

**Zur Paläoozeanographie hoher Breiten:
Stellvertreterdaten aus Foraminiferen**

**Foraminiferal proxies: constraints on their use
in high latitude paleoceanography**

Andreas Mackensen

**Ber. Polarforsch. 243 (1997)
ISSN 0176 - 5027**

Andreas Mackensen

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
D-27568 Bremerhaven

*Die vorliegende Arbeit ist die inhaltlich unveränderte Fassung einer
Habilitationsschrift, die im November 1996 am Fachbereich
Geowissenschaften der Universität Bremen eingereicht wurde.*

INHALT

| | |
|--|-----|
| Abstract | ii |
| Abriß | iii |
| 1. Einleitung | 1 |
| 2. Taxonomie | 3 |
| 3. Ökologie | 7 |
| 3.1. Methodik und Datenbehandlung | 7 |
| 3.2. Mikrohabitat und Autökologie | 8 |
| 3.3. Polare und subpolare Biogeographie und Synökologie | 17 |
| 3.3.1. Nordpolarmeer | 18 |
| 3.3.2. Europäisches Nordmeer | 23 |
| 3.3.3. Nordatlantik | 27 |
| 3.3.4. Südatlantik | 30 |
| 3.3.5. Weddellmeer | 38 |
| 3.4. Begrenzende Umweltansprüche: Synthese | 40 |
| 3.4.1. Multivariate Analyse | 41 |
| 3.4.2. Bodenwasserbelüftung und Wassertiefe | 45 |
| 3.4.3. Produktivität und organisch-C-Flüsse | 49 |
| 3.4.4. Kalzitlösung am Meeresboden | 54 |
| 3.4.5. Hochenergiemilieu am Meeresboden | 56 |
| 3.4.6. Schlußfolgerungen | 58 |
| 4. Gehäusechemie | 60 |
| 4.1. Methodik und Datenbehandlung | 60 |
| 4.2. Stabile Sauerstoffisotope | 61 |
| 4.2.1. $\delta^{18}\text{O}$ im Meerwasser | 61 |
| 4.2.2. $\delta^{18}\text{O}$ im Benthos | 64 |
| 4.3. Stabile Kohlenstoffisotope | 65 |
| 4.3.1. $\delta^{13}\text{C}$ im Meerwasser | 65 |
| 4.3.2. $\delta^{13}\text{C}$ in der Endofauna | 75 |
| 4.3.3. $\delta^{13}\text{C}$ im Epibenthos | 76 |
| 4.4. Cd im Meerwasser und in Foraminiferen | 81 |
| 5. Paläoökologie und -oceanographie | 85 |
| 5.1. Stellvertreterdaten für Paläozirkulation und -stoffhaushalt | 85 |
| 5.1.1. Meßbare physikochemische Größen | 85 |
| 5.1.2. Schätzbare biologische Größen | 95 |
| 5.1.3. Errechenbare ozeanographische Größen | 96 |
| 5.1.4. Errechen- oder meßbare glaziologische Größen | 100 |
| 5.2. Modellvorstellungen | 102 |
| 5.2.1. Zur paläogenen Zirkulation auf der Südhemisphäre | 102 |
| 5.2.2. Zur miozänen Zirkulation um die Antarktis | 110 |
| 5.2.3. Zur spätquartären Zirkulation im Atlantik | 114 |
| 6. Schluß und Ausblick | 125 |
| 7. Dank | 127 |
| 8. Literatur | 128 |
| Abkürzungen | 146 |

Abstract

This compilation on the reliability and trustworthiness of benthic foraminiferal proxies is based on Recent and Late Quaternary sample material from the polar oceans, collected during the last 15 years from the sea floors of the Arctic Ocean, the Norwegian/Greenland Seas and the North Atlantic Ocean, as well as from the Weddell Sea and the South Atlantic Ocean. In addition, Tertiary sample material from the Antarctic sites of the Ocean Drilling Program is considered.

To check proxies against their Recent analogue foraminiferal faunas from surface sediment samples were investigated in relationship to their particular biogeochemical environment. First of all semi-quantitative and qualitative proxies for new production, seasonality, bottom water ventilation, current velocities, and water depth were discussed, all of which derived by paleontological methods from standing crop data, species composition and microhabitat preferences of benthic foraminiferal faunas. Then I discuss proxies for nutrient content, temperature and salinity of water masses, all of which derived by geochemical methods from the stable isotopic composition and trace element contents of calcareous foraminiferal tests.

As a conclusion, paleontological proxies can be quantitatively interpreted just in a broad way, i.e. only under consideration and with knowledge of ecologically limiting threshold values. Deductions obtained that careful, however, are very reliable and unequivocal. Geochemical proxies can be interpreted quantitatively. The technical error during measurements usually is negligible, but often, the error within basic assumptions, necessarily made for a conclusive interpretation of data, exceeds the variability of the measured signal. This particularly holds true for the high latitudes, where deep and bottom water masses are in direct contact with the atmosphere and thus boundary conditions generally applicable to the deep ocean are different here in terms of nutrient and carbon cycles. To minimize the danger of false conclusions paleoceanographic reconstruction should be based on a combination of as many as possible micropaleontological, geochemical and sedimentological proxy data.

Based on data from sites of the Antarctic legs of the Ocean Drilling Program, paleoceanographic events that significantly influenced the global paleoclimate at the Eocene/Oligocene boundary and in the Middle Miocene were discussed. As an example for an integrated approach of interpreting sedimentological, micropaleontological and stable isotope proxy data, I summarize results of paleoceanographic investigations carried out following legs 113, 119 and 120 into the Weddell Sea and the southernmost Indian Ocean.

To reconstruct the Late Quaternary paleoceanography of polar oceans during glacial/interglacial changes data from sediment cores were interpreted. As an example for a combined multiproxy approach, I present data from the Weddell Sea and the South Atlantic Ocean that were generated within the Collaborative Research Center (Sonderforschungsbereich) No. 261 „The South Atlantic in the Late Quaternary: Reconstruction of material budget and current system“.

Abriß

Grundlage dieser Zusammenfassung zur paläoozeanographischen Verläßlichkeit und Vertrauenswürdigkeit von Stellvertreterdaten aus benthischen Foraminiferen ist rezentes und spätquartäres Probenmaterial aus den polaren Meeren, das in den letzten 15 Jahren von den Meeresböden des Nordpolarmees, des Europäischen Nordmeeres und des Nordatlantiks sowie des Weddellmeeres und des Südatlantiks gewonnen wurde. Ebenso wird tertiäres Probenmaterial aus den antarktischen Bohrungen des "Ocean Drilling Program" berücksichtigt.

Zur Eichung von Stellvertreterdaten am rezenten Analogon werden Faunen aus Oberflächenproben in Abhängigkeit von ihrem jeweiligen biogeochemischen Umfeld untersucht. Es werden zunächst halb-quantitative und qualitative Stellvertreterdaten für Exportproduktion, Saisonalität, Bodenwasserventilation, Strömungsgeschwindigkeit und Wassertiefe diskutiert, die mit Hilfe paläontologischer Methoden aus der Siedlungsdichte, der Artenzusammensetzung und den Mikrohabitatansprüchen benthischer Foraminiferenfaunen abgeleitet werden. Dann werden Stellvertreterdaten für Nährsalzgehalt, Temperatur und Salinität der Wassermassen diskutiert, die mit Hilfe geochemischer Methoden aus den stabilen Isotopenverhältnissen und den Spurenelementgehalten der kalkigen Gehäuse der Foraminiferen hergeleitet werden.

Es zeigt sich, daß paläontologische Stellvertreter nur grob quantitativ, unter Nutzung und in Kenntnis ökologisch begrenzender Schwellenwerte, interpretiert werden dürfen. Solcherart vorsichtig vorgenommene Ableitungen sind dann jedoch sehr vertrauenswürdig und eindeutig. Geochemische Stellvertreter können quantitativ interpretiert werden. Dabei ist in der Regel der meßtechnische Fehler gering anzusetzen. Oft sind aber die für eine schlüssige Interpretation angenommenen Voraussetzungen mit größeren Fehlern behaftet, als die Bandbreite der gemessenen Variabilität der Daten zuläßt. Dies gilt besonders für hohe Breiten, in denen sich das Tiefen- und Bodenwasser im direkten Austausch mit der Atmosphäre befindet und daher für den tiefen Ozean sonst allgemein gültige Randbedingungen für Nährsalz- und Kohlenstoffkreisläufe verschoben sind. Um die Gefahr von Fehlschlüssen gering zu halten, sollte nur die Kombination möglichst vieler mikropaläontologischer, geochemischer und sedimentologischer Stellvertreterdaten Grundlage für eine paläoozeanographische Rekonstruktion sein.

Für die globale Klimaentwicklung entscheidende ozeanographische Ereignisse an der Grenze Eozän/Oligozän und im mittleren Miozän werden anhand von Daten aus Bohrungen der antarktischen Fahrtabschnitte des "Ocean Drilling Program" diskutiert. Als Beispiel für eine integrierte Interpretation sedimentologischer, mikropaläontologischer und isotopengeochemischer Stellvertreterdaten werden paläoozeanographische Untersuchungen vorgestellt, die im Anschluß an die Fahrtabschnitte 113, 119 und 120 ins Weddellmeer und in den südlichsten Indischen Ozean durchgeführt wurden.

Zur Rekonstruktion der Paläoozeanographie polarer Meere im Wechsel zwischen den Glazial- und Interglazialzeiten des Spätquartärs werden Daten aus Sedimentkernen interpretiert. Als Beispiel für eine kombinierte Anwendung verschiedenster Stellvertreterdaten werden Untersuchungen aus dem Weddellmeer und dem Südatlantik vorgestellt, die im Rahmen des Sonderforschungsbereiches 261 "Der Südatlantik im Spätquartär: Rekonstruktion von Stoffhaushalt und Stromsystemen" erstellt wurden.

1. Einleitung

Es wird immer deutlicher, daß der Mensch in der Lage ist, früher nur in geologischen Zeiträumen vorstellbare, globale Veränderungen innerhalb von nur zwei oder drei Generationen zu verursachen. Daher ist der Bedarf der gesellschaftlichen Entscheidungsträger an prognostizierbaren globalen Klimaszenarien eine der großen Herausforderungen an die modernen Geowissenschaften. Diese langfristigen globalen Vorhersagen müssen in Abhängigkeit von der fortschreitenden Ausbeutung der fossilen, nicht erneuerbaren Energieträger und der exponentiellen Entwicklung der menschlichen Population auf der Erde getroffen werden. In diesem Zusammenhang sind besonders die marin orientierten Disziplinen der Mikropaläontologie, Sedimentologie und Geochemie gefordert, da der Ozean nicht nur das globale Klimageschehen entscheidend steuert, sondern auch als Puffer oder Verstärker anthropogen erzeugter Veränderungen in der Atmosphäre wirkt, vor allem innerhalb der kurzfristigeren Zeitskalen von bis zu 1000 Jahren.

Während des Quartärs wird das Klima der nördlichen Hemisphäre und vor allem in Nord-europa entscheidend durch den Wärmetransport in den Nordatlantik gesteuert. Dieser Wärme-eintrag in die Deckschicht des Nordatlantiks stammt im heutigen, interglazialen Ozean zu einem wesentlichen Teil aus dem Südatlantik (GORDON 1986), dem Südpazifik (RINTOUL 1991), sowie dem Indischen Ozean (GORDON ET AL. 1992). Der dazugehörige nordwärtige Oberflächenwassertransport, aber auch der Export Antarktischen Bodenwassers (AABW) wird ausgeglichen durch einen südwärtigen Tiefenwasserexport aus dem Europäischen Nord-meer und Nordatlantik (NADW). Neueste ozeanographische Berechnungen deuten auf ein globales Zirkulationsmuster hin, das in seiner einfachsten Form von im wesentlichen zwei un-abhängigen Zirkulationszellen geprägt wird. Während die atlantische Zirkulation über den antarktischen Ringozean mit den anderen Ozeanbecken verbunden ist, verbindet ein zweiter Kreislauf den Indischen Ozean mit dem Pazifik über den Indonesischen Archipel (MACDONALD & WUNSCH 1996). Motor für die ozeanische Zirkulation ist spätestens seit dem frühen Oligozän die Bildung von schweren Tiefen- und Bodenwassermassen in den polaren und subpolaren Meeren. Letztlich sind Bildungsorte und Bildungsraten der Tiefen- und Bodenwassermassen entscheidend für die Entwicklung des quartären Klimas der Erde, ob-gleich zur selben Zeit abhängig von eben dieser im wesentlichen durch die Erdbahnparameter gesteuerten Klimaentwicklung (HAYS ET AL. 1976; BOYLE & KEIGWIN 1985; IMBRIE ET AL. 1992; BROECKER 1993; IMBRIE ET AL. 1993). Deshalb ist die Kenntnis der Tiefen- und Bodenwasserausbreitung und -beschaffenheit von überragender Bedeutung für die Rekon-struktion der bisherigen quartären klimatischen Entwicklung der Erde und somit unerlässlich für eine Modellierung der natürlichen vergangenen wie zukünftigen Klimavariationen. Die

Frequenz und Amplitude der zu erwartenden natürlichen Klimaänderungen wiederum müssen als gegebener Hintergrund für die Evaluierung von anthropogen verursachten Veränderungen bekannt sein.

Vorliegende Arbeit soll zur Erweiterung der Kenntnis biogeochemischer Tiefseesysteme im Wandel der Erdgeschichte beitragen. Der Schwerpunkt der Untersuchungen soll dabei auf der Rekonstruktion der Tiefen- und Bodenwasserzirkulation liegen. Dazu werden benthische Organismen benötigt, die weltweit in der Tiefsee in großer Zahl vorkommen, die verlässlich den Chemismus der sie umgebenden Wassermasse aufzeichnen und die in ihrer Artenzusammensetzung jeweils der entsprechenden Umwelt angepaßt sind und dabei empfindlich auf Veränderungen reagieren. Diesem Anforderungsprofil werden nur benthische Foraminiferen gerecht. Sie speichern Informationen über biogeochemische Zustände vergangener Wassermassen unmittelbar in ihren Gehäusen und mittelbar in der Zusammensetzung ihrer Gehäusevergesellschaftungen, als Reaktion auf die Gesamtheit der kombinierten Umwelteinflüsse auf eine Population. Diese Informationen werden dann als Stellvertreterdaten (proxies) zur Rekonstruktion von Paläozirkulation und -stoffhaushalten genutzt.

Im folgenden soll zuerst der jeweilige Stand der Forschung bezüglich Taxonomie, Autökologie und Synökologie benthischer Tiefseeforaminiferen sowie bezüglich der Fraktionierung stabiler Isotope und des Einbaus von Spurenelementen beim Bau ihrer Gehäuse dargestellt und diskutiert werden. In einem nächsten Kapitel wird dann die Verwendbarkeit und Verlässlichkeit der aus benthischen Foraminiferenfaunen und deren Gehäusechemismus abgeleiteten Stellvertreterdaten zusammenfassend erörtert werden. Schließlich werden beispielhaft Modellvorstellungen zur Rekonstruktion der Bodenwasserzirkulation im Paläogen und im späten Miozän des antarktischen Ozeans sowie des spätquartären Atlantiks entwickelt.

2. Taxonomie

In der vorliegenden Arbeit wird erstmalig die supragenerische Klassifikation nach LOEBLICH & TAPPAN (1988) einheitlich auf die in polaren und subpolaren Breiten beschriebenen Arten angewendet. Dabei wird besonderes Gewicht auf die "ehemalige" Unterordnung der Rotaliida (LOEBLICH & TAPPAN 1964) gelegt, die im wesentlichen die fossil erhaltungsfähigen und auch geochemisch analysierbaren Taxa zusammenfaßt. Vollständige Synonymlisten der hier diskutierten Arten der Polargebiete wurden an anderer Stelle publiziert (MACKENSEN 1987b; SCHMIEDL 1995; WOLLENBURG 1995). Die folgende Synonymliste umfaßt daher nur die dominanten und assoziierten Arten der in vorliegender Arbeit diskutierten Vergesellschaftungen (3.4) mit Verweisen auf Abbildungen in früheren Arbeiten des Autors und in leicht zugänglicher jüngerer Literatur. Um das Literaturverzeichnis nicht unnötig aufzublähen, wird auf vollständige Zitate der Erstbeschreibungen weitgehend verzichtet. Die originale generische Zuordnung wird jedoch gegeben und mit * gekennzeichnet, um das Auffinden der Erstbeschreibung über ELLIS & MESSINA (1940) zu ermöglichen.

Ordnung **FORAMINIFERIDA** Eichwald 1830

Unterordnung **TEXTULARIINA** Delage & Hérouard 1896

Eggerella bradyi (Cushman 1911)

- *1911 *Verneuilina bradyi* Cushman.
- 1960 *E. bradyi* (Cushman) -- Barker, Taf. 47, Fig. 4-7.
- 1979b *E. bradyi* (Cushman) -- Corliss, Taf. 1, Fig. 3,4.
- 1985 *E. bradyi* (Cushman) -- Mead, Taf. 1, Fig. 1.
- 1986 *E. bradyi* (Cushman) -- Schröder, Taf. 22, Fig. 1-6.
- 1990 *E. bradyi* (Cushman) -- Mackensen et al., Taf. 3, Fig. 9,10.

