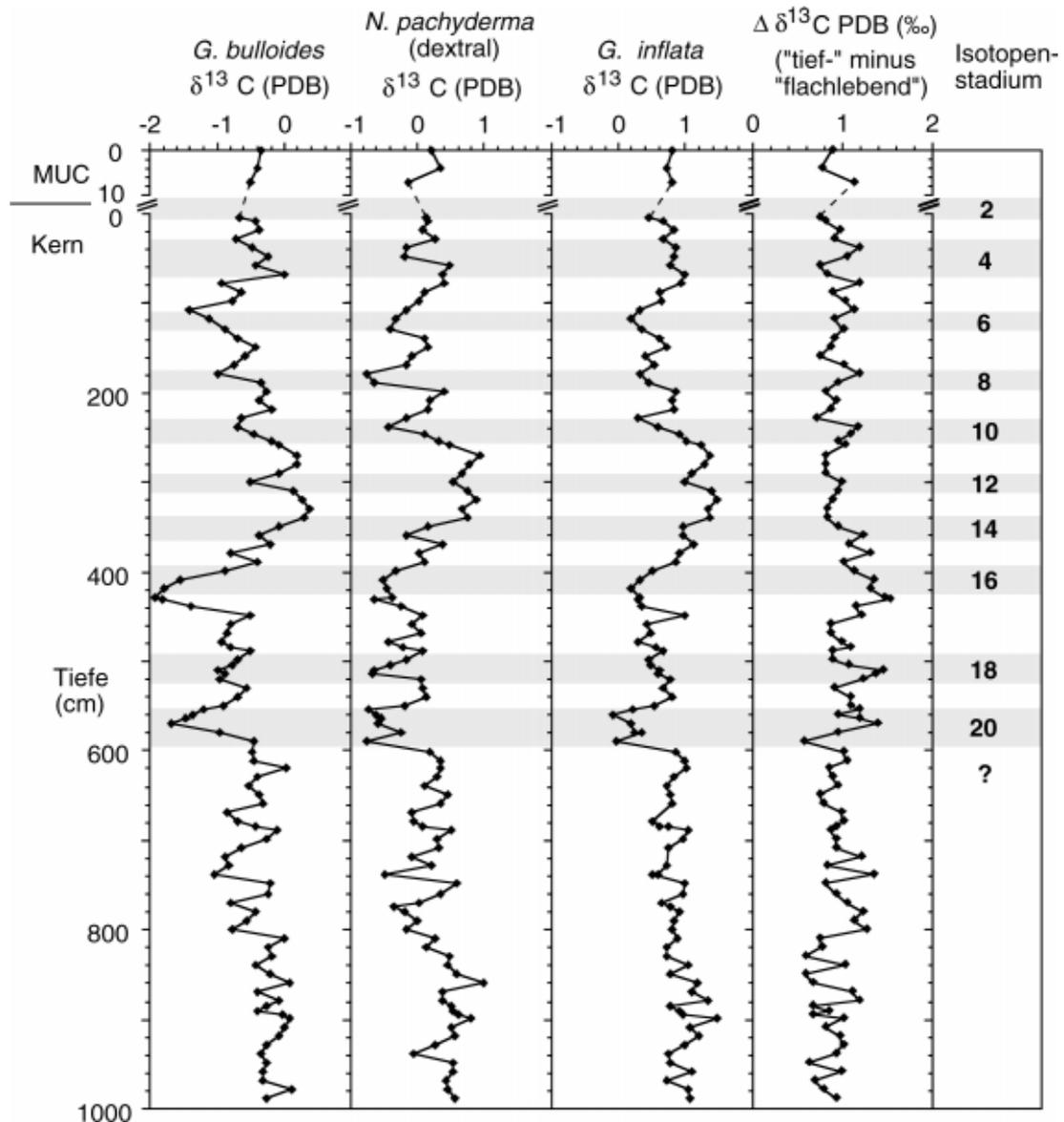


Abb. 39: Tiefenprofile der $\delta^{13}\text{C}$ -Verteilung im Sedimentkern PS2076-1/3. Die Isotopenstadien wurden durch die graphische Korrelation mit der SPECMAP-Kurve (IMBRIE et al., 1984) zugewiesen.

Die $\delta^{13}\text{C}$ -Differenzen, welche aus den gemittelten $\delta^{13}\text{C}$ -Werten der flachlebenden Arten und den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten von *G. inflata* gebildet wurden, zeigen nur teilweise markante Änderungen an den Glazial-Interglazial-Grenzen. Allerdings sind in den meisten Glazialen die $\delta^{13}\text{C}$ -Differenzen höher als in den Interglazialen (Abb. 39). Die Amplitude der $\delta^{13}\text{C}$ -Differenzen beträgt ca. 1 ‰. Höhere $\delta^{13}\text{C}$ -Differenzen können auf niedrigere Produktivität hinweisen (vgl. C 1.2). Verschiedene Autoren (u. a. CHARLES et al., 1991; MACKENSEN et al., 1994) haben aber nachgewiesen, daß zu Glazialzeiten die Produktivität in der SAZ erhöht war. Damit sind die $\delta^{13}\text{C}$ -Differenzen hier wahrscheinlich nicht produktivitätsgesteuert. CHARLES & FAIRBANKS (1990) zeigten, daß auch eine veränderte Zusammensetzung der Wassermassen den $\delta^{13}\text{C}$ -Gradienten in den obersten 250 m der Wassersäule verändern können.

Polarfrontzone: PS1754-1

Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der drei untersuchten Arten schwanken im Kern PS1754-1 während der letzten mindestens 135 ka wie folgt (Abb. 40): zwischen $-1,22\text{‰}$ im Stadium 6 und $0,25\text{‰}$ im Holozän (*G. bulloides*); zwischen $-0,42\text{‰}$ im Stadium 5 und $0,98\text{‰}$ im Holozän (*N. pachyderma* (sinistral)); zwischen $0,35\text{‰}$ im Stadium 6 und $1,41\text{‰}$ im Holozän (*G. inflata*). Damit erreichen alle drei Arten die höchsten $\delta^{13}\text{C}$ -Werte im jüngsten Holozän. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Variationen von *G. bulloides* und *N. pachyderma* (sinistral) schwanken über den gesamten Kernverlauf mit einer Amplitude von $1,37\text{‰}$ bzw. $1,40\text{‰}$. Bei *G. inflata* beträgt die $\delta^{13}\text{C}$ -Variationsbreite nur maximal $1,06\text{‰}$. Damit zeigen die flachlebenden Arten eine höhere Amplitude im $\delta^{13}\text{C}$ als die tiefliebende *G. inflata*.

Die $\delta^{13}\text{C}$ -Differenzen aus den gemittelten Werten der flachlebenden Arten und *G. inflata* zeigen keine Abhängigkeit von den Klimaschwankungen (Abb. 40). So errechnen sich niedrige $\delta^{13}\text{C}$ -Differenzen in Warm- und Kaltzeiten (Stadien 5, 4, 2, Holozän). Damit gibt die $\delta^{13}\text{C}$ -Differenz des Kerns PS1754-1 keine Hinweise auf Produktivitätsschwankungen während der letzten 135 ka.

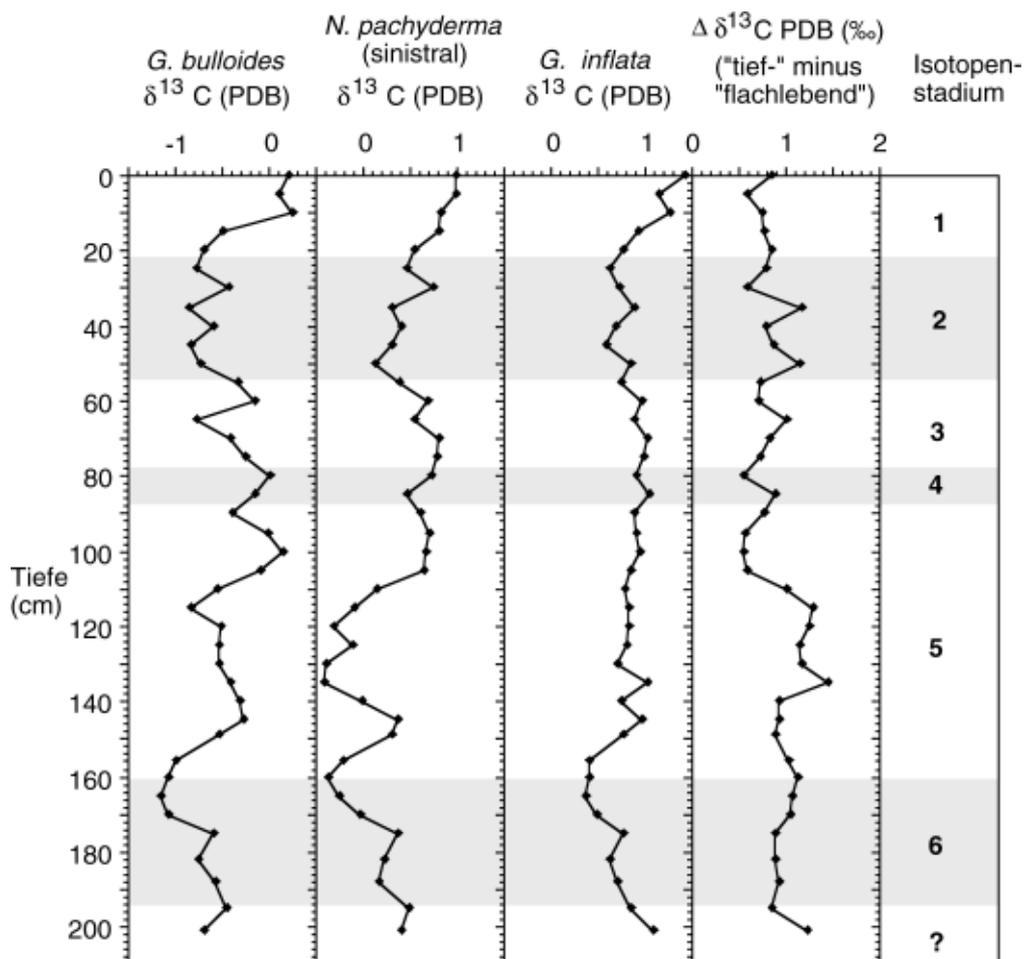


Abb. 40: Tiefenprofile der $\delta^{13}\text{C}$ -Verteilung im Sedimentkern PS1754-1. Die Isotopenstadien wurden durch die graphische Korrelation mit der SPECMAP-Kurve (IMBRIE et al., 1984) zugewiesen.

Antarktische Zone: PS1768-8

Im Kern PS1768-8 konnten C-Isotope nur an *N. pachyderma* (sinistral) gemessen werden (vgl. B 2.1). Die in Abb. 41 dargestellten $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zeichnen die globalen Schwankungen mit leichten Werten in den Glazialen (Stadien 6, 4 bis 2) und schweren Werten in den Interglazialen (Stadium 5, Holozän) nach. Die schwersten $\delta^{13}\text{C}$ -Werte mit bis zu 0,85 ‰ treten im Holozän, die leichtesten Werte mit -0,93 ‰ im Stadium 2 auf. An den Terminationen sind deutliche Gradienten in den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten zu beobachten: an Termination 1 1,78 ‰, an Termination 2 0,94 ‰. Besonders auffällig ist der steile Anstieg zu schwereren $\delta^{13}\text{C}$ -Werten während der Termination 1. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte im älteren Stadium 2 liegen durchschnittlich bei ca. 0,3 ‰. An der Termination 1 sind die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte extrem leicht und im frühen Holozän werden die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte dann rapide schwerer.

Der starke Anstieg der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte an der Termination 1 liegt weit über dem überregionalen Trend des Südozeans von ca. 0,8-1 ‰ (CURRY et al., 1988; MACKENSEN et al., 1993). GERSONDE et al. (1994) haben gezeigt, daß an der

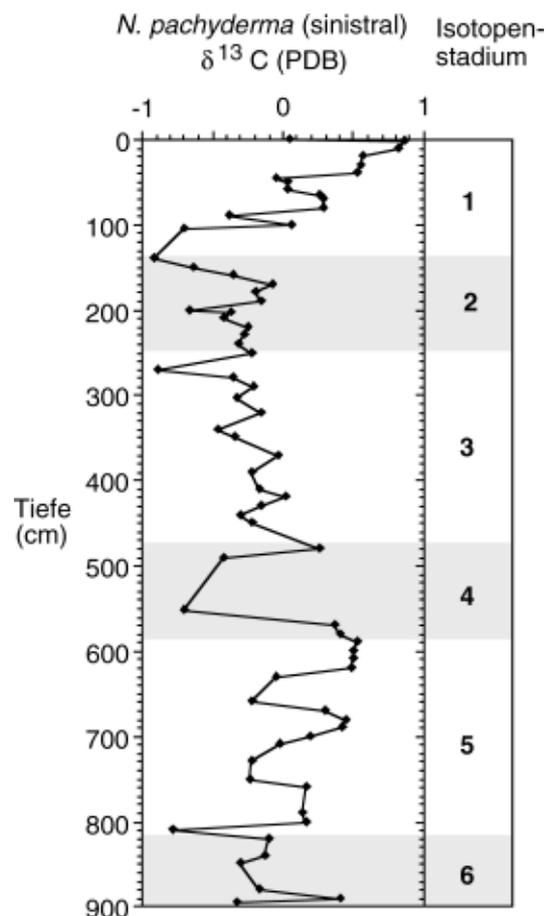


Abb. 41: Tiefenprofil der $\delta^{13}\text{C}$ -Verteilung im Sedimentkern PS1768-8. Die Isotopenstadien wurden durch die graphische Korrelation mit der SPECMAP-Kurve (IMBRIE et al., 1984), den absoluten AMS- und den Thorium-Datierungen zugewiesen (GERSONDE et al., 1994).

Position von Kern PS1768-8 während des Glazial-Interglazial-Übergangs die Produktivität gegenüber heute erhöht war. Die sehr leichten $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zu dieser Zeit lassen sich somit nicht als eine kurzfristig stark erniedrigte Produktivität deuten. Möglicherweise sind sie auf massive Änderungen in der Zusammensetzung der Wassermassen zurückzuführen. Diese Änderungen können durch eine starke Zuführung von Schmelzwässern zu Beginn der Abschmelzphase auf der südlichen Hemisphäre, vor ca. 16,5 ka bis 13 ka vor heute (BARD et al., 1990), oder durch einen intensivierten NADW-Zufluß aus dem Nordatlantik (HODELL, 1993; MACKENSEN et al., 1994) verursacht worden sein .

D 2 Quantitative Faunenanalyse

D 2.1 Artenverteilung im Quartär

Die zeitliche Veränderung der Faunenzusammensetzung planktischer Foraminiferen wurde in zwei Sedimentkernen aus dem östlichen atlantischen Sektor des ACC (Abb. 2 und 6) untersucht. In beiden Kernen variieren die Häufigkeiten der einzelnen Arten und Morphotypen in Abhängigkeit von den klimatischen Bedingungen im Oberflächenwasser. Auf die Darstellung der wechselnden Häufigkeiten aller identifizierten Foraminiferen wurde aus Gründen der Übersichtlichkeit verzichtet. Statt dessen sind die wechselnden Häufigkeiten der Arten, deren maximale Anteile 9 % übersteigen, für beide Kerne dargestellt (Abb 42 und 46). Da keine der tropischen oder subtropischen Arten entsprechende Anteile in den Kernen erreichen, wurden die Anteile zusammengefaßt und als Summenkurve dargestellt. Dazu wurden alle dominanten und assoziierten Arten, Artengruppen und Morphotypen, welche nach den Ergebnissen der R-Modus-Faktorenanalyse in der tropischen Vergesellschaftung R-F1 gemeinsam auftreten (Tab. 10) aufsummiert. Insgesamt sind in den Abbildungen mindestens 92,0 % (PS2076-1/3), bzw. mindestens 92,6 % (PS1754-1) der Gesamtfaua dargestellt, wobei die fünf abgebildeten Arten und die tropische Vergesellschaftung im Mittel 98,4 % (PS2076-1/3 und PS1754-1) der Gesamtfaua erfassen. Für alle Arten und Morphotypen, deren maximales Auftreten im Kern 2 % übersteigt, sind die Minima, Maxima und die Mittelwerte in Tab. 16 (PS2076-1/3) und Tab. 17 (PS1754-1) aufgelistet.

Subtropische Front: PS2076-1/3 (Abb. 42)

Der Kern enthält in den Sedimenten der obersten 6 m die variierende Foraminiferen-Fauna der letzten 763 ka. Insgesamt wurden im Sedimentkern PS2076-1/3 35 unterschiedliche Arten und Morphotypen identifiziert, von denen aber nur 12 mit maximalen Anteilen von ≥ 2 % auftreten (Tab. 16). In den Glazialen (Stadien 20, 18, 16, 14, 12, 10, 6, 4, 2) zeigt *N. pachyderma* (sinistral) erhöhte Häufigkeiten gegenüber denen des jeweiligen Glazial umgebenden Interglazialen. Dabei hat *N. pachyderma* (sinistral) in den Sedimenten, welche älter als Stadium 16 sind sowie zwischen den Stadien 16 und 14, zu Glazialzeiten Anteile an der Gesamtfaua bis nahe 70 %.

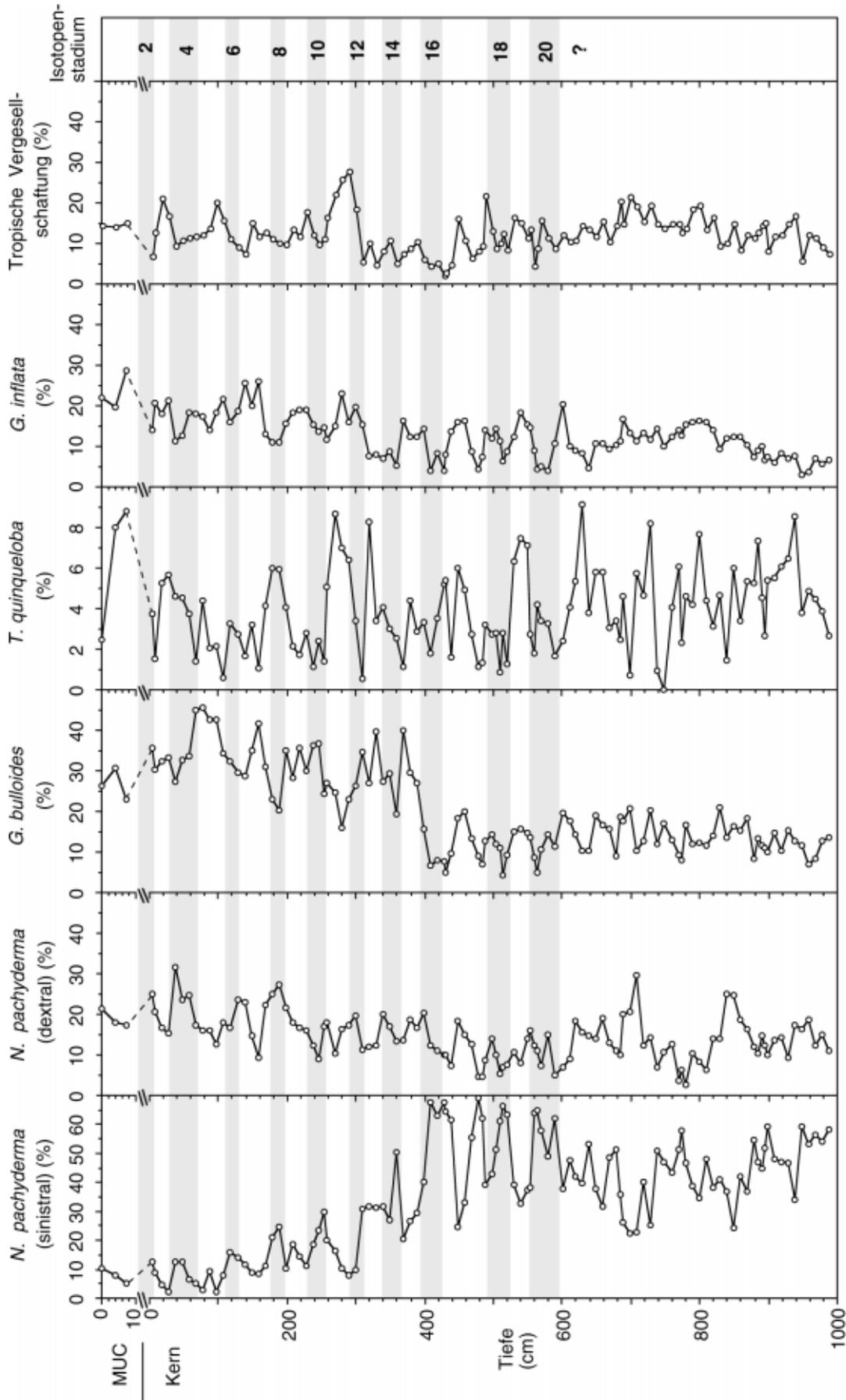


Abb. 42: Sedimentkern PS2076-1/3: Relative Änderungen der Häufigkeiten der fünf dominanten Foraminiferenarten sowie aller Arten und Morphotypen entsprechend der Tropischen Vergesellschaftung R-F1. Angegeben in %, bezogen auf die Gesamtfazuna.

Tab. 16: Häufigkeiten der im Kern PS2076-1/3 auftretenden Arten und Morphotypen mit einem Anteil von jeweils $\geq 2\%$ an der Gesamtfauuna in zumindest einer Kerntiefe (Häufigkeiten bezogen auf die Foraminiferen-Fauna, angegeben in %).

Art bzw. Morphotyp	Minimum	Maximum	Mittelwert
<i>Globigerina bulloides</i>	4,24	45,75	19,94
<i>Globigerinita bradyi</i>	0,00	5,43	0,56
<i>Globigerinita glutinata</i>	0,00	16,06	4,66
<i>Globorotalia crassaformis</i>	2,89	15,84	4,79
<i>Globorotalia inflata</i>	0,21	28,56	12,62
<i>Globorotalia scitula</i>	0,00	7,02	0,81
<i>Globorotalia truncatulinoides</i> (sinistral)	0,00	4,32	0,59
<i>Neogloboquadrina dutertrei</i>	0,00	3,42	0,56
<i>N. dutertrei</i> - <i>pachyderma</i> -Übergang	0,00	5,42	0,87
<i>Neogloboquadrina pachyderma</i> (dextral)	2,74	31,62	14,55
<i>Neogloboquadrina pachyderma</i> (sinistral)	2,11	68,99	35,01
<i>Turborotalita quinqueloba</i>	0,00	9,12	3,95

Schon diese hohen Anteile weisen auf relativ niedrige Temperaturen im Oberflächenwasser an der Kernlokation von PS2076-1/3 zu diesen Zeiten hin. Zwischen dem Stadium 12 und der Oberflächenprobe hat *N. pachyderma* (sinistral) einen Anteil von max. 32 %. Einen ähnlichen Trend mit erhöhten Anteilen in den Glazialzeiten zeigt auch *N. pachyderma* (dextral), allerdings zeigt diese Art im Kernverlauf keine dramatischen Schwankungen. Eine zu *N. pachyderma* (sinistral) gegenläufige Schwankung mit erhöhten Anteilen in den Interglazialen zeigt *G. bulloides*. Zwischen dem Kernende und dem Stadium 16 ist der Anteil von *G. bulloides* an der Gesamtfauuna gering und liegt im Mittel bei ca. 15 %. Zwischen dem Stadium 15 und dem Holozän liegt ihr Anteil dann generell wesentlich höher. In den Interglazialen erreicht ihr Anteil durchschnittlich ca. 40 % und in den Glazialen durchschnittlich ca. 25 %. Einen ähnlichen Trend mit maximalen Anteilen in den Interglazialen zeigen *G. inflata* und die Arten der tropischen Vergesellschaftung. Dabei ist eine generelle Zunahme der Anteile an der Vergesellschaftung in den Sedimenten jünger als Stadium 12 zu beobachten. *T. quinqueloba* zeigt ein unregelmäßiges Verteilungsmuster welches nicht an die Glazial-Interglazial-Wechsel gebunden ist .

Abgesehen von den Glazial-Interglazial-Schwankungen in der Faunenzusammensetzung zeichnet sich in PS2076-1/3 ein dramatischer Wechsel zu wärmeren Faunenelementen in den Sedimenten jünger als Stadium 16 ab. Eine weitere Verschiebung zu wärmeren Faunenelementen zeigt sich dann in den Sedimenten jünger als Stadium 15.

Polarfrontzone: PS1754-1 (Abb. 43):

Die Foraminiferen-Fauna wurde in den obersten zwei Metern des Kerns PS1754-1 untersucht. Die Faunenanalyse umfaßt dabei zumindest den Zeitraum der letzten 135 ka. In diesem Kern wurden insgesamt 18 unterschiedliche Foraminiferen-Arten und -Morphotypen identifiziert, wobei aber nur sieben Arten mit maximalen Häufigkeiten $\geq 2\%$ auftreten (Tab. 17). *N. pachyderma* (sinistral) ist über den gesamten betrachteten Zeitraum die dominante Art mit einer Häufigkeit von durchgehend $> 40\%$. Im Glazialstadium 6 schwankt ihr Anteil um "nur" 55%. Dagegen ist in den glazial geprägten Stadien 4 bis 2 der Anteil von *N. pachyderma* (sinistral) mit bis zu 97,5% besonders hoch. Die Häufigkeiten der anderen vier dargestellten Arten (*N. pachyderma* (dextral), *G. bulloides*, *T. quinqueloba*, *G. inflata*) sowie der Arten der tropischen Vergesellschaftung sind zu der Häufigkeit von *N. pachyderma* gegenkorreliert und zeigen ihre maximalen Vorkommen während des vorletzten Klimaoptimums im Substadium 5.5 und im Holozän. Darüberhinaus zeigt *G. bulloides* besonders im Stadium 6 ein maximales Auftreten mit Anteilen von über 30%. Im Vergleich zum letzten Glazial (Stadium 2) zeigen auch die zu *N. pachyderma* (sinistral) gegenkorrelierten Arten und die Arten der tropischen Vergesellschaftung im Stadium 6 erhöhte prozentuale Anteile. Diese Faunenzusammensetzung deutet darauf hin, daß innerhalb des Stadiums 6 relativ warme Wassermassen bis zur Position von PS1754-1 reichten. Allerdings ist die Datierung in diesem Kernabschnitt unsicher (vgl. D 1.1) und es ist nicht auszuschließen, daß der Bereich ab etwa 175 cm gestört ist.

Tab. 17: Häufigkeiten der im Kern PS1754-1 auftretenden Arten und Morphotypen mit einem Anteil von jeweils $\geq 2\%$ an der Gesamtf fauna in zumindest einer Kernteufe. (Häufigkeiten bezogen auf die Foraminiferen-Fauna, angegeben in %)

Art bzw. Morphotyp	Minimum	Maximum	Mittelwert
<i>Globigerina bulloides</i>	0,99	37,12	12,84
<i>Globigerinita bradyi</i>	0,00	7,43	3,77
<i>Globigerinita glutinata</i>	0,00	4,95	1,24
<i>Globorotalia inflata</i>	0,02	15,98	1,34
<i>Neogloboquadrina pachyderma</i> (dextral)	0,94	10,62	2,90
<i>Neogloboquadrina pachyderma</i> (sinistral)	39,73	97,48	70,89
<i>Turborotalita quinqueloba</i>	0,00	20,46	6,26

D 2.2 Errechnung der Paläo-Umweltparameter

Mit den Ergebnissen der Faunenanalysen wurden durch die entwickelte Transferfunktion F75-27-5 Oberflächenwassertemperaturen für Sommer und Winter sowie die mittlere jährliche Salinität im Oberflächenwasser für die Kerne PS2076-1/3 und PS1754-1 berechnet. Aufgrund des systematischen

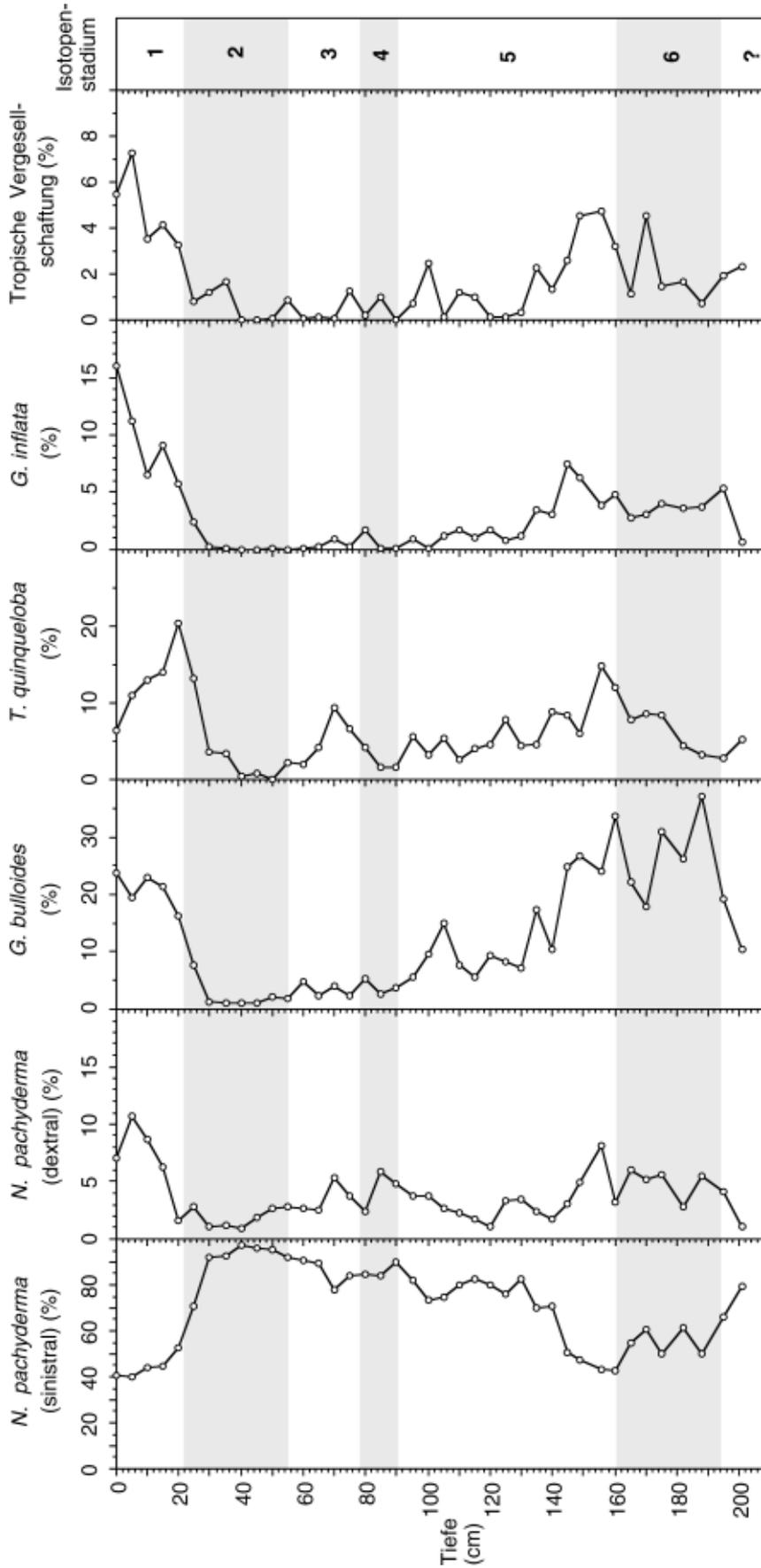


Abb. 43: Sedimentkern PS1754-1: Relative Änderungen der Häufigkeiten der fünf dominanten Foraminiferenarten sowie aller Arten und Morphotypen entsprechend der Tropischen Vergesellschaftung R-F1. Angegeben in %, bezogen auf die Gesamtfauuna.