Martinottiella communis (d'Orbigny 1826)

- *1826 *Clavulina communis* d'Orbigny.
- 1990 *Martinottiella nodulosa* (Cushman) -- Mackensen et al., Taf. 2, Fig. 8,9.

Unterordnung **MILIOLINA** Delage & Hérouard 1896

Pyrgo murrhina (Schwager 1866)

- *1866 *Biloculina murrhina* Schwager.
- 1953 *P. murrhina* (Schwager) -- Phleger et al., Taf. 5, Fig. 22-24.
- 1960 *P. murrhina* (Schwager) -- Barker, Taf. 2, Fig. 10,11,15.
- 1979b *P. murrhina* (Schwager) -- Corliss, Taf. 1, Fig. 15-18.
- 1980 *P. murrhina* (Schwager) -- Haake, Taf. 2, Fig. 5.
- 1989 *P. murrhina* (Schwager) -- Van Leeuwen, Taf. 18, Fig. 9-12.
- 1995 *P. murrhina* (Schwager) -- Schmiedl, Taf. 1, Fig. 15.

Quinqueloculina venusta Karrer 1868

- *1868 *Q. venusta* Karrer.
- 1953 *Q. venusta* Karrer -- Phleger et al., Taf. 5, Fig. 11,12.
- 1978 *Q. venusta* Karrer -- Boltovskoy, Taf. 6, Fig. 32,33.
- 1978 *Q. venusta* Karrer -- Lohmann, Taf. 4, Fig. 8-9.
- 1979b *Q. venusta* Karrer -- Corliss, Taf. 1, Fig. 9-11.
- 1981 *Q. venusta* Karrer -- Resig, Taf. 5, Fig. 6-8.
- 1995 *Q. venusta* Karrer -- Schmiedl, Taf. 1, Fig. 16, 17

Triloculina frigida LAGOE 1977

- *1977 *T. frigida* Lagoe.
- 1987b *T. frigida* Lagoe -- Mackensen, Abb. 11j-k.
- 1995 *T. frigida* Lagoe -- Wollenburg, Taf. 3, Fig. 2-3.

Unterordnung **ROBERTININA** Loeblich & Tappan 1984*Hoeglundina elegans* (d'Orbigny 1826)

- *1826 *Rotalia elegans* d'Orbigny.
- 1978 *H. elegans* (d'Orbigny) -- Lohmann, Taf. 4, Fig. 10-12.
- 1980 *H. elegans* (d'Orbigny) -- Haake, Taf. 3, Fig. 25.
- 1986 *H. elegans* (d'Orbigny) -- Van Morkhoven et al., Taf. 29, Fig. 1,2.
- 1989 *H. elegans* (d'Orbigny) -- Van Leeuwen, Taf. 8, Fig. 12.
- 1993a *H. elegans* (d'Orbigny) -- Mackensen et al., Taf. 1, Fig. 9,10.

Unterordnung **ROTALIINA** Delage & Hérouard 1896*Angulogerina angulosa* (Williamson 1858)

- *1858 *Uvigerina angulosa* Williamson.
- 1987b *Tritarina angulosa* (Williamson) -- Mackensen, Abb. 9i.
- 1990 *T. angulosa* (Williamson) -- Mackensen et al., Taf. 1, Fig. 1-3.
- 1993a *A. angulosa* (Williamson) -- Mackensen et al., Taf. 1, Fig. 1-2.

Bolivina dilatata Reuss 1850

- *1850 *B. dilatata* Reuss.
- 1960 *B. spathulata* (Williamson 1858) -- Barker, Taf. 52, Fig. 20,21.
- 1974 *B. spathulata* (Williamson 1858) -- Lutze, Taf. 5, Fig. 83-85.
- 1992 *B. dilatata* Reuss -- Schiebel, Taf. 1, Fig. 4 a.
- 1992 *B. spathulata* (Williamson 1858) -- Schiebel, Taf. 1, Fig. 4 b.
- 1992 *B. dilatata* Reuss -- Timm, Taf. 5, Fig. 4.
- 1995 *B. dilatata* Reuss -- Schmiedl, Taf. 2, Fig. 1

Bulimina aculeata d'Orbigny 1826

- *1826 *B. aculeata* d'Orbigny.
- 1985 *B. aculeata* d'Orbigny -- Mead, Taf. 1, Fig. 4.
- 1986 *B. aculeata* d'Orbigny -- Van Morkhoven et al., Taf. 7, Fig. 1-3.
- 1989 *B. aculeata* d'Orbigny -- Van Leeuwen, Taf. 7, Fig. 7-9.
- 1990 *B. aculeata* d'Orbigny -- Mackensen et al., Taf. 2, Fig. 1-3.
- 1993a *B. aculeata* d'Orbigny -- Mackensen et al., Taf. 1, Fig. 3-4.

Cassidulina laevigata d'Orbigny 1826

- *1826 *C. laevigata* d'Orbigny.
- 1960 *C. carinata* Silvestri 1896 -- Barker, Taf. 54, Fig. 2,3.
- 1985 *C. carinata* Silvestri 1896 -- Mead, Taf. 3, Fig. 1-3.
- 1987b *C. laevigata* d'Orbigny-- Mackensen, Abb. 9 f-g, j-k.
- 1988 *C. laevigata* d'Orbigny -- Mackensen & Hald, Taf. 1, Fig. 1-7.
- 1989 *C. carinata* Silvestri 1896 -- Van Leeuwen, Taf. 8, Fig. 8.

Cassidulina reniforme Nørvang 1945

- *1945 *C. crassa* d'Orbigny var. *reniforme* Nørvang.
- 1974 *C. minuta* Cushman 1933 -- Lutze, Taf. 10, Fig. 147, 148.
- 1980 *C. minuta* Cushman 1933 -- Boltovskoy et al., Taf. 7, Fig. 7-11.
- 1980 *C. reniforme* Nørvang -- Sejrup & Guilbault, Abb. 2 f-k.
- 1987b *C. reniforme* Nørvang -- Mackensen, Abb. 10 d.
- 1989 ? *C. crassa minima* Boltovskoy 1959 -- Van Leeuwen, Taf. 8, Fig. 9,10.

Cassidulina neoteretis Seidenkrantz 1995

- *1995 *C. neoteretis* Seidenkrantz
- 1977 *C. teretis* Tappan -- Lagoe, Taf. 5, Fig. 15, 16
- 1987b *C. teretis* Tappan -- Mackensen, Abb. 10 e-f, k-l.
- 1988 *C. teretis* Tappan -- Mackensen & Hald, Taf. 1, Fig. 8-15.
- 1993a *C. teretis* Tappan -- Mackensen et al., Taf. 1, Fig. 5, 6.

Lobatula lobatula (Walker & Jacob 1798)

- *1798 *Nautilus lobatulus* Walker & Jacob.
- 1953 *Cibicides lobatulus* (Walker & Jacob) -- Phleger et al., Taf. 11, Fig. 9, 14.
- 1980 *C. lobatulus* (Walker & Jacob) -- Boltovskoy et al., Taf. 9, Fig. 1-4.
- 1987b *C. lobatulus* (Walker & Jacob) -- Mackensen, Abb. 10 a.
- 1988 *L. lobatula* (Walker & Jacob) -- Loeblich & Tappan, Taf. 637, Fig. 10-13.
- 1995 *L. lobatula* (Walker & Jacob) -- Wollenburg, Taf. 4, Fig. 12-14.

Epistominella exigua (Brady 1884)

- *1884 *Pulvinulina exigua* Brady.
- 1979b *E. exigua* (Brady) -- Corliss, Taf. 2, Fig. 10-12.
- 1985 *E. exigua* (Brady) -- Mead, Taf. 2, Fig. 1-4.
- 1987b *E. exigua* (Brady) -- Mackensen, Abb. 11h-i.
- 1989 *E. exigua* (Brady) -- Van Leeuwen, Taf. 11, Fig. 1-6.
- 1990 *E. exigua* (Brady) -- Mackensen et al., Taf. 7, Fig. 1.2.
- 1992 *E. exigua* (Brady) -- Timm, Taf. 7, Fig. 6.
- 1993a *E. exigua* (Brady) -- Mackensen et al., Taf. 7, Fig. 1.2.

Fontbotia wuellerstorfi (Schwager 1866) s.l.

- *1866 *Anomalina wuellerstorfi* Schwager.
- 1979b *Planulina wuellerstorfi* Schwager -- Corliss, Taf. 2, Fig. 13-16.
- 1986 *P. wuellerstorfi* Schwager -- Van Morkhoven et al., Taf. 14, Fig. 1,2.
- 1987b *Cibicidoides wuellerstorfi* (Schwager) -- Mackensen, Abb. 11n.
- 1988 *F. wuellerstorfi* (Schwager) -- Loeblich & Tappan, Taf. 634, Fig. 10-12; Taf. 635, Fig. 1-3
- 1989 *Cibicides wuellerstorfi* (Schwager) -- Sen Gupta, Fig. 1-3.
- 1989 *Cibicides wuellerstorfi* (Schwager) -- Van Leeuwen, Taf. 10, Fig. 1-9.
- 1993a *Cibicidoides wuellerstorfi* (Schwager) -- Mackensen et al., Taf. 2, Fig. 4,5.

Globocassidulina subglobosa (Brady 1881)

- *1881 *Cassidulina subglobosa* Brady.
- 1979a *G. subglobosa* (Brady) -- Corliss, Taf. 1.
- 1980 *Cassidulina subglobosa* Brady -- Boltovskoy et al., Taf. 7, Fig. 18-20.
- 1985 *G. subglobosa* (Brady) -- Mead, Taf. 3, Fig. 8.
- 1987b *G. subglobosa* (Brady) -- Mackensen, Abb. 9h.
- 1989 *G. subglobosa* (Brady) -- Van Leeuwen, Taf. 8, Fig. 11.
- 1993a *G. subglobosa* (Brady) -- Mackensen et al., Taf. 2, Fig. 9.

Melonis zaandamae (Van Voorthuysen 1952)

- *1952 *Anomalinoidea barleeenum* (Williamson) var. *zaandamae* Van Voorthuysen.
- 1964 *M. zaandami* (Van Voorthuysen) -- Loeblich & Tappan, Taf. 627, Fig. 2,3.
- 1985 *M. cf. soldanii* (d'Orbigny 1846) -- Mead, Taf. 7, Fig. 5.
- 1987b *M. zaandami* (Van Voorthuysen) -- Mackensen, Abb. 10i-j.
- 1989 *M. formosus* (Seguenza 1880) -- Van Leeuwen, Taf. 13, Fig. 3,4.
- 1989 *M. sphaeroides* Voloshinova 1958 -- Van Leeuwen, Taf. 13, Fig. 5,6.
- 1993a *M. zaandamae* (Van Voorthuysen) -- Mackensen et al., Taf. 3, Fig. 4,5.

Nuttallides umbonifer (Cushman 1933)

- *1933 *Pulvinulinella umbonifera* Cushman.
- 1978 "*Epistominella*" *umbonifera* (Cushman) -- Lohmann, Taf. 3, Fig. 1-3.
- 1985 *N. umbonifer* (Cushman) -- Mead, Taf. 2, Fig. 6,7.
- 1989 *N. umboniferus umboniferus* (Cushman) -- Van Leeuwen, Taf. 15, Fig. 11-13; Taf. 16, Fig. 1-7.
- 1990 *N. umbonifer* (Cushman) -- Mackensen et al., Taf. 7, Fig. 7-9.
- 1993a *N. umbonifer* (Cushman) -- Mackensen et al., Taf. 2, Fig. 1,2.

Oridorsalis umbonatus (Reuss 1851)

- *1851 *Rotalina umbonata* Reuss.
- 1978 *O. umbonatus* (Reuss) -- Lohmann, Taf. 4, Fig. 1-3.
- 1978 *O. tener* (Brady 1884) -- Lohmann, Taf. 4, Fig. 5-7.
- 1979b *O. tener* (Brady 1884) -- Corliss, Taf. 4, Fig. 10-15.
- 1985 *O. umbonatus* (Reuss) -- Mead, Taf. 5, Fig. 8-13.
- 1987b *O. umbonatus* (Reuss) -- Mackensen, Abb. 11f-g.
- 1989 *O. umbonatus* (Reuss) -- Van Leeuwen, Taf. 17, Fig. 1-13.
- 1990 *O. umbonatus* (Reuss) -- Mackensen et al., Taf. 7, Fig. 4-6.

Pullenia bulloides (d'Orbigny 1826)

- *1826 *Nonionina bulloides* d'Orbigny.
- 1960 *P. bulloides* (d'Orbigny) -- Barker, Taf. 84, Fig. 12,13.
- 1989 *P. bulloides bulloides bulloides* (d'Orbigny) -- Van Leeuwen, Taf. 18, Fig. 1,4.
- 1989 *P. bulloides osloensis* Feyling-Hansen 1954 -- Van Leeuwen, Taf. 18, Fig. 2,3,5,6.
- 1990 *P. bulloides* (d'Orbigny) -- Mackensen et al., Taf. 4, Fig. 6.
- 1993a *P. bulloides* (d'Orbigny) -- Mackensen et al., Taf. 3, Fig. 10,11.

Uvigerina peregrina Cushman 1923

- *1923 *U. peregrina* Cushman.
- 1978 *U. peregrina* Cushman -- Boltovskoy, Taf. 8, Fig. 4,5.
- 1978 *U. peregrina* Cushman -- Lohmann, Taf. 4, Fig. 14-15.
- 1985 *U. peregrina* Cushman -- Mead, Taf. 1, Fig. 7-10.
- 1986 *U. peregrina* Cushman -- Lutze, Taf. 1, Fig. 1-6.
- 1986 *U. hollicki* Thalman 1950 -- Lutze, Taf. 2, Fig. 1-6.
- 1989 *U. peregrina peregrina* Cushman -- Van Leeuwen, Taf. 19, Fig. 5,6.
- 1989 *U. peregrina dirupta* Todd 1948 -- Van Leeuwen, Taf. 19, Fig. 7.
- 1995 *U. peregrina* Cushman s.l.-- Schmiedl, Taf. 3, Fig. 1,2.

3. Ökologie

3.1. Methodik und Datenbehandlung

Der überwiegende Teil der zugrunde liegenden faunistischen Daten wurde methodisch übereinstimmend gewonnen. In sämtlichen Arbeiten des Autors sowie von SCHMIEDL und MACKENSEN (1993), SCHMIEDL (1995), SCHMIEDL ET AL. (1997), HARLOFF & MACKENSEN (1997), WOLLENBURG (1992; 1995) und GIESE (in Vorb.), wurde das Probenmaterial aus Kastengreifer- oder Multicoreroberflächen (BARNETT ET AL. 1984) entnommen und zur lebend/tot Unterscheidung in mit Bengalrot gefärbtem Alkohol konserviert (WALTON 1952; LUTZE 1964).^{*} Die weitere Aufbereitung und statistische Auswertung der benthischen Foraminiferenfaunen der >125 µm-Fraktion erfolgte nach MACKENSEN ET AL. (1985).

Um auch bei hohen Anteilen agglutinierender Arten aus dem rezenten Analogon abgeleitete synökologische Beziehungsgeflechte in der Interpretation fossilen Materials anwenden zu können, wurde das Konzept der sogenannten "potentiell fossilen" oder erhaltungsfähigen Foraminiferenvergesellschaftung entwickelt (MACKENSEN ET AL. 1990; MACKENSEN ET AL. 1993a). Potentiell fossile Faunen entsprechen definitionsgemäß den rezenten Tot-Faunen, reduziert um die fragilen und schnell zerstörbaren sandschaligen Arten. Nach MACKENSEN & DOUGLAS (1989), MACKENSEN ET AL. (1989) und MACKENSEN (1992) sind *Karrieriella bradyi*, *Eggerella bradyi*, *Martinottiella nodulosa*, *M. communis* und *Miliammina arenacea* in pleistozänem Kernmaterial erhalten; sie werden daher bei der Berechnung der potentiell fossilen Vergesellschaftungen berücksichtigt.

Falls sich bei der Berechnung der potentiell fossil erhaltungsfähigen Fauna weniger als 10% der ursprünglich ermittelten Fauna ergaben, wurden diese Proben von der statistischen Bearbeitung ausgenommen (siehe 3.4). Diese Proben wurden auf der südlichen Hemisphäre als repräsentativ für ein stark karbonatlösendes Milieu auf dem Meeresboden angesehen, das entweder durch eine Kalziumuntersättigung der Bodenwassermasse oder durch hohe Flußraten organischen Materials und dessen bakteriellen Abbau hervorgerufen wird. Dagegen sind Proben aus den abyssalen Tiefen der Eurasischen Becken im Nordpolarmeer, die sich zu über 90 % aus "primitiven" kleinen und fragilen Allogromiinen und Textulariinen zusammensetzen und nur vereinzelt kalkschalige Gehäuse aus der Gruppe der Miliolinen beinhalten, nicht als Anzeiger von Kalklösung anzusehen, sondern als Anpassung der Fauna an extrem unregelmäßige und niedrige Nahrungszufuhr aus dem permanent eisbedeckten Oberflächenwasser.

^{*} Um die ständig wachsende Zahl der Diskussionsbeiträge über Färbemethoden nicht weiter zu erhöhen, soll hier der Verweis auf LUTZE & ALTENBACH (1991) und JORISSEN ET AL. (1995) und die Literaturverweise darin genügen.

Die Beprobung von Stummelkernen aus dem Kastengreifer oder von Multicorerkernen erfolgte zentimeterweise nach MACKENSEN ET AL. (1988) und MACKENSEN & DOUGLAS (1989). In vorliegender Arbeit zitierte und diskutierte Daten anderer Autoren, die nicht auf Zählungen der Fraktion $>125\mu\text{m}$ oder $>150\mu\text{m}$ beruhen, werden gesondert betrachtet.

3.2. Mikrohabitat und Autökologie

Es wird allgemein akzeptiert, daß benthische Foraminiferen, wie viele andere erfolgreiche Tiergruppen, unter denselben großräumigen Umweltbedingungen eine Fülle von verschiedenen Mikrohabitaten oder Nischen besiedeln (LIPPS & DELACA 1980; DOUGLAS & WOODRUFF 1981; LIPPS 1983). Aus historischen Gründen, vermutlich weil noch im 19. Jahrhundert die Tiefseeböden für weitgehend unbesiedelt gehalten wurden, hat jedoch bis Mitte der 80-er Jahre unseres Jahrhunderts die Ansicht vorgeherrscht, daß Tiefseeforaminiferen nur auf der Sedimentoberfläche leben und allenfalls durch Verwühlungen des Makrobenthos tiefer in das Sediment geraten könnten. Von Lebendbeobachtungen an Flachwasserforaminiferen war allerdings schon früher bekannt, daß einige Arten eine endobenthische Lebensweise bevorzugen und damit durch eine Stratifizierung der Mikrohabitatsräume einen begrenzten Lebensraum mit begrenzten Ressourcen effektiver besiedeln und untereinander aufteilen (RICHTER 1961; RICHTER 1964; BOLTOVSKOY 1966). Auch aus der Tiefsee wurde seit der verbreiteten Anwendung von Färbemethoden (WALTON 1955) immer wieder von mehreren Zentimeter tief im Sediment lebenden Foraminiferen berichtet (THIEL 1975; COULL ET AL. 1977; DOUGLAS ET AL. 1978; BASOV & KRASHENINNIKOV 1983; SNIDER ET AL. 1984). Doch erst CORLISS (1985) und GOODAY (1986) und, etwas später, MACKENSEN & DOUGLAS (1989), CORLISS & EMERSON (1990) und CORLISS (1991) brachten endgültig ins Bewußtsein der wissenschaftlichen Öffentlichkeit, daß viele benthische Foraminiferen entsprechend ihrer jeweiligen Sauerstoff- und Nahrungsanforderungen, stratifizierte Mikrohabitatsräume auf und im Sediment der Tiefsee besiedeln. Einige besonders angepaßte Arten, die sich hauptsächlich durch das Filtrieren von Nahrungspartikeln aus der Strömung nahe der Grenzschicht Meer/Meeresboden ernähren, verschaffen sich Standortvorteile durch die Positionierung über dem eigentlichen Meeresboden, auf Steinen und sessilem Makrobenthos oder durch ein im Boden verankertes Gehäuse mit extremem Längenwachstum in die Wassersäule (LIPPS 1983; LUTZE & THIEL 1987; MACKENSEN & DOUGLAS 1989; LINKE & LUTZE 1993). Andere wiederum pflügen als Detritusfresser durch das Sediment, ohne an bestimmte Standorte gebunden zu sein (RICHTER 1961; SEVERIN 1987; KAMINSKI ET AL. 1988).

Aus einem funktionsmorphologischen Ansatz heraus wurde die äußere Erscheinungsform der Arten als Anpassung an bestimmte Lebensweisen interpretiert. So wurde die Lage und Größe der Gehäuseporen von einigen hyalin-kalkschaligen Gattungen direkt mit der Größe und Position der Mitochondrien in der Zelle korreliert und damit auf eine mehr oder weniger effektive Sauerstoffaufnahme durch die Gehäusewand geschlossen. In *Globobulimina pacifica* wurden viele und große Mitochondrien häufiger in der Nähe von Poren als im Inneren der Zelle angetroffen (LEUTENEGGER & HANSEN 1979). Dies könnte auf eine Lebensweise im sauerstoffarmen Milieu hindeuten. Durch große und viele Poren könnten demnach Arten charakterisiert sein, die besonders an eine endobenthische Lebensweise angepaßt wären, vor allem, wenn auf der Sedimentoberfläche und in sauerstoffreichem Bodenwasser ein starker intraspezifischer Konkurrenzdruck oder aber auch Freßdruck durch Räuber herrscht (MACKENSEN & DOUGLAS 1989; SVARVARSSON ET AL. 1993). So können bestimmte Arten, zumindest zeitweise, im dysoxischen und suboxischen Milieu (2-0 ml/l O₂) existieren (SEN GUPTA & MACHAIN-CASTILLO 1993).

Um die zeitaufwendige Ansprache jeder einzelnen Art zu vermeiden und durch automatische Erkennungsverfahren ersetzen zu können, gruppierten SEVERIN (1983), JONES & CHARNOCK (1985) und BERNHARD (1986) die benthischen Foraminiferen nicht taxonomisch, sondern aufgrund von einfachen morphologischen Merkmalen wie der geometrischen Gesamtform oder der Umrißgestalt der Gehäuse in übergeordnete morphologische Gruppen. Dieser Idee

Epifaunale Morphotypen

| rund trochospiral | plano-convex trochospiral | miliolin | biconvex trochospiral |
|------------------------|---------------------------|-----------------------|-------------------------|
| <i>G. lamareckiana</i> | <i>L. lobatula</i> * | <i>M. subrotunda</i> | <i>E. exigua</i> |
| <i>G. neosoldanii</i> | <i>C. refulgens</i> | <i>P. murrhina</i> | <i>E. tumidulus</i> |
| <i>G. orbicularis</i> | <i>F. wuellerstorfi</i> * | <i>P. williamsoni</i> | <i>Lenticulina spp.</i> |
| | <i>D. bertheloti</i> | <i>T. frigida</i> | <i>O. umbonatus</i> |
| | <i>H. concentrica</i> | | |
| | <i>H. balthica</i> | | |

Infaunale Morphotypen

| rund planispiral | abgeflacht ovoid | spitz zulaufend und zylindrisch | sphärisch | abgeflacht spitz zulaufend |
|---------------------------|-----------------------|---------------------------------|----------------------|----------------------------|
| <i>A. gallowayi</i> | <i>C. laevigata</i> | <i>B. marginata</i> | <i>G. subglobosa</i> | <i>B. cf. B. robusta</i> |
| <i>D. semipunctata</i> | <i>C. neoteretis</i> | <i>F. schreibersiana</i> | <i>L. aptopleura</i> | <i>B. difformis</i> |
| <i>E. albiumbilitatum</i> | <i>C. obtusa</i> | <i>A. angulosa</i> * | <i>P. bulloides</i> | |
| <i>E. Excavatium</i> | <i>C. reniforme</i> | <i>A. fluens</i> * | | |
| <i>M. zaandami</i> | <i>Fissurina spp.</i> | <i>U. peregrina</i> | | |
| <i>N. labradorica</i> * | <i>I. helena</i> | | | |
| <i>N. auricola</i> | <i>I. norcrossi</i> | | | |
| <i>Protelphidium sp.</i> | <i>P. lateralis</i> | | | |
| <i>P. subcarinata</i> | | | | |

Tabelle 1: Einteilung in epifaunal und infaunal lebende Arten aus dem Europäischen Nordmeer nach Lebensformtypen nach CORLISS & CHEN (1988) *Taxonomie geändert (vgl. Kap. 2)

folgend definierten CORLISS & CHEN (1988) anhand eines konventionell analysierten Datensatzes aus der Norwegensee (MACKENSEN ET AL. 1985), nach der generellen äußeren Erscheinung und der Art des Kammeranbaus eine Reihe von epifaunalen und infaunalen "Morphotypen" (Tab. 1). Diese verbanden die Autoren dann mit Mikrohabitatsansprüchen der einzelnen Gruppen und verglichen sie mit Ergebnissen aus direkten Beobachtungen. Abgesehen davon, daß manche Arten wie z.B. *Discanomalina semipunctata*, die oft angeheftet lebt (MEDIOLI & SCOTT 1978), oder *Oridorsalis umbonatus*, der sicher auch und vermutlich bevorzugt endobenthisch lebt, nach dieser Klassifikation nicht korrekt eingestuft sein können, scheint mir ein solcher Ansatz als zusätzliche Hilfe zur Bestimmung der Mikrohabitats und damit des Milieus am Meeresboden als durchaus legitim; zumal dies für die Paläo-ozeanographie ein gangbarer Weg auch für ausgestorbene Arten sein mag (THOMAS 1989), über die offensichtliche Korrelation der rezenten Mikrohabitatsansprüche mit der Nahrungszufuhr auf Paläoexportproduktionsraten zu schließen (Abb. 1). Es muß aber weiterhin daran gearbeitet werden, diese Ableitungen durch direkte Beobachtung, das heißt, durch die zentimeterweise Bearbeitung von ungestörten Oberflächensedimentproben, zu verifizieren oder gegebenenfalls deren Unrichtigkeit nachzuweisen.

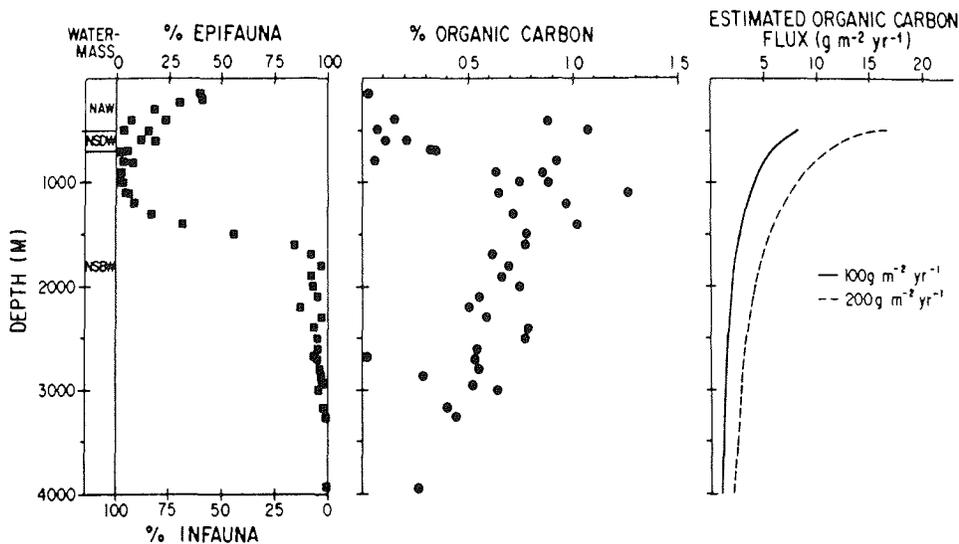


Abbildung 1: Zusammenhang von infaunalen und epifaunalen Lebensformtypen mit der Exportproduktion im Europäischen Nordmeer aus CORLISS & CHEN (1988). Faunenanalysen und Prozent Organisch-C aus MACKENSEN ET AL. (1985). Organisch-C-Flüsse geschätzt nach SUESS (1980). NAW = Nordatlantisches Wasser. NSDW = Norwegensctiefenwasser, NSBW = Norwegenscbodenwasser.

Neben der Analyse der Morphotypen oder Lebensformtypen und der direkten Bestimmung des Aufenthaltsortes im Sediment durch sofortige Beobachtung und stratifizierte Beprobung von gefärbten Oberflächensedimentkernen, kann die stabile Kohlenstoffisotopenzusammensetzung der kalkigen Gehäuse Hinweise auf eine endobenthische Lebensweise geben. Hier sind vor allem die Arbeiten von WOODRUFF ET AL. (1980), GRAHAM ET AL. (1981), BELANGER ET AL. (1981) und GROSSMAN (1984) zu nennen, die als erste starke negative Abweichungen des $\delta^{13}\text{C}$ einiger Arten vom $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ des Bodenwassers feststellten und diese durch eine Kalzifizierung im Porenwasser, also durch eine zumindest zeitweilige endobenthische Lebensweise, erklärten (siehe 4.3.2).

Nach dem Abriß der Forschungsgeschichte in bezug auf die Mikrohabitatsprüche benthischer Tiefseeforaminiferen soll im folgenden der Stand der Forschung zusammengefaßt werden. Die direkte Beobachtung im oder auf dem Sediment, entweder nach Bergung einer Oberflächensediment(kern)probe oder mit Hilfe von Tiefseekameras (GOODAY ET AL. 1993) auf dem Meeresboden, ist die bei weitem verlässlichste Datenbasis für die Bestimmung der Mikrohabitatsprüche einzelner Arten. Aber auch hier können Fehler bei der Bergung des Probenahmeapparates und/oder bei der Beprobung selbst oft ebenso wenig ausgeschlossen werden wie eine Verwischung und Verfälschung des Signals durch zufällige lokale Bioturbation. Lebensformtyp (Morphotype) und stabiles Kohlenstoffisotopenverhältnis dienen als weitere Kriterien zur Bestimmung des Mikrohabitatspruches einzelner Arten.

Aus dem Nordwestatlantischen Becken wurden acht Kastengreiferproben aus Wassertiefen zwischen 200 und 4800 m mit Stummelkernen beprobt, um die Verbreitung lebender benthischer Foraminiferen im und auf dem Sediment quantitativ zu erfassen (CORLISS 1985; CORLISS & EMERSON 1990; CORLISS 1991). In diesen Proben der obersten 15 cm Oberflächensediment aus verschiedenen Wassertiefen und unterschiedlichen hydrographischen Randbedingungen (siehe 3.3.3.) können vier Gruppen von benthischen Foraminiferen mit jeweils unterschiedlichen generellen Ansprüchen an ihr Mikrohabitat unterschieden werden (Tab. 2).

| Epifauna (0-1 cm) | Flache Infauna (0-2 cm) | Intermediäre Infauna (\approx 1-4 cm) | Tiefe Infauna (>4 cm) |
|----------------------------------|----------------------------|---|-----------------------------------|
| <i>Cibicides</i> sp. | <i>Angulogerina</i> sp.* | <i>Cibicidoides bradyi</i> | <i>Chilostomella oolina</i> |
| <i>Cibicidoides</i> spp. | <i>Brizalina</i> sp. | <i>Melonis barleeaanum</i> | <i>Nonionellina labradorica</i> * |
| <i>Discorbis williamsoni</i> | <i>Bulimina</i> spp. | <i>Pullenia quinqueloba</i> | <i>Fursenkoina</i> sp. |
| <i>Fontbotia wuellerstorfi</i> * | <i>Lenticulina</i> sp. | <i>Pullenia simplex</i> | <i>Globobulimina affinis</i> |
| <i>Hoeglundina elegans</i> | <i>Pseudonodosaria</i> sp. | | <i>Nonionoides grateloupi</i> * |
| <i>Lobatula lobatula</i> * | <i>Pullenia bulloides</i> | | <i>Nonionella turgida</i> |
| MILIOLIIDA | <i>Robertina bradyi</i> | | |
| | <i>Uvigerina peregrina</i> | | |

Tabelle 2: Bevorzugte Mikrohabitatsprüche benthischer Foraminiferen im Nordwestatlantik nach Daten aus CORLISS (1991) *Taxonomie geändert (vgl. Kap. 2).

Die Arten der ersten drei Gruppen halten den von ihnen bevorzugten Tiefenbereich im Sediment unabhängig von Wassertiefe und Hydrographie in den untersuchten Kernen durch. Die Arten der "Tiefen Infauna" jedoch verringern die Siedlungstiefe im Sediment mit steigendem organisch-C-Gehalt und geringeren Wassertiefen. Die Habitattiefe, die definiert werden kann als die Tiefe, in der 95 % der Gesamtfauuna lebt, liegt im flachen Wasser (202 m) im Golf von Maine bei 3 cm; sie nimmt dann generell mit steigender Wassertiefe bis auf maximal 11-13 cm zwischen 2000 und 3000 m Wassertiefe zu, um im abyssalen Bereich bei 4800 m Wassertiefe wieder auf 4 cm zurückzugehen. CORLISS & EMERSON (1990) erklären diese Verbreitungsmuster als wesentlich durch den Sauerstoffgehalt des Porenwassers gesteuert, der wiederum von den Flußraten partikulärer organischer Substanz abhängt. Demnach wäre die Besiedlungstiefe letztlich von der Mächtigkeit der oxischen Schicht abhängig.