Fehlers bei den Berechnungen (vgl. C2.4) wurden die Dezimalwerte der Temperaturen nur auf 0,5 °C und die Werte für den Salzgehalt nur bis auf eine Genauigkeit von 0,05 ‰ angegeben. Die Werte aller berechneten Paläo-Umweltparameter sind im Anhang aufgeführt (PS2076-1/3: Tab. 31; PS1754-1: Tab. 32). Die berechneten Kommunalitäten und Parafaktorenladungen sind ebenfalls in diesen Tabellen im Anhang wiedergegeben.

Subtropische Front: PS2076-1/3

Der Kerndatensatz läßt sich gut in das rezente Q-Modus-Faktoren-Modell einpassen, die berechneten Kommunalitäten sind alle größer als 0,85 (Abb. 44). Für zwei Proben liegen die Kommunalitäten unterhalb von 0,9 (279 cm und 289 cm Kerntiefe). Diese Proben weisen relativ hohe Anteile von *G. glutinata* auf (Diskussion siehe C 2.1). Die Kommunalitäten drücken somit das hohe Maß der Qualität für die Parameterberechnung aus (Mittelwert = 0,98).

Im Kern PS2076-1/3 ist in den Sedimenten älter als Stadium 16 der antarktische Parafaktor (Q-F1) dominant (zur Definition der Faktoren bzw. Parafaktoren siehe C 2.3). Er verliert nur bei einer Kerntiefe bei 849 cm und von 709 cm bis 689 cm kurzzeitig an Bedeutung. Da sich diese Sedimente erst durch zusätzliche stratigraphische Untersuchungen genauer datieren lassen (vgl. D 1.1) kann nur vermutet werden, daß sich hier Interglazialstadien mit einem Alter von mehr als 763 ka abbilden. In der Zeit zwischen den Stadien 16 und 12 wechselt die Dominanz zwischen dem antarktischen Parafaktor und dem warm-gemäßigten Parafaktor (Q-F3). In dieser Zeit hat der Parafaktor Q-F1 aber auch noch während warmer Abschnitte (Stadium 13) hohe Ladungsbeträge. In den jüngeren Sedimenten zeigt der Parafaktor Q-F1 nur noch in den glazialen Stadien 10, 8 und 6 signifikante Ladungen.

Der warm-gemäßigte Parafaktor (Q-F3) erreicht in den Sedimenten älter als Stadium 13 hauptsächlich in den Interglazialen signifikante Ladungsbeträge. Dabei wechselt seine Dominanz mit dem antarktischen Parafaktor (Q-F1). Im Zeitraum vom Stadium 13 bis zum Holozän ist der Parafaktor Q-F3 dann durchgehend vom Ladungsbeträgen zwischen 0,9 und 0,67 dominant .

Zusätzlich zu den beiden Parafaktoren Q-F3 und Q-F1 bilden sich hauptsächlich im Stadium 5 signifikante Einflüsse des subantarktischen Parafaktors (Q-F4) ab. Bei den Proben aus diesen Stadien sowie bei einer Probe aus dem Stadium 7 tritt *G. bulloides* extrem häufig auf (158 cm; 68-98 cm). Der maximale Anteil dieser Art an der Vergesellschaftung im Rezent-Gesamtdatensatz (40,0 %) wird in diesen Proben um bis zu 5,85 % überschritten. Allerdings sind Häufigkeiten von *G. bulloides* mit mehr als 50 % in Oberflächenproben nicht ungewöhnlich und wurden auch von anderen Autoren beschrieben (u. a. PFLAUMANN, 1985). In drei weiteren Kerntiefen (684 cm; 569 cm; 489 cm) wird der maximal zulässige Anteil der *G. crassaformis*-*G. truncatulinoides* -Gruppe von 14,3 % um bis zu 1,6 % überschritten. Auch hier zeigten größere Rezent-Datensätze aus der Literatur, daß diese Häufigkeiten auch in Oberflächen-

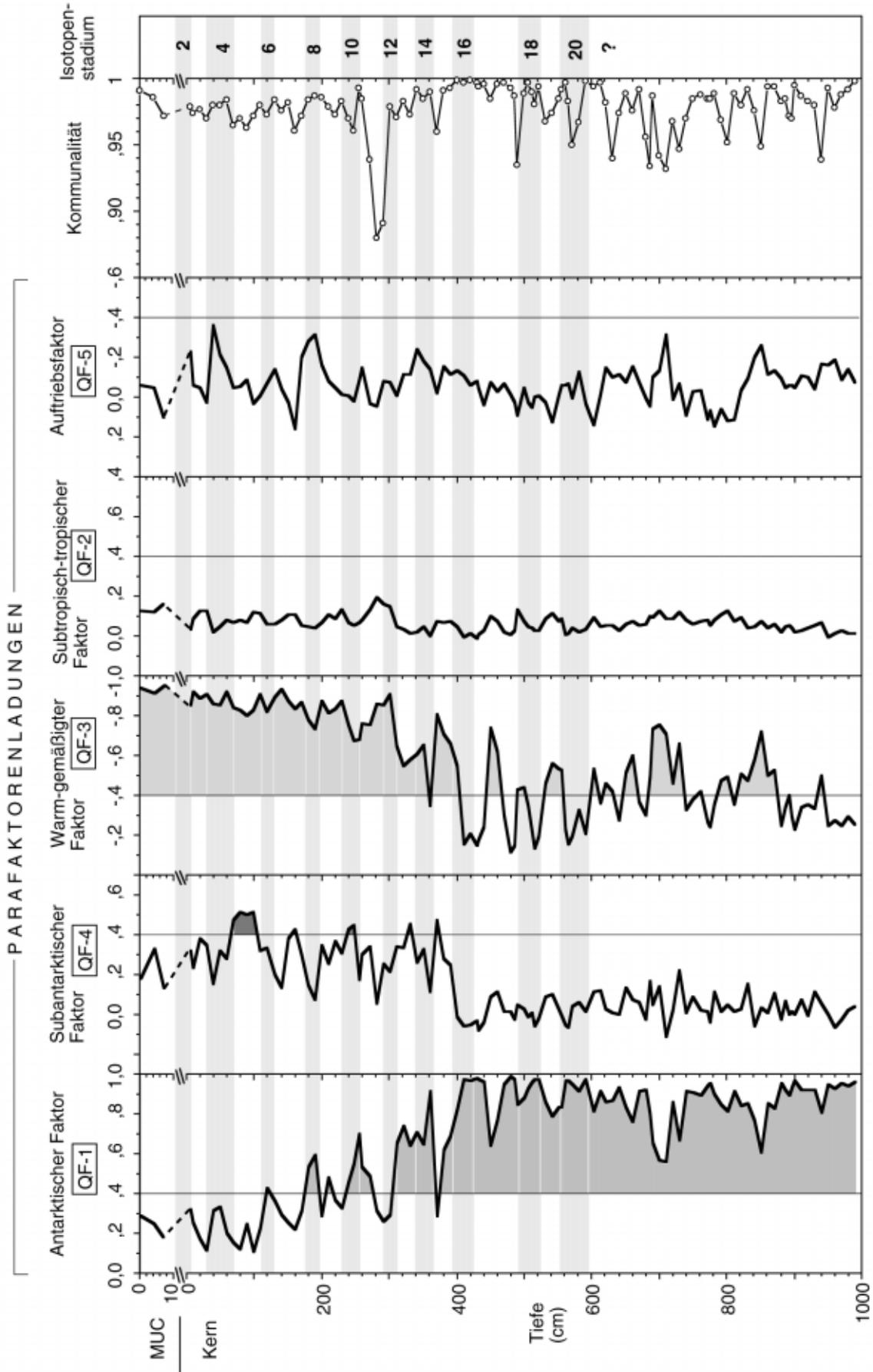


Abb. 44: Sedimentkern PS2076-1/3: Parafaktoren und Kommunalitäten aus der Umweltparameterberechnung. Die Abfolge der Parafaktoren ist entsprechend ihrer Temperaturbereiche von kalt nach warm dargestellt (vgl. C 2.3). Signifikante Ladungen der einzelnen Parafaktoren sind durch Graufäulen gekennzeichnet.

proben erreicht werden. Außerdem liegen hier die prozentualen Abweichungen im Rahmen von Zählfehlern (vgl. B 3.1).

In Abb. 45 sind die Variationen der Sommertemperatur, Wintertemperatur und des mittleren jährlichen Salzgehaltes im Oberflächenwasser nahe der heutigen Position der STF während der mindestens letzten 763 ka dargestellt. Neben den Paläo-Umweltparametern ist in der Graphik die saisonale Differenz zwischen der Winter- und Sommertemperatur aufgetragen. Die Änderungen der errechneten Paläo-Umweltparameter im Kern PS2076-1/3 sind nicht strikt an die Glazial-Interglazial-Wechsel gebunden. Dies hängt wahrscheinlich mit der schlechten zeitlichen Auflösung und den Schwierigkeiten bei der stratigraphischen Einstufung zusammen.

Die errechneten Sommertemperaturen liegen im Bereich zwischen 4,5 °C an der Grenze der Stadien 17 zu 16 und 19,0 °C an der Grenze der Stadien 18 zu 17. Die höchsten Wintertemperaturen mit bis zu 16,5 °C treten im Substadium 5.5 auf. Die niedrigsten Wintertemperaturen von 2,5 °C wurden analog zu den niedrigsten Sommertemperaturen an der Grenze der Stadien 17 zu 16 berechnet. Damit weicht die Amplitude der Wintertemperatur (14,0 °C) kaum von der Amplitude der Sommertemperatur (14,5 °C) ab. Die zeitlichen Änderungen der errechneten Sommer- und Wintertemperaturen verlaufen nahezu parallel ($r = 0,92$).

Als generellen Trend zeigen die Temperaturen im Mittel einen Anstieg zwischen dem Kernende und einer Kerntiefe von ca. 700 cm. Zwischen der Kerntiefe von 700 cm und der Stadien-Grenze 17 zu 16 sinken die Temperaturen im Mittel dann wieder. Nach dieser Grenze steigen die Temperaturen im Mittel wieder an, wobei sich dieser Trend bis in das Holozän fortsetzt. Besonders auffällig ist im Kern PS2076-1/3 die Veränderung in der Temperaturamplitude. Während zwischen dem Kernende und dem Stadium 20 die Glazial-Interglazial-Unterschiede in der Temperatur nur wenige °C betragen, sind die Amplituden der Temperaturen zwischen dem Stadium 20 und dem Holozän, mit bis zu 10 °C, wesentlich größer.

Ähnlich wie die Paläotemperaturen selbst ist die Paläosaisonalität im Kern PS2076-1/3 nicht strikt an die Glazial-Interglazial-Wechsel gebunden (Abb. 45). Die niedrigsten Saisonalitäten von 0,5 bis 1 °C errechnen sich für das Stadium 5. Unter Berücksichtigung des Fehlers bei der Temperaturberechnung kann davon ausgegangen werden, daß es im Stadium 5 bzw. im Substadium 5.5 kaum saisonale Temperatur-Unterschiede gab. Im Mittel beträgt die Saisonalität ca. 4,0 °C und erreicht mit 7,0 °C ihr Maximum an der Grenze der Stadien 18 zu 17.

Die errechnete Paläosalinität zeigt über den gesamten Kernverlauf betrachtet eine maximale Fluktuation von 1,20 ‰ (Abb. 45). Der höchste Salzgehalt wurde mit 35,15 ‰ an der Grenze der Stadien 12 zu 11 berechnet. Der

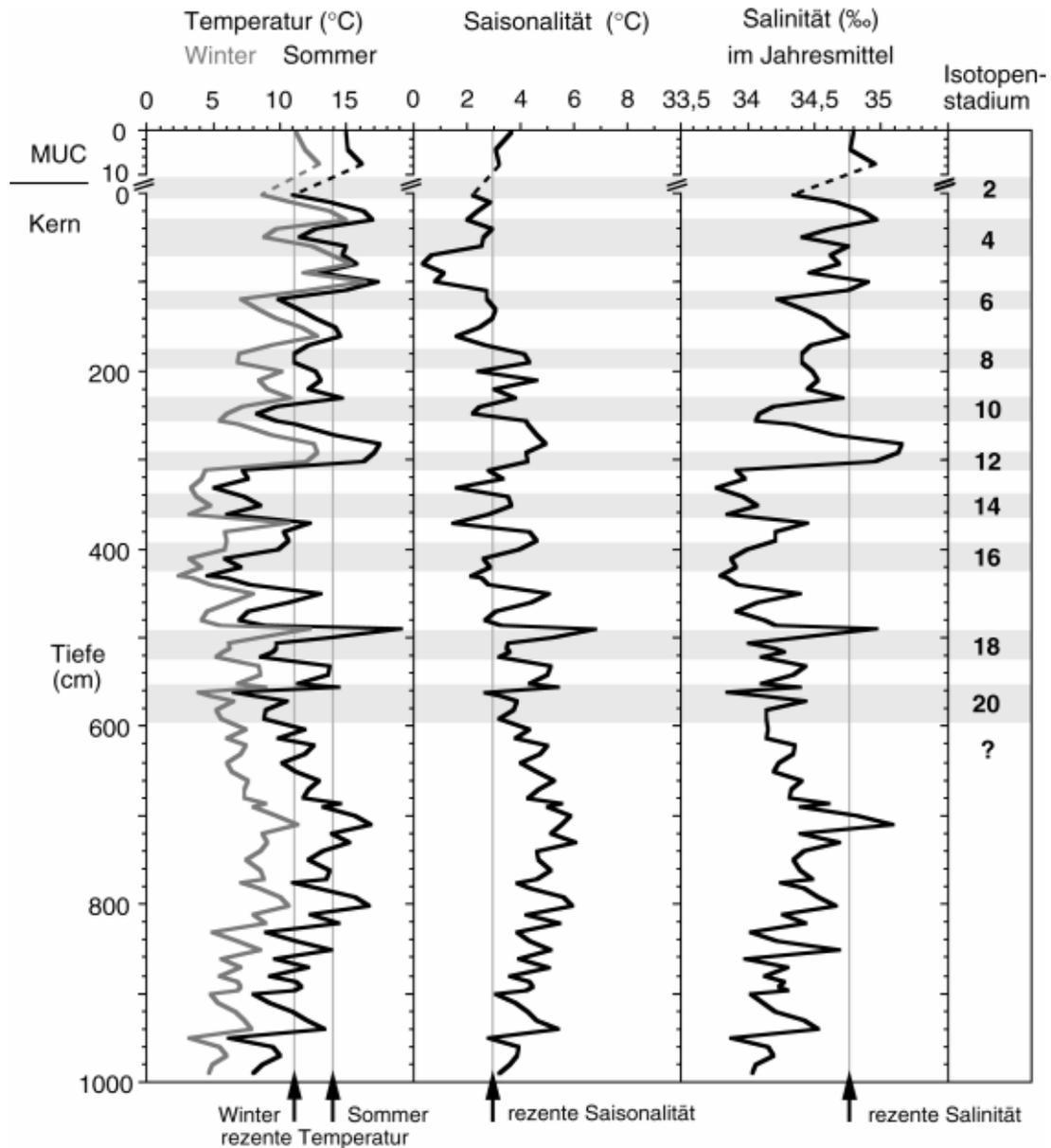


Abb. 45: Mit der Transferfunktion F75-27-5 berechnete Paläo-Umweltparameter für den Sedimentkern PS2076-1/3

niedrigste Salzgehalt liegt mit 33,80 ‰ an der Grenze der Stadien 17 zu 16 sowie im Stadium 13 und fällt mit den niedrigsten Temperaturen zusammen. Die Veränderung des Salzgehaltes ist stark an die Variation der Temperaturen gekoppelt ($r = 0,94$ bzw. $0,92$). Da die Fluktuation des Salzgehaltes hier in erster Linie den Temperaturverlauf nachzeichnet, kann dieser Parameter nicht unabhängig von der Temperatur betrachtet werden.

Setzt man die berechneten Paläo-Umweltparameter mit den Parafaktoren in Beziehung, so zeigen die drei Parafaktoren, die im Faktoren-Modell F75-27-5 den größten Teil der Varianz erklären (vgl. C 2.3) gute Korrelationen: Q-F1 ($r > 0,57$), Q-F2 ($r > 0,82$) und Q-F3 ($r > 0,65$). Der Parafaktor Q-F4 übt einen

geringen Einfluß auf die errechnete Wintertemperatur aus ($r = 0,5$). Auf die anderen Umweltparameter hat dieser Parafaktor keinen Einfluß ($r < 0,33$). Der Parafaktor Q-F5 hat ebenfalls keinen Einfluß auf die Paläo-Umweltparameter ($r < 0,22$).

Polarfrontzone: PS1754-1

Die Daten dieses Kerns lassen sich sehr gut in das Q-Modus-Modell des Oberflächendatensatzes einpassen. Die Kommunalitäten sind generell größer als 0,9 (Abb. 46). Die niedrigste Kommunalität mit 0,92 hat die Sedimentprobe aus 20 cm Kerntiefe. In dieser Probe wird der maximal zulässige Anteil von *T. quinqueloba* an der Vergesellschaftung im Referenzdatensatz (15,8 %) um 4,7 % überschritten. Von *G. bradyi* wird dieser maximal zulässige Anteil in einer Kerntiefe von 100 cm überschritten. Im Referenzdatensatz tritt diese Art mit einem maximalen Anteil von 6,2 % an der Gesamtf fauna auf und im Kerndatensatz PS1754-1 wird ihr Anteil um 1,2 % überschritten, welches sich aber nicht in der Kommunalität (0,99) abzeichnet. Aus den schon für den Kern PS2076-1/3 dargestellten Gründen wurden die berechneten Paläo-Umweltparameter im Datensatz belassen und interpretiert. Die mittlere Kommunalität von 0,99 für die gesamten Paläo-Umweltparameter im Kern PS1754-1 stellt dann auch die hohe Qualität der Berechnungen heraus.

Über den betrachteten Zeitraum von mindestens 135 ka ist im Kern PS1754-1 der antarktische Parafaktor (Q-F1) dominant. Dabei hat der Parafaktor Q-F1 in allen Proben durchgehend Ladungen von $> 0,81$. Untergeordnet gewinnt der warm-gemäßigte Parafaktor (Q-F3) im Holozän an Bedeutung und reduziert dadurch die Dominanz von Q-F1. An der Grenze der Stadien 6 zu 5 bildet sich eine untergeordnete Signifikanz des subantarktischen Parafaktors ab. Er reduziert dadurch ebenfalls etwas die Dominanz des Parafaktors Q-F1.

Die errechneten Paläotemperaturen für die letzten mindestens 135 ka liegen im Sommer zwischen 2,5 und 8,0 °C, und im Winter zwischen 1,0 und 5,0 °C (Abb. 47). Beide saisonale Temperaturkurven laufen nahezu parallel ($r = 0,96$). Die Sommertemperatur zeigt mit 5,5 °C eine höhere Amplitude als die Wintertemperatur mit 4 °C. Im Stadium 6 wurden zum Teil kaum niedrigere Temperaturen als im Isotopen-Substadium 5.5 errechnet, allerdings schwanken die Temperaturen im Stadium 6 stark. Im Substadium 5.5, dem letzten Klimaoptimum vor ca. 125 ka, erreichen die Sommertemperaturen 5,5 °C und die Wintertemperaturen 3,5 °C. Damit bleiben diese Werte hinter den holozänen Temperaturen zurück. Im den Substadien 5.4-5.1 liegen die Temperaturen im Mittel dann etwa um ca. 1,5 °C niedriger. Der Zeitabschnitt in den Stadien 4 und 3 ist im Mittel durch kalte Temperaturen geprägt (Sommer: ca. 3 °C, Winter: ca. 1 °C). Die niedrigsten Temperaturen wurden für das letzte Glazial (Stadium 2) errechnet, während sich im Holozän ein deutliches Temperaturmaximum zeigt.

Die Saisonalität (Abb. 47) schwankt im Stadium 6 stark zwischen 1 und 2 °C,

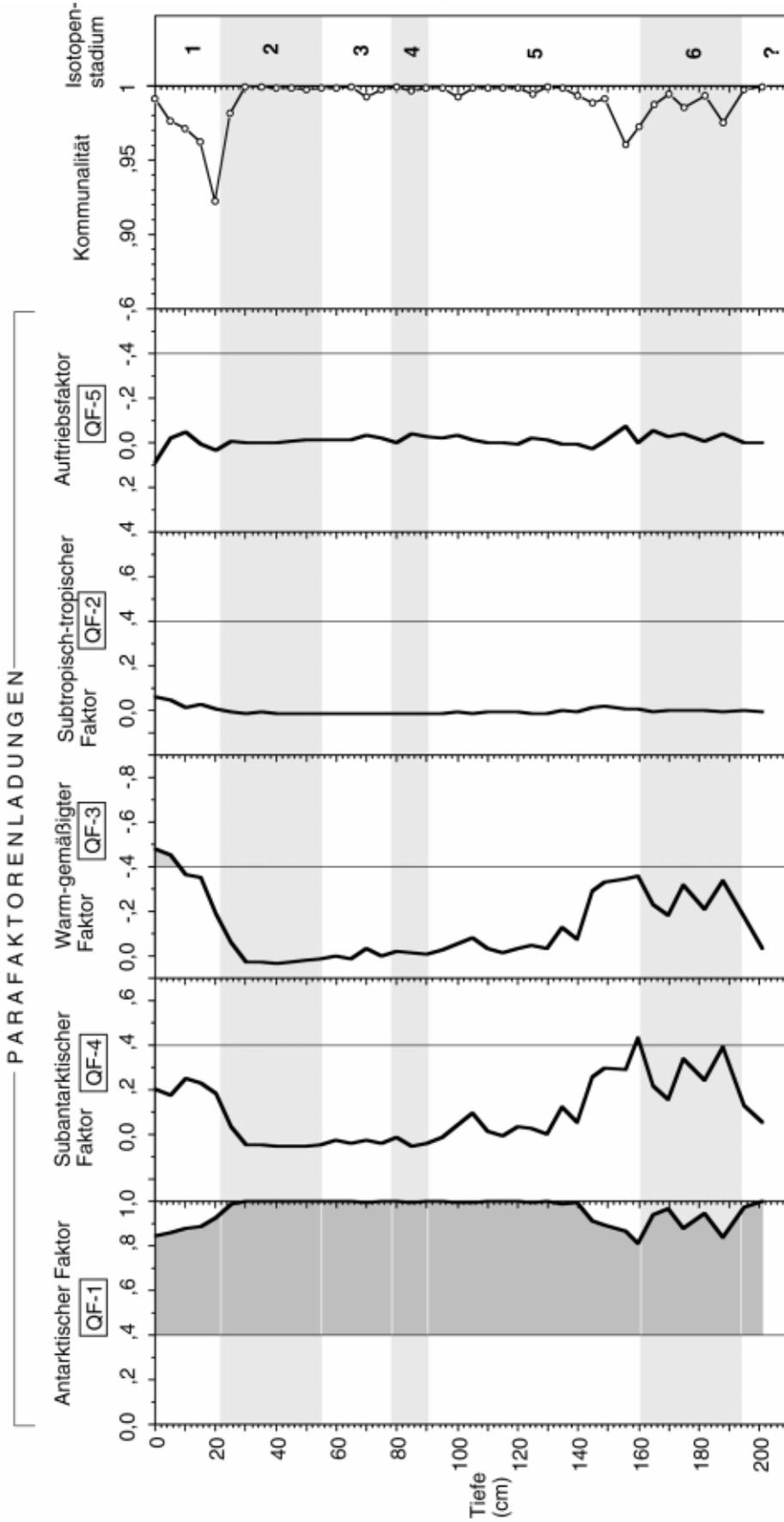


Abb. 46: Sedimentkern PS1754-1: Parafaktoren und Kommunalitäten aus der Umweltparameterberechnung. Die Abfolge der Parafaktoren ist entsprechend ihrer Temperaturbereiche von kalt nach warm dargestellt (vgl. C 2.3). Signifikante Ladungen der einzelnen Parafaktoren sind durch Grauflächen gekennzeichnet.

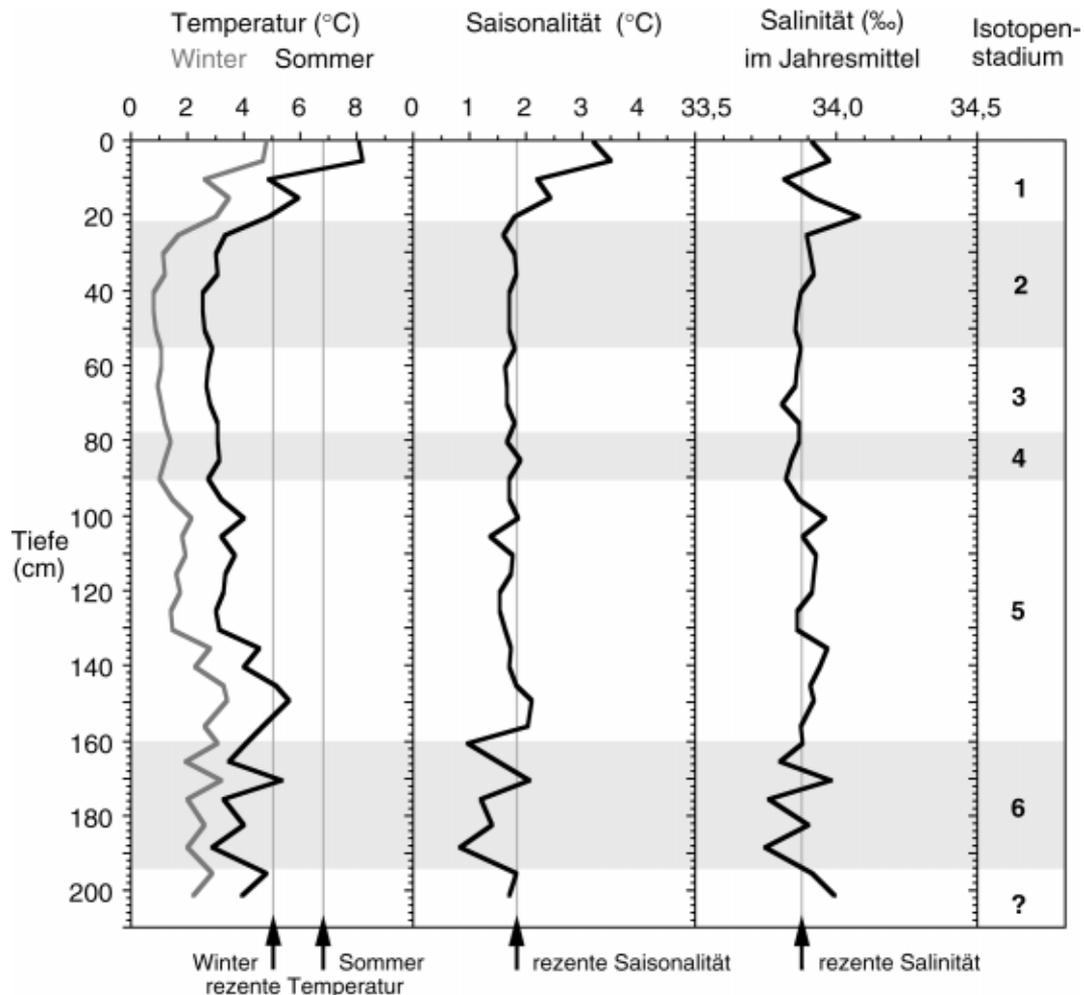


Abb. 47: Mit der Transferfunktion F75-27-5 berechnete Paläo-Umweltparameter für den Sedimentkern PS1754-1.

welches wahrscheinlich auf die Störung der Sedimente ab einer Kerntiefe von ca. 175 cm zurückzuführen ist (vgl. D 1.1). Mit etwa 2,0 °C ist die Saisonalität während der Stadien 5 bis 2 verhältnismäßig konstant. Hohe saisonale Temperatur-Unterschiede von > 2 °C wurden nur für das Holozän berechnet .

Die errechneten Paläosalzgehalte zeigen eine Fluktuation von 0,35 ‰ (Abb. 47). Ihre Korrelation zu den Temperaturen ist gering ($r = 0,49$ bzw. $0,46$). Die höchsten Salzgehalte wurden mit 34,10 ‰ an der Grenze der Stadien 2 zu 1 berechnet. Die geringsten Salzgehalte errechnen sich im Stadium 6 mit 33,75 ‰. Allerdings schwanken die errechneten Salinitäten zu dieser Zeit relativ stark, welches wahrscheinlich mit der erwähnten Störung der Sedimente zusammenhängt.

Werden die für den Kern PS1754-1 errechneten Umweltparameter mit den Parafaktoren in Beziehung gesetzt, so zeigen die drei Parafaktoren, die im Faktoren-Modell F75-27-5 den größten Teil der Varianz erklären (Q-F1, Q-F2, Q-F3; vgl. C 2.3) gute Korrelationen zu den Temperaturen ($r > 0,63$). Der sub-antarktische Parafaktor (Q-F4) hat einen signifikanten Einfluß auf die Winter-

temperatur ($r = 0,71$). Der Parafaktor Q-F5 übt keinen steuernden Einfluß auf die Temperaturen ($r < 0,37$) aus. Die berechnete Paläosalinität zeigt mit allen Parafaktoren nur sehr geringe Beziehungen ($r < 0,53$).

Unter der Vorgabe, daß die berechneten Paläo-Umweltparameter für das Stadium 6, zumindest oberhalb der Kerntiefe von ca. 175 cm nicht von Störungen beeinflusst sind, zeigen die Ergebnisse, daß verhältnismäßig warme Wassermassen bis an die Position von PS1754-1 vorgedrungen waren. Auch Temperatur-Rekonstruktionen aus der SAF des indischen Sektors im ACC zeigen starke Temperaturschwankungen im Stadium 6. HOWARD & PRELL (1992) errechneten für das Stadium 6 ebenfalls verhältnismäßig warme Temperaturen (Kern E49-21).