Aus dem Westeuropäischen Becken aus 1340 m Wassertiefe südwestlich von Irland bearbeitete GOODAY (1986) Unterproben aus sechs Multicorereinsätzen von derselben Station. Diese sehr detailliert angelegte Untersuchung der benthischen Foraminiferenfauna, die nicht nur alle mit dem Lichtmikroskop zählbaren Fraktionen zwischen 45 und 500 µm, sondern auch "Hausbesetzer" Rhizopoden ohne selbst gebautes Gehäuse umfaßt, ist nur schwer vergleichbar mit herkömmlichen geologischen Bearbeitungen benthischer Foraminiferen. Die Habitattiefe, wie oben definiert, liegt bei 4 cm, bezieht sich aber hier nur auf die auf und in den obersten fünf Zentimetern des Sediments lebende Gesamtfauuna. Zwischen 52 und 71 % der Fauuna lebt im obersten Sedimentzentimeter, zwischen 73 und 85 % in 0-2 cm Tiefe und zwischen 89 und 92 % in 0-3 cm Tiefe. Trotz der Beschränkung der Untersuchung auf die obersten 5 cm Sediment, geht auch aus dieser Arbeit klar hervor, daß bestimmte Taxa sich innerhalb bestimmter Teufenintervalle bevorzugt aufhalten (Tab. 3). GOODAY (1986) interpretiert zusammenfassend die beobachtete Stratifizierung der Lebensräume von benthischen Foraminiferen im und auf dem Sediment als vermutlich eher durch biotische Interaktion als durch Änderungen im physikochemischen Milieu entstanden.

| 0-1 cm | 0-2 cm | 0-5 cm | 1-5 cm |
|----------------------------------|------------------------------------|--|--|
| <i>Ovammmina</i> sp. | <i>Nonionella iridea</i> | <i>Leptohalysis</i> aff. <i>catenata</i> | <i>Haplophragmoides bradyi</i> |
| <i>Lagenammmina</i> sp. A | <i>Reophax micaceus</i> | <i>Nodellum</i> sp. | <i>Karrerella</i> sp. |
| <i>Portatrochammmina murrayi</i> | <i>Reophax</i> sp. | <i>Lagenammmina</i> sp. | <i>Trochammmina</i> sp. A |
| <i>Crithionina</i> spp. | <i>Alabaminella weddellensis</i> * | <i>Cystammmina argentea</i> | <i>Pseudononion</i> aff. <i>japonica</i> |
| <i>Cassidulina neoteretis</i> | | | <i>Melonis barleeanus</i> |
| <i>Reophax subfusiformis</i> | | | " <i>Turritella</i> " <i>laevigata</i> |
| | | | <i>Nodellum membranacea</i> |

Tabelle 3: Bevorzugte Mikrohabitate benthischer Foraminiferen im Nordostatlantik nach Daten aus GOODAY (1986). *als *Epistominella levicula* in GOODAY (1986) geändert nach GOODAY & LAMBSHEAD (1989)

MACKENSEN & DOUGLAS (1989) untersuchten Stummelkerne vom Antarktischen Kontinentalhang aus 1985 und 1795 m Wassertiefe und aus den nordostpazifischen Becken des Californian Borderland aus 530 und 900 m Tiefe zentimeterweise bis 30 cm Tiefe auf ihren Gehalt an lebenden und toten Foraminiferen. Am antarktischen Kontinentalhang leben zwischen 37 und 75 % der Gesamtf fauna im obersten Sedimentzentimeter. Die Habitattiefe liegt bei 4 cm. In den kalifornischen Becken beträgt der Anteil der lebenden Foraminiferen im obersten Zentimeter Sediment auf der flachen Station im Santa-Monica-Becken 70 % und zwischen 39 und 61 % auf der tiefen Station im Santa-Catalina-Becken. Die Habitattiefe variiert zwischen 3 cm in 530 m Wassertiefe und 5 cm in 900 m. In den untersuchten Kernen vom antarktischen Kontinentalhang (Tab. 4a) und aus den kalifornischen Becken (Tab. 4b) sind Arten auszuweisen, die in relativ zueinander konstant stratifizierten Lebensräumen bevorzugt auftreten, jedoch ist die bevorzugte Tiefenlage der Infauna variabel.

| Weddellmeer | | | |
|-----------------------------|--------------------------|----------------------------|-------------------------|
| 0-1 cm | 0-2 cm | 0-5 cm | 2-5 cm |
| <i>A. angulosa</i> | <i>Bulimina aculeata</i> | <i>A. foliacea</i> | <i>C. wiesneri</i> |
| <i>Epistominella exigua</i> | <i>G. subglobosa</i> | <i>C. subglobosum</i> | <i>G. charoides</i> |
| <i>M. subrotunda</i> | <i>A. glomerata</i> | <i>Pullenia simplex</i> | <i>H. bradyi</i> |
| <i>Quinqueloculina</i> spp. | <i>O. umbonatus</i> | <i>R. contortus</i> | <i>Melonis zaandami</i> |
| <i>Reophax spiculifer</i> | | <i>Reophax bilocularis</i> | |
| <i>R. linearis</i> | | | |

Tabelle 4a: Bevorzugte Mikrohabitate benthischer Foraminiferen am ostantarktischen Kontinentalhang nach Daten aus MACKENSEN & DOUGLAS (1989)

E. exigua und *R. spiculifer* scheinen ausschließlich auf den obersten Sedimentzentimeter beschränkt, sind aber an den beprobten Positionen nicht häufig genug, um diese Aussage statistisch gesichert treffen zu können. *Nonionella stella* und *N. fragilis* zeigen deutliche Maxima in 2 cm Tiefe, ähnlich wie *Globobulimina pacifica*, *G. hoeglundi* und *Chilostomella ovoidea*, die neben den Häufigkeitsmaxima im obersten Sedimentzentimeter in den tiefen Kernen deutliche sekundäre Maxima aufweisen (Abb. 2).

| Kalifornische Becken | | | |
|-----------------------------|--------------------------|----------------------------|---------------------------|
| 0-1 cm | 0-2 cm | 0-4 cm | 0-8 cm |
| <i>Ammodiscus lavidus</i> | <i>A. pacificus</i> | <i>Hoeglundina elegans</i> | <i>C. ovoidea</i> |
| <i>Epistominella smithi</i> | <i>L. pseudobeyrichi</i> | <i>Cancris inaequalis</i> | <i>G. pacifica</i> |
| <i>Cassidulina delicata</i> | <i>Bolivina spissa</i> | | <i>G. hoeglundi</i> |
| <i>Eggerella</i> sp. | <i>Uvigerina curtica</i> | | <i>R. dentaliniformis</i> |
| <i>R. columbiensis</i> | <i>Nonionella stella</i> | | |
| <i>P. ariminensis</i> | <i>N. fragilis</i> | | |
| <i>T. globigeriniformis</i> | | | |
| <i>T. pacifica</i> | | | |

Tabelle 4b: Bevorzugte Mikrohabitate benthischer Foraminiferen im Nordostpazifik vor Südkalifornien nach Daten aus MACKENSEN & DOUGLAS (1989)

In den Kernen aus den kalifornischen Becken läßt sich durchaus eine Stratifizierung der Habitate im Sediment feststellen, jedoch sind die tiefer lebenden Arten nicht auf einen tief infaunalen (LIPPS & DELACA 1980) Lebensraum festgelegt. *Globobulimina pacifica* zum Beispiel, die in den Kernen aus dem tiefen Santa Catalina Becken ein zweites Maximum zwischen 4 und 5 cm aufweist, beschränkt sich auf der flacheren Position im Santa Monica Becken auf die oberen 2 cm (Abb. 2).

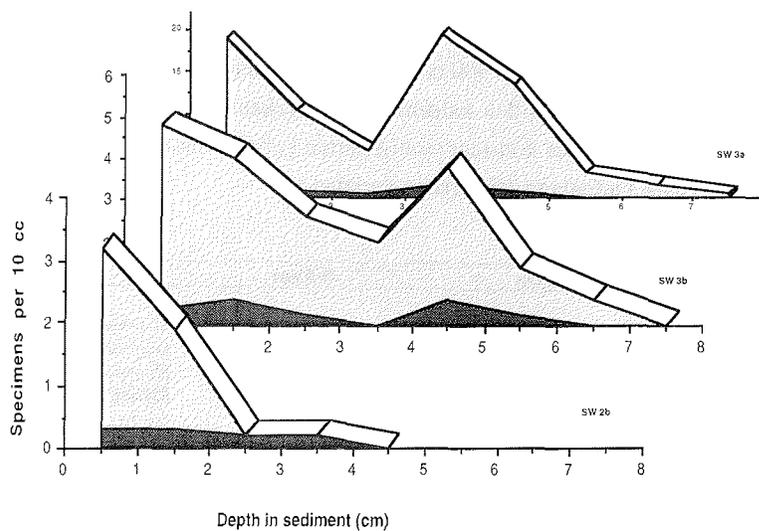


Abbildung 2: Kumulative Verteilung gefärbter (lebender) *Chilostomella ovoidea* (dunkel) und *Globobulimina* spp. (hell) in den obersten Sedimentzentimetern vor Südkalifornien. Die Kerne SW3a und SW3b stammen aus 895 m Wassertiefe im Catalina Becken, während Kern SW2b aus 529 m im flacheren Santa Monica Becken entnommen wurde (aus MACKENSEN & DOUGLAS 1989).

Auf der flachen Station sind *P. ariminensis*, *R. columbiensis* und verschiedene Trochamminen festgeheftet an agglutinierenden Polychaetenröhren gefunden worden. Da sowohl die Foraminiferen als auch die Polychaeten zum Zeitpunkt der Probennahme gelebt haben und letztere über die Sedimentoberfläche aufragten, schließen MACKENSEN & DOUGLAS (1989) auf eine strikt epibenthische, oder besser, eine "suprabenthische" Lebensweise dieser Taxa. LUTZE & THIEL (1987) beobachteten solche Lebenspositionen von *F. wuellerstorfi* und *R. stabilis* und bezeichneten diese als empor gehoben epibenthisch lebend ("elevated epibenthic").

Mit den Untersuchungen von MACKENSEN & DOUGLAS (1989) und CORLISS & EMERSON (1990) deutet sich an, daß die Habitattiefe und besonders die Teufe der tief infaunal lebenden Arten in Abhängigkeit von der Nahrungszufuhr variiert und invers an die Durchlüftung des Porenraumes gekoppelt ist. Die Nahrungszufuhr ist aber in den meisten Meeresgebieten der Erde, vor allem aber in den polaren und subpolaren Regionen, jahreszeitlich stark ver-

schieden. Deshalb ist es naheliegend, den Anteil des infaunalen Benthos im Jahrgang zu bestimmen. Leider sind solche Arbeiten bisher nur in flachen Randmeeren durchgeführt worden. Deshalb sollen hier, wegen der besonderen Bedeutung für die Interpretation auch der Tiefseefaunen, die Hauptergebnisse aus den Arbeiten von BARMAWIDJAJA ET AL. (1992) und JORISSEN ET AL. (1992) aus dem nördlichen flachen adriatischen Meer wiedergegeben werden. Die dort durch den Po gesteuerte jahreszeitlich stark unterschiedliche Zufuhr von Nährsalzen und partikulärer organischer Substanz führt zu jahreszeitlich sehr verschiedener Belüftung des Bodenwassers. BARMAWIDJAJA ET AL. (1992) beprobten mit dem Kastengreifer eine Position in 32 m Wassertiefe siebenmal innerhalb eines Jahres. Die Autoren färbten die obersten 7 cm des Sediments mit Bengalrot und untersuchten diese auf ihren Gehalt an lebenden Foraminiferen. Sie unterschieden zwischen drei Mikrohabitaten, obwohl die überwiegende Mehrzahl der Individuen im obersten Zentimeter lebte und die meisten Arten durchgehend in der Sedimentsäule vorkamen. Als eine wichtige Erkenntnis folgt aus dieser Arbeit, daß die infaunale Nische im Jahrgang von unterschiedlichen Arten und bis in verschiedene Teufen besetzt wird. Eine "epifaunale" Gruppe wurde fast ausschließlich in den obersten zwei Zentimetern gefunden, während eine zweite, "vorwiegend infaunale" Gruppe das ganze Jahr über gleichmäßig verteilt in den oberen fünf Zentimetern gezählt wurde. Zusätzlich wurde eine dritte Gruppe unterschieden, die während eines Teils des Jahres infaunal und während des übrigen Jahres epifaunal lebt und als "fakultativ infaunale" Gruppe bezeichnet wird (Tab. 5).

| epifaunal (0-2 cm) | fakultativ infaunal (0-5 cm) | vorwiegend infaunal (0-5 cm) |
|------------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|
| <i>Bolivina seminuda</i> | <i>B. dilatata forma typica</i> | <i>Eggerella advena</i> |
| <i>B. dilatata forma striatula</i> | <i>Bulimina marginata</i> | <i>Eggerella scabra</i> |
| <i>Cribrostomoides kosterensis</i> | <i>Epistominella exigua</i> | <i>Reophax nana</i> |
| <i>Hanzawaia boueana</i> | <i>Hopkinsina pacifica</i> | <i>Morulaepecta bulbosa</i> |
| <i>Nonionella turgida</i> | | <i>Textularia agglutinans</i> |
| <i>Stainforthia fusiformis</i> | | |

Tabelle 5: Bevorzugte Mikrohabitats benthischer Foraminiferen im nordadriatischem Meer nach BARMAWIDJAJA ET AL. (1992) und JORISSEN ET AL. (1992).

Zusätzlich zu der im Jahrgang bedienten Station beprobten JORISSEN ET AL. (1992) 14 weitere Stationen zentimeterweise aus Wassertiefen zwischen 28 und 51 m, um den Einfluß von Nahrungszufuhr und Sauerstoffgehalt des Bodenwassers auf die Besiedlung der obersten Sedimentsäule zu erforschen. Diese Stationen konnten jedoch nur einmal im Oktober bedient werden. Die Autoren kommen zu der Überzeugung, daß Nahrungszufuhr und Sauerstoffgehalt des Bodenwassers gemeinsam die Höhe der Siedlungsdichte beeinflussen, daß aber die vertikale Verbreitung einer Art im Sediment im wesentlichen vom Sauerstoffgehalt abhängt. So-

bald ein kritischer minimaler Sauerstoffgehalt gegeben ist, soll die Höhe der Nahrungszufuhr ausschlaggebend für die Verbreitungsmuster benthischer Foraminiferen sein.

Die aus dem flachen adriatischen Meer abgeleiteten Aussagen sind sicher so nicht auf bathyale und abyssale Tiefseepopulationen übertragbar. Eine Serie von vier Kastengreiferproben aus dem Skagerrak zwischen 74 und 621 m zeigt, daß die tiefen Kerne (530 und 621 m) in bezug auf Habitattiefe und stratifiziertem Besiedlungsschema der Tiefsee entsprechen (CORLISS & VAN WEERING 1993). Die flacheren Kerne (74 und 221 m) jedoch zeigen ein Bild, das eher den im Santa Monica Becken und im nordadriatischen Meer vorgefundenen Verhältnissen entspricht. CORLISS & VAN WEERING (1993) vermuten, daß auf den flachen Stationen im Sediment die größere Heterogenität der Mikrohabitate, die im wesentlichen bedingt ist durch eine verstärkte Aktivität des Makrobenthos, eine sehr kleinräumig und kleinskalig stratifizierte Besiedlung durch benthische Foraminiferen bedingt. Diese ist dann mit der herkömmlichen zentimeterweisen Beprobung nicht mehr aufzulösen. Dieser Sachverhalt wird dadurch bestätigt, daß ein Zusammenhang zwischen der zunehmenden Eutrophierung im Skagerrak seit 1914 und einer daraus zunächst folgenden Zunahme der makrofaunalen Biomasse sowie einer damit einher gehenden Abnahme der Siedlungsdichte benthischer Foraminiferen nachgewiesen werden konnte (MOODLEY ET AL. 1992). Auch THOMSEN & ALTENBACH (1993) belegen in 42 m Tiefe in der Deutschen Bucht, daß *Criboelphidium excavatum*, als Bestandteil der Infauna, bevorzugt in der Nähe von Wühlgängen des Makrobenthos angetroffen wird. Die Autoren vermuten einen Zusammenhang mit der in diesen Gängen gleichzeitig nachgewiesenen höheren Bakteriendichte.

Vergleicht man die aus den verschiedenen Meeresgebieten und unterschiedlichsten Umweltbedingungen zusammengetragenen Daten über epi- und infaunale Arten (Tab. 2 - 5) untereinander und mit den von CORLISS & CHEN (1988) und ROSOFF & CORLISS (1992) vorgeschlagenen, an die Morphotypen gekoppelten bevorzugten Mikrohabitate (Tab. 1), so sind starke Differenzen nicht nur in der Habitattiefe sondern auch in der Stratifikation der Arten festzustellen. Es kann jedoch zusammenfassend festgehalten werden:

1. Benthische Foraminiferen besiedeln auch in der Tiefsee aktiv das Sediment bis in ca. 15 cm Teufe. Sicherlich verfrachtet bioturbate Verwühlung durch Makrobenthos einzelne Individuen unfreiwillig in tiefere Sedimentschichten. Diesen wird dadurch die Möglichkeit zur Besiedlung von Grabbauten eröffnet, in denen im Vergleich zur Sedimentoberfläche möglicherweise ein günstigeres Nahrungsangebot bei ausreichender Belüftung vorzufinden ist. Die nach Arten stratifizierte Besiedlungstiefe wiederum beweist, daß die aktive Inplatznahme der infaunalen

Nischen relativ rasch, d.h. schneller als die bioturbate Verwühlung, vorgenommen werden muß.

2. Die Besiedlungstiefe einzelner Arten und die Habitattiefe der gesamten Population variiert mit den gegebenen Umweltbedingungen. Neben der Nahrungszufuhr ist die Sauerstoffkonzentration im Porenwasser ein kritischer Parameter für die Besiedlung durch infaunale Arten, obwohl einige Arten, zumindest zeitweise, im dysoxischen und suboxischen Milieu existieren können.

3. In epikontinentalen Randmeeren ändert sich die Habitattiefe im Jahresgang. In der Tiefsee sind in Gebieten mit jahreszeitlich stark schwankender Nahrungszufuhr, wie zum Beispiel in den polaren Frontenbereichen, vertikale Positionsänderungen im Sediment wahrscheinlich.