In beiden Sedimentkernen (PS2076-1/3 und PS1754-1) wird durch die starke Beziehung zwischen den Parafaktoren und den Temperaturen deutlich, daß diese Umweltparameter durch die Ladungen der Parafaktoren gesteuert werden. Bei der Berechnung von Paläosalzgehalten wäre zu erwarten, daß für die Glaziale durchweg höhere Salzgehalte errechnet werden als für die Interglaziale (vgl. B 2.3). In beiden Sedimentkernen wurde aber die Erhöhung des Salzgehaltes von ca. 1 ‰ während der Hochglaziale gegenüber heute (FAIRBANKS, 1989) nicht errechnet. Im Kern PS2076-1/3 ist eine starke Autokorrelation zwischen den Paläotemperaturen und dem Paläosalzgehalt zu erkennen. Dadurch ergeben sich zwangsläufig gute Korrelationen zwischen dem Salzgehalt und den Parafaktoren. Der Paläosalzgehalt stellt somit keinen statistisch unabhängigen Parameter dar. Anders als im Kern PS2076-1/3 zeigen die für Kern PS1754-1 errechneten Paläosalzgehalte nur eine untergeordnete Beziehung zu den Temperaturen und auch keine Korrelation zu den Parafaktoren. Dementsprechend erscheint die Interpretation der Paläosalinitäts-Daten als wenig sinnvoll, da die Änderungen des Salzgehaltes nicht durch die Parafaktoren gesteuert werden.

Festzuhalten bleibt, daß neben den guten Ergebnissen bei der Berechnung von Paläotemperaturen durch die Transferfunktionen, diese Methode nur unbefriedigende Ergebnisse bei der Berechnung von Paläosalzgehalten liefert. Aufgrund dieser Erkenntnis wurden im folgenden Kapitel Paläosalzgehalte durch die Kombination von $\delta^{18}\text{O}$ -Daten und Transferfunktions-Temperaturen rekonstruiert.

D 3 Salinitäts-Rekonstruktionen durch die Kombination von $\delta^{18}\text{O}$ - Daten und Transferfunktions-Temperaturen im Spätquartär

Spätquartäre Variationen in der oberflächennahen ozeanischen Zirkulation sind Ausdruck eines veränderten Windfeldes sowie veränderter Temperatur- und Salinitätsbedingungen. Um umfassende paläozeanographische Aussagen treffen zu können ist es daher notwendig neben Paläotemperaturen auch Paläosalzgehalte des Oberflächenwassers zu rekonstruieren.

Durch die Kombination von Transferfunktions-Temperaturen und $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von flachlebenden Foraminiferen lassen sich Paläosalzgehalte abschätzen (vgl. B 2.3). Für die drei bearbeiteten Sedimentkerne (PS2076-1/3, PS1754-1, PS1768-8) wurden Salzgehalte im Sommer für die letzten ca. 140 ka ermittelt. In die Berechnungen gingen Transferfunktions-Sommertemperaturen ein, da sich in den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten der Foraminiferen die Kalzifizierungsbedingungen im Sommer widerspiegeln (vgl. C 1.1).

In den Kernen PS2076-1/3 und PS1754-1 standen durchgehend $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der flachlebenden Art *G. bulloides* für die Berechnung zur Verfügung. Die Kalzifizierungstiefe dieser Foraminifere liegt im ACC nahe der Wasseroberfläche. Aus den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von *G. bulloides* (aus Oberflächensedimentproben) wurden, unter Berücksichtigung des Vitaleffektes, O-Isotopentemperaturen errechnet (vgl. C 1.1). Diese O-Isotopentemperaturen wurden anschließend mit gemessenen hydrographischen Daten (Temperatur in 10 m Wassertiefe nach LEVITUS, 1982; OLBERS et al., 1992) verglichen. Die Korrelation von gemessenen und berechneten Temperaturen zeigt, daß die O-Isotopentemperaturen die hydrographischen Bedingungen widerspiegeln. Die gemessenen Temperaturen wurden nicht unterschätzt. Dies steht nur scheinbar im Widerspruch zu den Ergebnissen aus dem Nordatlantik (DUPLESSY et al., 1991: Unterschätzung von 1 °C), da der $\delta^{18}\text{O}$ -Wert von *G. bulloides* schon vor der Temperaturberechnung entsprechend des Vitaleffektes korrigiert wurde.

Im Kern PS1768-8 wurden die Berechnungen mit *N. pachyderma* (sinistral) durchgeführt. Die Kalzifizierungstiefe dieser Art liegt im Bereich des ACC im Mittel zwischen 50-100 m (vgl. C 1.1), wobei sie im südlichsten Teil des Arbeitsgebietes etwas flacher lebt. Die Korrelation zwischen den berechneten O-Sommertemperaturen (aus $\delta^{18}\text{O}$ -Daten von *N. pachyderma* (sinistral) aus Oberflächensedimentproben) und den gemessenen hydrographischen Daten zeigte, daß im Mittel die O-Isotopentemperaturen etwa 1,5 °C kälter sind als die gemessenen Temperaturen. DUPLESSY et al. (1991) berechneten im Nordatlantik eine mittlere Abweichung der O-Isotopentemperaturen gegenüber den hydrographischen Meßdaten von -2,5 °C. Diese Abweichung bezieht sich auf einen Temperaturbereich von 3-10 °C. Temperaturberechnungen aus $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von *N. pachyderma* (sinistral) aus Oberflächensedimentproben, die aus der Nähe der Position des Kerns PS1768-8 stammen, zeigen allerdings keine oder nur geringe negative und positive Abweichungen von den gemessenen

Temperaturen. Dies ist dadurch zu erklären, daß südlich der APF die Wassersäule kaum stratifiziert ist und sich die Temperaturen mit zunehmender Wassertiefe nicht mehr wesentlich ändern. Die Transferfunktions-Temperaturen für diesen Kern wurden anhand von Diatomeen-Vergesellschaftungen errechnet (ZIELINSKI, 1993; R. GERSONDE, unpubl. Daten). Zur Zeit der Hochglaziale wurden Temperaturen nahe dem Gefrierpunkt von Meerwasser errechnet. Eine Korrektur der Transferfunktions-Temperatur um $-1,5\text{ °C}$ erscheint somit aus den vorstehend genannten Gründen bei Kernen, die südlich der APF gewonnen wurden (heutige Oberflächenwassertemperatur $< 2\text{ °C}$), als nicht sinnvoll.

Neben den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten und Transferfunktions-Temperaturen wurden für die Berechnung der Paläosalzgehalte Informationen über den zeitabhängigen Meeresspiegelstand benötigt (vgl. D 2.4). Meeresspiegel-Rekonstruktionen für den Zeitraum der letzten 20 ka wurden von FAIRBANKS (1989), und für den Zeitraum der letzten 250 ka von CHAPPELL & SHACKLETON (1986) veröffentlicht. In dieser Arbeit wurden Rekonstruktionen der Meeresspiegelstände für die letzten 135 ka benutzt. Um den jeweiligen Stand des Meeresspiegels den Kernproben zuzuordnen, wurden den markanten Stadien-"Events" und -Terminationen absolute Alter nach IMBRIE et al. (1984) zugewiesen. Für Proben, die zwischen festgesetzten Altersmarken liegen, wurde das Alter linear interpoliert. Für den Sedimentkern PS1768-8 lagen zum Teil absolute Altersdatierungen vor (vgl. D 1.1). Den datierten Kerntiefen wurde dann der jeweilige Meeresspiegelstand zugeordnet. Die Meeresspiegelkurve ist neben den lokalen Salzgehaltsänderungen und den absoluten Salzgehalten im Sommer gegen die Kerntiefe dargestellt (Abb. 48-50).

Die Berechnung der Paläosalzgehalte unterliegt methodenbedingten Fehlern. Die Standardabweichung bei der Temperaturberechnung mit Transferfunktionen liegt bei Berechnungen aus den Foraminiferen-Vergesellschaftungen bei $1,2\text{ °C}$ (vgl. C 2.4) und bei Berechnungen aus der Diatomeenflora bei $0,6\text{ °C}$ (R. GERSONDE, unpubl. Daten). Dies entspricht einem Fehler in der Berechnung des Salzgehaltes von $0,46\text{ ‰}$ bis $0,63\text{ ‰}$ bzw. $0,23\text{ ‰}$ bis $0,32\text{ ‰}$. Dazu addiert sich noch die Standardabweichung für die Messung der O-Isotopen von $0,06\text{ ‰}$ (PDB), entsprechend $0,11\text{ ‰}$ im Salzgehalt. Zusätzlich zu den mittleren Gesamtfehlern von $0,74\text{ ‰}$, bzw. $0,43\text{ ‰}$ ist noch zu berücksichtigen, daß für die letzten 135 ka eine konstante Salinitäts- $\delta^{18}\text{O}$ -Beziehung vorausgesetzt wurde. Auch Fehler bei der zeitlichen Zuordnung des Meeresspiegels führen zu einer Verfälschung des Paläosalzgehaltes. Aufgrund des methodischen Ansatzes sind deshalb nur größere Trends in den Salzgehaltsänderungen zu beurteilen.

Im folgenden wird auf die Änderungen des Salzgehaltes in den drei bearbeiteten Sedimentkernen eingegangen. In den Abb. 48-51 sind jeweils auf der linken Seite die lokalen Effekte im Salzgehalt (ΔS : vgl. B 2.3) gegenüber dem heutigen Salzgehalt und der jeweiligen mittleren Änderung des Salzgehaltes im

Weltozean (abhängig vom Eiseffekt) aufgetragen. Der absolute Salzgehalt im Sommer ist auf der rechten Seite der Graphiken dargestellt. Die Werte des absoluten Salzgehalts im Sommer sowie die ΔS -Werte sind im Anhang aufgelistet (PS2076-1/3: Tab. 39, PS1754-1: Tab. 40, PS1768-8: Tab. 41). Hier wird hauptsächlich auf die ΔS -Veränderungen eingegangen, da diese nur die lokalen Effekte wie z. B. eine Veränderung der Niederschlags- und Verdunstungsraten, oder den Eintrag von Schmelzwässern wider-spiegeln.

Subtropische Front: PS2076-1/3 (Abb. 48).

Negative ΔS -Werte von -1 ‰ bis -1,5 ‰ kennzeichnen die Glazialstadien 6 und 2 sowie das mittlere Stadium 5. Zwischen 50 ka und 70 ka vor heute (Stadien 4 und 3) und während der letzten "Peak"-Warmzeit vor ca. 125 ka (Substadium 5.5) wurden um bis zu 3,1 ‰ höhere ΔS -Werte gegenüber heute berechnet. Die höchste absolute Sommersalinität wurde an der Grenze der Stadien 4 zu 3 mit 38,2 ‰ berechnet.

In den Stadien 6 und 2 weisen die, mit ca. 1 ‰ gegenüber heute erniedrigten, Salzgehalte möglicherweise auf Schmelzwassereinträge am Ende beider Glazialstadien hin (vgl. Salinitätsberechnungen PS1754-1, PS1768-8). Allerdings erscheint es fraglich ob sich derartige Schmelzwassereinträge

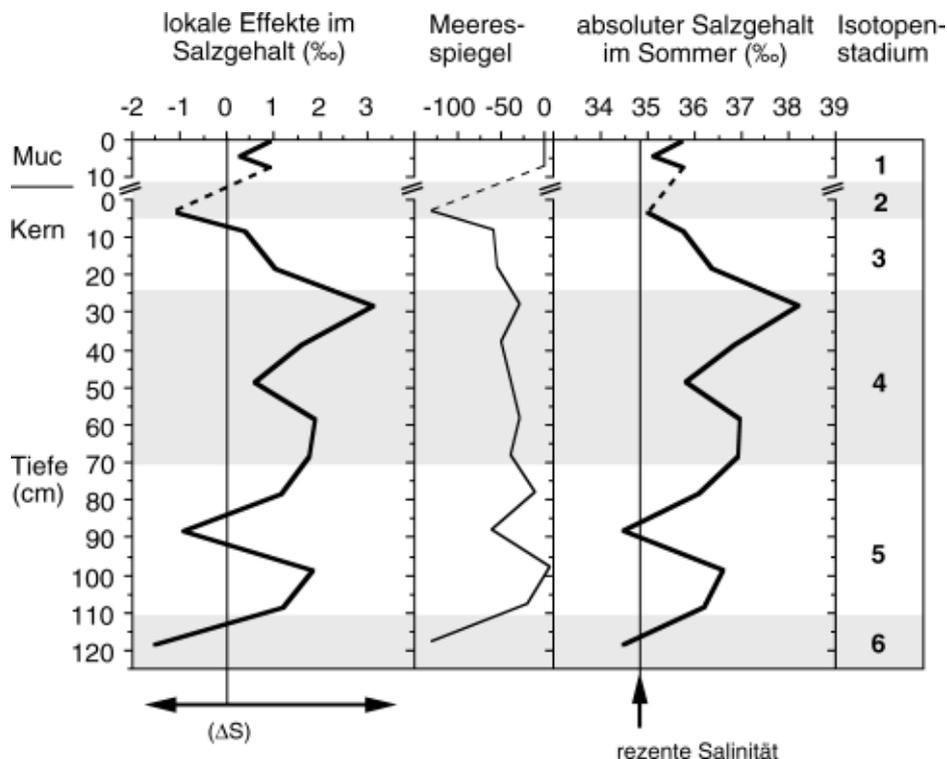


Abb. 48: Sedimentkern PS2076-1/3: Berechnete Salzgehalte im Sommer aus Transferfunktions-Sommertemperaturen und O-Isotopenwerten von *G. bulloides*. Die Isotopenstadien wurden durch die graphische Korrelation mit der SPECMAP-Kurve (IMBRIE et al., 1984) zugewiesen. Meeresspiegel nach FAIRBANKS (1989) und CHAPPELL & SHACKLETON (1986).

noch bei 41° S abzeichnen. Positive ΔS -Werte im Substadium 5.5 weisen auf erhöhte Verdunstungsraten zu dieser Zeit hin. Erhöhte Transferfunktions-Temperaturen im Sommer und Winter bestätigen diese Annahme zwar, es ist aber zu berücksichtigen, daß der errechnete Salzgehalt nicht unerheblich durch die ermittelten Transferfunktions-Temperaturen beeinflusst wird. Die erhöhten ΔS -Werte in den Stadien 4 und 3 sind nur schwer zu interpretieren. Sie werden in erster Linie durch die hohen Sommertemperaturen, die für diesen Zeitraum berechnet wurden, verursacht.

Polarfrontzone: PS1754-1 (Abb. 49)

Außer für die rezente Oberflächensedimentprobe und die oberste Kernprobe wurden in diesem Kern für die letzten 135 ka negative ΔS -Werte berechnet. Dabei zeigen sich in den lokalen Effekten im Salzgehalt in den Glazialstadien 6 und 2 um bis zu 4,4 ‰ erniedrigte ΔS -Werte gegenüber heute. Auch im gesamten Stadium 5 wurden mit absoluten Salzgehalten um 32 ‰, im Vergleich zu heute etwa um 2 ‰ niedrigere absolute Salzgehalte berechnet.

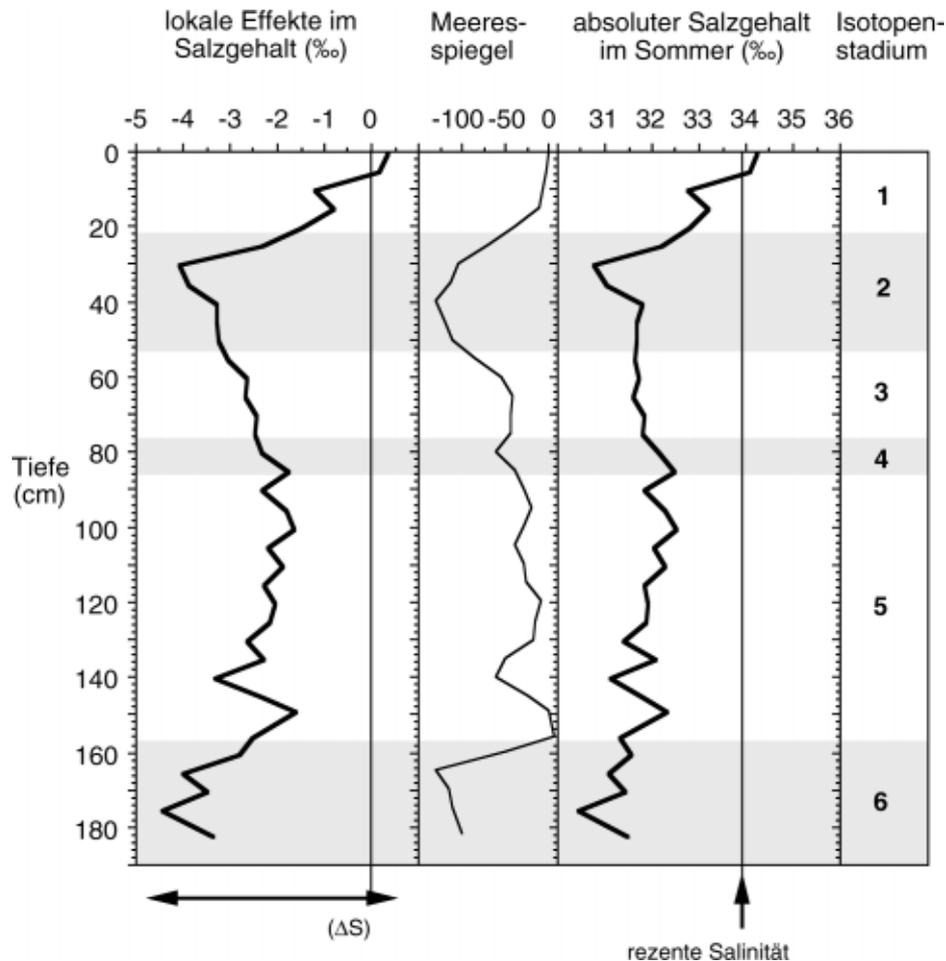


Abb. 49: Sedimentkern PS1754-1: Berechnete Salzgehalte im Sommer aus Transferfunktions-Sommertemperaturen und O-Isotopenwerten von *G. bulloides*. Die Isotopenstadien wurden durch die graphische Korrelation mit der SPECMAP-Kurve (IMBRIE et al., 1984) zugewiesen. Meeresspiegel nach FAIRBANKS (1989) und CHAPPELL & SHACKLETON (1986).

Die extrem erniedrigten Salzgehalte in den späten Abschnitten der Stadien 6 und 2 lassen auf kurzfristig stark erhöhte Schmelzwassereinträge schließen, welche durch Abschmelzvorgänge des antarktisches Eisschildes verursacht wurden. Diese Salinitätserniedrigungen repräsentieren wahrscheinlich die jeweiligen Abschmelzphasen vor der letzten "Peak"-Warmzeit (Substadium 5.5), bzw. vor dem Holozän. Da der Kern PS1754-1 nicht absolut datiert wurde ist die Zuweisung der Meeresspiegelstände bei der Berechnung von $\bullet S$ und den absoluten Salzgehalten möglicherweise mit Fehlern behaftet, so daß die Beträge der errechneten ‰-Werte vorsichtig zu interpretieren sind. Die Erniedrigung im Salzgehalt ist hier aber derart massiv, daß nur Schmelzwässer mit extrem leichten $\delta^{18}\text{O}$ -Werten ein solches Signal erzeugen können. Die erniedrigten $\bullet S$ -Werte in den Stadien 5 und 3 könnten dagegen Ausdruck erhöhter Niederschlagsraten sein. Die deutlich unter dem holozänen Niveau bleibenden Salzgehalte im Sommer während der letzten "Peak"-Warmzeit errechnen sich in erster Linie durch die niedrigen Transferfunktions-Temperaturen zu dieser Zeit.

Antarktische Zone: PS1768-8 (Abb. 50)

Die im Sedimentkern PS1768-8 anhand von Diatomeen-Transferfunktions-Temperaturen (ZIELINSKI, 1993; R. GERSONDE, unpubl. Daten) berechneten lokalen Veränderungen im Salzgehalt betragen zwischen -4 ‰ am Ende des letzten Glazials und 1,8 ‰ an der Grenze der Stadien 6 zu 5. Aufgrund einer im Mittel wesentlich höheren Sedimentationsrate als in den beiden weiter nördlich gelegenen Kernen, sind auch Schwankungen im ΔS von kürzerer Dauer aufgelöst. Die niedrigsten ΔS -Werte wurden für das Ende des Stadiums 2 berechnet. Weiterhin sind leicht negative ΔS -Werte, korrespondierend mit reduzierten Salzgehalten im Sommer, innerhalb der Stadien 5 und 3 zu beobachten. Positive ΔS -Werte kennzeichnen kurzfristige Phasen in den Glazialstadien 4 und 2 sowie an der Grenze der Stadien 6 zu 5.

Eine erhöhte Verdunstung ist wohl die Ursache für die stark positiven Werte im ΔS (1,8 ‰) im Substadium 5.5 nahe der Stadien-Grenze 6 zu 5. Dabei muß aber beachtet werden, daß in den ΔS -Wert die berechnete Sommertemperatur einfließt, welche für diese Zeit mit 3,4 °C relativ hoch ist. Die erhöhten Salzgehalte im Sommer im Stadium 4 und zur Zeit des letzten glazialen Maximums zeichnen in erster Linie den zu Hochglazialzeiten generell höheren Salzgehalt im Weltozean nach, welcher durch die Speicherung von Süßwasser auf den Polkappen verursacht wird. Allerdings zeigt sich im ΔS zu diesen Zeiten noch ein zusätzlicher positiver Anteil, welcher wahrscheinlich durch veränderte Verdunstungs- und Niederschlagsraten hervorgerufen wird. Besonders auffällig im Kern PS1768-8 ist die deutliche Salinitätserniedrigung am Ende des Stadium 2. Mit absoluten Salzgehalten von minimal 31,0 ‰ bildet sich hier der Beginn der Abschmelzphase auf der südlichen Hemisphäre zwischen 16,5 ka und 13 ka vor heute ab (BARD et al., 1990).

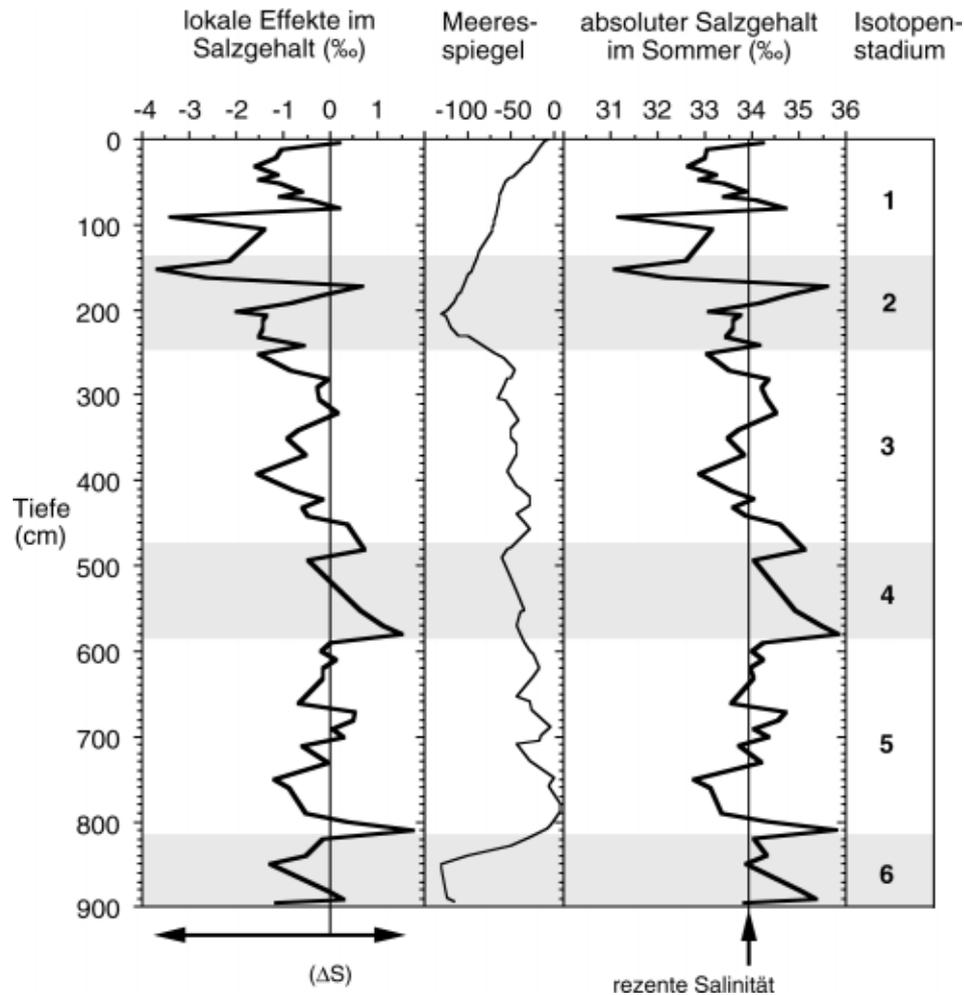


Abb. 50: Sedimentkern PS1768-8: Berechnete Salzgehalte im Sommer aus Transferfunktions-Sommertemperaturen (aus Diatomeen-Vergesellschaftungen: ZIELINSKI, 1993; R. GERSONDE, unpubl. Daten) und O-Isotopenwerten von *N. pachyderma*. Die Isotopenstadien wurden durch die graphische Korrelation mit der SPECMAP-Kurve (IMBRIE et al., 1984), der absoluten ^{14}C - und der Thorium-Datierung zugewiesen (GERSONDE et al., 1994). Meeresspiegel nach FAIRBANKS (1989) und CHAPPELL & SHACKLETON (1986).

Trotz der verhältnismäßig hohen methodenbedingten Fehler bei der Salzgebhaltsberechnung aus Transferfunktions-Temperaturen und $\delta^{18}\text{O}$ -Werten bleibt festzuhalten, daß diese Methode plausible Ergebnisse liefert. Neben der Erfassung von größeren Veränderungen in den Niederschlags- und Verdunstungsraten lassen sich besonders Abschmelzereignisse in hohen Breiten identifizieren und abschätzen. So wurde für alle drei Kernpositionen, besonders aber in den Kernen PS1754-1 und PS1768-8, eine massive Salzgebhaltserniedrigung rekonstruiert, welche die Abschmelzphase am Ende des letzten Glazials repräsentiert.

E GLAZIAL-INTERGLAZIAL-UMWELTVERÄNDERUNGEN IM OBERFLÄCHENWASSER DES ANTARKTISCHEN ZIRKUMPOLAR-STROMES: PALÄOZEANOGRAPHISCHE REKONSTRUKTIONEN

Die im vorangegangenen Abschnitt rekonstruierten Paläo-Umweltparameter werden im folgenden auf vier Zeitscheiben (Abb. 51, 52) projiziert und untereinander sowie mit Literaturdaten verglichen. Dadurch soll die paläozeanographische Entwicklung im östlichen atlantischen Sektor des ACC und seiner Frontensysteme während der letzten beiden Klimazyklen (ca. 140 ka) dargestellt werden. Die den einzelnen Zeitscheiben entsprechenden Kerntiefen sind im Anhang (Tab. 42) angegeben. Für den Bereich der heutigen STF wurden auch wesentlich ältere Paläotemperatur-Variationen im Oberflächenwasser rekonstruiert. Im Anschluß an die Diskussion der vier Zeitscheiben wurde auf die paläozeanographischen Ereignisse bei 41° S, 13° E während der letzten ca. 750 ka Jahre eingegangen.

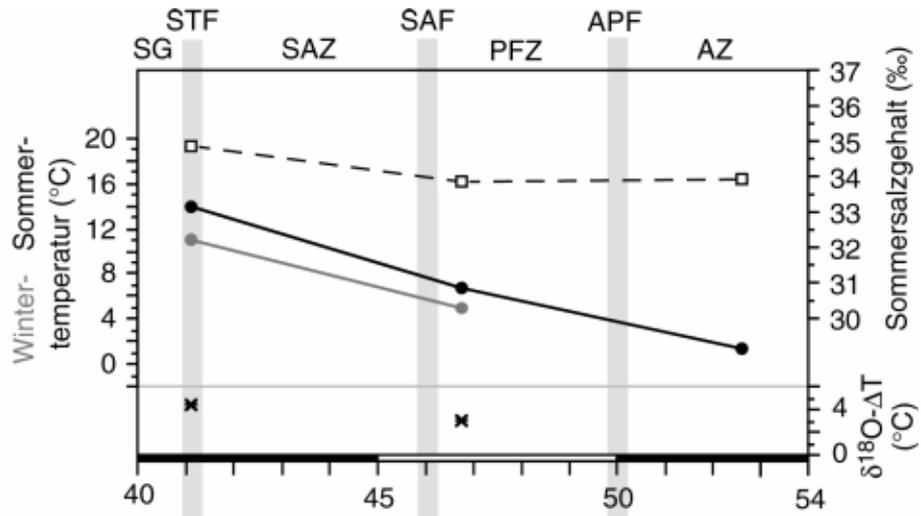
Letztes Klimaoptimum, frühes Isotopenstadium 1

Das Klimaoptimum fällt in den Zeitraum des globalen Insolationsmaximums vor ca. 9 ka (BERGER et al., 1990). Für diesen Zeitraum ist an allen drei Kernlokalationen eine um bis zu 2 °C erhöhte Sommertemperatur gegenüber heute zu beobachten (Abb. 51: [B]). Die Wintertemperaturen scheinen nur in der SAZ deutlich erhöht gewesen zu sein. Die generelle Erwärmung des Oberflächenwassers in der PFZ und AZ spiegelt sich auch in Untersuchungen zur Häufigkeitsverteilung von spezifischen Diatomeen- und Radiolarienarten wider (GERSONDE et al., 1994). Unter Angabe von absoluten Datierungen ermittelten sie eine südwärtsige Migration subantarktischer Arten über mehr als acht Breitengrade während des letzten Klimaoptimums.

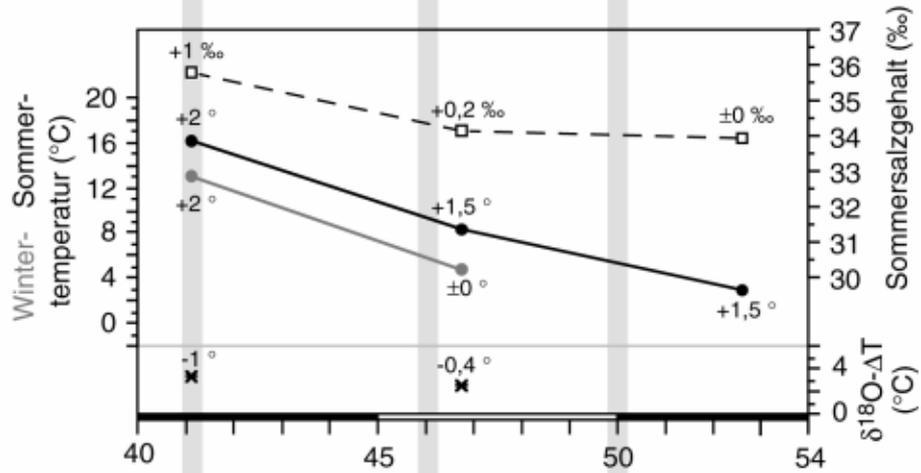
Das im Sommer erwärmte Wasser zog eine erhöhte Verdunstung nach sich, welche wahrscheinlich die höheren Salzgehalte im Sommer in der SAZ und in der nördlichen PFZ verursachte. Leicht erniedrigte O-Isotopentemperatur-Gradienten in diesem Bereich lassen darauf schließen, daß auch die tieferen

Abb. 51: Schematische Darstellung der rekonstruierten Umweltparameter (Temperaturen: Sommer, Winter; Salzgehalte; O-Isotopentemperatur-Gradienten in den obersten 250 m der Wassersäule) während zweier Zeitabschnitte ([B]: letztes Klimaoptimum, [C]: letztes glaziales Maximum) auf einem Nord-Süd-Schnitt (Sommertemperatur in der AZ nach ZIELINSKI, 1993 und GERSONDE et al., 1994). Zum Vergleich sind die jeweils heutigen Umweltbedingungen abgebildet [A] sowie bei jedem Zeitabschnitt die Parameter-Differenzen zu den heutigen Werten angegeben (PZeitscheibe - Pheute, mit P = Parameter). Die grauen Linien geben die heutigen mittleren Lagen der ozeanischen Fronten wieder, Abkürzungen siehe Tab. 1. Zum Vergleich sind für das letzte glaziale Maximum [C] die von CLIMAP (1981) ermittelten Oberflächenwassertemperaturen als waagerechte schwarze Striche angegeben. Symbole: ● = Sommertemperatur, ○ = Wintertemperatur, □ = Salzgehalt im Sommer, * = O-Isotopentemperatur-Gradient.

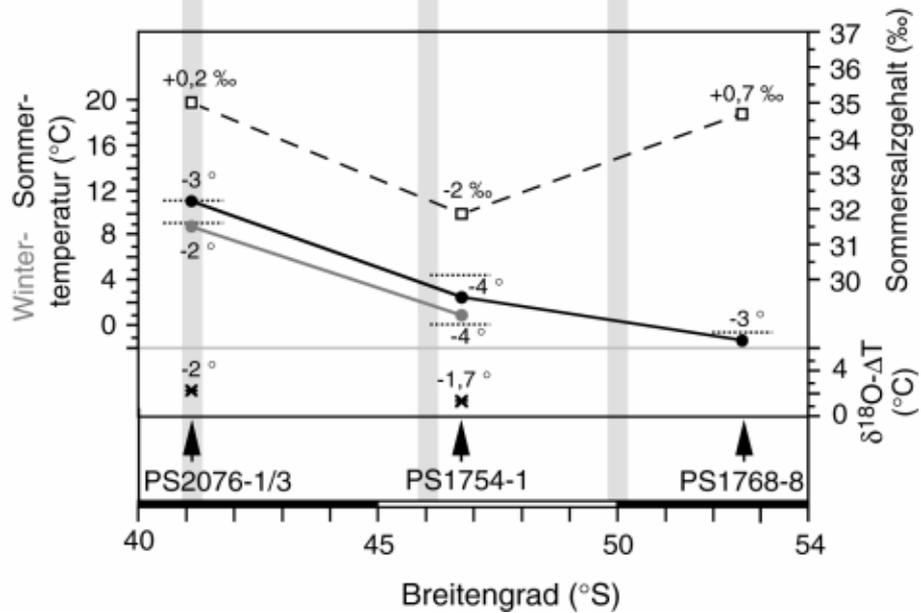
(A)
Heute
(Meßdaten)



(B)
letztes Klima-Optimum, frühes Stadium 1, ca. 9 ka



(C)
letztes glaziales Maximum, Stadium 2.2, ca. 18 ka



Oberflächenwasserschichten in ca. 250 m Wassertiefe gegenüber heute erwärmt waren. Betrachtet man den Gradienten der Sommertemperatur über die drei untersuchten Kernpositionen (13,3 °C), so läßt sich kaum ein wesentlicher Unterschied zum heutigen Gradienten (12,5 °C) feststellen. Der Gradient des absoluten Salzgehaltes war dagegen um etwa 1 ‰ steiler.

Untersuchungen zur Situation der Meereisverbreitung vor 9 ka bis 10 ka zeigen eine deutliche südwärtsige Verlagerung der Wintermeereisgrenze (GERSONDE et al., 1994). Gekoppelt an die höheren Temperaturen im Bereich der heutigen PFZ und AZ sowie die veränderte Lage der Wintermeereisgrenze kam es danach zu einer südwärtsigen Ausdehnung des hochproduktiven Opalgürtels.

Auch in anderen Sektoren des ACC läßt sich eine Erwärmung der Oberflächenwassermassen im Zeitraum des letzten Klimaoptimums nachweisen. So errechneten LABRACHERIE et al. (1989) für einen Kern aus der heutigen SAF des indischen Sektors anhand von Vergesellschaftungen planktischer Foraminiferen 2 bis 3 °C höhere Temperaturen als heute. Am gleichen Kern berechnete Oberflächenwassertemperaturen aus einer Diatomeen-Vergesellschaftung zeigen um 1,5 °C erhöhte Werte (PICHON et al., 1992). Von BARD et al. (1990) wurde diese Warmphase, die höchstwahrscheinlich in den gesamten hohen und mittleren südlichen Breiten anzutreffen ist, mit der ¹⁴C-Methode auf ein Alter zwischen 10,5 und 8 ka datiert. Im subtropischen Südatlantik wurde dieses holozäne Temperaturmaximum anhand von Paläotemperatur-Rekonstruktionen aus Radiolarien-Vergesellschaftungen in zwei Kernen aus dem Kap-Becken ebenfalls beschrieben (MORLEY & ROBINSON, 1980). Das Klimaoptimum ist nicht nur in den marinen Sedimenten belegt. Pollenanalysen und Seespiegel-Rekonstruktionen von Binnengewässern aus Feuerland kommen ebenfalls zu Ergebnissen, die auf ein holozänes Klimaoptimum hinweisen (MARKGRAF, 1989).

Werden die berechneten Umweltparameter mit den Temperatur- und Salinitätsverteilungen des heutigen Frontensystems im östlichen atlantischen Sektor des ACC verglichen, so zeichnen sich nur geringe hydrographische Veränderungen ab. Die Temperaturen an der Station PS2076-1/3 sind zwar 2 °C wärmer als heute und werden heute in der SAZ nicht erreicht, allerdings liegen die Temperaturen in der heutigen SG um weitere 1-2 °C höher. Der errechnete Salzgehalt an dieser Position erreicht schon Werte wie sie im SG heute üblich sind. Dies spricht dafür, daß auch im letzten Klimaoptimum die Kernposition im Bereich der STF lag. An der Position des Kerns PS1754-1 werden dagegen Sommertemperaturen und Salzgehalte errechnet wie sie heute in der SAZ angetroffen werden. Die Wintertemperaturen entsprechen dagegen dem heutigen Niveau in der PFZ. Auch für den am südlichsten gelegenen Kern PS1768-8 (heutige AZ) wurden mit Sommertemperaturen von ca. 3 °C Werte errechnet, die heute für die südliche PFZ typisch sind. Damit weisen die Ergebnisse auf keine wesentliche Veränderung in der Lage der ozeanischen Fronten während des letzten Klimaoptimums hin. Möglicherweise

waren aber die Temperatur- und Salzgehalts-Gradienten an den Fronten verringert. Darauf weisen auch die Ergebnisse kieseliger Mikrofossil-Vergesellschaftungen hin (GERSONDE & PÄTZOLD, 1992).

Letztes glaziales Maximum, Isotopenstadium 2.2

Zur Zeit der letzten starken Vereisung hoher und zum Teil mittlerer Breiten vor ca. 18 ka war die Verteilung der jahreszeitlichen Sonneneinstrahlung gegenüber heute geringfügig verändert (CLIMAP, 1981). Die für das späte Weichsel-Glazial berechneten Temperaturen liegen auf dem Nord-Süd-Schnitt 2 - 4 °C unter den heutigen Werten (Abb. 51: [C]). Dabei scheinen sich die Sommer- und Wintertemperaturen in der heutigen PFZ (PS1754-1) am stärksten abgekühlt zu haben. Der Gradient der Sommertemperatur in dem untersuchten Bereich des ACC vor ca. 18 ka (12,4 °C) ist allerdings mit dem heutigen Gradienten identisch.

Ein Vergleich zwischen den für das letzte Glazial berechneten Temperatur-Differenzen ($T_{\text{glazial}} - T_{\text{heute}}$) mit den Berechnungen von CLIMAP (1981) sowie mit Temperatur-Rekonstruktionen aus Radiolarien-Vergesellschaftungen von HAYS et al. (1976b) zeigt Tab. 18. Insgesamt stimmen die berechneten Glazial-Temperaturen gut mit den Daten in der Literatur überein. Die CLIMAP-Rekonstruktionen basieren auf Faunenanalysen von mehreren Organismengruppen, wie Foraminiferen, Radiolarien und Coccolithen. Als Referenzdatensatz zur Berechnung der Temperaturen dienten als rezentes Analogon hauptsächlich Oberflächenproben von Schwere-, Kolben- und Vorlotkernen (vgl. B 3.2). Abweichungen zwischen CLIMAP- und eigenen Rekonstruktionen von 1 bis 2 °C ergeben sich für die Sommertemperaturen in der PFZ. Dies mag darin begründet sein, daß sich Temperaturvariationen zwischen 2 und 5 °C

Tab. 18: Temperatur-Differenzen zwischen dem letzten glazialen Maximum und heute. Temperatur für PS1768-8 nach ZIELINSKI (1993) und GERSONDE et al. (1994). Zum Vergleich sind jeweils die Temperatur-Differenzen aus der Literatur aufgetragen.

Position	Temperatur-Differenz ($T_{\text{glazial}} - T_{\text{heute}}$)		
	Kern/Autor	Sommer	Winter
ca.: 41° S, 13° E	STF: PS2076-3	-3 °C	-2 °C
	CLIMAP (1981)	-3 bis -4 °C	-1 bis -2 °C
	HAYS et al. (1976b)	ca. -3 °C	±0 °C
ca.: 47° S, 8° E	PFZ: PS1754-1	-4 °C	-4 °C
	CLIMAP (1981)	-2 bis -3 °C	ca. -4 °C
	HAYS et al. (1976b)	-2 bis -3 °C	±0 bis -1 °C
ca.: 53° S, 4° E	AZ: PS1768-8	-3 °C	---
	CLIMAP (1981)	-2 bis -3 °C	Meereis
	HAYS et al. (1976b)	ca. -3 °C	ca. -1 °C

hauptsächlich mit kleinen Foraminiferenarten aufschlüsseln lassen, die mit der CLIMAP-Korngrößeneinteilung kaum erfaßt wurden (vgl. B 3.1). Außerdem basieren die Rekonstruktionen in diesem Temperaturbereich bei CLIMAP (1981) hauptsächlich auf Radiolarien-Vergesellschaftungen (vgl. Seite 117).

Auch bei den Temperaturberechnungen aus Radiolarien-Vergesellschaftungen von HAYS et al. (1976b), welche zum Teil in die CLIMAP-Rekonstruktionen einfließen, ergeben sich im Vergleich mit den eigenen Daten in der PFZ die größten Abweichungen. So werden nur etwa 1 °C niedrigere Wintertemperaturen im letzten Glazial gegenüber heute errechnet, während die CLIMAP-Rekonstruktionen nahezu identisch mit den eigenen Daten sind.

Aufgrund der hohen Dichte der Oberflächensedimentproben im Untersuchungsgebiet, der Qualität der Oberflächenproben sowie der quantitativen Faunenanalyse im Sedimentmaterial > 125 µm wird angenommen, daß die mit der Transferfunktion F75-27-5 berechneten Temperaturen genauer sind als die Berechnungen der CLIMAP-Gruppe.

Salinitätsberechnungen für das letzte glaziale Maximum weisen im Bereich der STF sowie in der AZ gegenüber heute leicht erhöhte Salzgehalte auf, während sich für die Position des Kerns PS1754-1 wesentlich geringere Salzgehalte errechnen (Abb. 51: [C]). An den Positionen PS2076-3 und PS1768-8 ist der von FAIRBANKS (1989) postulierte global höhere Salzgehalt im Meerwasser während Hochglazialzeiten zu erkennen (vgl. B 2.3). Die von FAIRBANKS (1989) berechnete Erhöhung von ca. 1 ‰ wird nicht ganz erreicht. Zumindest im Kern PS2076-3 liegt dies an der geringen Sedimentationsrate und an den damit verbundenen größeren Bioturbationseffekten (vgl. D 1.1). Der erniedrigte Salzgehalt im Kern PS1754-1 während des letzten glazialen Maximums ergibt dagegen ein bisher nicht zu interpretierendes Bild. Wird dieser Wert außer Acht gelassen, hatte sich der Gradient des absoluten Salzgehaltes (0,5 ‰) gegenüber heute etwa um die Hälfte verringert.

Der O-Isotopentemperatur-Gradient in den obersten 250 m der Wassersäule war vor ca. 18 ka in der heutigen SAZ sowie in der heutigen PFZ gegenüber heute um ca. 2 °C flacher. Die Temperatur-Differenzen zwischen 0 und 250 m Wassertiefe lagen an den Positionen der Kerne PS2076-3 und PS1754-1 bei ca. 2,5 °C, bzw. bei ca. 1,5 °C. Demnach waren während des letzten glazialen Maximums besonders die obersten Wasserschichten gegenüber heute entsprechend abgekühlt. Dies deutet auf eine gute Durchmischung der Wassermassen zumindest in den obersten 250 m der Wassersäule hin. Ähnlich wie heute in der AZ, reichte die "mixed layer" tiefer hinab.

Vergleicht man die rekonstruierten Temperaturen mit den heutigen Bedingungen des Frontensystems im östlichen atlantischen Sektor des ACC, so zeichnen sich folgende Veränderungen ab: In der nördlichen SAZ nahe der heutigen Lage der STF haben sich die Sommertemperaturen um ca. 3 °C und

die Wintertemperaturen um ca. 2 °C erniedrigt. Die errechnete Sommertemperatur von ca. 11 °C wird in der SAZ unter heutigen Bedingungen etwa zwei Breitengrade südlich der Position von PS2076-3 angetroffen. Die Ergebnisse lassen eine nur unwesentlich veränderte Position der STF vor ca. 18 ka vermuten, da bedacht werden muß, daß schon die heutige jahreszeitliche Schwankungsbreite in der Position der Fronten bis zu zwei Breitengrade betragen kann (LUTJEHARMS, 1985; HELLMER et al., 1985). Die von GORDON (1986) und MCINTYRE et al. (1989) postulierte Verlagerung der STF so weit nach Norden, daß sie möglicherweise den Agulhas-Strom im Glazial unterbricht, konnte somit nicht bestätigt werden. Gegen diese Theorie sprechen auch die Ergebnisse von HAYS et al. (1976b). WINTER & MARTIN (1990) und SCHMIDT (1992) rekonstruierten einen ununterbrochenen Fluß des Agulhas-Stromes während der letzten mindestens 150 ka. Allerdings hatten sich wohl die hydrographischen Eigenschaften des Agulhas-Stromes verändert. So rekonstruierten PRELL et al. (1980) einen gegenüber heutigen Bedingungen kühleren, möglicherweise flacheren und saisonal variableren Agulhas-Strom vor 18 ka.

An der Position des Kerns PS1754-1 werden Sommertemperaturen errechnet, wie sie heute im Bereich der APF in der südlichen PFZ herrschen. Temperaturen unter 0 °C, wie sie für die Position des Kerns PS1768-8 errechnet wurden (ZIELINSKI, 1993; GERSONDE et al., 1994), sind typisch für die AZ. Dennoch weisen die für das letzte Glazial berechneten Sommertemperaturen von -1,3 °C darauf hin, daß die Kernposition noch nördlich der damaligen Sommermeereisgrenze liegt. Die Lage der APF scheint sich damit im letzten Glazial nicht sehr stark verändert zu haben. Die Verteilung der Temperaturen weist auf eine Verlagerung der APF um maximal drei Breitengrade nach Norden hin. Auch Untersuchungen zur Lage des Opalgürtels und zur Verteilung ausgewählter indikativer Radiolarienarten zeigen an, daß ihr Verbreitungsgebiet vor ca. 18 ka gegenüber heute nur leicht nach Norden verschoben war (GERSONDE et al., 1994). Demnach waren die Wassermassen im Bereich der AZ leicht abgekühlt. Dies zog eine nördliche Ausweitung der Wintermeereisgrenze um etwa fünf Breitengrade nach sich. Produktivitäts-Rekonstruktionen der gleichen Autoren lassen keine wesentliche Verlagerung des Hochproduktionsgürtels im östlichen atlantischen Sektor des ACC vor 18 ka erkennen. Es ist zwar während des letzten Glazials zu erhöhter Exportproduktion nördlich der Meereisgrenze gekommen, gleichwohl blieb aber die Intensität der Produktivität weit hinter den warmzeitlichen Raten zurück. Im Widerspruch dazu stehen Produktivitätsabschätzungen anhand von Vergesellschaftungsanalysen und Isotopenmessungen an benthischen Foraminiferen, welche auf eine nordwärtige Verlagerung des Hochproduktionsgürtels um ca. sieben Breitengrade hindeutet (MACKENSEN et al., 1994). Damit verknüpft soll sich die Position der APF während des letzten Glazials bei ca. 43° S befunden haben. Dies steht im Gegensatz zu den in dieser Arbeit durchgeführten Rekonstruktionen, wobei noch bei fast 47° S Sommertem-

peraturen von ca. 2,5 °C sowie bei 41° S von ca. 11 °C während des letzten Glazials errechnet wurden (Abb. 51: [C]).

Alle rekonstruierten Parameter weisen damit auf verhältnismäßig geringe Glazial-Interglazial-Kontraste im östlichen atlantischen Sektor des ACC hin. Dies steht im Einklang mit den Ergebnissen von MORLEY & HAYS (1979), die aus der Verteilung von Karbonatsedimenten sowie durch Temperatur-Rekonstruktionen aus Radiolarien-Vergesellschaftungen ableiteten, daß die Position der STF vor 18 ka gegenüber heute kaum verändert war und daß die APF ein bis drei Breitengrade nördlich ihrer heutigen Position anzutreffen war. Im westlichen atlantischen Sektor des ACC, welcher durch eine wesentlich geringere Bodentopographie geprägt wird, soll dagegen die APF bis zu fünf Breitengrade nach Norden verschoben gewesen sein. Auch im indischen Sektor des ACC sind größere Änderungen in der Lage der Frontensysteme vor ca. 18 ka ermittelt worden. So sehen hier PRELL et al. (1980) die STF zwei bis fünf Grad, und die APF fünf bis zehn Grad nördlich ihrer heutigen Positionen. Allerdings ermittelten sie für den westlichen indischen Sektor des ACC, welcher an den östlichen atlantischen Sektor grenzt, die geringsten Versatzbeträge.

Insgesamt kann aus den Ergebnissen gefolgert werden, daß während des letzten glazialen Maximums die STF im östlichen atlantischen Sektor des ACC nahe ihrer heutigen Position lag, und daß die APF maximal drei Grad nach Norden verschoben war. Dies zieht eine Kompression von subantarktischen Wassermassen in der SAZ und PFZ nach sich. Der dadurch versteilte thermische Gradient zwischen der STF und der APF wurde bei MORLEY & HAYS (1979) beschrieben.

Vorletztes Klimaoptimum, Isotopenstadium 5.5

Die wärmste Phase des letzten Interglazials ist durch die generell gegenüber heute erhöhte Sommerinsolation und reduzierte Winterinsolation vor ca. 122 ka geprägt (BERGER, 1978; CLIMAP, 1984). Zu dieser Zeit herrschte in den hohen Breiten ein ähnliches oder geringeres Vereisungsminimum wie heute. Höchstwahrscheinlich war die Verbreitung der Inlandeismassen sogar etwas geringer, welches einen um ca. 5 m erhöhten Meeresspiegel gegenüber heute nach sich zog. Die CLIMAP-Rekonstruktion des Weltozeans für den Zeitraum des letzten Interglazials kommt zu dem Ergebnis, daß die klimatischen Bedingungen zu dieser Zeit generell mit dem heutigen Klima vergleichbar sind. Allerdings weisen die Autoren darauf hin, daß sich für bestimmte Ozeanbereiche, wie z. B. für die östlichen Randströme im Südatlantik und im Pazifik starke Temperaturanomalien an einzelnen Kernpositionen berechnen.

Zur Paläotemperaturberechnung wurden von CLIMAP (1984) Transferfunktionen für unterschiedliche Organismengruppen genutzt. In den vier untersuchten Kernen im Südatlantik, welche südlich von 20° S liegen, wurden aus Coccolithen- und Radiolarien-Vergesellschaftungen um bis zu ca. 5 °C

wärmere Temperaturen rekonstruiert als aus Foraminiferen-Vergesellschaftungen. Nach MCINTYRE et al. (1972) deutet sich in den Coccolithen-Vergesellschaftungen, welche älter als 73 ka sind, ein grundlegender evolutionärer Wechsel an. Zwar bleibt die Artenzusammensetzung der einzelnen Vergesellschaftungen ähnlich, allerdings verändert sich die Signifikanz einiger Arten. Daraus ergibt sich ein "no-analog" Problem und den Parafaktoren können nicht mehr die entsprechenden hydrographischen Parameter zugeordnet werden. HOWARD & PRELL (1984) beschrieben, daß sich die einzelnen Endglieder der Radiolarien-Vergesellschaftungen in ihrer Verteilung nur bedingt an die hydrographischen Grenzen verschiedener Wassermassen halten. Demnach würden die Änderungen in der Radiolarienfauna zu einem Teil von den Änderungen in der Hydrographie der obersten Wasserschichten und zum anderen Teil durch die Zusammensetzung der Wassermassen in einer Wassertiefe von • 150 m beeinflusst. Neuere Untersuchungen zur rezenten Verteilung von Radiolarien zeigen aber gute Übereinstimmungen zwischen den Änderungen in den Radiolarien-Vergesellschaftungen und markanten hydrographischen Wassermassengrenzen (ABELMANN, 1992). Damit eignen sich Radiolarien-Vergesellschaftungen wohl ähnlich gut für Temperatur-Rekonstruktionen wie Foraminiferen-Vergesellschaftungen. Im Zusammenhang mit Paläo-Umweltparameter-Rekonstruktionen bestehen neue Forschungsansätze, die es in Zukunft möglich machen sollten, die Ergebnisse aus unterschiedlichen Organismengruppen wie Foraminiferen, Radiolarien und Diatomeen besser gegeneinander zu eichen.

Die Datendichte für die CLIMAP-Rekonstruktionen ist für die südlichen höheren Breiten sehr gering. So stand im atlantischen Sektor des ACC nur ein Kern für die Paläotemperaturberechnung aus Foraminiferen-Vergesellschaftungen zur Verfügung. Ein etwas detaillierteres Bild über die Temperaturverteilung im östlichen atlantischen Sektor des ACC vor ca. 125 ka gibt Abb. 52: [D]. Danach waren die Temperaturen im Bereich der heutigen STF und in der heutigen AZ zum Teil wesentlich erhöht, während die Temperaturen in der PFZ leicht erniedrigt waren. Die Sommer- wie Wintertemperaturen an der Position von PS2076-3 waren 3,5 bzw. 5,5 °C höher als heute. Damit übersteigen sie die Temperaturen im letzten Klimaoptimum vor ca. 9-10 ka nochmals um 1,5 bzw. 3,5 °C. Besonders auffällig ist die geringe saisonale Temperatur-Differenz vor 125 ka bei ca. 41° S. Solch geringe Temperatur-Unterschiede zwischen Sommer und Winter treten während der letzten mindestens 750 ka an dieser Position nicht mehr auf (Abb. 45). Die in der PFZ rekonstruierten Temperaturen an der Position des Kerns PS1754-1 zeigen ein gänzlich anderes Bild. Hier liegen die Temperaturen bis 1,5 °C unter den heutigen Werten. Temperaturberechnungen aus Diatomeen-Vergesellschaftungen am gleichen Kern kommen zu einem ähnlichen Ergebnis (frdl. mündl. Mitteilung, R. GERSONDE). Die von ZIELINSKI (1993) und R. GERSONDE (unpubl. Daten) rekonstruierten Sommertemperaturen an der Position von PS1768-8 zeigen wiederum um 1,4 °C wärmere Bedingungen gegenüber heute an. Der Sommertemperatur-Gradient zwischen den untersuchten Kernlokalationen liegt

mit 14,5 °C etwa um 2 °C höher als heute. Zwischen den Stationen PS1754-1 und PS2076-3 ist der Temperatur-Gradient erheblich steiler, während die Temperatur-Differenz zwischen den Stationen PS1754-1 und PS1768-8 etwas geringer ist (Abb. 52: [D]).

Generell wärmere Temperaturen vor ca. 125 ka bilden sich auch im Verteilungsmuster von spezifischen Radiolarienarten ab (A. ABELMANN, G. BOHRMANN & R. GERSONDE, unpubl. Daten). Ein noch häufigeres Auftreten von subantarktischen Radiolarien in der PFZ und AZ als zur Zeit des holozänen Klimaoptimums (Abb. 51: [B]) läßt dabei auf die relativ wärmsten Bedingungen während der letzten 140 ka schließen.

Auch die Untersuchungen zur Meereisverbreitung im atlantischen Sektor des ACC vor ca. 125 ka belegen vergleichbare Bedingungen wie während des letzten Klimaoptimums vor ca. 9-10 ka (R. GERSONDE, unpubl. Daten). Zusammen mit dem nach Süden gerichteten Rückzug der Winter- und Sommermeereisgrenze kam es wiederum zur Ausdehnung des Opalgürtels um mehrere Breitengrade nach Süden.

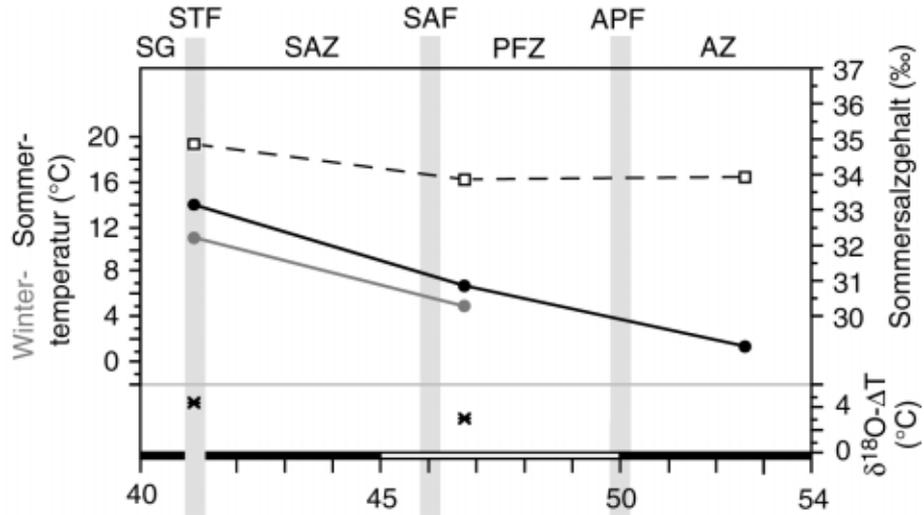
Im indischen Sektor des ACC wurden von HOWARD & PRELL (1992) aus Foraminiferen-Vergesellschaftungen ebenfalls die relativ wärmsten Wassertemperaturen für den Zeitraum des vorletzten Klimaoptimums rekonstruiert. Während eines kurzen Zeitraums (ca. 10 ka) war demnach im Bereich der STF die Sommertemperatur um ca. 3 °C, und die Wintertemperatur um ca. 2 °C gegenüber heute erhöht. Im Bereich der PFZ waren die Temperaturen etwa 2 °C höher. Damit fügt sich das Muster der von HOWARD & PRELL (1992) rekonstruierten Paläotemperaturen in das Bild von Abb. 52: [D].

Der rekonstruierte Salzgehalt im Sommer weist über das Nord-Süd-Profil ein ähnliches Verteilungsmuster wie die Temperatur auf (Abb. 52: [D]). Die Ergebnisse zeigen an den Stationen PS2076 und PS1768 um 1,8 ‰ bzw. 0,4 ‰ erhöhte Salzgehalte, während sich für die Station PS1754 ein um 1,5 ‰ erniedrigter Salzgehalt gegenüber heute errechnet. Die höheren Salzgehalte lassen sich möglicherweise auf höhere Verdunstungsraten zurückführen, welche an die wärmeren Wassertemperaturen gebunden sind. Die wesentlich

Abb. 52: Schematische Darstellung der rekonstruierten Umweltparameter (Temperaturen: Sommer, Winter; Salzgehalte; O-Isotopentemperatur-Gradienten in den obersten 250 m der Wassersäule) während zweier Zeitabschnitte ([D]: vorletztes Klimaoptimum, [E]: vorletztes glaziales Maximum) auf einem Nord-Süd-Schnitt (Sommertemperatur in der AZ nach ZIELINSKI, 1993 und R. GERSONDE, unpubl. Daten). Zum Vergleich sind die jeweils heutigen Umweltbedingungen abgebildet [A] sowie bei jedem Zeitabschnitt die Parameter-Differenzen zu den heutigen Werten angegeben (PZeitscheibe - Pheute, mit P = Parameter). Die grauen Linien geben die heutigen mittleren Lagen der ozeanischen Fronten wieder, Abkürzungen siehe Tab. 1. Symbole: ● = Sommertemperatur, ○ = Wintertemperatur, □ = Salzgehalt im Sommer, * = O-Isotopentemperatur-Gradient.