4. Ob ein von bestimmten Arten bevorzugter infaunaler Lebensraum in seiner Tiefenlage relativ zu den Lebensräumen der anderen Arten konstant bleibt, ist nicht geklärt. Ebenso wenig ist klar, ob eine Art in ihrem Lebenszyklus im Sediment vertikal migriert, möglicherweise vergleichbar zu dem Verhalten ihrer planktisch lebenden Verwandten in der Wassersäule.

3.3. Polare und subpolare Biogeographie und Synökologie

Im Rahmen dieser Untersuchung soll nur auf modernere quantitative Untersuchungen eingegangen werden. Die mehr taxonomisch-systematische Pionierarbeit aus der Zeit der nationalen Expeditionen hat ihren Niederschlag im taxonomischen Teil gefunden (Kap. 2). Benthische Foraminiferengemeinschaften der Tiefsee wurden zu Beginn der systematischen Erfassung ihrer Verbreitungsräume bestimmten Wassertiefen zugeordnet. Sogenannte obere Tiefenbegrenzungen wurden errechnet und auf fossile Faunen übertragen, um eine Abschätzung der Ablagerungstiefe der jeweiligen Sedimente zu erlauben (BANDY & ECHOLS 1964; BANDY & RODOLFO 1964). Dieser ursprüngliche Ansatz wurde von STREETER (1973), SCHNITKER (1974b) und DOUGLAS (1979) stark erweitert und modifiziert. Nun sollten bestimmte Wassermassen mit ihren sich verändernden physikalischen und chemischen Parametern entscheidend sein für die Zusammensetzung der jeweiligen benthischen Foraminiferenfauna. Dementsprechend ließen sich vertikale und laterale Verschiebungen charakteristischer Wasserkörper im Wechsel von Glazial- und Interglazialzeiten belegen (LOHMANN 1978). Dagegen wiesen LUTZE & COULBOURN (1984) nach, daß die Zufuhr organischer Substanz die Verbreitung bestimmter Hochproduktionsfaunen entscheidend steuert.

Seit CORLISS (1985) und GOODAY (1986) wird allgemein akzeptiert, daß benthische Tiefseeforaminiferen, wie das Makrobenthos auch, eine Palette verschiedener, stratifizierter Mikrohabitate über, auf und im Sediment besiedeln (siehe 3.2). MACKENSEN ET AL. (1993a) und

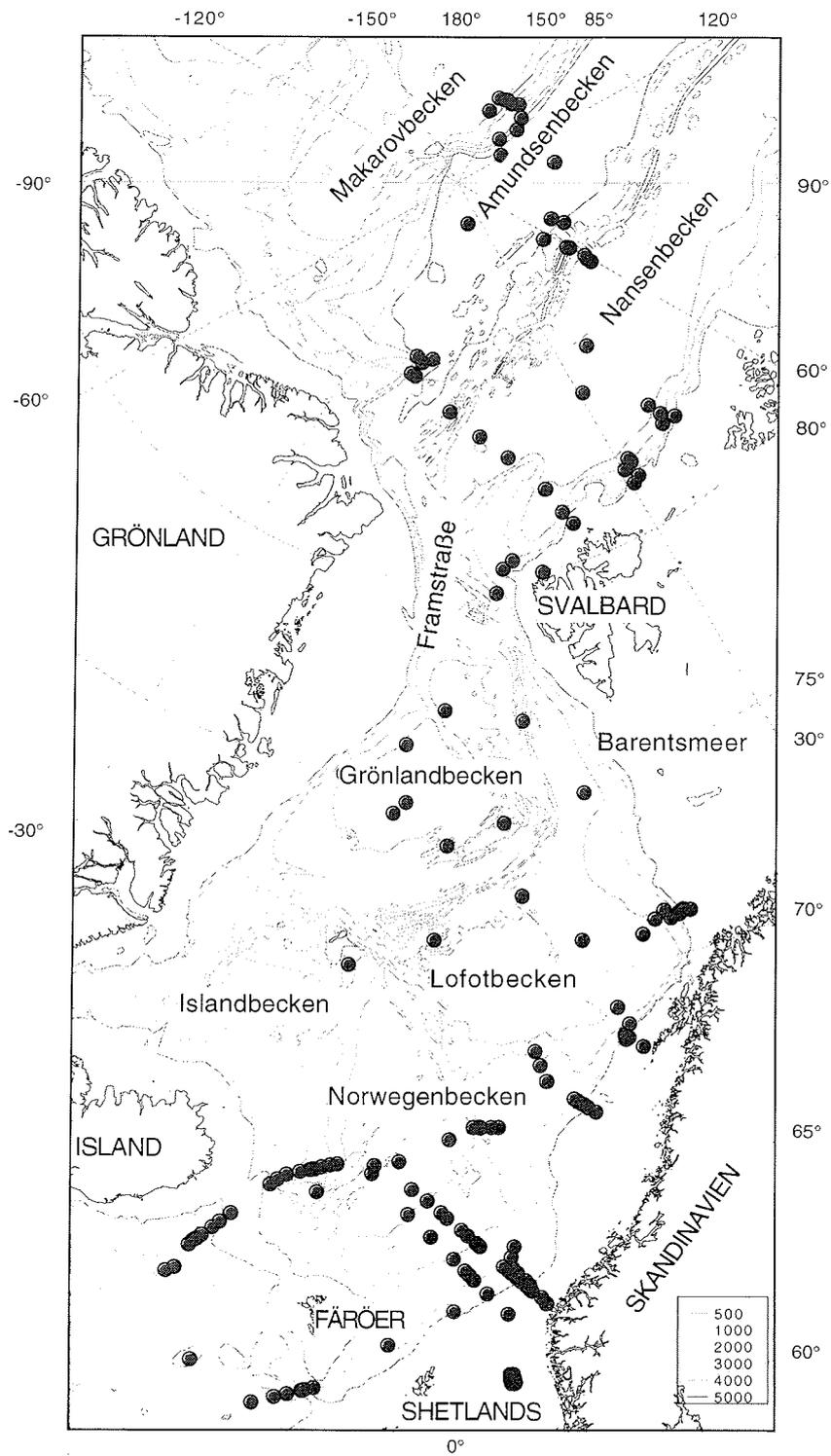
SCHNITKER (1994) formulierten dann unabhängig, aber in weiten Teilen übereinstimmend eine Arbeitshypothese, die hier einleitend an den Anfang dieses Kapitels gestellt werden soll: Als das die benthische Foraminifere direkt umgebende physikochemische Milieu sei die Bodenwassermasse entscheidend für epibenthisch lebende Arten; für die Infauna sei jedoch eher die Höhe der Exportproduktion bedeutend, die letztlich Nahrungszufuhr und Sauerstoffgehalt im Porenwasser kontrolliere. Folglich sei die Zusammensetzung der Gesamtfauuna prinzipiell abhängig von der jeweiligen Bodenwassermasse, und der Höhe der Exportproduktion, wobei bei erhöhter Produktion der Anteil der Infauna größer würde. Eine bestimmte benthische Foraminiferenfauna spiegele demnach sowohl eine überregionale (Alter und Herkunft der Bodenwassermasse) wie auch eine lokale Komponente (Exportproduktion am Ort der Probennahme) wider.

Um diese Hypothese zu verifizieren, wird im folgenden zunächst die regionale Biogeographie benthischer Foraminiferen zwischen Nord- und Südpol innerhalb der einzelnen Tiefseebecken in ihrem jeweiligen ökologischen Zusammenhang diskutiert. Anschließend werden dann in einer Synthese aus diesen regionalen Beziehungen global charakteristische Tiefseefauunen hoher Breiten mit ihren spezifischen Anforderungen an ihren Lebensraum herausgefiltert und zusammengefaßt (siehe 4.).

3.3.1. Nordpolarmeer

Das Nordpolarmeer erstreckt sich über den Nordpol und wird im Sinne von DIETRICH ET AL. (1975) als mediterranes Meer angesprochen. Knapp 50 % der Gesamtfläche werden von ausgedehnten Schelfgebieten eingenommen. Das zentrale Nordpolarmeer ist jedoch tiefer und läßt sich durch eine Reihe parallel streichender Rücken in die einzelnen eurasischen Becken und das kanadische Becken untergliedern (Abb. 3). Das Nordpolarmeer steht mit dem europäischen Nordmeer und dem atlantischen Ozean über die Framstraße und mit dem pazifischen Ozean über die Beringstraße in Verbindung. Über die Framstraße werden Wassermassen vorwiegend aus der Norwegensee zugeführt, während arktische Wassermassen in die Grönlandsee ausgeführt werden (RUDELS 1989). In den tiefen Becken kennzeichnen im wesentlichen drei Wassermassen die Hydrographie: das Arktische Bodenwasser, das Atlantische Wasser und das Polare Oberflächenwasser (Abb. 7).

Abbildung 3(nächste Seite): Bathymetrie des Nordatlantiks (GEBCO) mit Lage der auf ihren Gehalt an benthischen Foraminiferen untersuchten Probennahmepunkte (zusammengezeichnet aus BELANGER & STREETER (1980), MACKENSEN ET AL. (1985), MACKENSEN (1987b), MACKENSEN & HALD (1988) und WOLLENBURG (1995). Tiefenlinien in Metern.

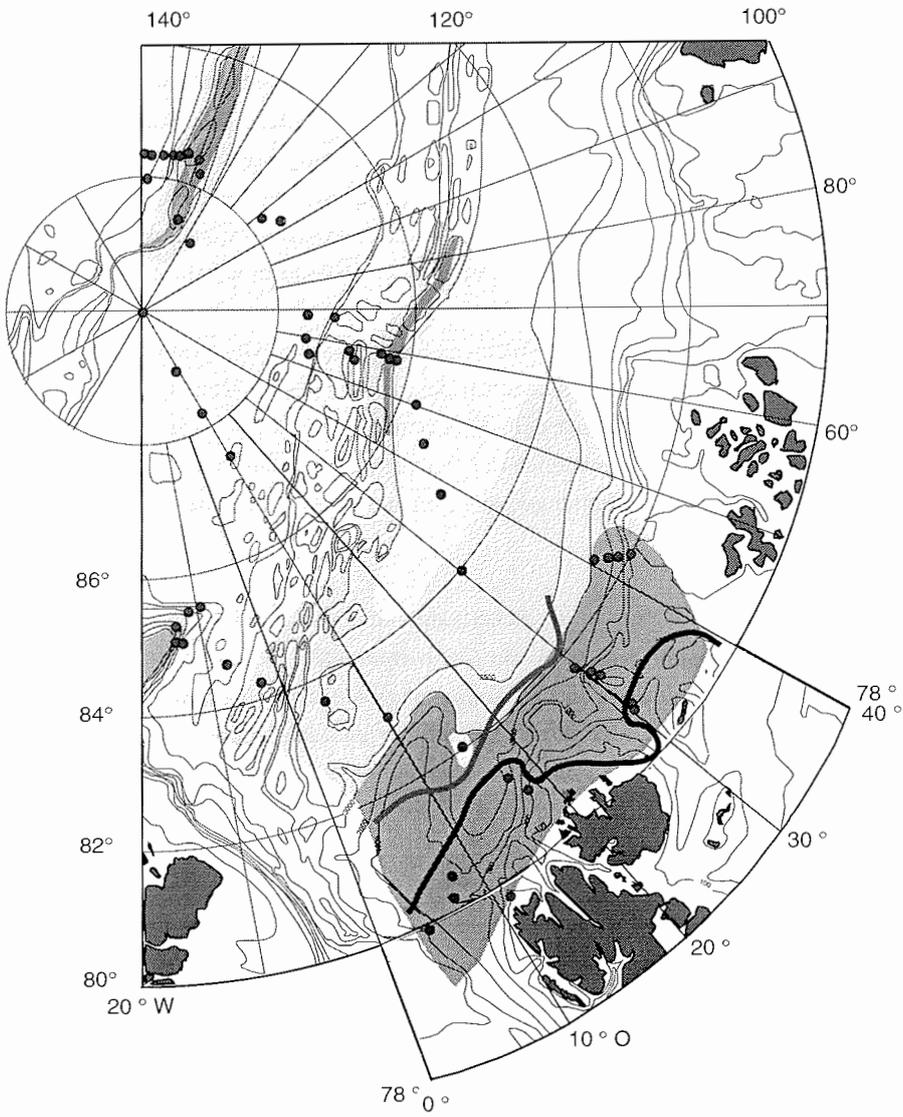


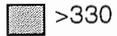
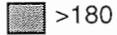
Das arktische Bodenwasser bildet sich aus Grönlandseetiefenwasser und hoch-salinem Wasser, das auf den arktischen Schelfgebieten durch Ausfrierprozesse entsteht (AAGAARD ET AL. 1985). Über dem Arktischen Bodenwasser schichtet sich zwischen 900 m und 150 m Wassertiefe das aus der Norwegensee kommende Atlantische Wasser ein. Es besitzt dieselbe Salinität wie das Bodenwasser, ist aber wesentlich wärmer. Es ist auch wärmer als das überlagernde Arktische Oberflächenwasser, das aufgrund niedrigerer Salinitäten weniger dicht als das unterlagernde wärmere Wasser ist. Das Oberflächenwasser hat Temperaturen von nahe dem Gefrierpunkt zwischen $-1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ und $-1,9\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Während der Wintermonate erstreckt sich eine zusammenhängende Meereisdecke über das Nordpolarmeer. Ungefähr die Hälfte dieser Fläche wird von saisonalem Meereis bedeckt, das sich im Sommer vom Schelf und aus den Randmeeren zurückzieht (GIERLOFF-EMDEN 1982; BARRY 1989). Die ozeanographische Situation und die Landmassenverteilung bedingt eine äußerst unterschiedliche geographische Ausdehnung der Meereisdecke. So ist nördlich von Svalbard die geringste meridionale Meereisausdehnung nahezu ganzjährig bei $80\text{ }^{\circ}\text{N}$ zu finden. Die großräumige Bewegung der Meereisdecke wird im amerasischen Becken durch den antizyklonalen Beaufortwirbel geprägt. Die Verweildauer in diesem Wirbel beträgt 7 - 10 Jahre (HIBLER 1989). Das Eurasische Becken wird von der Transpolardrift beherrscht, die Eismassen aus den sibirischen Liefergebieten über den Nordpol bis in die Framstraße verfrachtet. Für diese Wegstrecke benötigen die treibenden Eisschollen 2 - 4 Jahre (COLONY & THORNDIKE 1985).

Arbeiten, die sich mit benthischen Foraminiferen aus dem Nordpolarmeer beschäftigen gibt es zwar mehr als erwartet, doch beschränken sich diese im wesentlichen auf das Amerasische Becken und die sibirischen Schelfbereiche (LOEBLICH & TAPPAN 1953; GREEN 1960; TODD & LOW 1966; VILKS 1969; LAGOE 1980; TODD & LOW 1980; SAIDOVA 1988; SCOTT ET AL. 1989; VILKS 1989; SAIDOVA 1990; SCHRÖDER-ADAMS ET AL. 1990). Aus dem zentralen Eurasischen Becken sind dagegen bisher nur wenige Arbeiten veröffentlicht worden (SCOTT & VILKS 1991; BERGSTEN 1994; WOLLENBURG 1995). Taxonomische Übersichten werden in LAGOE (1977), GREEN (1960) und LOEBLICH & TAPPAN (1953) sowie in WOLLENBURG (1992; 1995) gegeben, während ökologische Übersichtsanalysen in LAGOE (1980) und TODD & LOW (1980) diskutiert werden. Spezielle Untersuchungen zur Infaunalität von arktischen

Abbildung 4 (nächste Seite): Siedlungsdichte (Zahl lebender Individuen/10 cm²) benthischer Foraminiferen in den eurasischen Becken des Nordpolarmeeres. Deutlich erhöhte Siedlungsdichten sind an die im Sommer produktiven, eisfreien Gebiete im Einstrombereich des atlantischen Wassers und zumindest zeitweise aufbrechende Eisdecken über den ozeanischen Rücken geknüpft (aus WOLLENBURG 1995).



- | | | |
|--|---|---|
|  >330 |  >90 |  sommerliche Eiskante |
|  >180 |  <90 |  maximaler Eisrückgang |

Foraminiferen sind von HUNT & CORLISS (1993) auf dem kanadischen Archipel durchgeführt worden. Obwohl einige der zitierten Untersuchungen auf gefärbtem Probenmaterial basieren, ist nur WOLLENBURG (1995) Bestandsaufnahme der lebenden Fauna des eurasischen Beckens durch die fast ausschließliche Bearbeitung von Multicoreroberflächen quantitativ gesichert. Weiterhin sind in dieser Arbeit erstmalig durchgehend die beiden Fraktionen $>63 \mu\text{m}$ und $>125 \mu\text{m}$ bearbeitet worden. Das ermöglicht die direkte rechnerische Ankopplung der Faunen des Arktischen Ozeans (in der Regel $>63 \mu\text{m}$) an die Faunen des Europäischen Nordmeeres und des Nordatlantiks (meist $>125 \mu\text{m}$). Im folgenden soll die Verbreitung der benthischen Foraminiferenfaunen im eurasischen Teil des Nordpolarmeeres kurz zusammengefaßt werden. Eine detaillierte Beschreibung der Faunen wird in WOLLENBURG (1995) gegeben.

In den ganzjährig eisfreien und saisonal eisfreien Gebieten nördlich von Svalbard korrelieren hohe Siedlungsdichten und hohe Diversitäten der benthischen Foraminiferengemeinschaften mit hohen Primärproduktionsraten über dem Kontinentalhang. Es finden sich unter diesen hohen Nahrungsflüssen im Einstrombereich der Wassermassen atlantischen Ursprungs entlang der Meereiskante Vergesellschaftungen, die sich aus der Norwegensee herleiten lassen (Abb. 4).