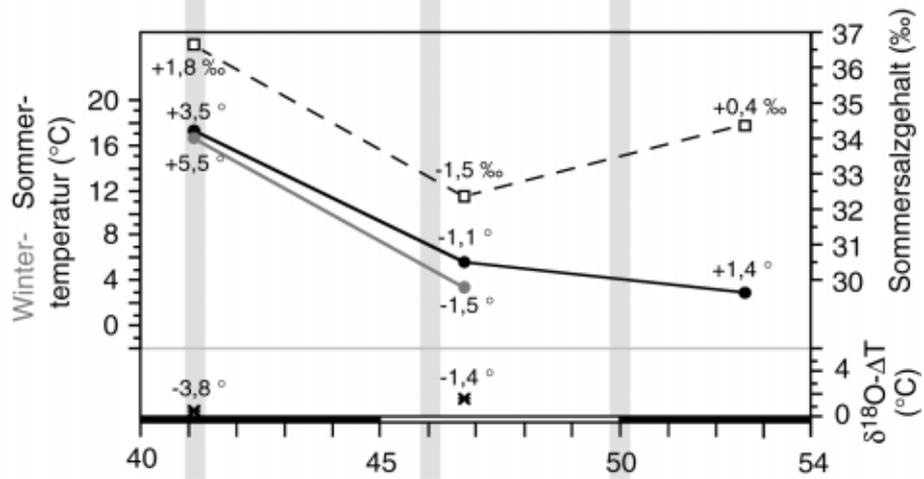
A

Heute
(Meß-
daten)



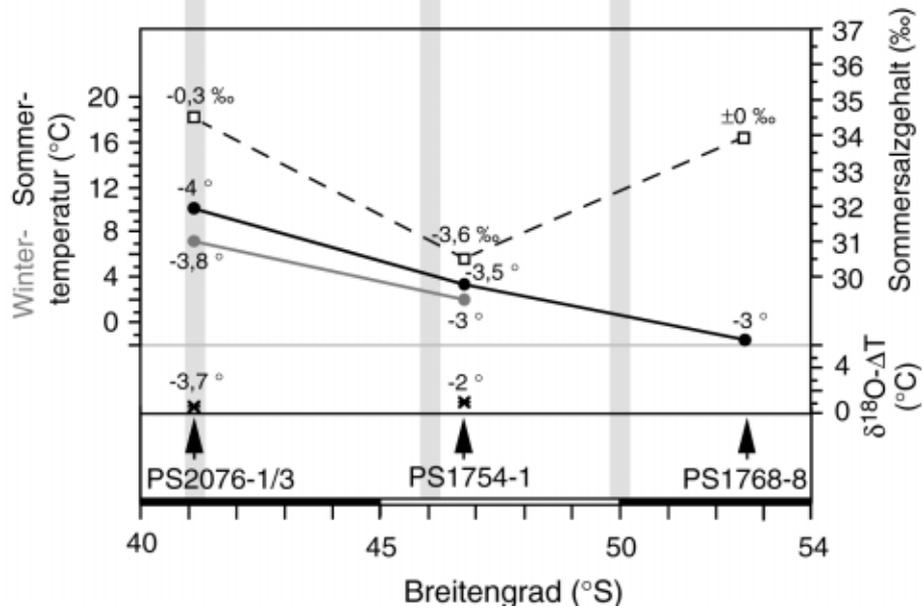
D

vorletztes
Klima-
Optimum,
Stadium
5.5,
ca. 125 ka



E

vorletztes
glaziales
Maximum,
Stadium
6.2,
ca. 135 ka



niedrigere Salinität an der Position PS1754-1 läßt sich dagegen nicht interpretieren. Möglicherweise sind diese Werte schon von der etwas tiefer im Kern vorhandenen Störung der Sedimente überprägt (vgl. D 1.1 und D 2.1).

Die O-Isotopentemperatur-Gradienten sind vor ca. 125 ka in den obersten 250 m der Wassersäule sehr gering (Abb. 52: [D]). Wie schon für die Zeitscheibe [B], in Abb. 51, wird dieser geringe Gradient dahingehend interpretiert, daß zumindest an Position PS2076-3 neben den obersten auch die etwas tieferen Wasserschichten erwärmt waren. Dies hatte wahrscheinlich eine deutliche Absenkung der Thermokline zur Folge.

Die rekonstruierten Umweltparameter für die Position des Kerns PS2076-3 legen den Schluß nahe, daß PS2076-3 während des vorletzten Klimaoptimums nördlich des Einflußbereichs der STF lag. Darauf weisen besonders die relativ hohen Temperaturen und deren geringe saisonale Schwankungsbreite, aber auch der wesentlich erhöhte Salzgehalt hin. Diese Verhältnisse sind heute für den nördlich der STF vorgelagerten Bereich des SG typisch. Die für die Position PS1754-1 und PS1768-8 ermittelten Temperaturen entsprechen den heutigen Bedingungen in der PFZ. In diesen Ergebnissen bildet sich zum einen ein starker Temperatur-Gradient zwischen ca. 41 und 46° S vor ca. 125 ka ab, zum anderen läßt sich eine nach Süden ausgedehnte PFZ erkennen. Damit waren die Bedingungen in der heutigen PFZ und AZ mit den Verhältnissen während des frühen Stadiums 1 vergleichbar. Die STF hatte vor 125 ka ihre mittlere Position wohl etwas südlicher als im frühen Stadium 1, während die SAF an ihrer heutigen Position oder etwas nördlich davon lag. Insgesamt kann daraus gefolgert werden, daß im Eem neben der Komprimierung der SAZ die PFZ nach Süden ausgedehnt war.

Vorletztes glaziales Maximum, Isotopenstadium 6.2

Vor 135-140 ka, während des späten Saale-Glazials, hatten die kontinentalen Eisschilde eine ähnliche Ausdehnung wie zur Zeit des letzten glazialen Maximums, dem Weichsel-Glazial. Die atmosphärische Temperatur war global durchschnittlich um 4 bis 5° C gegenüber heute erniedrigt (LORNIUS et al., 1990). Breitengradabhängig war diese Erniedrigung allerdings unterschiedlich ausgeprägt, so war z. B. die Temperatur in der Antarktis an der Bohrposition des VOSTOK-Eiskerns (78° S, 107° E) um ca. 6 °C erniedrigt (heutige mittlere Jahrestemperatur an dieser Position: -55 °C; JOUZEL et al., 1993).

Die rekonstruierten Oberflächenwassertemperaturen lagen vor ca. 135 ka etwa 3 bis 4 °C unter den heutigen Werten (Abb. 52: [E]). Auch im Vergleich zur 18 ka-Zeitscheibe hatten sich die Temperaturen an der Position PS2076-3 verringert. Besonders die Wintertemperaturen waren hier mit einer Abkühlung von 3,8 °C doppelt so stark erniedrigt wie zur Zeit des letzten glazialen Maximums. Hingegen waren die Temperaturen an der Position PS1754-1 mit einer Abkühlung um 3 °C bzw. 3,5 °C nicht ganz so stark reduziert. Für die Position des Kerns PS1768-8 wurden Sommertemperaturen von -1,5 °C errechnet

(ZIELINSKI, 1993; R. GERSONDE, unpubl. Daten). Der Sommertemperatur-Gradient über alle drei untersuchten Positionen war mit 11,5 °C um 1 °C gegenüber heute erniedrigt.

Wesentlich höhere Temperatur-Unterschiede zwischen heute und dem vorletzten glazialen Maximum wurden von LOZANO (1974) für den westlichen atlantischen Sektor des ACC berechnet (RC15-94: 43° S, 21° W). Die anhand von Radiolarien-Vergesellschaftungen rekonstruierten Temperaturen zeigen damit eine Abkühlung in der SAZ von 7-8 °C an. Dies deutet darauf hin, daß ähnlich wie vor 18 ka (CLIMAP, 1981) die Abkühlung im atlantischen Sektor des ACC unsymmetrisch und im westlichen Bereich stärker ausgeprägt war. Allerdings ist bei dieser Interpretation die schon angesprochene Problematik bei der Temperaturberechnung aus Radiolarien-Vergesellschaftungen zu berücksichtigen (vgl. Seite 117).

Auch im indischen Sektor des ACC waren die Oberflächenwassertemperaturen vor ca. 135 ka etwas stärker erniedrigt als im hier untersuchten östlichen atlantischen Sektor. HOWARD & PRELL (1992) ermittelten um ca. 6 °C niedrigere Sommer- und um ca. 5 °C niedrigere Wintertemperaturen als heute in der nördlichen SAZ (E49-21: 42° S, 95° E). Etwas weiter südlich bei ca. 43° S, 80° E (RC11-120) und ca. 44° S, 51° E (MD84-527) werden von HAYS et al. (1976a) und PICHON et al. (1992) um ca. 4 °C erniedrigte Sommertemperaturen gegenüber heute rekonstruiert. Für die heutige PFZ im indischen Sektor des ACC wird ein damit vergleichbarer Rückgang der Oberflächentemperatur von 3-5 °C berechnet (HOWARD & PRELL, 1992).

Die Salzgehalte, die für den Zeitraum des vorletzten Glazials rekonstruiert wurden (Abb. 52: [E]), weisen an den Lokationen von PS2076-3 und PS1768-8 nur geringe Abweichungen gegenüber heute auf. Die von FAIRBANKS (1989) ermittelte generelle Erhöhung von ca. 1 ‰ für Hochglaziale wurde, ähnlich wie im Stadium 2.2, nicht berechnet. Der um 3,6 ‰ erniedrigte Salzgehalt an Position PS1754-1 ist nicht verständlich und paßt auch nicht in das Bild, welches durch die anderen beiden Kerne vorgegeben wird. Demnach waren im Stadium 6.2, zumindest an den Positionen der Kerne PS2076-3 und PS1768-8, Wassermassen mit einem zu heute vergleichbaren Salzgehalt anzutreffen.

Die sehr niedrigen O-Isotopentemperatur-Gradienten zwischen dem Oberflächenwasser und den Wassermassen bei 250 m Tiefe machen die geringen Temperatur-Unterschiede in der Wassersäule vor ca. 135 ka deutlich (Abb. 52: [E]). So war gegenüber dem letzten Glazial der O-Isotopentemperatur-Gradient an der Position von PS2076-3 nochmals halbiert. An dieser Position sowie an der Position PS1754-1 weist die Wassersäule in den obersten 250 m einen O-Isotopentemperatur-Gradienten von nur ca. 1 °C auf und deutet somit auf eine gute Durchmischung der Wassersäule in diesem Bereich hin.

Werden die rekonstruierten Umweltparameter in das heutige Frontensystem im östlichen atlantischen Sektor des ACC eingepaßt, so bildet sich generell ein ähnliches Bild wie zur Zeit des letzten glazialen Maximums ab. Allerdings entsprechen die rekonstruierten Temperaturen an der Position von PS2076-3 Werten, wie sie heute drei Breitengrade weiter südlich, in der SAZ anzutreffen sind. Damit scheint sich die mittlere Lage der STF um etwa einen Breitengrad weiter nach Norden verlagert zu haben als vor 18 ka. Für die Position von Kern PS1754-1 werden Temperaturen berechnet wie sie heute für den südlichen Bereich der PFZ typisch sind. In jedem Fall lag die APF südlich der Position von PS1754-1. Mit $-1,5\text{ °C}$ werden für PS1768-8 Temperaturen berechnet, wie sie heute typisch für Gebiete im Bereich knapp nördlich der Sommermeereisgrenze sind. Abgesehen von den nochmals erniedrigten Temperaturen in der heutigen nördlichen SAZ ist damit das Szenario vor 135 ka durchaus mit den ozeanographischen Bedingungen vor 18 ka vergleichbar.

Entwicklung der Frontensysteme während der letzten ca. 140 ka

Die Glazial-Interglazial-Veränderungen in der Hydrographie der Oberflächenwassermassen des ACC werden an den Terminationen besonders deutlich. Der jeweilige Hub der rekonstruierten Temperaturen an den zwei untersuchten Terminationen ist in Tab. 19 aufgelistet.

Tab. 19: Vergleich des Temperaturhubs an den Terminationen 1 (Zeitscheiben [C/B], Abb. 51) und 2 (Zeitscheiben [E/D], Abb. 52). Temperaturen für PS1768-8 nach ZIELINSKI (1993) und R. GERSONDE (unpubl. Daten).

Termination	PS2076-1/3		PS1754-1		PS1768-8
	Sommer	Winter	Sommer	Winter	Sommer
1	≈ 5 °C	≈ 4 °C	≈ 5,5 °C	≈ 4 °C	≈ 4,5 °C
2	≈ 7 °C	≈ 9 °C	≈ 2,5 °C	≈ 1,5 °C	≈ 4,5 °C

Der Temperaturhub an der Termination 1 beträgt an allen Stationen zwischen 4 und 5,5 °C, wobei der Hub im Winter generell geringer ist als im Sommer. Insgesamt war der Hub an Termination 1 an den drei Stationen sehr gleichmäßig. An der Termination 2 zeigt sich ein anderes Bild. In der heutigen SAZ an der Position PS2076-3 ist der Hub wesentlich größer als in der heutigen PFZ bei Station PS1754. Zum einen haben sich zwischen den Stadien 6.2 und 5.5 die Wintertemperaturen in der nördlichen SAZ sehr stark geändert, zum anderen haben sich im gleichen Zeitraum die Wintertemperaturen in der nördlichen PFZ nur wenig verändert. Station PS1768 zeigt dagegen einen mittleren Temperaturhub, der mit dem Hub an Termination 1 identisch ist.

Im Vergleich der beiden Terminationen zeichnet sich eine relativ größere Verlagerung der STF während der Termination 2 im Vergleich zu Termination 1 ab. Die Veränderungen in der mittleren Lage der APF im östlichen atlantischen

Sektor des ACC sind dagegen an beiden Glazial-Interglazial-Übergängen ähnlich verlaufen.

Ein zusammenfassendes Bild zur Lage der Frontensysteme im östlichen atlantischen Sektor des ACC während der untersuchten Zeitscheiben gibt Abb. 53. Dabei wird vorausgesetzt, daß sich die heutigen Beziehungen der Frontensysteme zu den Temperatur- und Salzgehalts-Gradienten während der letzten 140 ka nicht wesentlich verändert haben. Bezogen auf andere Sektoren im ACC waren die Veränderungen im Untersuchungssektor verhältnismäßig gering. Dennoch gab es während der letzten 140 ka Veränderungen in der mittleren Lage der Frontensysteme. Während der letzten zwei großen Vereisungszyklen hatte die STF eine Lage zwischen 39 und 42° S, die SAF lag zwischen 44 und 47° S und die APF befand sich immer südlich von 48° S.

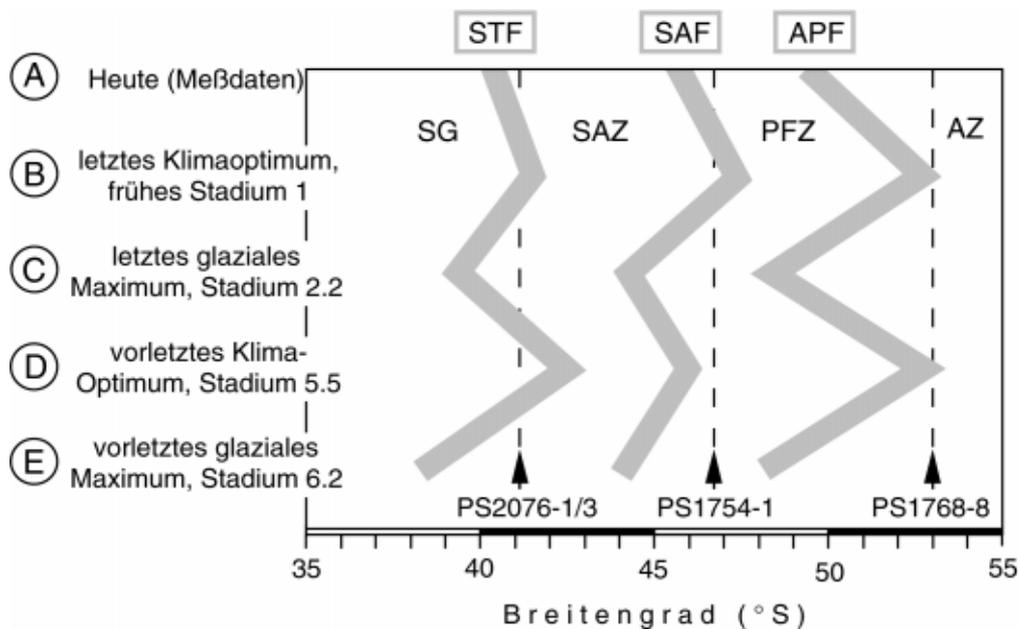


Abb. 53: Paläo-Lage der Frontensysteme im östlichen atlantischen Sektor des ACC während vier Zeitabschnitten in den letzten 140 ka. (Abkürzungen siehe Tab. 1).

Temperaturvariationen im Oberflächenwasser bei 41° S, 13° E innerhalb der letzten 750 ka

Da von den untersuchten Kernen nur im Kern PS2076-3 auch ältere Sedimente enthalten sind, kann hier eine lokale Rekonstruktion der paläozeanographischen Entwicklung durchgeführt werden. Die anhand der Zeitscheiben [B] bis [E] (Abb. 51-53) dargestellte Paläozeanographie ist mit ähnlichen Temperaturschwankungen auch in den Stadien 9, 8 und 7 zu beobachten (Abb. 45).

Im Zeitraum davor, im Stadium 10 werden Sommertemperaturen unter 10 °C berechnet. Diese niedrigen Temperaturen im Stadium 10 sind auch aus anderen Sektoren des ACC bekannt. So berechneten HOWARD und PRELL

(1992) in der nördlichen SAZ des indischen Sektors die niedrigsten Temperaturen während der letzten 480 ka für die Stadien 12 und 10. Eines der wärmsten quartären Interglaziale war dagegen das Stadium 11 (OPPO et al., 1990). An der Station PS2076 wurden Sommertemperaturen von 17,5 °C und Wintertemperaturen von 13 °C berechnet (Abb. 45). Übereinstimmend stellten viele Autoren fest, daß im Stadium 11, vor ca. 420-360 ka, warme Oberflächenwassermassen weit in die hohen Breiten beider Hemisphären vordrangen (RUDDIMAN & MCINTYRE, 1976; PRELL et al., 1979; RUDDIMAN et al., 1986; HOWARD & PRELL, 1992; HODELL, 1993). Im Gegensatz dazu gilt das Stadium 12 als kältestes Glazial im oberen Pleistozän (RAYMO et al., 1979; HODELL, 1993). Der starke klimatische Kontrast zwischen den Stadien 12 und 11 äußert sich in einem besonders stark ausgeprägten Temperaturhub von ca. 12 °C an Termination 5. Im Zeitraum zwischen den Stadien 14 und 12 werden für Station PS2076 die niedrigsten Sommertemperaturen mit 5 °C und die niedrigsten Wintertemperaturen mit 3,5 °C rekonstruiert (Abb. 45).

Noch tiefere Temperaturen werden für das Stadium 16 berechnet (Abb. 45). Temperatur-Rekonstruktionen aus dem nördlichen Kap-Becken zeigen ebenfalls klimatisch verhältnismäßig kalte Bedingungen während der Stadien 16 und 12 an (nach EMBLEY & MORLEY, 1980 mit verbesserter Stratigraphie in JANSEN et al., 1986). Die weiteren identifizierten Glazialstadien 20 und 18 zeigen ebenfalls verhältnismäßig kalte Bedingungen in den Oberflächenwassermassen an (Abb. 45). Allerdings war das Oberflächenwasser wohl noch nicht ganz so stark abgekühlt wie im Stadium 16 und im Zeitraum zwischen den Stadien 12 und 14.

Die in dieser Arbeit durchgeführten paläozeanographischen Rekonstruktionen zur Position der STF belegen, daß während der letzten 140 ka dieses Frontensystem keine starken Veränderungen in der mittleren Lage zeigte. Für das Stadium 10 werden für die Position von PS2076-3 Sommertemperaturen rekonstruiert, wie sie heute etwa vier Breitengrade weiter südlich auftreten. Während der Stadien 14 bis 12 haben die berechneten Temperaturen ein Niveau, wie sie heute für den Bereich der SAF, etwa fünf Breitengrade südlich der Position von PS2076-3 typisch sind. Sommertemperaturen von 5 °C, wie sie für das Stadium 16 rekonstruiert wurden, werden heute in der PFZ, sechs bis sieben Breitengrade südlich von PS2076-3, angetroffen. In diesen Ergebnissen drückt sich ein dramatischer Wechsel in den hydrographischen Bedingungen aus, welcher bei der Übertragung der heutigen Beziehungen zwischen den Temperaturen und der Lage der Fronten den Schluß zuläßt, daß die STF während der Stadien 16 und 14 bis 12 wesentlich nach Norden verschoben war. Diese nordwärtige Verlagerung um möglicherweise sechs bis sieben Breitengrade hatte dann auch Auswirkungen auf den Eintrag warmer Wassermassen aus dem indischen Ozean. Hier würde dann eventuell die von GORDON (1986) und MCINTYRE et al. (1989) aufgestellte Vermutung greifen, nach der der Agulhas-Strom, um die Südspitze von Afrika herum, in den

Stadien 16 und 14 bis 12 deutlich vermindert oder sogar blockiert gewesen war.

Unterhalb von 600 cm (älter als Stadium 20) konnten die Sedimente im Kern PS2076-3 nicht mehr datiert werden (vgl. D1.1). Allerdings ist in der Amplitude der rekonstruierten Temperaturen eine deutliche Änderung zwischen den Zeiträumen vor und nach Stadium 19 zu erkennen (Abb. 45). So weist der Zeitraum zwischen dem Kernende und Stadium 19 eine wesentlich geringere Amplitude in der Temperatur auf als der Zeitraum zwischen Stadium 19 und dem Holozän. WILLIAMS et al. (1985) zeigten, daß die Amplitude der $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopen in der Brunhes-Chron (720-0 ka vor heute) wesentlich größer war als in der vorangegangenen Matuyama-Chron. Sie erklärten dies mit der wesentlich geringeren Temperaturvariabilität in der Matuyama-Chron gegenüber den letzten 720 ka. In den $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven von allen drei untersuchten Foraminiferen-Arten im Kern PS2076-3 zeigen sich in diesem Zeitraum keine wesentlichen Veränderungen in der Amplitude (Abb. 34). *G. bulloides* zeigt allerdings zwischen dem Stadium 12 und dem Holozän eine wesentlich stärker ausgeprägte Amplitude in den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten als im Zeitraum zwischen dem Kernende und dem Stadium 12. Möglicherweise zeichnen sich auch hier klimatische Änderungen ab. Zumindest macht aber die ausgeprägte Änderung in den Amplituden der Paläotemperaturen bei Stadium 19 die generelle Änderung des Klimas im mittleren Pleistozän (WILLIAMS et al., 1985) deutlich.

F ZUSAMMENFASSUNG UND AUSBLICK

Aus den isotope-geochemischen und mikropaläontologischen Untersuchungen planktischer Foraminiferen aus dem Südatlantik können folgende Schlußfolgerungen gezogen werden:

Abbild der heutigen Hydrographie in den Oberflächensedimenten

- ▣ Aufgrund der Zusammensetzung der O-Isotopen in ihren Gehäusen konnten die Foraminiferen in vier unterschiedlich tief in der Wassersäule lebende Gruppen gegliedert werden. Aus den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten der flach- und tiefliebenden Artengruppen wurden O-Isotopentemperatur-Differenzen berechnet, die gut mit den gemessenen Temperatur-Differenzen in den obersten 250 m der Wassersäule korrelieren. Im Bereich des Antarktischen Zirkumpolar-Stroms eignen sich dazu die relativ flachlebenden Arten *G. bulloides* und *N. pachyderma* sowie die relativ tiefliebende *G. inflata*. Mit der Messung von O-Isotopen-Differenzen steht damit ein neues und vom Eiseffekt unabhängiges Werkzeug zur Verfügung, um den Paläotemperatur-Gradienten in den obersten Wasserschichten des Antarktischen Zirkumpolar-Stroms zu rekonstruieren.
- ▣ Die Fauna der planktischen Foraminiferen wurde mittels einer prinzipiellen Komponentenanalyse in fünf Faktoren gegliedert, deren geographische Verbreitung hauptsächlich an die Temperaturverteilung im Oberflächenwasser gebunden ist. Innerhalb einer Regression wurden die Faktoren, welche 97,1 % der Varianz erklären, mit gemessenen Oberflächenwassertemperaturen in Beziehung gesetzt. Dies hatte einen Satz von neuen Gleichungen zum Ergebnis, mit denen für fossile Vergesellschaftungen planktischer Foraminiferen Paläo-Umweltparameter, wie z. B. saisonale Temperaturen berechnet werden können. Die Genauigkeit dieser Temperaturberechnungen liegt bei $\pm 1,2$ °C. Mit der entwickelten Transferfunktion F75-27-5 steht ein neues Oberflächen-Modell zur Verfügung, daß besonders die Umweltbedingungen im atlantischen Sektor des Antarktischen Zirkumpolar-Stroms erfaßt.

Temperatur- und Salinitätsrekonstruktionen im Antarktischen Zirkumpolar-Strom

- ▣ Die rekonstruierten Oberflächenwassertemperaturen schwanken im Bereich der Subtropischen Front während der letzten 140 ka zwischen 7 °C und 16,5 °C im Winter sowie zwischen 10 °C und 17,5 °C im Sommer. In der Polarfrontzone beträgt die Amplitude der Sommertemperatur im gleichen Zeitraum 5,5 °C und die der Wintertemperatur 4 °C.
- ▣ In der heutigen nördlichen Subantarktischen Zone sind die berechneten Paläotemperatur-Gradienten während der gesamten letzten 140 ka gegenüber heute erniedrigt. Dies deutet auf eine generell stärkere Durch-

mischung des Oberflächenwassers in der Subantarktischen Zone hin. In der heutigen Polarfrontzone werden in den Kaltstadien 6, 4 und 2 ebenfalls gegenüber heute erniedrigte Paläotemperatur-Gradienten rekonstruiert. In den Warmstadien 5, 3 und 1 werden dagegen Paläotemperatur-Gradienten berechnet, wie sie auch heute in der Polarfrontzone angetroffen werden.

- ▣ Durch die Verknüpfung von $\delta^{18}\text{O}$ -Daten und Transferfunktions-Sommer-temperaturen wurden erstmals Paläosalzgehalte des Oberflächenwassers im Antarktischen Zirkumpolar-Stroms rekonstruiert. Die Schwankungen der Salzgehalte im Sommer während der letzten 140 ka lassen sich zum Teil als Änderungen in den Niederschlags- und Verdunstungsraten interpretieren. An allen Positionen der drei untersuchten Kerne, besonders aber in der Polarfrontzone und der Antarktischen Zone konnte eine Salzgehaltserniedrigung von bis zu 4 ‰ gegen Ende des letzten Glazials nachgewiesen werden. Diese kurzfristige massive Salzgehaltserniedrigung wurde wahrscheinlich durch die Abschmelzphase auf der südlichen Hemisphäre vor ca. 16,5-13 ka vor heute verursacht.
- ▣ Die rekonstruierten Paläosalzgehalte, Paläotemperaturen und die Paläotemperatur-Gradienten belegen lediglich geringe Änderungen in der Lage der Frontensysteme während der letzten 140 ka im östlichen atlantischen Sektor des Antarktischen Zirkumpolar-Stroms. Die Glazial-Interglazial-Schwankungsbreite der Position der Fronten beträgt bei der Subtropischen Front und der Subantarktischen Front etwa drei sowie bei der Antarktischen Polarfront etwa vier Breitengrade.
- ▣ Im Kern PS2076-3 drückt sich in den wesentlich kälteren Paläotemperaturen, die für den Zeitraum älter als Glazialstadium 12 rekonstruiert wurden, ein Wechsel in den hydrographischen Bedingungen aus. Diese niedrigen Temperaturen hatten möglicherweise eine nordwärtige Verlagerung der Subtropischen Front um bis zu sieben Breitengraden zur Folge.

Die angewandten Methoden, insbesondere die neu entwickelte Transferfunktion, haben realistische Daten zur Rekonstruktion der Paläozeanographie im ACC geliefert. Deshalb erscheint es sinnvoll den aufgestellten Referenzdatensatz um Proben aus dem angrenzenden indischen und pazifischen Sektor des ACC zu erweitern, um einen möglichst großen Teil des nördlichen Südpolarmeeres und seiner nördlich angrenzenden Ozeanbereiche abzudecken. Durch die Integration weiterer Daten sollte es möglich sein, eine gleichmäßigere Probenverteilung im Faktorenmodell zu erreichen. Außerdem sollten die benutzten Literaturdaten aus dem tropischen Teil des Südatlantiks durch Zählungen ersetzt werden, die nach dem in dieser Arbeit vorgestellten Muster an zeitlich besser definiertem Oberflächensedimentmaterial durchgeführt werden. Schließlich können die in dieser Arbeit rekonstruierten Temperaturen, Temperatur-Gradienten und Salzgehalte in Paläoklima-Modellrechnungen einfließen.

G LITERATURVERZEICHNIS

- ABELMANN, A. (1992): Radiolarian-based transfer functions for the estimation of paleo-environmental parameters in the Southern Ocean (Atlantic Sector) (Poster). - Fourth international conference of paleoceanography (ICP IV), 21-25 September 1992, program and abstracts, Kiel, Germany: 44.
- ALLANSON, B. R., HART, R. C. & LUTJEHARMS, J. R. E. (1981): Observations on the nutrients, chlorophyll and primary production of the Southern Ocean south of Africa. - *S. Afr. J. Antarct. Res.*, 10/11: 3-14.
- BACKHAUS, K., ERICHSON, B., PLINKE, W., SCHUCHARD-FICHER, C. & WEIBER, R. (1989): *Multivariate Analysemethoden*, 5. rev. Auflage. - Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo: 418 S.
- BALSAM, W. & MCCOY, F. W. (1987): Atlantic sediments: Glacial/Interglacial comparisons. - *Paleoceanography*, 2 (5): 531-542.
- BARD, E., LABEYRIE, L. D., PICHON, J. J., LABRACHERIE, M., ARNOLD, M., DUPRAT, J., MOYES, J. & DUPLESSY, J. C. (1990): The last deglaciation in the Southern and Northern Hemispheres: A comparison based on oxygen isotope, sea surface temperature estimates, and accelerator ^{14}C dating from deep-sea sediments. In: BLEIL, U. & THIEDE, J. (Hrsg.): *Geological history of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*. - NATO ASI Series C 308, Kluwer Academic Publ., Dordrecht, Boston, London: 405-415.
- BARNETT, P. R. O., WATSON, J. & CONNELLY, D. (1984): A multiple corer for taking virtually undisturbed samples from shelf, bathyal and abyssal sediments. - *Oceanol. Acta*, 7 (4): 399-408.
- BARRON, E. J. & WHITMAN, J. M. (1981): Oceanic sediments in space and time. In: EMILIANI, C. (Hrsg.): *The Sea, The oceanic lithosphere*, 7. - John Wiley & Sons, New York, Chichester, Brisbane, Toronto, Singapore: 689-733.
- BATHMANN, U., SCHULZ-BALDES, M., FAHRBACH, E., SMETACEK, V. & HUBBERTEN, H.-W. (Hrsg.) (1992): *Die Expeditionen ANTARKTIS IX/1-4 des Forschungsschiffes „Polarstern“ 1990/91*. - *Ber. Polarforsch.*, 100: 403 S.
- BATHMANN, U., SMETACEK, V., DE BAAR, H., FAHRBACH, E., & KRAUSE, G. (Hrsg.) (1994): *Die Expeditionen ANTARKTIS X/6-8 des Forschungsschiffes „Polarstern“ 1992/93*. - *Ber. Polarforsch.*, 135: 236 S.
- BÉ, A. W. H. (1959): Ecology of recent planktonic foraminifera: Part 1 - Areal distribution in the Western North Atlantic. - *Micropaleontology*, 5: 77-100.
- BÉ, A. W. H. (1960): Ecology of recent planktonic foraminifera: Part 2 - Bathymetric and seasonal distributions in the Sargasso-Sea of Bermuda. - *Micropaleontology*, 6: 373-392.
- BÉ, A. W. H. (1967): Foraminifera Families: Globigerinidae and Globorotalidae. - *Fiches D'identification Du Zooplancton, Cons. Perm. Intern. Explor. de la Mer, Charlottenlund Slot, Danemark, Sheet 108*: 9 S.
- BÉ, A. W. H. (1977): An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera. In: Ramsay, A. T. S. (Hrsg.): *Oceanic Micropaleontology*. - Academic Press, New York, 1: 1-100.
- BÉ, A. W. H. & HUTSON, W. H. (1977): Ecology of planktonic foraminifera and biogeographic patterns of life and fossil assemblages in the Indian Ocean. - *Micropaleontology*, 23: 369-414.
- BÉ, A. W. H. & TOLDERLUND, D. S. (1971): Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian Oceans. In: FUNNEL, B. M. & RIEDEL, W.R. (Hrsg.): *The micropaleontology of oceans*. - Cambridge University Press, Cambridge, New York, New Rochelle, Melbourne, Sydney: 105-149.
- BERGER, A. L. (1987): Long-term variations of caloric insolation resulting from the Earth's orbital elements. - *Quat. Res.*, 9: 139-167.