So dominiert auf dem Schelf und an der Schelfkante eine von *Lobatula lobatula* geprägte Vergesellschaftung. Der obere Hang wird von *Cribrostomoides subglobosum* und *Reophax guttifer* im westlichen Bereich und von *Cassidulina neoteretis* im östlicheren Bereich dominiert. Der untere Hang wird entweder durch *Triloculina frigida* oder durch *Oridorsalis umbonatus* geprägt (WOLLENBURG 1995). Alle diese Arten dominieren auch charakteristische Vergesellschaftungen des Europäischen Nordmeeres (MACKENSEN ET AL. 1985; MACKENSEN 1987b; MACKENSEN & HALD 1988).

Die oligotrophen ganzjährig eisbedeckten Gebiete werden beherrscht von epifaunal sessil agglutinierenden Arten wie *Placopsilinella aurantiaca* und *Sorosphaera cf. depressa*. Das extrem niedrige Angebot an partikulärer organischer Substanz spiegelt sich in sehr niedrigen Siedlungsdichten und niedrigen Diversitäten wider. Die hier dominanten Foraminiferengemeinschaften sind im Europäischen Nordmeer nicht verbreitet. Aschemonellen, Sorosphaeren, Placiopsilinellen sowie kleinwüchsige endemische Kalkschaler wie *Epistominella arctica* und *Stetsonia horvathi* prägen die Faunen. Vereinzelt siedeln Foraminiferengemeinschaften der saisonal eisfreien Bereiche auch unter der ganzjährigen Eisdecke, aber meist in erheblich geringeren Wassertiefen. Erhöht sich das Nahrungsangebot z.B. durch das regelmäßige Aufbrechen der Meereisdecke an ozeanographischen Fronten, steigen auch Siedlungsdichte, Diversität und infaunale Aktivität an (WOLLENBURG 1995).

3.3.2. Europäisches Nordmeer

Südlich an den Arktischen Ozean schließt zwischen Grönland und dem fennoskandischen Kraton das Europäische Nordmeer an (Abb. 3). Es ist mit dem Arktischen Ozean durch die Framstraße und mit dem Nordatlantik über den Grönland-Schottland Rücken verbunden. Innerhalb des Europäischen Nordmeeres läßt sich, durch das mittelozeanische Rückensystem vorgegeben, die Grönlandsee mit dem Grönland- und Islandbecken von der Norwegensee mit dem Lofot- und Norwegenbecken unterscheiden. In der Grönlandsee findet durch Vermischung atlantischer und polarer Oberflächenwassermassen eine konvektive Erneuerung der Zwischen- und Tiefenwassermassen statt (HELLAND-HANSEN & NANSEN 1909; KILLWORTH 1979). Die vermutlich hauptsächlich im Islandbecken neu gebildeten Zwischenwassermassen überströmen die Dänemarkstraße und den Island-Färöer Rücken entweder direkt (PETERSON & ROTH 1976; SWIFT ET AL. 1980; MEINCKE 1983; SWIFT 1984) oder mischen sich mit tieferem Wasser der Norwegensee und strömen dann durch den Färöbank Kanal in den Nordatlantik (AAGAARD ET AL. 1985). Der Ausstrom durch die Dänemarkstraße und den Färöbank Kanal ist kontinuierlich, jedoch wird der Island-Färöer Rücken nur von Zeit zu Zeit überströmt (CREASE 1965; LEE 1967; MEINCKE 1983; SWIFT 1984; DICKSON & BROWN 1994). Zusammen mit dem Tiefenwasser der Labradorsee bilden diese Wassermassen die schweren Komponenten des Nordatlantischen Tiefenwassers (NADW). Die leichteste Komponente des NADW schließlich stammt aus dem Mittelmeer und wird im zentralen Nordatlantik hinzugemischt.

Das für die Tiefenwasserbildung im Grönland- und Islandbecken benötigte warme und verhältnismäßig salzreiche Wasser wird als Oberflächenstrom aus der Karibik kommend mit dem Golfstromsystem und der Nordatlantischen Drift quer über den Nordatlantik in der Hauptsache zwischen den Färöern und den Shetlands oberflächlich in die Norwegensee eingespeist. Der größte Teil dieses nordatlantischen Wassers fließt als Norwegenstrom entlang des norwegischen Kontinentalrandes nach Norden. Die höchste Geschwindigkeit erreicht der Strom vor Westnorwegen über dem obersten Kontinentalhang (LJØEN 1969). Nördlich von Norwegen teilt sich der Norwegenstrom in den nach Nordosten in das Barentsmeer einströmenden Nordkapstrom und den nordwärts fließenden Westspitzbergenstrom, der dort, durch den stetigen Wärmeverlust dichter geworden, unter das kältere, aber salzärmere polare Oberflächenwasser abtaucht (AAGAARD ET AL. 1987; RUDELS 1989). In der Framstraße rezirkuliert ein Teil des durch die Vermischung mit dem kalten, arktischen Wasser nun noch dichter gewordenen Atlantikwassers und schichtet sich unter den nach Süden fließenden kalten Ostgrönlandstrom (QUADFASEL ET AL. 1987). Ein anderer Teil fließt als subpolares Zwischenwasser durch die Framstraße in das Nordpolarmeer (AAGAARD ET AL. 1987).

Zwischen den arktischen Oberflächenwassermassen polaren Ursprungs und den atlantischen Wassermassen subtropischer Herkunft bilden sich im Europäischen Nordmeer ozeanische Frontensysteme aus, die, im Unterschied zu den antarktischen Frontensystemen, nicht zonal, sondern in der heutigen Interglazialzeit, stark meridional orientiert sind. Die wichtigsten Fronten sind die Arktisfront zwischen warmem atlantischem Wasser aus dem Norwegenstrom und kälterem Mischwasser atlantischer und arktischer Herkunft, und die ostgrönländische Polarfront zwischen kaltem polarem Wasser aus dem Ostgrönlandstrom und wärmerem Mischwasser arktischer und atlantischer Herkunft (JOHANNESSEN 1986).

Die ersten moderneren quantitativen Untersuchungen der bathyalen und abyssalen benthischen Foraminiferenfauna des Europäischen Nordmeeres stammen von den nördlichen Flanken des Grönland-Schottland Rückens: NØRVANG (1945) bearbeitete die Fauna um Island, und JARKE (1958) beschrieb ein Profil über den Island-Färöer Rücken. Pilotkernoberflächen aus allen Becken des Europäischen Nordmeeres wurden von BELANGER & STREETER (1980) untersucht, die gestützt auf multivariate Statistik folgerten, daß im wesentlichen hydrostatischer Druck und Wassertemperatur ausschlaggebend für die beobachteten Verbreitungsmuster der Faunen seien. SKARBØ (1980) und SEJRUP ET AL. (1981) bearbeiteten Schwerelot- und Kolbenlotoberflächen auf Profilen senkrecht zum südwestnorwegischen Kontinentalhang bis ins Norwegenbecken und bestätigten die offensichtliche Tiefenzonierung der Faunen, hielten aber den Einfluß der Temperatur für eher gering. Einige Jahre später erschienen die ersten Arbeiten, die auf qualitativ höherwertigen, mit Bengalrot gefärbten Kastengreiferoberflächen beruhten (MACKENSEN ET AL. 1985; MACKENSEN 1987b; MACKENSEN & HALD 1988). Diese Untersuchungen, die erstmals zwischen Lebend- und Totfaunen unterscheiden konnten, erstreckten sich zwischen Island-Schottland Rücken und Norwegenbecken im Süden entlang des norwegischen Kontinentalhanges bis ins Barentsmeer nördlich von Svalbard. Die wesentliche Erkenntnis aus der Bearbeitung dieser Datensätze war, daß die Besiedlung der Norwegensee durch verschiedene benthische Foraminiferenvergesellschaftungen weniger durch die physikochemischen Eigenschaften der Bodenwassermassen gesteuert wird, als vielmehr durch die Art und Menge der Nahrungszufuhr und die Beschaffenheit des Substrats.

Darauf aufbauend, gruppieren erst CORLISS & CHEN (1988) die Daten von MACKENSEN ET AL. (1985) und später ROSOFF & CORLISS (1992) die Daten von BELANGER & STREETER (1980) nach epifaunalen und infaunalen Morphotypen und kamen zu dem Ergebnis, daß von mutmaßlich infaunalen Arten dominierte Faunen maßgeblich von relativ hohen Flußraten organischen Kohlenstoffs abhängig sind. Dagegen sind epifaunale Arten vorwiegend in oligotrophen oder abyssalen Gebieten zu finden, in denen der organisch-C-Fluß aus dem Pelagial

niedrig ist. THIES (1991) und ALTENBACH (1991) kommen auf der Grundlage eines stark vereinfachten Datensatzes (Zählungen der Fraktion $>250 \mu\text{m}$) zu der Überzeugung, daß die Verbreitung benthischer Foraminiferen ausschließlich über deren Nahrungsansprüche und unabhängig von der Hydrographie der Bodenwassermassen gesteuert wird. SARNTHEIN & ALTENBACH (1995) formulierten auf der Basis vermutlich desselben Datensatzes eine ausschließliche Abhängigkeit ihrer drei benthischen Foraminiferenfaunen zwischen Nordpol und Äquator von organisch-C-Flußraten und der Intensität der Bodenströmung.

Im folgenden wird die Verbreitung der benthischen Foraminiferenfaunen der Norwegensee kurz zusammengefaßt. Eine detaillierte Beschreibung der Faunen wird in MACKENSEN ET AL. (1985), MACKENSEN (1987b) und in SEJRUP ET AL. (1981) gegeben. Auf der atlantischen Flanke des Island-Färöer Rückens bis in 1200 m Wassertiefe und auf dem norwegischen Kontinentalschelf lebt eine von *Lobatula labatula* dominierte Fauna in den Gebieten, die durch starke und unregelmäßige Bodenströmungen geprägt sind. Dort wird nicht sedimentiert und sandig-kiesiges bis steiniges Substrat überwiegt. In dieser hochenergetischen Umgebung sind an Steine und Kies angeheftet lebende Arten, die zusätzlich noch in Zwickeln und konkaven Bruchflächen vor Abrieb geschützt sind, besonders überlebensfähig. Die *Angulogerina angulosa* Artengruppe besiedelt die Schelfkante und den oberen Kontinentalhang. Auch hier ist, ähnlich wie bei der *L. labatula* Fauna, eine Korrelation mit Bodenströmungsverhältnissen und den entsprechenden Sedimenten festzustellen. Nur ist das von *A. angulosa* bevorzugte Substrat vorwiegend sandig. Eine von *Melonis zaandami* dominierte Artengruppe prägt die lebende Foraminiferenfauna um das Norwegenbecken zwischen 500 und 120 m Wassertiefe. Ihr Einfluß nimmt im Lofotenbecken nach Norden stark ab. Die Verbreitung direkt unterhalb des oberflächennahen Einstroms atlantischer Wassermassen in relativ ruhigem Sedimentationsmilieu mit hohen Akkumulationsraten partikulärer organischer Substanz deutet auf eine von der Höhe und Art der Nahrungszufuhr abhängige, aber vom Substrat und den physikochemischen Bedingungen der Bodenwassermasse weitgehend unabhängige Besiedlung. Ab ca. 700 m Wassertiefe stellt die *Cassidulina neoteretis* Vergesellschaftung sukzessive immer größere Anteile an der benthischen Foraminiferenfauna und dominiert unter 1200 m bis in ca. 1500 m. Die Anforderungen dieser Artengruppe an ihre Umwelt sind denen der *M. zaandami* Artengruppe sehr ähnlich, nur ist *C. neoteretis* besonders an sehr kalte Bodenwassermassen adaptiert und damit, unterhalb von 1200 m, *M. zaandami* überlegen (MACKENSEN & HALD 1988).

Die Tiefseefaunen des Europäischen Nordmeeres lassen sich in eine von *Cribr stomoides subglobosum* und eine von *Fontbotia wuellerstorfi* und *Epistominella exigua* geprägte Fauna unterteilen. Beide Faunen lassen sich schließlich in den tiefsten Bereichen von einer durch

Oridorsalis umbonatus dominierten Artengruppe abgrenzen (BELANGER & STREETER 1980; MACKENSEN ET AL. 1985). Es wird heute allgemein akzeptiert, daß eine Steuerung der Verbreitungsmuster dieser Tiefseefaunen im wesentlichen durch die Höhe der Nahrungszufuhr aus dem Pelagial erfolgt, da Unterschiede in den physikochemischen Bedingungen der Boden- und Tiefenwasserkörper nicht gegeben sind.

Aus der Grönlandsee liegen nur wenige Faunenanalysen in der >150- μ m-Fraktion vor (BELANGER & STREETER 1980). Einige Proben vom ostgrönländischen Schelf (AHRENS 1994; MACKENSEN ET AL. 1994b) und aus dem Mündungsbereich des Scoresby Sund (MADSEN & KNUDSEN 1994) sind in der Fraktion >125 μ m bearbeitet worden. Ein umfangreicher Datensatz wurde in der Fraktion >250 μ m bearbeitet, der jedoch aufgrund der gewählten Fraktion nur sehr eingeschränkt mit den übrigen Arbeiten aus dem Europäischen Nordmeer vergleichbar ist (LUTZE & SALOMON 1987; THIES 1991). So kommen LUTZE & SALOMON (1987) und THIES (1991) zu der Auffassung, daß sich die grönländischen bathyalen Faunen grundsätzlich nicht von den Faunen des norwegischen Kontinentalrandes unterscheiden. Dieses Ergebnis dient den Autoren als wesentliche Grundlage für die Ableitung der Erkenntnis, nach der im Europäischen Nordmeer ausschließlich die Höhe der Primärproduktion für die Verbreitung der benthischen Foraminiferenfaunen bestimmend ist. Es wird argumentiert, daß physikochemische Charakteristika, die mit so unterschiedlichen hydrographischen Bedingungen wie dem kalten, niedrig salinen Grönlandstrom einerseits und dem warmen, salzreichen Norwegenstrom andererseits assoziiert sind, auch zu verschiedenen benthischen Vergesellschaftungen führen müßten, wenn diese wesentlich über die Hydrographie der Bodenwassermassen gesteuert würden. Unterhalb von etwa 1200 m sind jedoch zwischen grönländischem und norwegischem Kontinentalhang keine wesentlichen Unterschiede in der Hydrographie der Bodenwassermassen festzustellen. Die möglichst vollständige Erfassung der Faunen des oberen Kontinentalhanges und des äußeren Schelfes ist daher entscheidend für eine Verifizierung der von LUTZE & SALOMON (1987) formulierten Hypothese. In diesem Zusammenhang ist festzuhalten, daß sowohl die Daten von BELANGER & STREETER (1980) als auch die laufenden Untersuchungen des Autors ungleich höhere Häufigkeiten von *Islandiella norcrossi*, *I. teretis*, *Buccella tenerima* und *B. frigida* auf dem grönländischen Schelf und oberen Kontinentalhang als am norwegischen Kontinentalrand aufweisen (vgl. 3.4.).

3.3.3. Nordatlantik

Der westliche Nordatlantik, soweit für diese Untersuchung relevant, umfaßt die nördlichen Tiefseebecken westlich des Nordatlantischen Rückens. Dazu gehört von Norden nach Süden das Labradorbecken, das Neufundlandbecken und das Nordamerikanische Becken. Über die Grönland-Schottland Schwelle strömen die in der Grönlandsee gebildeten kalten, sauerstoffreichen Tiefenwassermassen in den Nordatlantik (vgl. 3.3.2). Sie werden nach Westen gedrängt, schichten sich unter das subpolare und ebenfalls sauerstoffreiche Zwischenwasser aus der Irmingersee und der Labradorsee und bilden so die schwersten Komponenten des NADW, das Untere und das Mittlere NADW. Die dritte und leichteste Komponente des NADW, das Obere NADW, erhält eine Injektion von warmen, sauerstoffarmen und besonders salzreichem Wasser aus dem Mittelmeer und ist anhand der dadurch verhältnismäßig hohen Salzgehalte bis in den antarktischen Raum deutlich verfolgbar (DIETRICH ET AL. 1975). Ein tiefer westlicher Randstrom verfrachtet das NADW unterhalb des Golfstroms entlang des nordamerikanischen Kontinents nach Süden. Es wird davon ausgegangen, daß dieser Strom in der Regel nicht wesentlich tiefer als 4000 m reicht. Am Kontinentalfuß vor Neuschottland läßt sich jedoch mit Hilfe von Meeresbodenphotographien der Einfluß starker Konturströme noch unterhalb von 4500 m nachweisen (TUCHOLKE ET AL. 1985). Diese tiefen äquatorwärts fließenden Konturströme transportieren außer Unterem NADW auch einen beträchtlichen Anteil rezirkulierten AABW's zurück nach Süden. Unterhalb von etwa 5000 m und südlich von ungefähr 40 °N sind die Tiefseeebenen des Nordamerikanischen Beckens (Hatteras Abyssal Plain und Nares Abyssal Plain) dann vollständig überflutet von AABW.