- BERGER, A. L., FICHEFET, T., GALLEE, H., MARISAT, I., TRICOT, C. & YPERSELE, J. P. (1990): Ice sheets and sea level change as a response to climate change at the astronomical time change. In: PAEPE, R., FAIRBRIDGE, R. W. & JELGERSMA, S. (Hrsg.): Greenhouse effect, sea level and drought. - NATO ASI Series C 325, Kluwer Academic Publ., Dordrecht, Boston, London: 85-107.
- BERGER, W. H. (1967): Foraminiferal ooze: solution at depth. - *Science*, 156: 383-385.
- BERGER, W. H. (1968): Planktonic foraminifera: Selective solution and paleoclimatic interpretation. - *Deep-Sea Res.*, 15: 31-43.
- BERGER, W. H. (1970): Planktonic foraminifera: Selective solution and the lysocline. - *Mar. Geol.*, 8: 111-138.
- BERGER, W. H. (1971): Sedimentation of planktonic Foraminifera. - *Mar. Geol.*, 11: 325-358.
- BERGER, W. H. (1973): Deep-sea carbonates: Pleistocene dissolution cycles. - *J. Foram. Res.*, 3: 187-195.
- BERGER, W. H. (1974): Deep-sea sedimentation. In: BURKE, C. A. & DRAKE, C. L. (Hrsg.): The geology of continental margins. - Springer-Verlag, New York, 213-241.
- BERGER, W. H. & GARDNER, J. V. (1975): On the determination of Pleistocene temperatures from planktonic Foraminifera. - *J. Foram. Res.*, 5: 102-113.
- BERGER, W. H. & JOHNSON, R. F. (1978): On the Thickness and the ^{14}C age of the mixed Layer in Deep-sea Carbonates. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 41: 223-227.
- BERGER, W. H. & VINCENT, E. (1986): Deep-sea carbonates: Reading the carbon-isotope signal. - *Geol. Rundsch.*, 75 (1): 243-269.
- BERGER, W. H. & WINTERER, E. L. (1974): Plate stratigraphy and the fluctuating carbonate line. - *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, 1: 11-48.
- BERGER, W. H., BONNEAU, M.-C. & PARKER, F. L. (1982): Foraminifera on the deep-sea floor: lysocline and dissolution rate. - *Oceanol. Acta*, 5 (2): 249-258.
- BERGER, W. H., DIESTER-HAASS, L. & KILLINGLEY, J. S. (1978a): Upwelling off North-West Africa: The Holocene decrease as seen in carbon isotopes and sedimentological indicators. - *Oceanol. Acta*, 1 (1): 3-7.
- BERGER, W. H., KILLINGLEY, J. S. & VINCENT, E. (1978b): Stable isotopes in deep-sea carbonates: Box Core ERDC-92, west equatorial Pacific. - *Oceanol. Acta*, 1 (2): 203-216.
- BILLETT, D. S. M., LAMPITT, R. S., RICE, A. L. & MANTOURA, R. F. C. (1983): Seasonal sedimentation of phytoplankton to the deep-sea benthos. - *Nature*, 302: 520-522.
- BISCAYE, P. E., KOLLA, V. & TUREKIAN, K. K. (1976): Distribution of calcium carbonate in surface sediments of the Atlantic Ocean. - *J. Geophys. Res.*, 81: 2595-2603.
- BLEIL, U., SPIEß, V. & WEFER, G. (Hrsg.) (1994): Geo Bremen South Atlantic 1993, Cruise No. 23, 4th February. - 12th April 1993. Meteor Berichte, Universität Hamburg, 94-1: 261 S.
- BLOW, W. H. (1956): Origin and evolution of the foraminiferal genus *Orbulina* D'ORBIGNY. - *Micropaleontology*, 2: 57-70.
- BOLLI, H. (1957): The genera *Globigerina* and *Globorotalia* in the Paleocene. - Lower Eocene Lizard Springs Formation of Trinidad, B.W.I. U.S. Natl. Museum Bull., 215: 61-81.
- BOLLI, H. M. & SAUNDERS J. B. (1985): Oligocene to Holocene low latitude planktic Foraminifera. In: BOLLI, H. M., SAUNDERS, J. B. & PERCH-NIELSEN, K., (Hrsg.): Plankton Stratigraphy. - Cambridge University Press, Cambridge, New York, New Rochelle, Melbourne, Sydney: 155-262.
- BRADY, H. B. (1884): Report on the Foraminifera dredged by H. M. S. Challenger during the years 1873 - 1876. - *Reports Voyage Challenger, Zool.*, 9: 814 S.
- BROECKER, W. S. (1982a): Glacial to interglacial changes in Ocean history. - *Prog. Oceanogr.*, 11: 151-197.

- BROECKER, W. S. (1982b): Ocean chemistry during glacial time. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46: 1689-1705.
- BROECKER, W. S. (1984): Terminations. In: BERGER, A., IMBRIE, J., HAYS, J., KUNKLA, G. & SALTZMAN, B. (Hrsg.): *Milankovitch and Climate, Understanding the Response to astronomical forcings, Part 2*. - NATO ASI Series C 126, Reidel Publ. Comp. Dordrecht, Boston, Lancaster: 687-698.
- BROECKER, W. S. (1987): Unpleasant surprises in the Greenhouse?. - *Nature*, 328: 123-126.
- BROECKER, W. S. & DENTON, G. H. (1989): The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53: 2465-2501.
- BRUMMER, G. J. A. (1988a): Comparative ontogeny and species definition of planktonic foraminifers: A case study of *Dentigloborotalia anfracta* (Parker) n. gen. In: BRUMMER, G. J. A. & KROON, E., *Planktonic Foraminifers as tracers of ocean-climate history: Ontogeny, relationships and preservation of modern species and stable isotopes, phenotypes and assemblage distribution in different watermasses*. - Free University Press, Amsterdam: 51-75.
- BRUMMER, G. J. A. (1988b): Comparative ontogeny of modern microperforate planktonic foraminifers. In: BRUMMER, G. J. A. & KROON, E., *Planktonic Foraminifers as tracers of ocean-climate history: Ontogeny, relationships and preservation of modern species and stable isotopes, phenotypes and assemblage distribution in different watermasses*. - Free University Press, Amsterdam: 77-129.
- BRUMMER, G. J. A. & KROON (1988): Genetically controlled planktonic foraminiferal coiling ratios as tracers of past ocean dynamics. In: BRUMMER, G. J. A. & KROON, E., *Planktonic Foraminifers as tracers of ocean-climate history: Ontogeny, relationships and preservation of modern species and stable isotopes, phenotypes and assemblage distribution in different watermasses*. - Free University Press, Amsterdam: 293-298.
- CARSTENS, J. (1988): Verteilung planktischer Foraminiferen in Oberflächengewässern der Framstraße, Nordatlantik. - Unveröffentl. Diplom-Arbeit (Teil B), Universität Bremen: 55 S.
- CARSTENS, J. & WEFER, G. (1992): Recent distribution of planktonic Foraminifera in the Nansen Basin, Arctic Ocean. - *Deep-Sea Res.*, 39 (2A, Suppl.): 507-524.
- CHAPPEL, J. & SHACKLETON, N. J. (1986): Oxygen isotopes and sea level. - *Nature*, 324: 137-140.
- CHARLES, C. D. & FAIRBANKS, R. G. (1990): Glacial to interglacial changes in the isotopic gradients of the Southern Ocean surface water. In: BLEIL, U. & THIEDE, J. (Hrsg.): *Geological history of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*. - NATO ASI Series C 308, Kluwer Academic Publ., Dordrecht, Boston, London: 519-538.
- CHARLES, C. D., FROELICH, P. N., ZIBELLO, M. A., MORTLOCK, R. A. & MORLEY, J. J. (1991): Biogenic opal in Southern Ocean sediments over last 450,000 years: Implications for surface water chemistry and circulation. - *Paleoceanography*, 6 (6): 697-728.
- CIFELLI, R. & BÉNIER, C. S. (1976): Planktonic foraminifera from near the West African coast and a consideration of faunal parcelling in the North Atlantic. - *J. Foram. Res.*, 6: 258-273.
- CLIMAP PROJECT MEMBERS (1976): The surface of the ice-age Earth. - *Science*, 191: 1131-1137.
- CLIMAP PROJECT MEMBERS (1981): Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the last glacial maximum. - *Geol. Soc. Am., GSA Map and Chart Ser. MC-36*, Boulder, Colorado: 18 S.
- CLIMAP PROJECT MEMBERS (1984): The last interglacial Ocean. - *Quat. Res.*, 21: 123-224.
- COPLIN, T. B., KENDALL, C. & HOPPLE, J. (1983): Comparison of stable isotope reference sample. - *Nature*, 302: 236-238.

- CORDES, D. (1990): Sedimentologie und Paläomagnetik an Sedimenten der Maudkuppe (Nördliches Weddellmeer). - Ber. Polarforsch., 71: 158 S.
- COVEY, C. C. & SCHNEIDER, S. H. (1984): Models for reconstruction temperature and ice volume oxygen isotope data. In: BERGER, A., IMBRIE, J., HAYS, J., KUNKLA, G. & SALTZMAN, B. (Hrsg.): Milankovitch and Climate, Understanding the Response to astronomical forcings, Part 2. - NATO ASI Series C 126, Reidel Publ. Comp. Dordrecht, Boston, Lancaster: 699-705.
- CRAIG H. (1957): Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. - Geochim. Cosmochim. Acta, 12: 133-149.
- CRAIG H. (1961): Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. - Science, 133: 1833-1834.
- CRAIG, H. (1965): The measurement of isotope paleotemperatures. In: TONGIORGI, E. (Hrsg.): Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures, Spoleto. - Cons. Naz. Ric. Lab. Geol. Nucl., Pisa: 161-182.
- CRAIG, H. & GORDON, L. I. (1965): Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere. In: TONGIORGI, E. (Hrsg.): Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures, Spoleto. - Cons. Naz. Ric. Lab. Geol. Nucl., Pisa: 9-130.
- CROWLEY, T. J. (1981): Temperature and circulation changes in the eastern North Atlantic during the last 150.000 years: Evidence for the planktonic foraminiferal record. - Mar. Micropal., 6: 97-129.
- CURRY, W. B. & CROWLEY, T. J. (1987): The $\delta^{13}\text{C}$ of Equatorial Atlantic surface waters: Implications for Ice Age pCO_2 levels. - Paleoceanography, 2 (5): 489-517.
- CURRY, W. B. & MATTHEWS, R. K. (1981): Equilibrium ^{18}O fractionation in small size fraction planktic foraminifera: Evidence from recent Indian Ocean sediments. - Mar. Micropal., 6: 327-337.
- CURRY, W. B., DUPLESSY, J. C., LABEYRIE, L. D. & SHACKLETON, N. J. (1988): Changes in the distribution of $\delta^{13}\text{C}$ of deep water $\bullet \text{CO}_2$ between the last glaciation and the Holocene. - Paleoceanography, 3 (3): 317-341.
- DAVIS, J. C. (1986): Statistics and data analysis in geology (2nd edition). - John Wiley & Sons, New York, Chichester, Brisbane, Toronto, Singapore: 646 S.
- DEMASTER, D. J. (1981): The supply and accumulation of silica in the marine environment. - Geochim. Cosmochim. Acta, 45: 1715-1732.
- DEUSER, W. G. (1987): Seasonal variations in isotopic composition and deep-water fluxes of the tests of perennially abundant planktonic foraminifera of the Sargasso Sea: Results from sediment trap collections and their paleoceanographic significance. - J. Foram. Res., 17: 14-27.
- DEUSER, W. G., & ROSS, E. H. (1989): Seasonally abundant planktonic foraminifera of the Sargasso Sea: Succession, deep-water fluxes, isotopic compositions, and paleoceanographic implications. - J. Foram. Res., 19: 268-293.
- DEUSER, W. G., ROSS, E. H., HEMLEBEN, C. & SPINDLER, M. (1981): Seasonal changes in species composition, numbers, mass, size, and isotopic composition of planktonic foraminifera settling into the deep Sargasso Sea. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 33: 103-127.
- DONNER, B. & WEFER, G. (eingereicht): Flux and stable isotope composition of *Neogloboquadrina pachyderma* and other planktonic foraminifera in the Southern Ocean (Atlantic sector). - Deep-Sea Res., zum Druck eingereicht.
- D'ORBIGNY, A. D. (1826): Tableau méthodique de la classe des Céphalopodes. - Ann. Sci. Nat., 1 (7): 245-314.
- DUNCOMBE RAE, C. M. (1991): Agulhas Retroflexion rings in the south Atlantic Ocean: an overview. - S. Afr. J. Mar. Sci., 11: 327-344.

- DUPLESSY, J. C. (1989): The last deglaciation in the Southern Ocean. - *Paleoceanography*, 4 (6): 629-638.
- DUPLESSY, J. C., LABEYRIE, L. D., JUILLET-LECLERC, A., MAITRE, F., DUPRAT, J. & SARNTHEIN, M. (1991): Surface salinity reconstruction of the North Atlantic Ocean during the last glacial maximum. - *Oceanol. Acta*, 14 (4): 311-324.
- DUPLESSY, J. C., SHACKLETON, N. J., FAIRBANKS, R. G., LABEYRIE, L. D., OPPO, D. & KALLEL, N. (1988): Deepwater source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deepwater circulation. - *Paleoceanography*, 3 (3): 343-360.
- ELLIS, D. B. & MOORE JR., T. C. (1973): Calcium, Carbonate and Quartz in Holocene pelagic sediments and the Calcite Compensation Level in the south Atlantic Ocean. - *J. Mar. Res.*, 31: 210-227.
- EMBLEY, R. W. & MORLEY, J. J. (1980): Quaternary sedimentation and paleoenvironmental studies off Namibia (South-West Africa). - *Mar. Geol.*, 36: 183-204.
- EMERY, W.J. & MEINCKE, J. (1986): Global water masses: summary and review. - *Oceanol. Acta*, 9 (4): 383-391.
- EMILIANI, C. (1954): Depth habitats of some species of pelagic Foraminifera as indicated by oxygen isotopes ratios. - *Am. J. Sci.*, 119: 853-855.
- EMILIANI, C. (1955): Pleistocene temperatures. - *J. Geol.*, 63: 538-578.
- EMILIANI, C. (1966): Paleotemperature analysis of Caribbean cores P 6304-8 and P6304-9 and a generalized temperature curve for the past 425.000 years. - *J. Geol.*, 74: 109-126.
- EMILIANI, C. (1971): The amplitude of Pleistocene climatic cycles at low latitudes and isotopic composition of glacial ice. In: TUREKIAN K. K. (Hrsg.): *The late Cenozoic glacial ages*. - Yale University Press, New Haven: 183-197.
- EPSTEIN, S. & MAYEDA, T. K. (1953): Variation of ^{18}O content of waters from natural sources. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 4: 213-224.
- EPSTEIN, S., BUCHSBAUM, R., LOWENSTAM, H. A. & UREY, H. C. (1953): Revised carbonate-water isotopic temperature scale. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 64: 1315-1325.
- EREZ, J. (1979): Modification of the oxygen-isotope record in deep-sea cores by Pleistocene dissolution cycles. - *Nature*, 281: 535-538.
- EREZ, J. & LUZ, B. (1983): Experimental paleotemperature equation for planktonic foraminifera. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47: 1025-1031.
- FAIRBANKS, R. G. (1989): A 17.000-year glacio-eustatic sea level record: Influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation. - *Nature*, 342: 637-642.
- FAIRBANKS, R. G. & MATTHEWS, R. K. (1978): The marine oxygen isotope record in Pleistocene coral, Barbados, West Indies. - *Quat. Res.*, 10: 188-196.
- FAIRBANKS, R. G., SVERDLOVE, M., FREE, R., WIEBE, P. H. & BÉ, A. W. H. (1982): Vertical distribution and isotopic fractionation of living planktonic foraminifera from the Panama Basin. - *Nature*, 298: 841-844.
- FAIRBANKS, R. G., WIEBE, P. H. & BÉ, A. W. H. (1980): Vertical distribution and isotopic composition of living planktonic foraminifera in the western North Atlantic. - *Science*, 207: 61-63.
- FÜTTERER, D.K. (Hrsg.) (1988): *Die Expedition ANTARKTIS-IV mit FS „Polarstern“ 1987/88*. - Ber. Polarforsch., 58: 267 S.
- GANSSEN, G. (1983): Dokumentation von küstennahem Auftrieb anhand stabiler Isotope in rezenten Foraminiferen vor Nordwest-Afrika. - *METEOR Forsch. - Ergebn.*, C37: 1-46.

- GANSSEN, G. & SARNTHEIN, M. (1983): Stable-isotope composition of foraminifers: The surface and bottom water record of coastal upwelling. In: SUESS, E. & THIEDE, J. (Hrsg.): Coastal upwelling, its sediment record (Part A). - Plenum Press, New York: 99-121.
- GARDNER, J. V. & HAYS, J. D. (1976): Response of sea-surface temperatures and circulation to global climatic change during the past 200,000 years in the eastern equatorial Atlantic Ocean. - Geol. Soc. Am. Mem., 145: 221-246.
- GERSONDE, R. (Hrsg.) (1993): Die Expedition ANTARKTIS X/5 mit FS „Polarstern“ 1992. - Ber. Polarforsch., 131: 167 S.
- GERSONDE, R. & HEMPEL, G. (Hrsg.) (1990): Die Expedition ANTARKTIS-VIII/3 und VIII/4 mit FS "Polarstern" 1989. - Ber. Polarforsch., 74: 173 S.
- GERSONDE, R. & PÄTZOLD, J. (1992): Bericht über Teilprojekt B1: Paläotemperaturverteilung des Oberflächenwassers. In: SFB 261 (Hrsg.): Der Südatlantik im Spätquartär: Rekonstruktion von Stoffhaushalt und Stromsystemen, Arbeits- und Ergebnisbericht 1989-1992. - Universität Bremen in Kooperation mit dem Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung: 209-270.
- GERSONDE, R., ABELMANN, A., BOHRMANN, G., FRANK, M., HEINEMEIER, J., NIEBLER, H.-S. & MANGINI A. (1994): Southern high latitude Paleoenvironmental evolution during the last deglaciation and the Holocene (Atlantic Sector) (Poster). In: The South Atlantic symposium: present and past circulation, Bremen Germany, 15-19 August 1994, abstracts. - Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Univ. Bremen, 52: 51-52.
- GINGELE, F. X. (1992): Zur klimaabhängigen Bildung biogener und terrigener Sedimente und ihrer Veränderung durch die Frühdiagenese im zentralen und östlichen Südatlantik. - Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Univ. Bremen, 26: 202 S.
- GORDON, A. L. (1981): South Atlantic thermocline ventilation. - Deep-Sea Res., 28: 1239-1264.
- GORDON, A. L. (1985): Indic-Atlantic transfer of thermocline water in the Agulhas Retroflexion. - Science, 227: 1030-1033.
- GORDON, A. L. (1986): Interocean exchange of thermocline water. - J. Geophys. Res., 91: 5037-5046.
- GORDON, A. L. (1989): Brazil-Malvinas Confluence -- 1984. - Deep-Sea Res., 36: 359-384.
- GORDON, A. L. & GREENGROVE, C. L. (1986): Geostrophic circulation of the Brazil-Falkland confluence. - Deep-Sea Res., 33: 573-585.
- GORDON, A. L. & HAXBY, W. F. (1990): Agulhas eddies invade the south Atlantic: Evidence from Geosat altimeter and shipboard conductivity-temperature-depth survey. - J. Geophys. Res., 95: 3117-3125.
- GORDON, A. L., WEISS, R. F., SMETHIE Jr., W. M. & WARNER, M. J. (1992): Thermocline and intermediate water communication between the South Atlantic and Indian Oceans. - J. Geophys. Res., 97: 7223-7240.
- HAYS, J. D., IMBRIE, J. & SHACKLETON, N. J. (1976a): Variations in the earth's orbit: pacemaker of the ice ages. - Science, 194: 1121-1132.
- HAYS, J. D., LOZANO, J. A., SHACKLETON, N. J. & IRVING, G. (1976b): Reconstruction of the Atlantic and western Indian Ocean sectors of the 18,000 B.P. Antarctic Ocean. - Geol. Soc. Am. Mem., 145: 337-374.
- HEEZEN, B. C., THARP, M., BODNAR, R., BOND, M., JICHA, H. & MCCCELLAN, M. (1978): General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO), SCALE 1:10.000. - Canadian Hydrographic Service, Ottawa: 5-12.
- HELLMER, H. H., BERSCH, M., AUGSTEIN, E. & GRABEMANN, I. (1985): The Southern Ocean. A survey of oceanographic and marine meteorological research work. - Ber. Polarforsch., 26: 115 S.

- HEMLEBEN, C., SPINDLER, M. & ANDERSON, O. R. (1989): Modern planktonic foraminifera - Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo: 363 S.
- HODELL, D. A. (1993): Late pleistocene paleoceanography of the South Atlantic sector of the Southern ocean: ODP Hole 704A. - *Paleoceanography*, 8 (1): 47-67.
- HOWARD, W. R. & PRELL, W. L. (1984): A comparison of radiolarian and foraminiferal paleoecology in the Southern Indian Ocean: New evidence for the interhemispheric timing of climatic change. - *Quat. Res.*, 21: 244-263.
- HOWARD, W. R. & PRELL, W. L. (1992): Late quarternary surface circulation of the southern Indian ocean and its relationship to orbital variations. - *Paleoceanography* 7 (1): 79-117.
- HUBBERTEN, H.-W. & MEYER, G. (1989): Stable isotope measurements on foraminifera tests: Experiences with an automatic commercial carbonate preparation device. - *Terra abstracts*, 1: 80-81.
- HUT, G. (1987): Stable isotope reference samples for geochemical and hydrological investigations, Consultants Group Meeting IAEA, Vienna, 16.-18.09.1985. - Report to the Director General, Int. At. En. Ag., Wien: 42 S.
- IMBRIE, J. & IMBRIE, J. Z. (1980): Modelling the climatic response to orbital variations. - *Science*, 207: 943-953.
- IMBRIE, J. & KIPP, N. G. (1971): A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology: Application to a late Pleistocene Caribbean core. In: TUREKIAN, K. K. (Hrsg.): *The late Cenozoic glacial ages*. - Yale Univ. Press, New Haven: 71-181.
- IMBRIE, J., HAYS, J. D., MARTINSON, D. G., MCINTYRE, A., MIX, A. C., MORLEY, J. J., PISIAS, N. G., PRELL, W. L. & SHACKLETON, N. J. (1984): The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. In: BERGER, A., IMBRIE, J., HAYS, J. D., KUKLA, J. & SALTZMAN, J. (Hrsg.): *Milankovitch and Climate, Understanding the response to astronomical forcir*, Part 1. - NATO ASI Series C126, Reidel Publ. Comp., Dordrecht, Boston, Lancaster: 269-305.
- JANSEN, E. & BJØRKLUND, K. R. (1985): Surface ocean circulation in the Norwegian Sea, 15.000 B. P. to present. - *Boreas* 14: 243-257.
- JANSEN, J. H. F., KUIJPERS, A. & TROELSTRA, S. R. (1986): A Mid-Brunhes climatic event: Long-term changes in global atmosphere and ocean circulation. - *Science*, 232: 619-622.
- JÖRESKOG, K. G., KLOVAN, J. E. & REYMENT, R. A. (1976): *Geological factor analysis*. - Elsevier Scientific Publ. Comp., Amsterdam, Oxford, New York: 178 S.
- JOUZEL, J., BARKOV, N. I., BARNOLA, J. M., BENDER, M., CHAPPELLAZ, J., GENTHON, C., KOTLYAKOV, V. M., LIPENKOV, V., LORIUS, C., PETIT, J. R., RAYNAUD, D., RAISBECK, G., RITZ, C., SOWERS, T., STIEVENARD, M., YIOU, F., & YIOU, P. (1993): Extending the Vostok ice-core record of paleoclimate to the penultimate glacial period. - *Nature*, 364: 407-411.
- KAHN, M. I. (1979): Non-equilibrium oxygen and carbon isotopic fractionation in tests of living planktonic foraminifera. - *Oceanol. Acta*, 2 (2): 195-208.
- KEIR, R. S. (1988): On the late pleistocene Ocean chemistry and circulation. - *Paleoceanography*, 3 (4): 413-445.
- KENNETT, J. P. & SRINIVASAN, M. S. (1983): Neogene planktonic foraminifera. A Phylogenetic Atlas. - Hutchinson Press, Stroudsburg, Penn.: 263 S.
- KIPP, N. G. (1976): New transfer function for estimating past sea-surface conditions from sea bed distribution of planktonic foraminiferal assemblages in the North Atlantic. - *Geol. Soc. Am. Mem.*, 145: 3-42.
- KLOVAN, J. E. & IMBRIE, J. (1971): An algorithm and FORTRAN IV Program for large scale Q-mode factor analysis and calculation of factor scores. - *Math. Geol.*, 3: 61-77.
- KROOPNICK, P. (1980): The distribution of ^{13}C in the Atlantic Ocean. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 49: 469-484.

- LABRACHERIE, M., LABEYRIE, L. D., DUPRAT, J., BARD, E., ARNOLD, M., PICHON, J. J. & DUPLESSY, J. C. (1989): The last deglaciation in the Southern Ocean. - *Paleoceanography*, 4 (6): 629-638.
- LABREQUE, J., RABINOWITZ, P. D. & BRENNER, C. (1983): General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO), SCALE 1:10.000. - Canadian Hydrographic Service, Ottawa: 5-16.
- LEMKE, P. (Hrsg.) (1994): Die Expedition ANTARKTIS X/4 mit FS "Polarstern" 1992. - *Ber. Polarforsch.*, 140: 90 S.
- LEVITUS, S. (1982): Climatological atlas of the world ocean. - NOAA Prof. Pap., U.S. Govt. Print. Office, Washington, D. C., 13: 173 S.
- LIPPS, J. H. & KREBS, W. N. (1974): Planktonic foraminifera associated with Antarctic sea ice. - *J. Foram. Res.*, 4: 80-85.
- LOEBLICH Jr., A. R. & TAPPAN, H. (1988): Foraminiferal genera and their classification (2 Volumes). - Van Nostrand Reinhold Comp., New York: 1182 S.
- LORIUS, C., JOUZEL, I., RAYMOND, D., HANSEN, I & LE TRENT, H. (1990): The ice core record: climate sensitivity and future greenhouse warming. - *Nature*, 347: 139-145.
- LOUBERE, P. (1981): Plankton ecology and the paleoceanography - Climate record. - *Quat. Res.*, 17: 314-324.
- LOZANO, J. A. (1974): Antarctic sedimentary, faunal, and sea surface temperature responses during the last 230,000 years with emphasis on comparison between 18,000 years ago and today. - Dissertation, Columbia University, Palisades, New York: 400 S.
- LUTJEHARMS, J. R. E. (1985): Location of frontal systems between Africa and Antarctica: some preliminary results. - *Deep-Sea Res.*, 32: 1499-1509.
- LUTJEHARMS, J. R. E. (1989): The role of mesoscale turbulence in the Agulhas Current system. In: NIHOUL, J. C. J. & JAMART, B. M. (Hrsg.): Mesoscale/Synoptic coherent structures in Geophysical Turbulence, Proceedings of the 20th International Liege Colloquium on Ocean Hydrodynamics. - Elsevier Oceanography Series, 50: 357-372.
- LUTJEHARMS, J. R. E. & VALENTINE, H. R. (1984): Southern Ocean thermal fronts south of Africa. - *Deep-Sea Res.*, 31: 1461-1475.
- LUTJEHARMS, J. R. E. & VALENTINE, H. R. (1987): Water types and volumetric considerations of the South-East Atlantic upwelling regime. In: PAYNE, A. I. L., GULLAND, J. A., & BRINKS, K. H. (Hrsg.): The Benguela and comparable ecosystems. - *S. Afr. J. Mar. Sci.*, 5: 63-71.
- MACKENSEN, A., GROBE, H., HUBBERTEN, H.-W. & KUHN, G. (1994): Benthic foraminiferal assemblages and the $\delta^{13}\text{C}$ -signal in the Atlantic sector of the Southern Ocean: Glacial-to-interglacial contrasts. In: ZAHN, R., PEDERSEN, T. F., KAMINSKI, M. A. & LABEYRIE, L. D. (Hrsg.): Carbon Cycling in the Glacial Ocean: Constraints on the Ocean's Role in Global Change. - NATO ASI Series I 17, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo, Hong Kong, Barcelona, Budapest: 105-144.
- MACKENSEN, A., HUBBERTEN, H. W., BICKERT, T., FISCHER, G. & FÜTTERER, D. K. (1993): The $\delta^{13}\text{C}$ in benthic foraminiferal test of *Fontbotia wuellerstorfi* (SCHWAGER). Relative to the $\delta^{13}\text{C}$ of dissolved inorganic carbon in southern ocean deep water: implications for glacial ocean circulation models. - *Paleoceanography*, 8 (5): 587-610.
- MALMGREN, B. A. & HAQ, B. U. (1982): Assessment of quantitative techniques in Paleobiogeography. - *Mar. Micropal.*, 7: 213-236.
- MANGINI, A. (1984): Datierung von Sedimenten und andere Anwendungen der Radionuklide Th-230, Pa-231 und Be-10 in der marinen Geologie. - Habilitation, Ruprecht-Karl-Universität, Heidelberg: 63 S.
- MARKGRAF, V. (1989): Paleoclimates in Central and South America since 18,000 BP based on pollen and lake-level records. - *Quat. Sci. Rev.*, 8: 1-24.

- MARTINSON, D. G., PISIAS, N. G., HAYS, J. D., IMBRIE, J., MOORE, T. C. & SHACKLETON, N. (1987): Age Dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300.000 years chronostratigraphy. - *Quat. Res.*, 27: 1-27.
- MAYNARD, N. G. (1976): Relationship between diatoms in surface sediments of the Atlantic Ocean and the biological and physical oceanography of overlying waters. - *Paleobiol.*, 2 (2): 99-121.
- MCCREA, J. M. (1950): On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. - *J. Chem. Phys.*, 18: 849-857.
- MCINTYRE, A., RUDDIMAN, W. F. & JANTZEN, R. (1972): Southward penetrations of the North Atlantic polar front: Faunal and floral evidence of large scale surface water mass movements over the last 225,000 years. - *Deep-Sea Res.*, 19: 61-77.
- MCINTYRE, A., RUDDIMAN, W.F., KARLIN, K., & MIX, A. C. (1989): Surface water response of the equatorial atlantic ocean to orbital forcing. - *Paleoceanography*, 4, (1): 19-55.
- MEAD, G. A., HODELL, D. A., MÜLLER, D. W. & CIESIELSKI, P. F. (1991): Fine-Fraction carbonate oxygen and carbon isotope results from site 704: implication for movement of the Polar Front during the Late Pliocene. - *Proc. ODP, Sci. Res.*, 114: 437-451.
- MEINECKE, G. (1992): Spätquartäre Oberflächenwassertemperaturen im östlichen äquatorialen Atlantik. - *Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Univ. Bremen*, 29: 181 S.
- MELLES, M. (1991): Paläoglazologie und Paläozeanographie im Spätquartär am Kontinentalrand des südlichen Weddellmeeres, Antarktis. - *Ber. Polarforsch.*, 81: 190 S.
- MIX, A. C. & RUDDIMAN, W. F. (1985): Structure and timing of the last deglaciation: Oxygen isotope evidence. - *Quat. Sci. Rev.*, 4: 59-108.
- MIX, A. C., RUDDIMAN, W. F. & MCINTYRE, A. (1986a): Late Quaternary paleoceanography of the tropical Atlantic, 1: Spatial variability of annual mean seasurface temperatures, 0-20.000 years B.P. - *Paleoceanography*, 1 (1): 43-66.
- MIX, A. C., RUDDIMAN, W. F. & MCINTYRE, A. (1986b): Late Quaternary paleoceanography of the tropical Atlantic, 2: The seasonal cycle of sea-surface temperatures, 0-20.000 years B.P. - *Paleoceanography*, 1 (3): 339-353.
- MOLFINO, B., KIPP, N. G., & MORLEY, J. J. (1982): Comparison of foraminiferal, coccolithophorid, and radiolarian paleotemperature equations: Assemblage coherency and estimate concordancy. - *Quat. Res.*, 17: 279-313.
- MORLEY, J. J. & HAYS, J. D. (1979): Comparison of glacial and interglacial oceanographic conditions in the South Atlantic from variations in calcium carbonate and radiolarian distributions. - *Quat. Res.*, 12: 396-408.
- MORLEY, J. J. & ROBINSON, W. (1980): Paleotemperature and faunal variations in two deep-sea records from the northern cape basin. - *Geol. Soc. Am. Abstr. Prog.*, 12: 487.
- MORTLOCK, R. A., CHARLES, C. D., FROELICH, P. N., ZIBELLO, M. A., SALTZMAN, J., HAYS, J. D. & BURCKLE, L. H. (1991): Evidence for lower productivity in the Antarctic Ocean during the last glaciation. - *Nature*, 351: 220-223.
- MURRAY, J. (1897): On the distribution of the pelagic foraminifera at the surface and on the floor of the ocean. - *Nat. Sci.*, 11: 17-27.
- MURRAY, J. & RENARD, A. F. (1891): Deep-sea deposits based on the specimens collected during the voyage of H. M. S. Challenger in the years 1872-1876. - *Reports Voyage Challenger, London*: 525 S.
- NAYDIN, D. P., TERS, R. V. & CHUPALSHIN, M. A. (1956): Determination of climate conditions of some regions of the USSR during the Upper Cretaceous period by the method of isotopic paleothermometry. - *Geochemistry*, 8: 752-764.

- NIEBLER, H.-S. (1990): Geschichte der Meeresoberflächentemperaturen in einem Auftriebsgebiet vor Nordwest-Afrika (ODP-Station 658) - Unveröffentl. Diplom-Laborarbeit, Christian-Albrechts Universität, Kiel: 62 S.
- OBERHÄNSLI, H., BÉNIER, C., MEINECKE, G., SCHMIDT, H., SCHNEIDER, R. & WEFER, G. (1992): Planktonic Foraminifers as tracers of Ocean Currents in the eastern South Atlantic. - *Paleoceanography*, 7 (5): 607-632.
- OLBERS, D. (1989): Das Südpolarmeer: Zünglein an der Klima-Waage. - AGF Forschungsthemen, 2: 20-21.
- OLBERS, D., GOURETSKI, V., SEIB, G. & SCHRÖTER, J. (1992): Hydrographic Atlas of the Southern Ocean. - Alfred Wegener Institute, Bremerhaven: 82 S.
- O'NEIL, J. R. (1986): Terminology and standards. In: VALLEY, J. W., TAYLOR JR., H. P. & O'NEIL, J. R. (Hrsg.): Stable Isotopes in high temperature geological processes. - *Min. Soc. Am. Rev.*, 16: 561-570.
- O'NEIL, J. R., CLAYTON, R. N. & MAYEDA, T. K. (1969): Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. - *J. Chem. Phys.*, 31: 5547-5558.
- OPPO, D. W. & FAIRBANKS, R. G. (1989): Carbon isotope composition of tropical surface water during the past 22.000 years. - *Paleoceanography*, 4 (4): 333-351.
- OPPO, D. W., FAIRBANKS, R. G., GORDON, A. L. & SHACKLETON, N. J. (1990): Late pleistocene southern ocean ¹³C variability. - *Paleoceanography*, 5 (1): 43-54.
- PARKER, F. L. (1971): Distribution of planktonic foraminifera in Recent deep-sea sediments. In: FUNNELL, B. M. & RIEDEL, W. R. (Hrsg.): *Micropaleontology of Oceans*. - Cambridge University Press, Cambridge: 289-307.
- PETERSON, R. G. & STRAMMA, L. (1991): Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. - *Prog. Oceanogr.*, 26: 1-73.
- PETERSON, R. G. & WHITWORTH III, T. (1989): The subantarctic and polar fronts in relation to deep water masses through the Southwestern Atlantic. - *J. Geophys. Res.*, 94: 10.817-10.838.
- PETSCHIK, R. & KUHN, G. (1994): Tonminerale im Antarktischen Ozean (Atlantischer Sektor) Herkunft, Ausbreitung und Faziesverteilung. In: *Vortragskurzfassungen, DFG-Kolloquium im Schwerpunkt Antarktisforschung mit vergleichenden Untersuchungen in arktischen Eisgebieten, "Sedimentation in Polaren Gewässern"*, Bremerhaven, 13.-14.01.1994. - Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven: 94-97.
- PFLAUMANN, U. (1985): Transfer-function '134/6' - a new approach to estimate sea-surface temperatures and salinities of the eastern North Atlantic from the planktonic foraminifers in the sediments. - *METEOR Forsch. - Ergebn.*, C39: 37-71.
- PFLAUMANN, U. (1986): Sea surface temperatures during the last 750.000 years in the eastern equatorial Atlantic: Planktonic foraminiferal record of "Meteor"-cores 13519, 13521 and 16415. - *METEOR Forsch. - Ergebn.*, C40: 137-161.
- PFLAUMANN, U. & KRASHENINNIKOV, V. A. (1978): Quaternary stratigraphy and planktonic foraminifers of the Eastern Atlantic, Deep Sea Drilling Project, Leg 41. - *Init. Rep. DSDP, Supplement to Vol. 41*: 883-911.
- PFLAUMANN, U., DUPRAT, J., PUJOL, C. & LABEYRIE, L. D. (eingereicht): Simmax, a transfer technique to deduce Atlantic sea surface temperatures from planktonic foraminifera - The "Epoch" approach. - *Paleoceanography*, zum Druck eingereicht.
- PICHON, J. J., LABEYRIE, L. D., BAREILLE, G., LABRACHERIE, M., DUPRAT, J. & JOUZEL, J. (1992): Surface water temperature changes in the high latitudes of the southern hemisphere over the last glacial-interglacial cycle. - *Paleoceanography*, 7 (3): 289-378.
- PICKARD, G. L. & EMERY, W. J. (1990): *Descriptive physical Oceanography, an introduction, Fifth enlarged Edition (in SI units)*. - Pergamon Press, Oxford, New York, Beijing, Frankfurt, São Paulo, Sydney, Tokyo, Toronto: 320 S.

- PIOLA, A. R. & GEORGI, D. T. (1982): Circumpolar properties of Antarctic Intermediate Water and Subantarctic Mode Water. - *Deep-Sea Res.*, 29: 687-711.
- PISIAS, N. G. (1983): Geologic time series from deep-sea sediments: time scales and distortion by bioturbation. - *Mar. Geol.*, 51: 99-113.
- PISIAS, N. G., MARTINSON, D. G., MOORE, T. C., JR., SHACKLETON, N. J., PRELL, W., HAYS, J. & BODEN, G. (1984): High-resolution stratigraphic correlation of benthic oxygen isotopic records spanning the last 300.000 years. - *Mar. Geol.*, 56: 119-136.
- PRELL, W. L., HUTSON, W. H. & WILLIAMS, D. F. (1979): The subtropical divergence and late Quaternary circulation in the southern Indian Ocean. - *Mar. Micropal.*, 4: 225-234.
- PRELL, W. L., HUTSON, W. H., WILLIAMS, D. F., BÉ, A. W. H., GEITZENAUER, K. & MOLFINO, B. (1980): Surface circulation of the Indian Ocean during the last glacial maximum, approximately 18,000 yr B.P. - *Quat. Res.*, 14:309-336.
- PRELL, W. L., IMBRIE, J., MARTINSON, D. G., MORLEY, J. J., PISIAS, N. G., SHACKLETON, H. J. & STREETER, H. F. (1986): Graphic correlation of oxygen isotope stratigraphy application to the Late Quaternary. - *Paleoceanography*, 1(2):137-162.
- PUJOL, C. (1980): Les foraminifères planctoniques de l'Atlantique Nord au Quaternaire. *Ecologie-stratigraphie-environnement*. - *Mém. Inst. Géol. Bass. Aquitaine*, 10: 254 S.
- RAVELO, A. C., FAIRBANKS, R. G. & PHILANDER, S. G. H. (1990): Reconstructing tropical Atlantic hydrography using planktonic foraminifera and an ocean model. - *Paleoceanography*, 5 (3): 409-431.
- RAYMO, M. E., RUDDIMAN, W. F., SHACKLETON, N. J. & OPPO, D. W. (1990): Evolution of Atlantic-Pacific $\delta^{13}\text{C}$ gradients over the last 2,5 m. y. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 97: 353-368.
- REID, J. L. (1989): On the total geostrophic circulation of the south Atlantic ocean: Flow patterns, tracers and transports. - *Prog. Oceanogr.*, 23: 149-244.
- REYNOLDS, L. A. & THUNELL, R. C. (1985): Seasonal succession of planktonic foraminifera in the subpolar North Pacific. - *J. Foram. Res.*, 15: 282-301.
- RINTOUL, S. R. (1991): South Atlantic interbasin exchange. - *J. Geophys. Res.*, 96: 2675-2692.
- RHUMBLER, L. (1911): Die Foraminiferen (Thalamophoren) der Plankton-Expedition, Erster Teil: Die allgemeinen Organisations-Verhältnisse der Foraminiferen. - *Ergebnisse der Plankton-Expedition der Humboldt Stiftung (1909)*, 3: 331 S.
- ROSTEK, F., RUHLAND, G., BASSINOT, F. C., MÜLLER, P. J., LABEYRIE, L. D., LANCELOT, Y. & BARD, E. (1993): Reconstructing sea surface temperature and salinity using $\delta^{18}\text{O}$ and alkenone records. - *Nature*, 364: 319-321.
- RUDDIMAN, W. F. & MCINTYRE, A. (1976): Northeast Atlantic paleoclimatic changes over the past 600,000 years. - *Geol. Soc. Am. Mem.*, 145: 111-146.
- RUDDIMAN, W. F., MCINTYRE, A., & RAYMO, M. E. (1986): Paleoenvironmental results from north Atlantic sites 607 and 609. - *Init. Rep. DSDP*, 94: 855-878.
- SACHS, H. M., WEBB III, T. & CLARK, D. R (1977): Paleoecological transfer functions. - *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 5: 159-178.
- SAITO, T., THOMPSON, P. R. & BREGER, D. (1981): Systematic Index of recent and Pleistocene planktonic foraminifera. - University of Tokyo Press, Tokyo: 190 S.
- SARNTHEIN, M., & WINN, K. (1990): Reconstruction of low and middle latitude export productivity, 30,000 years to Present: Implications for global carbon reservoirs. In: SCHLESINGER, M. E. (Hrsg.): *Climate-Ocean Interaction*. - Kluwer Academic Publ., Dordrecht, Boston, London: 319-342.

- SARNTHEIN, M., JANSEN, E., ARNOLD, M., DUPLESSY, J. C., ERLLENKEUSER, H., FLATOY, A., VEUM, T., VOGELANG, E. & WEINELT, M. S. (1992): $\delta^{18}\text{O}$ Time-slice reconstruction of meltwater anomalies at termination I in the North Atlantic between 50 and 80° N. In: BARD, E. & BROECKER, W. S. (Hrsg.): The last deglaciation: Absolute and radiocarbon chronologies. - NATO ASI Series I 2, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo: 182-200.
- SAUTTER, L. R. & THUNELL, R. C. (1991): Seasonal variability in the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ of planktonic foraminifera from an upwelling environment: sediment trap results from the San Pedro Basin, Southern California Bight. - *Paleoceanography*, 6 (3): 307-334.
- SHELL, I. I. (1970): Variability and persistence in the Benguela Current and upwelling off Southwest Africa. - *J. Geophys. Res.*, 75: 5225-5241.
- SCHMIDT, H. (1992): Der Benguela-Strom im Bereich des Walfisch-Rückens im Spätquartär. - *Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Univ. Bremen*, 28: 172 S.
- SCHNEIDER, R. (1991): Spätquartäre Produktionsänderungen im östlichen Angola-Becken: Reaktion auf Variationen im Passat-Monsun-Windsystem und in der Advektion des Benguela-Küstenstroms. - *Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Univ. Bremen*, 21: 198 S.
- SCHOTT, W. (1935): Die Foraminiferen im äquatorialen Teil des atlantischen Ozeans. - *Deut. Atlant. Exped. Meteor 1925-1927, Wiss. Ergebnisse*, 3: 43-134.
- SCHULZ, H.D., BEESE, D., BREITZKE, M., BRÜCK, L., BRÜGGER, B., DAHMKE, A., DEHNING, K., DIEKAMP, V., DONNER, B., EHRHARDT, I., GERLACH, H., GIESE, M., GLUD, R., GUMPRECHT, R., GUNDERSEN, J., HENNING, R., HINRICHS, S., PETERMANN, H., RICHTER, M., SAGEMANN, J., SCHMIDT, W., SCHNEIDER, R., SCHOLZ, M., SEGL, M., WERNER, U. & ZABEL, M. (1992): Bericht und erste Ergebnisse über die Meteor-Fahrt M20/2 Abidjan-Dakar, 27.12.1991-3.2.1992. - *Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Univ. Bremen*, 25: 173 S.
- SHACKLETON, N. J. (1974): Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and benthonic foraminifera genus *Uvigerina*: Isotopic changes in the ocean during the last glacial. - *Coll. Internat. Centr. Nat. Rech. Sci.*, 219: 203-210.
- SHACKLETON, N. J. (1977): Carbon-13 in *Uvigerina*: Tropical rainforest history and the Equatorial Pacific carbonate dissolution cycles. In: ANDERSEN, N. R. & MALAHOFF, A. (Hrsg.): The fate of fossil fuel CO₂ in the oceans. - Plenum Press, New York: 401-427.
- SHACKLETON, N. J. & CHAPPELL, J. (1986): Oxygen sea isotopes and sea level. - *Nature*, 324: 137-140.
- SHACKLETON, N. J. & OPDYKE, N. D. (1973): Oxygen-isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen-isotope temperatures and ice volumes on an 10⁵ year to 10⁶ year scale. - *Quat. Res.*, 3: 39-55.
- SHANNON, L. V. (1966): Hydrology of the south and west coasts of South Africa. - *Invest. Rep. Div. Sea Fish. S. Afr.*, 58: 1-62.
- SHANNON L. V., AGENBAG, J. J., WALKER, N. D., LUTJEHARMS, J. R. E. (1990): A major perturbation in the Agulhas retroflexion area in 1986. - *Deep-Sea Res.*, 37: 493-512.
- SIEGENTHALER, U. (1979): Stable hydrogen and oxygen isotopes in the water cycle. In: JÄGER, E. & HUNZIKER, J. C. (Hrsg.): Lectures in isotope geology. - Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo: 264-273.
- SPECMAP ARCHIVE NO. 1 (1989): Compiled by DUFFY, A., IMBRIE, J., MIX, A. C. & MCINTYRE, A. - NSF SPECMAP Project, Brown University, Providence, Rhode Island: 1,4 Mega Bytes.
- SPERO, H. J. & WILLIAMS, D. F. (1989): Opening the carbon isotope "vital effect" black box, 1, Seasonal temperatures in the euphotic zone. - *Paleoceanography*, 4 (6): 593-601.

- SPERO, H. J., LERCHE, I. & WILLIAMS, D. F. (1991): Opening the carbon isotope "vital effect" black box, 2, Quantitative model for interpreting foraminiferal carbon isotope data. - *Paleoceanography*, 6 (6): 639-655.
- SPINDLER, M. & DIEKMANN, G. S. (1986): Distribution and abundance of the planktic foraminifer *Negloboquadrina pachyderma* in sea ice of the Weddell Sea (Antarctic). - *Polar Biol.*, 5: 185-191.
- STRAMMA, L. (1991): Geostrophic transport of south equatorial current in the Atlantic. - *J. Mar. Res.*, 49: 281-294.
- STRAMMA, L. & PETERSON, R. G. (1989): Geostrophic transport in the Benguela current region. - *J. Phys. Oceanogr.*, 19: 1440-1448.
- STRAMMA, L. & PETERSON, R. G. (1990): The South Atlantic Current. - *J. Phys. Oceanogr.*, 20: 846-859.
- STRAMMA, L., IKEDA, Y. & PETERSON, R. G. (1990): Geostrophic transport in the Brazil current region north 20° S. - *Deep-Sea Res.*, 37: 1875-1886.
- THIEDE, J. (1977): Aspects of the variability of the glacial and interglacial North Atlantic eastern boundary current (last 150.000 years). - *METEOR Forsch. - Ergebn.*, C28: 1-36.
- THIEL, H., PFANNKUCHE, O., SCHREVER, G., LOCHTE, K., GOODAY, A. J., HEMLEBEN, C., MANTOURA, R. F. G., TURLEY, C. M., PATCHING, J. W. & RIEMANN, F. (1988/1989): Phytodetritus on the Deep-Sea Floor in a Central Oceanic Region of the Northeast Atlantic. - *Biol. Oceanogr.*, 6: 203-239.
- THUNELL, R. C. (1982): Carbonate dissolution and abyssal hydrography in the Atlantic Ocean. - *Mar. Geol.*, 47: 165-180.
- THUNELL, R. C. & REYNOLDS, L. A. (1984): Sedimentation of planktonic foraminifera: Seasonal changes in species flux in the Panama Basin. - *Micropaleontology*, 30: 241-260.
- TIEDEMANN, R. (1991): Acht Millionen Jahre Klimageschichte von Nordwest Afrika und Paläo-Ozeanographie des angrenzenden Atlantiks: Hochauflösende Zeitreihen von ODP-Sites 658-661. - *Rep. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel*, 46: 190 S.
- TSUCHIYA, M. (1989): Circulation of the Antarctic intermediate water in the north Atlantic ocean. - *J. Mar. Res.*, 47: 747-755.
- UREY, H. C. (1947): The thermodynamic properties of isotopic substances. - *J. Chem. Soc.*, 1947: 562-581.
- UREY, H. C., LOWENSTAM, H. A., EPSTEIN, S. & MCKINNEY, C. R. (1951): Measurements of paleotemperatures and temperatures of the Upper Cretaceous of England, Denmark and the Southeastern United States. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 62: 399-416.
- VAN LEEUWEN, R. J. W. (1989): Sea-floor distribution and Late Quaternary faunal patterns of planktonic and benthic foraminifers in the Angola Basin. - *Utrecht Micropaleontol. Bull.*, 38: 287 S.
- VINCENT, E. & BERGER, W. H. (1981): Planktonic Foraminifera and their use in Paleoceanography. In: EMILIANI, C. (Hrsg.): *The Sea, The oceanic lithosphere*, 7. - John Wiley & Sons, New York, Chichester, Brisbane, Toronto, Singapore: 1025-1118.
- WARREN, B. A. (1981): Deep circulation of the deep ocean. In: WARREN, B. A. & WUNSCH, C. (Hrsg.): *Evolution of Physical Oceanography, Scientific Surveys in Honor of Henry Stommel*. - MIT Press, Cambridge: 6-41.
- WEAVER, P. P. E. & SCHULTHEISS, P. J. (1990): Current methods for obtaining, logging and splitting marine sediment cores. - *Mar. Geophys. Res.*, 12: 85-100.
- WEFER, G. (1985): Die Verteilung stabiler Isotope in Kalkschalen mariner Organismen. - *Geol. Jb.*, A82: 3-111.

- WEFER, G. (1989): Particle flux in the ocean: Effects of episodic production. In: BERGER, W. H., SMETACEK, V. S. & WEFER, G. (Hrsg.): Productivity of the Ocean: Present and Past. - Dahlem Workshop Reports, John Wiley & Sons, New York, Chichester, Brisbane, Toronto, Singapore: 139-154.
- WEFER, G. & BERGER, W. H. (1991): Isotope paleontology: growth and composition of extant calcareous species. - Mar. Geol., 100: 207-248.
- WEFER, G., DUNBAR, R. B. & SUESS, E. (1983): Stable isotopes of foraminifers off Peru recording high fertility and changes in upwelling history. In: SUESS, E. & THIEDE, J. (Hrsg.): Coastal upwelling, its sediment record (Part B). - Plenum Press, New York: 295-308.
- WEFER, G., FISCHER, G., FÜTTERER, D. & GERSONDE, R. (1988): Seasonal particle flux in the Bransfield Strait (Antarctica). - Deep-Sea Res., 35: 891-898.
- WEINHOLZ, P. & LUTZE, G. F. (1989): The Stilostomella extinction. - Proc. ODP, Sci. Res., 108: 113-117.
- WHITWORTH III, T. (1988): The Antarctic Circumpolar Current. - Oceanus, 31: 53-58.
- WILLIAMS, D. F., BÉ, A. W. H. & FAIRBANKS, R. G. (1981): Seasonal stable isotope variations in living planktonic foraminifera from Bermuda plankton tows. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 33: 71-102.
- WILLIAMS, D. F., GRIBBLE, D., HEALY-WILLIAMS, N. & LESCHAK, P. (1985): Dissolution and water-mass patterns in the Southeast Indian Ocean, Part II: The Pleistocene record from Brunhes to Matuyama age sediments. - Geol. Soc. Am. Bull., 96: 190 - 202.
- WINTER, A. & MARTIN, K. (1990): Late Quaternary history of the Agulhas current. - Paleoceanography, 5 (4): 479-486.
- WU, G. & BERGER, W. H. (1989): Planktonic Foraminifera: Differential Dissolution and the Quaternary Stable Isotope Record in the West Equatorial Pacific. - Paleoceanography, 4 (2): 181-198.
- WU, G. & HILLAIRES-MARCEL, C. (1994): Oxygen isotope compositions of sinistral *Neogloboquadrina pachyderma* tests in surface sediments: North Atlantic Ocean. - Geochim. Cosmochim. Acta, 58: 1303-1312.
- ZAHN, R. (1986): Spätquartäre Entwicklung von Küstenauftrieb und Tiefenwasserzirkulation im Nordost-Atlantik. Rekonstruktion anhand stabiler Isotope kalkschaliger Foraminiferen. - Dissertation, Christian-Albrechts Universität, Kiel: 111 S.
- ZAHN, R. & MIX, A. C. (1991): Benthic foraminiferal $\delta^{18}\text{O}$ in the Ocean's temperature-salinity-density field: Constraints on Ice Age thermohaline circulation. - Paleoceanography, 6 (1): 1-20.
- ZIELINSKI, U. (1993): Quantitative Bestimmung von Paläoumweltparametern des Antarktischen Oberflächenwassers im Spätquartär anhand von Transferfunktionen mit Diatomeen. - Ber. Polarforsch., 126: 148 S.

H ANHANG

H 1 Abkürzungsverzeichnis

In diesem Verzeichnis sind nur die Abkürzungen aufgelistet, die zusätzlich zum normalen mathematisch-naturwissenschaftlichen Gebrauch verwendet wurden.

AAIW	Antarktisches Zwischenwasser
AASW	Antarktisches Oberflächenwasser
ACC	Antarktischer Zirkumpolarstrom
AMS	Beschleunigungs-Massenspektrometer
APF	Antarktische Polarfront
AS	mittlerer jährlicher Salzgehalt
AZ	Antarktische Zone
C _{org}	organischer Kohlenstoff
DSDP	Deep Sea Drilling Project
F.	Fraktion/Größenklasse
GeoB	Probennummer des Fachbereichs Geowissenschaften, Universität Bremen (FS "METEOR")
GKG	Großkastengreifer
MIC	Minicorer
MUC	Multicorer
NADW	Nordatlantisches Tiefenwasser
ODP	Ocean Drilling Program
PDB	Karbonat-Standard (Pee-Dee Belemnite)
PFZ	Polarfrontzone
PS	Probennummer des Alfred-Wegener-Instituts für Polar- und Meeresforschung (FS "POLARSTERN")
Q-F	Q-Modus-Faktor/-Parafaktor
R-F	R-Modus-Faktor
SACW	Südatlantisches Zentralwasser
SAF	Subantarktische Front
SASSW	Südatlantisches Subtropisches Oberflächenwasser
SASW	Subantarktisches Oberflächenwasser
SAZ	Subantarktische Zone
SG	Subtropischer Wirbel
SMOW	Meerwasser-Standard (standard mean ocean water)
ST	Sommertemperatur
STF	Subtropische Front
(U)CDW	(Oberes) Zirkumpolares Tiefenwasser
WT	Wintertemperatur

H 2 Taxonomie

Die Bestimmung der planktischen Foraminiferen orientierte sich an Arbeiten von BÉ (1967, 1977), HEMLEBEN et al. (1989), KENNETT & SRINIVASAN (1983), PFLAUMANN & KRASHENINNIKOV (1978) und VAN LEEUWEN (1989). Die taxonomische Einstufung wurde nach LOEBLICH & TAPPAN (1988) vorgenommen.

Im Folgenden sind die Foraminiferen-Gattungen und -Arten in alphabetischer Reihenfolge aufgeführt. Zum Teil werden in der aktuellen Fachliteratur noch ältere Gattungs- und Artnamen benutzt. In Einzelfällen wurde der alte gebräuchlichere Name, unter Angabe des neuen Namens in der Synonymliste, beibehalten. Im Rahmen dieser Arbeit wurden insgesamt 42 verschiedene Arten oder Morphotypen erfaßt. Die folgende taxonomische Liste enthält insgesamt 28 Arten. Dies sind alle Arten die entweder isotopisch bearbeitet worden sind (B 2.1: Tab. 4), oder in die statistische Bearbeitung eingingen (alle Arten mit einem Anteil von $\geq 2\%$ an der Gesamtfauuna in mindestens einer Probe im Rezent-Gesamzdatensatz, Tab. 24).

Ordnung **FORAMINIFERIDA** Eichwald 1830

Unterordnung **ROTALIINA** Delage & Hérouad 1896

Gattung: **Dentigloborotalia** Brummer 1988

Dentigloborotalia anfracta (Parker) 1967; Tafel 2, Fig. 1

1988a: *Dentigloborotalia anfracta* (Parker)-BRUMMER; Tafel 2, Fig. 1-5

1989: *Globorotalia anfracta* (Parker)-HEMLEBEN et al.; Fig. 2.7 a-b

Gattung: **Globigerina** d'Orbigny 1826

Globigerina bulloides d'Orbigny 1826; Tafel 1, Fig. 1

1967: *Globigerina bulloides* d'Orbigny-BÉ; Fig. 14 a-c.

1977: *Globigerina bulloides* d'Orbigny-BÉ; Tafel 8, Fig. 9 a-e.

1978: *Globigerina bulloides* d'Orbigny-PFLAUMANN & KRASHENINNIKOV; Tafel 1, Fig. 8-10.

1989: *Globigerina bulloides* d'Orbigny-VAN LEEUWEN; Tafel 1; Fig. 1-3.

1989: *Globigerina bulloides* d'Orbigny-HEMLEBEN et al.; Fig. 2.1 a-c.

Globigerina falconensis Blow 1959; Tafel 1, Fig. 2

1967: *Globigerina falconensis* Blow-BÉ; Fig. 13 a-c.

1977: *Globigerina falconensis* Blow-BÉ; Tafel 8, Fig. 8 a-b.

1983: *Globigerina (Globigerina) falconensis* Blow-KENNETT & SRINIVASAN; Tafel 7, Fig. 1-3.

1989: *Globigerina falconensis* Blow-VAN LEEUWEN; Tafel 2, Fig. 4-5.

1989: *Globigerina falconensis* Blow-HEMLEBEN et al.; Fig. 2.1 d-f.

Gattung: **Globigerinella** Cushman 1927

Globigerinella aequilateralis (Brady) 1897; Tafel 1, Fig. 3

1967: *Globigerinella aequilateralis* (Brady)-BÉ; Fig. 16 a-b.

1977: *Globigerinella aequilateralis* (Brady)-BÉ; Tafel 8, Fig. 12 a-c.

1978: *Globigerinella siphonifera* (d'Orbigny)-PFLAUMANN & KRASHENINNIKOV;
Tafel 1, Fig. 1-4.

1989: *Globigerinella siphonifera* (d'Orbigny)-VAN LEEUWEN; Tafel 1, Fig. 7-8.

1989: *Globigerinella siphonifera* (d'Orbigny)-HEMLEBEN et al.; Fig. 2.3 i-k.

Globigerinella calida (Parker) 1962; Tafel 1, Fig. 4

1967: *Globigerina calida* Parker-BÉ; Fig. 16 a-b.

1977: *Globigerina calida* Parker-BÉ; Tafel 8, Fig. 10 a-b.

1978: *Globigerina calida* Parker-PFLAUMANN & KRASHENINNIKOV; Tafel 1, Fig. 5-7.

1983: *Globigerinella calida* (Parker)-KENNETT & SRINIVASAN; Tafel 60, Fig. 7-9.

1989: *Globigerinella calida* (Parker)-HEMLEBEN et al.; Fig. 2.3 e-f.

Globigerinella digitata (Brady) 1879; Tafel 1, Fig. 5

1967: *Globigerina digitata* Brady-BÉ; Fig. 9, a-c.