Im subpolaren Bereich des westlichen Nordatlantiks ist erstaunlich wenig über die rezente Verteilung benthischer Foraminiferen des Kontinentalhanges und der Tiefsee bekannt. Auch die Faunen der Davisstraße und des Baffinmeeres nördlich der Labradorsee sind nur durch wenige Proben aus Wassertiefen zwischen etwa 100 und 900 m belegt (OSTERMAN & NELSON 1989). Dagegen sind von den nordöstlichen kanadischen Schelfgebieten in den letzten Jahren eine Reihe von Untersuchungen publiziert worden (THOMAS & SCHAFER 1982; VILKS ET AL. 1982; MUDIE ET AL. 1984). Ältere Arbeiten von SCHNITKER (1974b; 1979) und STREETER (1973), wobei letzterer auf einen Datensatz von PHLEGER ET AL. (1953) zurückgriff und mit Hilfe moderner multivariater Statistik neu gruppierte, zählen zu den Pionierwerken der modernen Synökologie benthischer Foraminiferen, beziehen sich jedoch auf verhältnismäßig "dünne" Datensätze aus dem gesamten Nordatlantik. Dennoch markieren diese Arbeiten den Beginn der Erkenntnis, daß sich benthische Foraminiferen als ausgezeichnetes Werkzeug für paläoökologische und paläoozeanographische Rekonstruktionen eignen könnten (vgl. DOUGLAS & WOODRUFF 1981; SCHNITKER 1994).

Zu den ersten quantitativen Arbeiten, die die rezente Verbreitung benthischer Foraminiferen auf dem nördlichen Kontinentalhang des Nordamerikanischen Beckens im Detail dokumentieren, gehören die Untersuchungen von SCHAFER & COLE (1982), STREETER & LAVERY (1982) und MILLER & LOHMANN (1982), letztere allerdings nur in der schwer vergleichbaren >250 µm Fraktion (vgl. 3.1.). WILLIAMSON ET AL. (1985) untersuchte die Lebend- und Totfauna vom Schelf und obersten Kontinentalhang vor Neuschottland mit modernen statistischen Methoden, aber basierend auf Backengreiferproben. Erst KAMINSKI (1985), SCHRÖDER (1986), THOMAS ET AL. (1990) und CORLISS & EMERSON (1990) konnten auf verhältnismäßig ungestörte Oberflächenproben aus Kastengreifern zugreifen. SCHRÖDER (1986) und KAMINSKI (1985) legten das Hauptaugenmerk ihrer Untersuchungen auf die abyssale agglutinierende benthische Fauna, während CORLISS & EMERSON (1990), wie auch CORLISS (1991), die infaunale Besiedlung des Oberflächensediments und die Mikrohabitatansprüche benthischer Foraminiferen in den Vordergrund ihrer Arbeiten stellten (vgl. 3.2.). Im folgenden wird die Verbreitung der benthischen Foraminiferenfaunen des bathyalen und abyssalen nordamerikanischen Kontinentalrandes und der angrenzenden Tiefseeebenen kurz zusammengefaßt (vgl. auch LUKASHINA 1988; MURRAY 1991). Eine detaillierte Beschreibung der Faunen wird in PHLEGER ET AL. (1953), WILLIAMSON ET AL. (1985), SCHRÖDER (1986) und THOMAS ET AL. (1990) gegeben.

Vor Neuschottland dominiert *Angulogerina angulosa* die Schelfkante und den obersten Kontinentalhang auf sandigem Sediment bis etwa 400 m (WILLIAMSON ET AL. 1984). In 500 m Wassertiefe finden SCHAFER & COLE (1982) eine Lebendfauna, die von *Adercotryma glomerata* und *Nonionella labradorica* dominiert wird. Unterhalb dieser Fauna ist eine von *Criboelphidium excavatum* forma *clavata* geprägte Vergesellschaftung bis in etwa 2500 m Wassertiefe vorherrschend (SCHAFER & COLE 1982; STREETER & LAVERY 1982; THOMAS ET AL. 1990). * Weiter südlich, zwischen New York Bucht und Kap Hatteras, charakterisiert

* Murray (1991: 84) vertritt in seiner Synthese die Auffassung, daß die sonst nur von Schelf- und Epikontinentalmeeren oder aus Ästuaren und Fjordsystemen bekannte Art *C. excavatum* am Kontinentalhang vor Neuschottland nicht hangab transportiert worden sein kann, da gefärbte Exemplare den autochthonen Befund belegen. Er beruft sich auf die Funde von SCHAFER & COLE (1982). Diese Autoren selbst halten es jedoch für durchaus wahrscheinlich, daß lebende adulte wie juvenile Individuen vom Schelf bis auf den mittleren Hang transportiert worden sein könnten. Sogar eine von *C. excavatum* dominierte Fauna auf dem äußeren Schelf können WILLIAMSON ET AL. (1984) eindeutig als Reliktfauna ansprechen, da lebende Individuen nicht gefunden wurden. Auch die Tatsache, daß sich lebende *C. excavatum* vom oberen und mittleren Hang keiner Mikrohabitat-Kategorie zuordnen lassen (vgl. 3.2.), deutet auf zusätzlichen Forschungsbedarf zur Klärung der Umweltansprüche dieser für paläoozeanographische und -klimatische Interpretationen wichtigen Art (vgl. 5.1.4.). In der Norwegensee wurden lebende *C. excavatum* nur auf dem Kontinentalschelf gefunden. Weit verbreitete Vorkommen einzelner leerer Gehäuse in Oberflächensedimenten der tiefen Norwegensee wurden mit bioturbat aus pleistozänen Sedimenten emporgewühlten Verunreinigungen erklärt (MACKENSEN ET AL. 1985). Während der letzten Vereisung sind diese Individuen, ähnlich wie heute im Nordpolarmeer, aus driftendem Meereis ausgereignet, in das vorher auf dem Schelf durch Ankereisbildung Elphidien eingefroren wurden (WOLLENBURG 1993).

Bulimina marginata oberhalb von 1000 m und *Uvigerina peregrina* zwischen 1000 und 3000 m die Vergesellschaftungen des Kontinentalhanges (>250 µm: MILLER & LOHMANN 1982; STREETER & LAVERY 1982). *Epistominella exigua* ist nur in den Arbeiten, in denen die Fraktion >63 µm bearbeitet wurde, Bestandteil der Fauna zwischen etwa 2500 und 4200 m (vgl. SCHAFER & COLE 1982; SCHRÖDER 1986; THOMAS ET AL. 1990; MURRAY 1991). Vermutlich wurde diese Art, deren Größenmittelwert einer Population in der Regel um 125 µm liegt, die aber in arktischen Wassermassen meist kleiner bleibt, in den Arbeiten von STREETER & LAVERY (1982), CORLISS & EMERSON (1990) und CORLISS (1991), welche auf der Analyse der Fraktion >150 µm fußen, nicht erfaßt. Die aragonitische *Hoeglundina elegans* wird von allen Autoren aus Wassertiefen zwischen 2500 und knapp 4000 m beschrieben. Ebenso ist in allen Proben aus >4000 m *Nuttallides umbonifer* charakteristischer oder dominanter Bestandteil. Alle Arbeiten stimmen auch darin überein, daß *N. umbonifer* mit der Ausbreitung von AABW assoziiert ist.

Die nordöstlichen Becken des Nordatlantiks grenzen im Norden an den Island-Schottland Rücken und im Osten an Europa. Man kann zwischen dem Islandbecken, dem Westeuropäischen Becken und dem Iberischen Becken unterscheiden. Die prägende Tiefen und Bodengewässermasse in den nordostatlantischen Becken oberhalb von ca. 4000 m ist das NADW, das wegen eines höheren Anteils seiner tiefsten Komponente und der direkten Zufuhr durch den Färöbank Kanal von manchen Autoren auch als Nordostatlantisches Tiefenwasser (NEADW) ausgedehnt wird (LONSDALE & HOLLISTER 1979). Unterhalb von 4000 m Wassertiefe werden auch die östlichen Meeresbecken des Atlantiks von AABW beeinflusst, das durch die Romanche Bruchzone sowohl nach Süden als auch nach Norden vordringt (SCHLITZER ET AL. 1985; SCHLITZER 1987). Über dem NEADW liegt das aus dem Mittelmeer durch die Straße von Gibraltar nach Norden und Westen sich ausbreitende Wasser, das z.B. im Golf von Biscaya zwischen 800 und 1200 m anzutreffen ist (CARALP 1984) und das sich in den nordwestlichen Becken mit den anderen Komponenten des NADW mischt.

Außer den überregionalen, grobmaschig beprobten und weitgehend nur auf Sedimentkernoberflächen beruhenden Arbeiten (PHLEGER ET AL. 1953; STREETER 1973; SCHNITKER 1974b; 1979; LUKASHINA 1983; 1988), gibt es erstaunlich wenige Untersuchungen über die rezente Verteilung benthischer Foraminiferenfaunen im tiefen nördlichen Nordostatlantik. Die international zugänglichen Arbeiten konzentrieren sich auf das Rockallplateau und den europäischen Kontinentalhang südwestlich von Irland und im Golf von Biscaya (CARALP 1984; MURRAY 1984; WESTON 1985). Gefärbte, nach heutigem Standard entnommene Proben wurden nur von einer Lokalität bearbeitet (GOODAY 1986; GOODAY & LAMBSHEAD 1989). In diesen sehr detailliert durchgeführten Untersuchungen wird erstmalig ein direkter Einfluß von

saisonalen Phytoplanktonblüten auf die benthische Foraminiferenpopulation in der Tiefsee be-
legt. *Epistominella exigua* und eine Reihe anderer Arten werden als Opportunisten enttarnt,
die am Meeresboden nach einer Planktonblüte akkumulierende Phytodetrituslagen schnell be-
siedeln und als Nahrungsquelle ausbeuten (GOODAY 1993). In der Literatur werden schon
wenig später durch *E. exigua* dominierte fossile Faunen als Anzeiger von Gebieten saisonal
und kurzzeitiger Hochproduktion mit anschließender schneller Sedimentation von Phytode-
tritus interpretiert (SMART ET AL. 1994).

Für den Zusammenhang vorliegender Studie bleibt zunächst festzuhalten, daß generell am
oberen nordwest-europäischen Kontinentalhang strömungsanzeigende Faunen vorherrschen,
die von *Lobatula lobatula* und von *Angulogerina angulosa* dominiert werden. Eine von *E.*
exigua und *Fontbotia wuellerstorfi* geprägte Fauna korreliert nach SCHNITKER (1974b) und
WESTON in MURRAY (1984) mit der Verbreitung von NEADW. *Epistominella exigua* jedoch
ist nach GOODAY (1993) wesentlich an die Existenz von Phytodetritus auf dem Meeresboden
gekoppelt, also an das Vorkommen von Planktonblüten, die nicht von Zooplanktern schon in
der oberen Wassersäule konsumiert werden können. Unterhalb von 4000 m Wassertiefe trägt
dann *Nuttallides umbonifer* zur abyssalen Fauna bei (LUKASHINA 1988; MURRAY 1991).

3.3.4. Südatlantik

Westliche Becken

Der westliche Südatlantik steht nur im äußersten Süden über die in 500 m Wassertiefe etwa
780 km weite Drakestraße zwischen Feuerland und Antarktischer Halbinsel in Verbindung
mit dem Pazifik (Abb. 5). Die Tiefseebecken des westlichen Atlantiks werden von denen des
östlichen Atlantiks durch den Mittelatlantischen Rücken getrennt. Das nordwestliche Brasil-
becken wiederum wird vom südwestlichen Argentinienbecken durch die Rio Grande-Schwel-
le abgeteilt, die jedoch durch den Vema und den Hunter Kanal Bodenwasserzirkulation zu-
läßt. Südlich an das Argentinienbecken grenzt, getrennt durch das Scotiameer und den Scotia
Rücken, die Weddellmeer Tiefseeebene an. In diesen Bereichen führt die plattentektonische
Situation zu gewaltigen Reliefunterschieden, die zusammen mit dem durch die enge Drake-
straße verursachten Düseneffekt zu komplizierten Strömungsverläufen im Antarktischen Zir-
kumpolarstrom führen.

Während die antizyklonale Zirkulation der oberflächennahen Wassermassen im Südatlantik
durch das vorherrschende Windsystem angetrieben wird, steuern Meeresbodentopographie
und Corioliskraft die thermohaline Zirkulation der Tiefen- und Bodenwassermassen. Diese

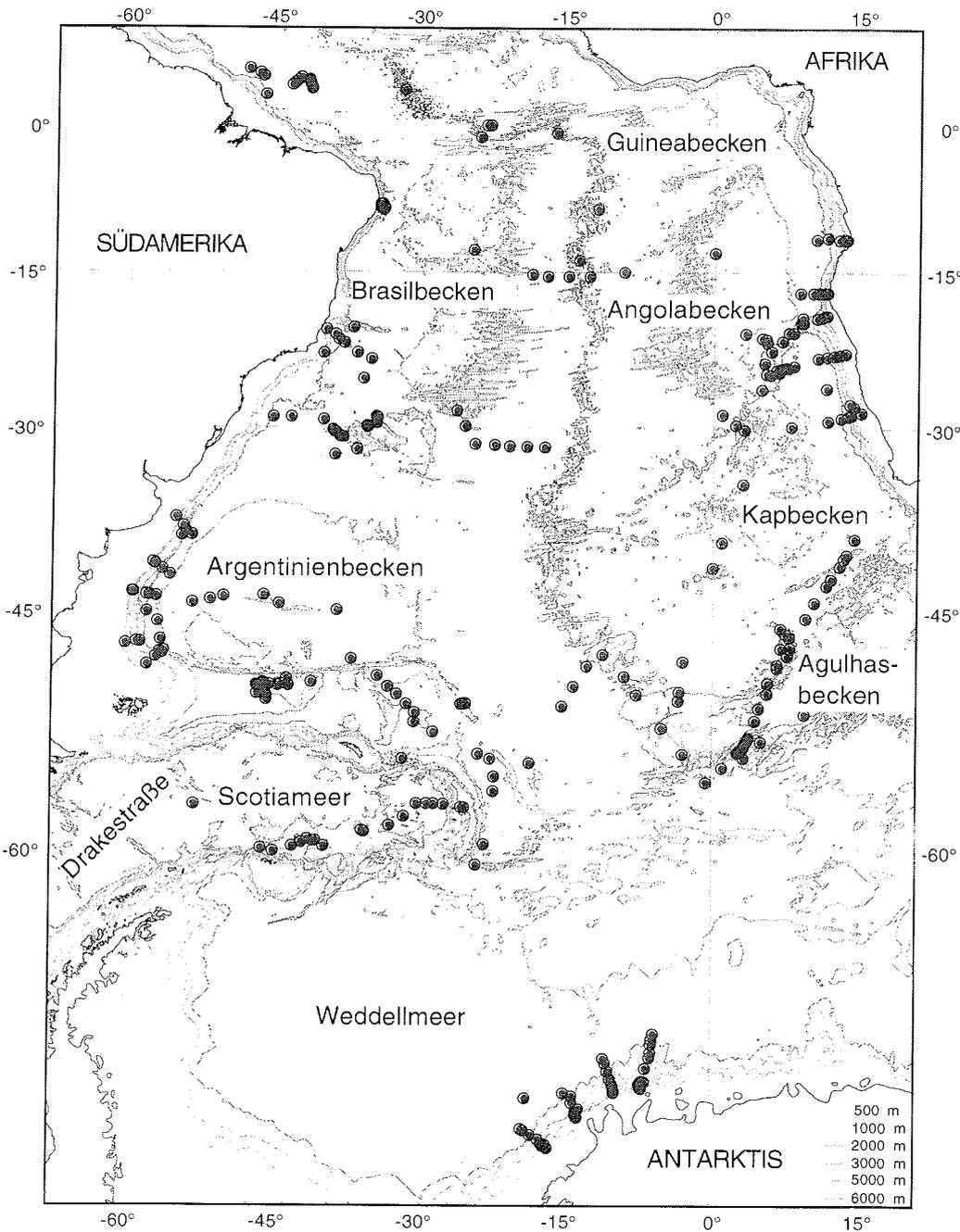


Abbildung 5: Bathymetrie des Südatlantiks (GEBCO) mit Lage der auf ihren Gehalt an benthischen Foraminiferen untersuchten Probennahmepunkte (zusammengezeichnet aus LOHMANN (1978), MEAD & KENNETT (1987), MACKENSEN ET AL. (1990, 1993a, 1995), SCHMIEDL (1995), SCHMIEDL ET AL. (1997) und HARLOFF & MACKENSEN (1997). Tiefenlinien in Metern.

verläuft in den einzelnen Becken unterhalb von 3500 m zyklonal (TUCHOLKE & EMBLEY 1984; REID 1989). Im Südatlantik lassen sich im wesentlichen drei verschiedene Tiefen- und Bodenwasserkörper unterscheiden (Abb. 8a): das überwiegend im Weddellmeer gebildete AABW, das NADW und das Zirkumpolare Tiefenwasser (CPDW) (REID 1989). Das CPDW wird durch den Antarktischen Zirkumpolarstrom (ACC) um den antarktischen Kontinent getrieben und setzt sich zu etwa 45 % aus Wassermassen aus dem Weddellmeer, zu 30 % aus dem Indik und Pazifik sowie zu 25 % aus NADW zusammen (BROECKER & TAKAHASHI 1985). Dieses CPDW mischt sich im Scotiameer zu dem aus dem Weddellmeer ausströmenden Weddellmeertiefenwasser (WSDW), das dann auf dem Wege nach Norden im Argentinienbecken die θ -S-Charakteristika des klassischen AABW annimmt (WÜST 1935).