1977: *Globigerina digitata* Brady-BÉ; Tafel 8, Fig. 11 a-c.

1978: *Globigerina digitata* Brady-PFLAUMANN & KRASHENINNIKOV; Tafel 1, Fig. 14.

1983: *Beella digitata* (Brady)-KENNETT & SRINIVASAN; Tafel 58, Fig. 6-8.

1989: *Globigerinella (Beella) digitata* (Brady)-HEMLEBEN et al.; Fig. 2.3 g-h.

Gattung: **Globigerinita** Brönnimann 1951

Globigerinita bradyi Wiesner 1931; Tafel 1, Fig. 6

1967: *Globigerinita bradyi* Wiesner-BÉ; Fig. 19 a-c.

1977: *Globigerinita bradyi* Wiesner-BÉ; Tafel 9, Fig. 19 a-b.

1978: *Globigerinita uvula* (Ehrenberg)-PFLAUMANN & KRASHENINNIKOV; Tafel 2, Fig. 7-9.

1988b: *Globigerinita uvula* (Ehrenberg)-BRUMMER; Tafel 7, Fig. 9-10

1989: *Globigerinita uvula* (Ehrenberg)-HEMLEBEN et al.; Fig. 2.7 p.

Globigerinita glutinata (Egger) 1895; Tafel 1, Fig. 7, 8

1967: *Globigerinita glutinata* (Egger)-BÉ; Fig. 18 a-c.

1977: *Globigerinita glutinata* (Egger)-BÉ; Tafel 9, Fig. 19 a-d.

1978: *Globigerinita glutinata* (Egger)-PFLAUMANN & KRASHENINNIKOV; Tafel 2, Fig. 4-6.

1989: *Globigerinita glutinata* (Egger)-VAN LEEUWEN; Tafel 1, Fig. 9.

1989: *Globigerinita glutinata* (Egger)-HEMLEBEN et al.; Fig. 2.7 e-h.

Anmerkung: Diese Art kalzifiziert in ihrem terminalen Stadium eine umbilicale Bulla. Eine Unterscheidung zwischen Morphotypen mit bzw. ohne Bulla wurde nicht vorgenommen.

Gattung: **Globigerinoides** Cushman 1927

Globigerinoides conglobatus (Brady) 1879; Tafel 1, Fig. 9

1967: *Globigerinoides conglobatus* (Brady)-BÉ; Fig. 4 a-b.

1977: *Globigerinoides conglobatus* (Brady)-BÉ; Tafel 9, Fig. 5 a-c.

1978: *Globigerinoides conglobatus* (Brady)-PFLAUMANN & KRASHENINNIKOV;
Tafel 4, Fig. 4-6.

1983: *Globigerinoides conglobatus* (Brady)-KENNETT & SRINIVASAN; Tafel 12, Fig. 4-6.

1989: *Globigerinoides conglobatus* (Brady)-HEMLEBEN et al.; Fig. 2.2 g-i.

Globigerinoides ruber (d'Orbigny) 1839; Tafel 1, Fig. 10

1967: *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny)-BÉ; Fig. 5 a-c.

1977: *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny)-BÉ; Tafel 9, Fig. 4 a-c.

1978: *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny)-PFLAUMANN & KRASHENINNIKOV; Tafel 3, Fig. 1-6.

1989: *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny) *ruber* type-VAN LEEUWEN; Tafel 2, Fig. 1-2.

1989: *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny) *elongatus* type-VAN LEEUWEN; Tafel 2, Fig. 3.

1989: *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny)-HEMLEBEN et al.; Fig. 2.2 k-l.

Anmerkung: *G. ruber* tritt in einer weißen und in einer rötlich gefärbten Variante auf. Im Beprobungsgebiet trat lediglich die weiße Variante auf, bei den benutzten Literaturdaten ist auch die rötliche Variante vertreten.

Globigerinoides sacculifer (Brady) 1877, s. l.; Tafel 1, Fig. 11, 12

1967: *Globigerinoides sacculifer* (Brady)-BÉ; Fig. 6 a-d.

1977: *Globigerinoides sacculifer* (Brady)-BÉ; Tafel 7, Fig. 6 a-c.

1978: *Globigerinoides trilobus trilobus* (Reuss)-PFLAUMANN & KRASHENINNIKOV;
Tafel 3, Fig. 10-12.

1978: *Globigerinoides trilobus sacculifer* (Brady)-PFLAUMANN & KRASHENINNIKOV;
Tafel 3, Fig. 13-15.

1989: *Globigerinoides trilobus* (Reuss)-VAN LEEUWEN; Tafel 2, Fig. 4.

1989: *Globigerinoides sacculifer* (Brady)-HEMLEBEN et al.; Fig. 2.2 m-r.

Anmerkung: Diese Art beinhaltet Individuen in der die finale Kammer 'normal' oder sackförmig ausgebildet sein kann. Individuen mit sackförmiger Kammer wurden als *G. sacculifer* (sac.) bezeichnet.

Gattung: Globorotalia Cushman 1927*Globorotalia crassaformis* (Galloway & Wissler) 1927, s. l.; Tafel 2, Fig. 2

1967: *Globorotalia crassaformis* (Galloway & Wissler)-BÉ; Fig. 26 a-c.

1977: *Globorotalia crassaformis* (Galloway & Wissler)-BÉ; Tafel 11, Fig. 30 a-c.

1977: *Globorotalia crotonensis* Conato & Follador-BÉ; Tafel 11, Fig. 31 a-c.

1978: *Globorotalia crassaformis crassaformis* (Galloway & Wissler)-PFLAUMANN & KRASHENINNIKOV; Tafel 6, Fig. 1-3, Tafel 7, Fig. 5-7.

1978: *Globorotalia crassaformis hessi* Bolli & Premoli Silva-PFLAUMANN & KRASHENINNIKOV; Tafel 6, Fig. 4-6.

1978: *Globorotalia crassaformis ronda* Blow-PFLAUMANN & KRASHENINNIKOV; Tafel 6, Fig. 7-9.

1978: *Globorotalia crassaformis viola* Blow-PFLAUMANN & KRASHENINNIKOV; Tafel 6, Fig. 10-12.

1978: *Globorotalia crassaformis* ssp. -PFLAUMANN & KRASHENINNIKOV; Tafel 7, Fig. 3-4.

1989: *Globorotalia crassaformis* (Galloway & Wissler)-VAN LEEUWEN; Tafel 2, Fig. 7-9.

1989: *Globorotalia crassaformis* (Galloway & Wissler)-HEMLEBEN et al.; Fig. 2.5 a-c.

Anmerkung: *G. crassaformis* zeigt eine große Variation in der Morphologie. Zum Teil wird in der Literatur diese Art deshalb in verschiedene Unterarten eingeteilt. In dieser Arbeit wurde eine Unterscheidung nicht vorgenommen, da sich die einzelnen Unterarten nicht eindeutig voneinander trennen ließen.

Globorotalia hirsuta (d'Orbigny), 1839; Tafel 2, Fig. 3

1967: *Globorotalia hirsuta* (d'Orbigny)-BÉ; Fig. 27 a-c.

1977: *Globorotalia hirsuta* (d'Orbigny)-BÉ; Tafel 11, Fig. 33 a-c.

1983: *Globorotalia (Hirsutella) hirsuta* (d'Orbigny)-KENNETT & SRINIVASAN; Tafel 32, Fig. 7-9.

1989: *Globorotalia hirsuta* (d'Orbigny)-VAN LEEUWEN; Tafel 3, Fig. 1-3.

1989: *Globorotalia hirsuta* (d'Orbigny)-HEMLEBEN et al.; Fig. 2.5 d-e.

Globorotalia inflata (d'Orbigny), 1839; Tafel 2, Fig. 4

1967: *Globorotalia inflata* (d'Orbigny)-BÉ; Fig. 24 a-c.

1977: *Globorotalia inflata* (d'Orbigny)-BÉ; Tafel 11, Fig. 27 a-c.

1978: *Globorotalia inflata* (d'Orbigny)-PFLAUMANN & KRASHENINNIKOV; Tafel 7, Fig. 11-13

1989: *Globorotalia inflata* (d'Orbigny)-VAN LEEUWEN; Tafel 3, Fig. 4-6.

1989: *Globorotalia inflata* (d'Orbigny)-HEMLEBEN et al.; Fig. 2.5 f-h.

Globorotalia menardii (d'Orbigny), 1865; Tafel 2, Fig. 5

1967: *Globorotalia menardii* (d'Orbigny)-BÉ; Fig. 29 a-c.

1977: *Globorotalia menardii* (d'Orbigny) *menardii* (d'Orbigny)-BÉ; Tafel 12, Fig. 35 a-c.

1977: *Globorotalia menardii* (d'Orbigny) *gibberula* Bé-BÉ; Tafel 12, Fig. 36 a-c.

1978: *Globorotalia cultrata* (d'Orbigny)-PFLAUMANN & KRASHENINNIKOV; Tafel 5, Fig. 2-4

1989: *Globorotalia menardii* (d'Orbigny) *menardii* type-VAN LEEUWEN; Tafel 4, Fig. 1,4.

1989: *Globorotalia menardii* (d'Orbigny)-HEMLEBEN et al.; Fig. 2.5 i-k.

Globorotalia scitula (Brady) 1882; Tafel 2, Fig. 6

1967: *Globorotalia scitula* (Brady)-BÉ; Fig. 28 a-c.

1977: *Globorotalia scitula* (Brady)-BÉ; Tafel 11, Fig. 28 a-c.

1978: *Globorotalia scitula* (Brady)-PFLAUMANN & KRASHENINNIKOV; Tafel 4, Fig. 10-12

1989: *Globorotalia scitula* (Brady)-VAN LEEUWEN; Tafel 4, Fig. 7-9.

1989: *Globorotalia scitula* (Brady)-HEMLEBEN et al.; Fig. 2.5l-m.

Globorotalia truncatulinoides (d'Orbigny) 1839; Tafel 2, Fig. 7, 8

1967: *Globorotalia truncatulinoides* (d'Orbigny)-BÉ; Fig. 25 a-c.

1977: *Globorotalia truncatulinoides* (d'Orbigny)-BÉ; Tafel 11, Fig. 34 a-c.

1978: *Globorotalia truncatulinoides* (d'Orbigny)-PFLAUMANN & KRASHENINNIKOV;
Tafel 7, Fig. 1-2.

1989: *Globorotalia truncatulinoides* (d'Orbigny) right-coiling type-VAN LEEUWEN;
Tafel 4, Fig. 7-9.

1989: *Globorotalia truncatulinoides* (d'Orbigny)-HEMLEBEN et al.; Fig. 2.6 d-f.

Anmerkung: Die Art *G. truncatulinoides* tritt in Varianten mit unterschiedlichen Windungsrichtungen auf. Links gewundene Individuen wurden als *G. truncatulinoides* (sinistral), rechts gewundene Individuen als *G. truncatulinoides* (dextral) bezeichnet.

Globorotalia tumida (Brady) 1877; Tafel 2, Fig. 9

1967: *Globorotalia tumida* (Brady)-BÉ; Fig. 30 a-c.

1977: *Globorotalia tumida* (Brady)-BÉ; Tafel 11, Fig. 38 a-c.

1978: *Globorotalia tumida tumida* (Brady)-PFLAUMANN & KRASHENINNIKOV; Tafel 5, Fig. 8-10.

1989: *Globorotalia menardii* (Brady) *tumida* type-VAN LEEUWEN; Tafel 4, Fig. 2,5.

1989: *Globorotalia tumida* (Brady)-HEMLEBEN et al.; Fig. 2.6 g-i.

Gattung: **Globoturborotalita** Hofker 1976

Globoturborotalita rubescens (Hofker) 1956; Tafel 2, Fig. 10

1967: *Globigerina rubescens* Hofker-BÉ; Fig. 30 a-c.

1977: *Globigerina rubescens* Hofker-BÉ; Tafel 9, Fig. 14 a-c.

1978: *Globigerina rubescens* Hofker-PFLAUMANN & KRASHENINNIKOV; Tafel 1, Fig. 11-13.

1983: *Globigerina (Zeaglobigerina) rubescens* Hofker-KENNETT & SRINIVASAN;
Tafel 9, Fig. 7-9.

1989: *Globoturborotalita rubescens* (Hofker)-HEMLEBEN et al.; Fig. 2.1 g-h.

Anmerkung: *G. rubescens* tritt in einer weißen und in einer rötlich gefärbten Variante auf. Im Beprobungsgebiet sowie bei den innerhalb der statistischen Anwendung benutzten Literaturdaten ist nur die weiße Variante vertreten.

Globoturborotalita tenella (Parker) 1958; Tafel 3, Fig. 1, 2

1977: *Globigerinoides tenellus* Parker-BÉ; Tafel 9, Fig. 21 a-d.

1978: *Globigerinoides tenellus* Parker-PFLAUMANN & KRASHENINNIKOV; Tafel 4, Fig. 1-3.

1983: *Globigerinoides tenellus* Parker-KENNETT & SRINIVASAN; Tafel 17, Fig. 7-9.

1989: *Globoturborotalita tenella* (Parker)-HEMLEBEN et al.; Fig. 2.1 g-h.

Gattung: **Neogloboquadrina** Bandy, Frerichs & Vincent 1967

Neogloboquadrina dutertrei (d'Orbigny) 1839; Tafel 3, Fig. 3

1967: *Globoquadrina dutertrei* (d'Orbigny)-BÉ; Fig. 20 a-c.

1977: *Globoquadrina dutertrei* (d'Orbigny)-BÉ; Tafel 10, Fig. 23 a-f.

1978: *Neogloboquadrina dutertrei* (d'Orbigny)-PFLAUMANN & KRASHENINNIKOV;
Tafel 8, Fig. 1-4.

1989: *Neogloboquadrina dutertrei* (d'Orbigny)-VAN LEEUWEN; Tafel 6, Fig. 1-2.

1989: *Neogloboquadrina dutertrei* (d'Orbigny)-HEMLEBEN et al.; Fig. 2.4 e-f.

Anmerkung: Zwischen den Arten *N. dutertrei* und *N. pachyderma* gibt es fließende Übergänge. Ließ sich die zu bestimmende *Neogloboquadrina* nicht eindeutig einer der beiden Arten zuordnen, wurde sie als *N. pachyderma-dutertrei*-Übergang bezeichnet (vergl. u. a. SPECMAP, 1989; PFLAUMANN, 1985; PFLAUMANN et al., eingereicht.: P-D Intergrade). Als Erkennungsmerkmale dieser Übergangsform dienten fünf gut sichtbare Kammern und eine ausgeprägte Lippe.

Neogloboquadrina pachyderma (Ehrenberg) 1861; Tafel 3, Fig. 4, 5

1967: *Globigerina pachyderma* (Ehrenberg)-BÉ; Fig. 11 a-f.

1977: *Globoquadrina pachyderma* (Ehrenberg)-BÉ; Tafel 10, Fig. 22 a-j.

1978: "*Globigerina*" *pachyderma* (Ehrenberg)-PFLAUMANN & KRASHENINNIKOV;
Tafel 8, Fig. 10-12.

1989: *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg) left coiling type-VAN LEEUWEN;
Tafel 5, Fig. 1-4.

1989: *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg) right coiling type-VAN LEEUWEN;
Tafel 5, Fig. 5-8.

1989: *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg)-HEMLEBEN et al.; Fig. 2.4 g-l.

Anmerkung: *N. pachyderma* tritt in Varianten mit unterschiedlichen Windungsrichtungen auf. Links gewundene Individuen wurden als *N. pachyderma* (sinistral), rechts gewundene Individuen als *N. pachyderma* (dextral) bezeichnet.

Gattung: **Orbulina** d'Orbigny 1839

Orbulina bilobata (d'Orbigny) 1846; Tafel 3, Fig. 7

1983: *Orbulina bilobata* (d'Orbigny)-KENNETT & SRINIVASAN; Tafel 20, Fig. 7-9.

1983: *Orbulina bilobata* (d'Orbigny), Variante von *Orbulina universa* d'Orbigny-BOLLI & SAUNDERS; Tafel 24, Fig. 1.

1989: *Orbulina universa* d'Orbigny "*Biorbulina*"-HEMLEBEN et al.; Fig. 2.3 o.

Anmerkung: Da *O. bilobata* nur selten auftritt wurde sie bei der Faunenanalyse nicht gesondert ausgeschieden, sondern als *O. universa* gezählt. In den Literaturdaten wird *O. bilobata* ebenfalls nicht gesondert angegeben.

Orbulina universa d'Orbigny 1839; Tafel 3, Fig. 8

1967: *Orbulina universa* d'Orbigny-BÉ; Fig. 3 a.

1977: *Orbulina universa* d'Orbigny-BÉ; Tafel 7, Fig. 3 a-b.

1983: *Orbulina universa* d'Orbigny-KENNETT & SRINIVASAN; Tafel 20, Fig. 4-6.

1989: *Orbulina universa* d'Orbigny-VAN LEEUWEN; Tafel 6, Fig. 6.

1989: *Orbulina universa* d'Orbigny-HEMLEBEN et al.; Fig. 2.3 n.

Gattung: Pulleniatina Cushman 1927

Pulleniatina obliquiloculata (Parker & Jones) 1865; Tafel 3, Fig. 6

1967: *Pulleniatina obliquiloculata* (Parker & Jones)-BÉ; Fig. 23 a-c.

1977: *Pulleniatina obliquiloculata* (Parker & Jones)-BÉ; Tafel 10, Fig. 26 b-d.

1983: *Pulleniatina obliquiloculata* (Parker & Jones)-KENNETT & SRINIVASAN;
Tafel 50, Fig. 6-9.

1989: *Pulleniatina obliquiloculata* (Parker & Jones)-HEMLEBEN et al.; Fig. 2.7 c-d.

Gattung: Sphaeroidinella Cushman 1927

Sphaeroidinella dehiscens (Parker & Jones) 1865; Tafel 3, Fig. 9

1967: *Sphaeroidinella dehiscens* (Parker & Jones)-BÉ; Fig. 7 a-c.

1977: "*Sphaeroidinella dehiscens*" (Parker & Jones)-BÉ; Tafel 7, Fig. 7 a-b.

1983: *Sphaeroidinella dehiscens* (Parker & Jones)-KENNETT & SRINIVASAN;
Tafel 52, Fig. 7-9.

1989: *Sphaeroidinella dehiscens* (Parker & Jones)-VAN LEEUWEN; Tafel 2, Fig. 5.

1989: *Sphaeroidinella dehiscens* (Parker & Jones)-HEMLEBEN et al.; Fig. 2.3 a-b.

Gattung: Tenuitella Fleisher 1974

Tenuitella iota (Parker) 1962; Tafel 3, Fig. 10

1977: *Globigerinita iota* Parker-BÉ; Tafel 9, Fig. 20 a-c.

1989: *Tenuitella iota* (Parker)-HEMLEBEN et al.; Fig. 2.7 q.

Gattung: Turborotalita Blow & Banner 1962

Turborotalita quinqueloba (Natland), 1938; Tafel 3, Fig. 11

1977: *Globigerina quinqueloba* Natland-BÉ; Tafel 9, Fig. 15 a-c.

1978: *Globigerina quinqueloba* Natland-PFLAUMANN & KRASHENINNIKOV; Tafel 2, Fig. 10-12.

1983: *Globigerina (Globigerina) quinqueloba* Natland-KENNETT & SRINIVASAN;
Tafel 5, Fig. 4-6.

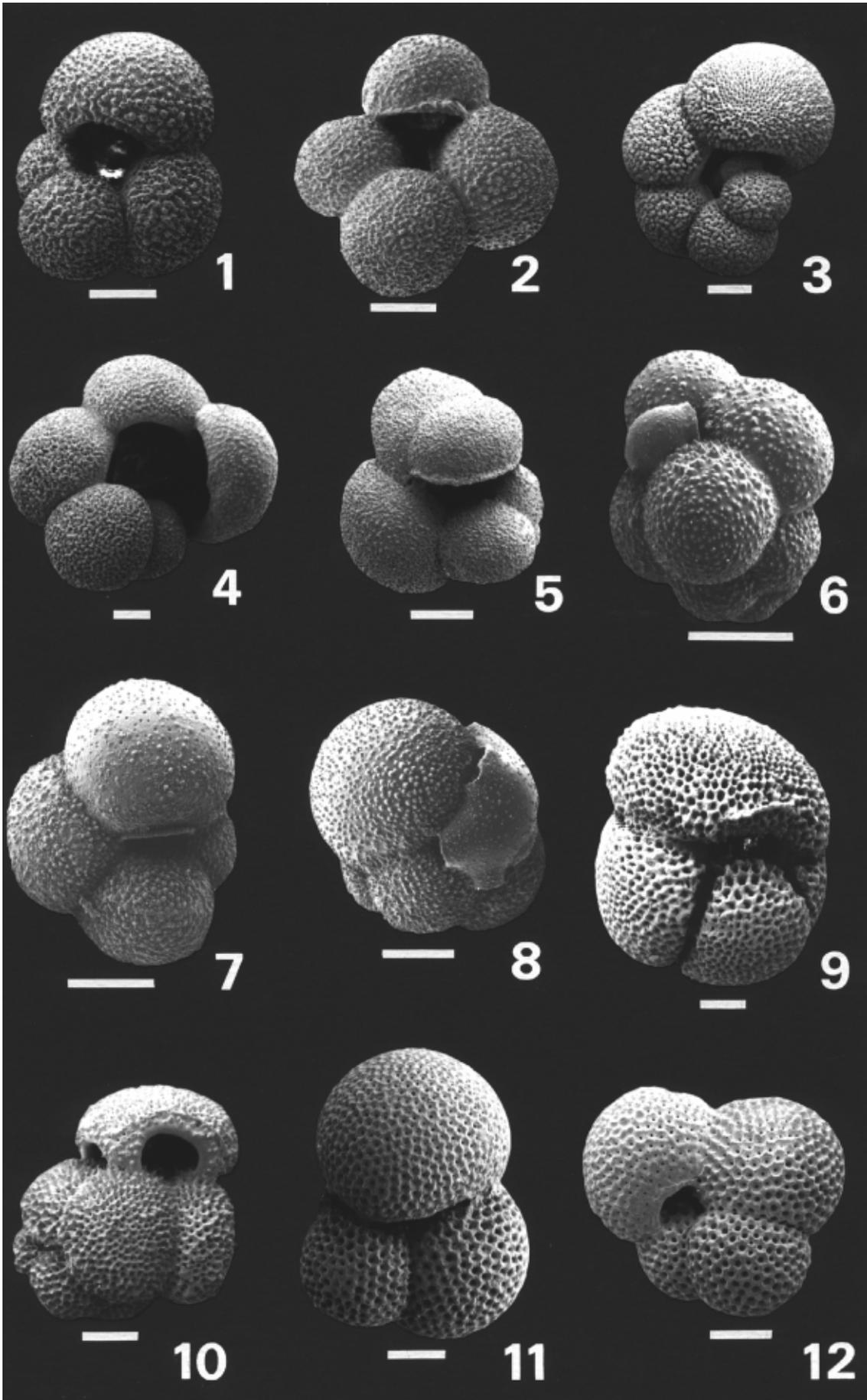
1989: *Turborotalita quinqueloba* (Natland)-HEMLEBEN et al.; Fig. 2.2 a-f.

H 3 Fototafeln

Tafel 1

- Fig. 1: *Globigerina bulloides*,
Kern PS2076-3, 419 cm, Ventralansicht.
- Fig. 2: *Globigerina falconensis*,
GKG GeoB2021-4, rezent, Ventralansicht.
- Fig. 3: *Globigerinella aequilateralis*,
MUC PS2076-1, rezent, Ventro-Lateralansicht.
- Fig. 4: *Globigerinella calida*,
MUC PS2106-1, rezent, Ventralansicht.
- Fig. 5: *Globigerinella digitata*,
MUC PS2110-1, rezent, Ventralansicht.
- Fig. 6: *Globigerinita bradyi*,
MUC PS2103-2, rezent, Ventro-Lateralansicht.
- Fig. 7, 8: *Globigerinita glutinata*,
Fig. 7: Kern PS2076-3, 0-3 cm, Ventralansicht.
Fig. 8: mit Bulla, Kern PS2076-3, 0-3 cm, Ventro-Lateralansicht.
- Fig. 9: *Globigerinoides conglobatus*,
MUC PS2075-3, rezent, Ventralansicht.
- Fig. 10: *Globigerinoides ruber*,
MUC PS2076-1, rezent, Ventro-Lateralansicht.
- Fig. 11, 12: *Globigerinoides sacculifer*,
Fig. 11: MUC PS2075-3, rezent, Ventralansicht.
Fig. 12: Kern PS2076-3, 399 cm, Ventralansicht.

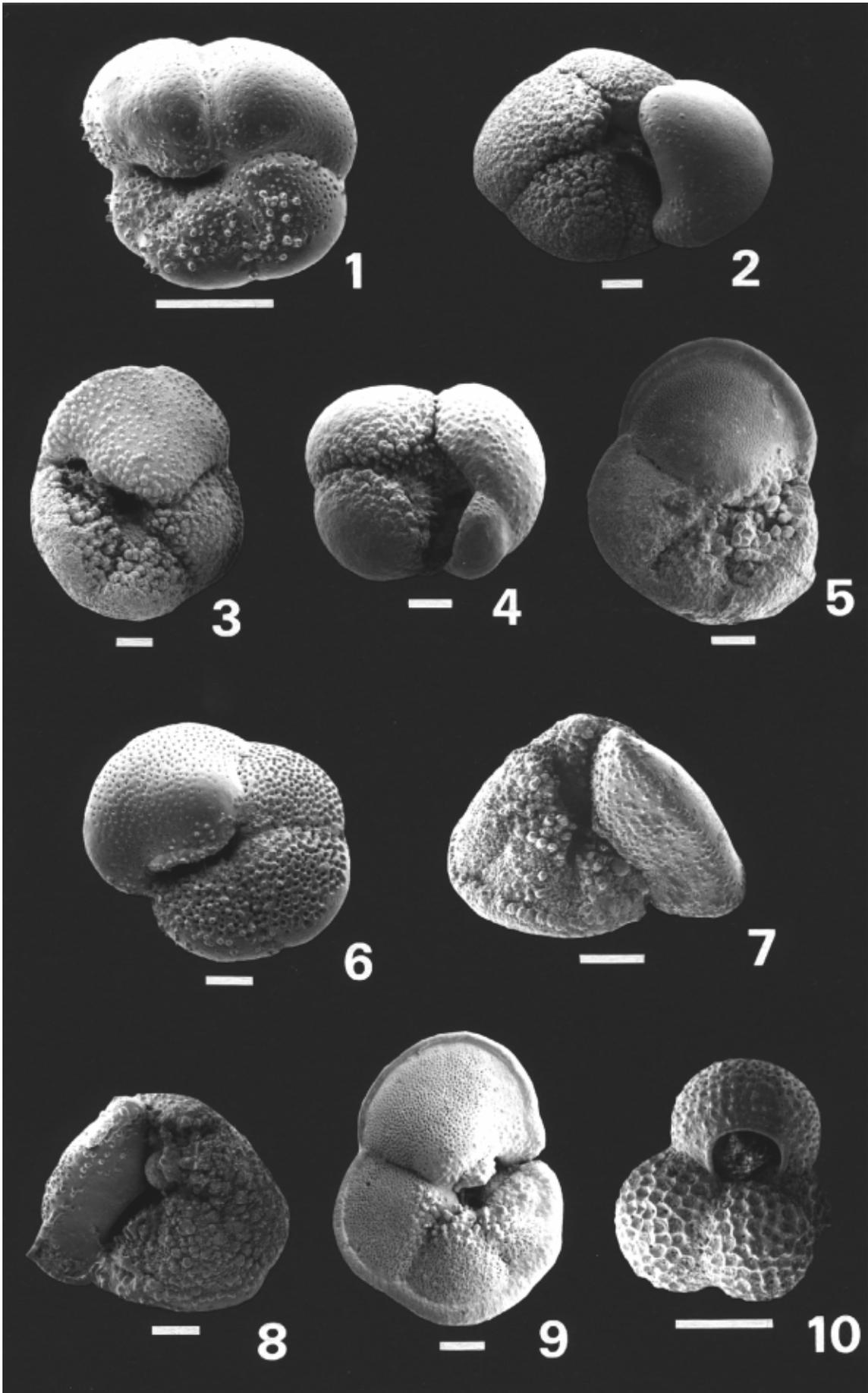
Maßstab = 100 µm



Tafel 2

- Fig. 1: *Dentigloborotalia anfracta*,
MUC GeoB2016-3, rezent, Ventralansicht.
- Fig. 2: *Globorotalia crassaformis*,
Kern PS2076-3, 419 cm, Ventralansicht.
- Fig. 3: *Globorotalia hirsuta*,
MUC PS2075-3, rezent, Ventralansicht.
- Fig. 4: *Globorotalia inflata*,
MUC PS1777-7, rezent, Ventro-Lateralansicht.
- Fig. 5: *Globorotalia menardii*,
MUC PS2075-3, rezent, Ventralansicht.
- Fig. 6: *Globorotalia scitula*,
MUC PS2084-2, rezent, Ventralansicht.
- Fig. 7, 8: *Globorotalia truncatulinoides*,
Fig. 7: sinistral, Kern PS2076, 0-3 cm, Ventro-Lateralansicht.
Fig. 8: dextral, MUC GeoB2002, rezent, Ventro-Lateralansicht.
- Fig. 9: *Globorotalia tumida*,
MUC PS2110-1, rezent, Ventralansicht.
- Fig. 10: *Globoturborotalita rubescens*,
MUC PS2110-1, rezent, Ventralansicht.

Maßstab = 100 µm



Tafel 3

- Fig. 1, 2: *Globoturborotalita tenella*,
Fig. 1: MUC GeoB2016-3, rezent, Ventralansicht.
Fig. 2: Kern PS2076-3, 529 cm, Dorsalansicht.
- Fig. 3: *Neogloboquadrina dutertrei*,
MUC PS2075-3, rezent, Ventralansicht.
- Fig. 4, 5: *Neogloboquadrina pachyderma*,
Fig. 4: sinistral, MUC PS2102-2, rezent, Ventro-Lateralansicht.
Fig. 5: dextral, MUC PS2076-1, rezent, Ventro-Lateralansicht.
- Fig. 6: *Pulleniatina obliquiloculata*,
MUC PS2075-3, rezent, Ventralansicht.
- Fig. 7: *Orbulina bilobata*,
MUC PS2106-3, rezent.
- Fig. 8: *Orbulina universa*,
Kern PS2076-3, 0-3 cm.
- Fig. 9: *Sphaeroidinella dehiscens*,
GKG GeoB1726-2, rezent, Dorso-Lateralansicht.
- Fig. 10: *Tenuitella iota*,
MUC PS2110-1, rezent, Ventralansicht.
- Fig. 11: *Turborotalita quinqueloba*,
MUC PS2103-2, rezent, Ventralansicht.

Maßstab = 100 µm