Im nördlichen Argentinienbecken und im Brasilbecken sind unterhalb des Antarktischen Zwischenwassers (AAIW) nur noch NADW und AABW zu unterscheiden. Die Tiefenlage der Grenze zwischen diesen Wassermassen, die heute bei ca. 4000 m liegt, gibt Auskunft über die quantitative Beziehung zwischen Tiefenwasserbildung im Norden und Bodenwasserbildung im Süden, und damit über die wichtigsten Komponenten der globalen ozeanischen Zirkulation. Deshalb wurde hier in den westlichen Becken des Südatlantiks schon frühzeitig versucht, Stellvertreter für die physikochemischen Charakteristika dieser Wassermassen zu entwickeln und zu eichen. So hat LOHMANN (1978) in einer multivariaten Analyse der benthischen Foraminiferenfauna von der Rio Grande-Schwelle Transferfunktionen zur quantitativen Rekonstruktion der in-situ-Temperatur und des Gehaltes an gelöstem Sauerstoff von AABW und NADW errechnet. Meines Wissens wurde jedoch keine dieser quantitativen Beziehungen auf pleistozänes Kernmaterial angewendet und deren Funktionsfähigkeit getestet (siehe Kap. 5). Während LOHMANN (1978) nur auf ungefärbte Kolben- und Schwerelotoberflächen aus einem lokal begrenzten Gebiet um den Vema Kanal und Rio Grande-Schwelle mit niedrigen Sedimentationsraten (<1 cm/ka) zurückgreifen konnte, und seine Analyse sich zudem noch auf die Fraktion >250 μm beschränkte, stützt sich die Arbeit von HARLOFF & MACKENSEN (1997) auf mit Bengalrot gefärbte Multicoreroberflächen aus dem Argentinienbecken und dem Scotiameer. MACKENSEN ET AL. (1995) konnten dann weitere Proben aus dem Brasilbecken mit einbeziehen (siehe 3.4). Deshalb seien im folgenden nur kurz die wesentlichen Ergebnisse und Verbreitungsmuster benthischer Foraminiferen aus diesen jüngeren Studien zusammengefaßt. Eine detaillierte Beschreibung der Faunen wird in HARLOFF & MACKENSEN (1997) gegeben.

Am oberen argentinischen Kontinentalhang korreliert eine von *Angulogerina angulosa* dominierte Fauna mit starken Bodenströmungen. Unterhalb dieses Hochenergiemilieus wird *Uvigerina peregrina* zur dominanten Art, angepaßt an ruhigere Sedimentation und hohe orga-

nisch-C-Flußraten. Die hohe Siedlungsdichte unterhalb von 500 m Wassertiefe ist ein zusätzlicher Hinweis auf kontinuierliche und hohe Nahrungszufuhr aus dem Pelagial. Zwischen Kalzitkompensationstiefe (CCD) und der durch *U. peregrina* geprägten Fauna dominiert *Nuttallides umbonifer* die potentiell fossile Fauna und zeichnet damit hier im wesentlichen die Tiefenlage des AABW nach. In der lebenden Vergesellschaftung übertrifft jedoch *Epistominella exigua* die Zahl der *N. umbonifer* und scheint damit nach GOODAY (1993), ähnlich wie im Kapbecken (SCHMIEDL 1995; SCHMIEDL ET AL. 1997), eine stark schwankende Phytodetrituszufuhr anzuzeigen (vgl. 3.3.3). Die abyssalen Bereiche des Argentinienbeckens sind dann im wesentlichen von durch *Cribrostomoides subglobosum* und *Psammosphaera fusca* dominierten Vergesellschaftungen charakterisiert. Dabei überwiegt der Einfluß von *P. fusca* in Gebieten mit stärkerer Bodenwasserbewegung. In der toten und der potentiell fossilen Vergesellschaftung sind diese Faunen dagegen nicht erhalten und somit nicht zu unterscheiden. Sie gehen in einer gemeinsam von *Eggerella bradyi* und *Martinottiella communis* dominierten Thanatoncoenose auf (HARLOFF & MACKENSEN 1997).

Östliche Becken

Der östliche Südatlantik grenzt im Nordosten an den afrikanischen Kontinent während er im Südosten mit dem Indischen Ozean in Verbindung steht. Im Westen verhindert der mittelatlantische Rücken den Austausch von Bodenwassermassen mit dem Westatlantik. Mehrere nordost streichende Rückensysteme gliedern den östlichen Südatlantik in einzelne Becken, die Wassertiefen um 5500 m erreichen können (Abb. 5). Die Guineaschwelle mit Wassertiefen um 4000 m grenzt das Guineabecken im Norden vom Angolabecken im Süden ab. Der Walfischrücken, der in seinem nordöstlichen Abschnitt bis in Wassertiefen von kleiner als 1000 m aufragt, trennt das Angolabecken vom Kapbecken. Mit Wassertiefen zwischen 3000 m und 4000 m grenzt der Agulhasrücken das Kapbecken vom südlich anschließenden Agulhasbecken ab. Der mittelozeanische Atlantisch-Indische Rücken bildet schließlich die Grenze zu der Enderby Tiefseeebene im Süden.

Nördlich von etwa 45 - 55 °S teilt das NADW bei seinem Eintritt in den ACC das CPDW in ein Oberes (UCPDW) und ein Unteres Zirkumpolares Tiefenwasser (LCPDW). Bei seiner Ausbreitung nach Norden gelangt das kalte und sauerstoffarme LCPDW über den Atlantisch-Indischen Rücken in den östlichen Südatlantik, in dem es die tiefsten Bereiche des Agulhas- und Kapbeckens bis in eine Wassertiefe von etwa 4000 m auffüllt (Abb. 8a). Erosionsstrukturen zeichnen den Strömungsverlauf nach (TUCHOLKE & EMBLEY 1984). Der Walfischrücken verhindert zum Großteil eine weiter nach Norden führende Ausbreitung des LCPDW. Nur geringe Anteile gelangen über tief eingeschnittene Kanäle in das Angolabecken (SHANNON & CHAPMAN 1991). Bis auf Beimengungen von AABW (>0.9 °C), durch die Romanche Bruch-

zone aus den westlichen Becken, werden die tiefen nordöstlichen Becken durch NADW geprägt (POLZIN ET AL. 1996). VAN BENNEKOM & BERGER (1984) bestimmten für das Angola-becken unterhalb von 4800 m einen AABW-Anteil von 20-30%.

Es liegen nur wenige untereinander schwer vergleichbare Arbeiten vor, die die rezenten Verbreitungsmuster benthischer Foraminiferen im tiefen östlichen Südatlantik untersucht haben. So bearbeitete VAN LEEUWEN (1989) ungefärbte Kolbenloberflächenproben aus dem Angola-becken, während GOFAS (1978) zwar gefärbtes, besseres Probenmaterial vom Walfischrücken analysierte, dieses jedoch nur in der $>250 \mu\text{m}$ -Fraktion. Moderne Arbeiten, basierend auf gefärbten Kastengreiferoberflächenproben, sind von SCHIEBEL (1992) und TIMM (1992) aus

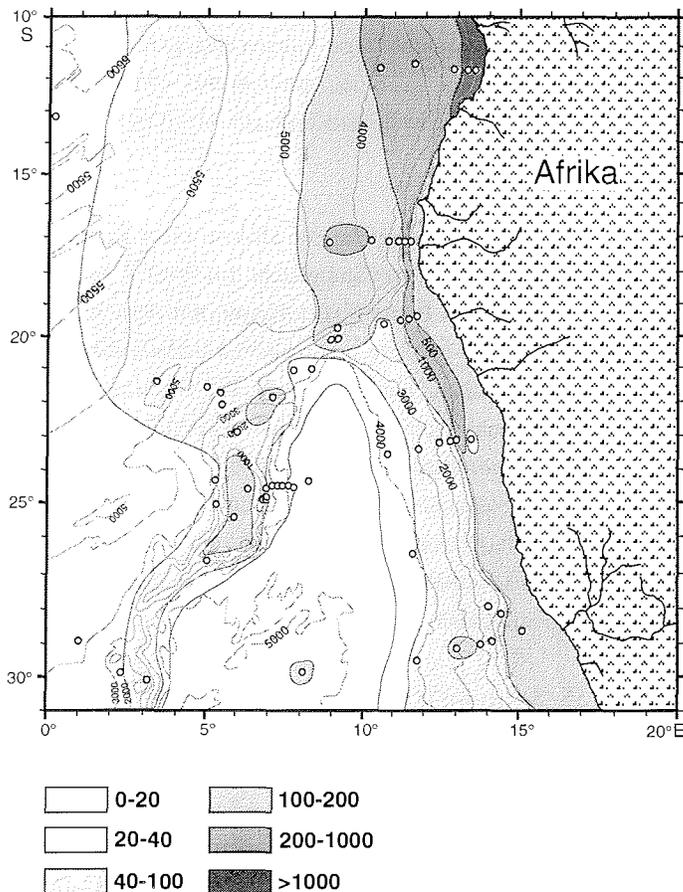


Abbildung 6: Siedlungsdichte (Individuen/10 cm²) benthischer Foraminiferenfaunen vor SW-Afrika. Sehr hohe Siedlungsdichten sind an hochproduktive Bereiche mit Küstenauftrieb oder ozeanischen Auftrieb gebunden (aus SCHMIEDL 1995).

dem äquatorialen Guineabecken sowie SCHMIEDL (1995) und SCHMIEDL ET AL. (1997) aus dem Kap- und dem Angolabecken veröffentlicht worden. Im folgenden sollen kurz die Verbreitungsmuster der benthischen Faunen aus dem südlichen Angola- und dem Kapbecken sowie vom Walfischrücken vorgestellt werden. Eine detaillierte Faunenbeschreibungen wird in SCHMIEDL (1995) gegeben.

Generell läßt sich im Einflußbereich des küstennahen Auftriebs und seines pelagischen Mischungsbereiches eine enge Kopplung der Faunenzusammensetzung an die Höhe der Exportproduktion feststellen. Diese Faunen sind an sehr hohe Nahrungsflüsse ins Bathyal von bis zu etwa $3 \text{ gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$ und niedrige Sauerstoffgehalte im Bodenwasser angepaßt und bestehen zu einem großen Anteil aus in der Regel endobenthisch lebenden Arten. Ebenso wie die Siedlungsdichte ist die Verbreitung dieser Hochproduktionsfaunen unabhängig von der Schichtung der Wassermassen (Abb. 6). Im Gegenteil, es sind scharfe laterale Unterschiede in Abhängigkeit von den organisch-C-Flußraten auszumachen (SCHMIEDL 1995). Diese Hochproduktionsfaunen werden von *Uvigerina peregrina*, *U. auferiana*, *Melonis zaandami* und *M. barleeanus* geprägt. Charakteristisch sind auch die tief infaunal lebenden Chilostomellen und Globobuliminen.

Im Gegensatz zu den vom Küstenauftrieb und vom ozeanischen Auftrieb geprägten Hochproduktionszonen zeigen die epifaunal dominierten Vergesellschaftungen in den oligotrophen Bereichen eine Anpassung an niedrige, saisonal schwankende Nahrungsflüsse. Die Verbreitung einer von *Epistominella exigua* dominierten Fauna scheint im östlichen Südatlantik an saisonal stark schwankende Phytodetrituszufuhr gebunden zu sein und damit die von GOODAY (1993) nachgewiesene opportunistische Lebensweise zu bestätigen. In den oligotrophen Flankenbereichen des Walfischrückens läßt sich die hoch-diverse *Osangularia-culter*-Vergesellschaftung und die Tiefenverbreitung von *Cibicidoides kullenbergi* und *Melonis pompilioides* mit dem Kernbereich des NADW in etwa 1600 m bis 3700 m Wassertiefe korrelieren. Die abyssalen Bereiche des Kap- und Angolabeckens werden durch die *Nuttallides-umbonifer*-Fauna besiedelt. Diese Fauna bevorzugt den Lebensraum im karbonat-aggressiven Milieu zwischen Kalzitlysocline und CCD. An exponierten Stellen im Kuppenbereich des Walfischrückens außerhalb hoher Nahrungsflüsse und unter hohen Strömungsgeschwindigkeiten mit sandreichen Sedimenten dominiert die *Globocassidulina-subglobosa*-Vergesellschaftung die benthische Foraminiferenfauna.

Allgemein beeinflußt die Zusammensetzung des Substrats die Verbreitung agglutinierender Arten außerhalb der Hochproduktionsgebiete. Die Gattungen *Rhizammina*, *Reophax*, *Psam-*

mosphaera und *Lagenamina* sind bevorzugt auf sandreichen Sedimenten unter höheren Bodenwasserströmungsintensitäten zu finden.

Frontenbereich zwischen Weddellmeer und Atlantik

Die ozeanographische Grenze zwischen Weddellmeer und Südatlantik kann durch die Nordgrenze des Antarktischen Zirkumpolarstroms (ACC) definiert werden (ORSI ET AL. 1993). Der ACC ist das größte rezente ozeanische Stromsystem und wird mit einer geschätzten Transportkapazität von 130 Sv und Durchschnittsgeschwindigkeiten von 25-30 cm/s an der Oberfläche und ungefähr 10 cm/s in 3000 m Wassertiefe von den vorherrschenden Westwinden ostwärts getrieben. Es setzt sich aus mehreren schnell und kräftig fließenden, bis zum Meeresboden reichenden, Strombändern zusammen, die durch starke Salzgehalts- und Temperaturgradienten von Zonen relativer Ruhe getrennt sind (WHITWORTH & NOWLIN 1987; PETERSON & STRAMMA 1991). In der Polarfrontzone, die im Süden durch die Polarfront und im Norden durch die Subantarktikfront begrenzt und definiert wird, trifft kaltes, relativ salzarmes antarktisches Oberflächenwasser auf warmes, salzreicheres subantarktisches Wasser aus dem Norden. Hier bildet sich durch Mischung ein großer Teil des nach Norden abtauchenden Antarktischen Zwischenwassers (AAIW), das in Tiefen <1000 m bis zum Äquator nachweisbar ist (REID 1989). Die Polarfront selbst liegt heute im zirkumpolaren Mittel zwischen ca. 52 ° und 53 °S (HELLMER 1985). Aufgrund des starken thermischen Gradienten bildet die Polarfrontzone eine Verbreitungsbarriere für viele planktische Organismen. Wichtiger noch, durch den Auftrieb nordatlantischen und nährsalzreichen, antarktischen Zirkumpolar- und Weddellmeer-Tiefenwassers (NADW, CPDW und WSDW) ist an die Polarfrontzone und hauptsächlich die Antarktische Zone (zwischen Polarfront und Nordgrenze des Weddellwirbels) ein Hochproduktionsgürtel gebunden (WEFER & FISCHER 1991). Die dort stark saisonale Primärproduktion mit hohen Akkumulationsraten von Biogenopal manifestiert sich am Meeresboden im Sediment als sogenannter Opalgürtel (DEFELICE & WISE 1981; BURCKLE & CIRILLI 1987; BOHRMANN ET AL. 1992).

Neben dem oberflächennahen Export von Antarktischem Oberflächenwasser über den ACC hinweg durch die Bildung von AAIW, wird WSDW im Westen unter dem ACC in den westlichen Atlantik transportiert (ORSI ET AL. 1993). Der weitaus größere Teil des antarktischen Wassermassenexports besteht jedoch aus WSDW, das sich entlang der nördlichen Grenze des Weddellwirbels im ACC mit CPDW gemischt hat, und dann als LCPDW im östlichen Sektor bis ins Kapbecken und im westlichen Sektor als klassisches (WÜST 1935) Antarktisches Bodenwasser (AABW) bis 40 °N, die tiefsten Bereiche der atlantischen Becken ausfüllt (MANTYLA & REID 1983; REID 1989). Das junge WSBW aus dem abyssalen Weddellmeer vermischt sich mit der Zeit mit dem älteren, überlagernden unteren WSDW und kann nur so,

als etwas leichteres und wärmeres Wasser (>-0.7 °C, REID ET AL. 1977), über den oben beschriebenen Weg den Weddellwirbel verlassen.

Die ersten quantitativen Untersuchungen der rezenten benthischen Foraminiferenfaunen sind Mitte der 60-er Jahre von Orville L. BANDY (USC, Los Angeles) initiiert worden und geben auch heute noch einen ausgezeichneten Überblick über die Taxonomie und Faunenzusammensetzung, sind aber aufgrund des damaligen Standes der Probennahmetechnik mit modernen Methoden statistisch nicht immer zuverlässig auswertbar (ECHOLS 1971; HERB 1971). Einen Fortschritt brachten die Arbeiten von MEAD (1985) und MEAD & KENNETT (1987), die auf der Analyse von Pilotkernoberflächen beruhen. Jedoch erst MACKENSEN (1987a), MACKENSEN et al. (1993a; 1995) und HARLOFF & MACKENSEN (1997) konnten mit Hilfe des Multicorers ungestörte Sedimentoberflächenproben entnehmen und auf ihren Gehalt an lebenden und toten benthischen Foraminiferen hin untersuchen. Im folgenden wird die Verbreitung der benthischen Foraminiferenfaunen im Bereich der antarktischen Polarfrontzone zwischen der Drakestraße im Westen und Südafrika im Osten kurz zusammengefaßt. Eine detaillierte Beschreibung der Faunen des westatlantischen Sektors wird bei MEAD (1985) MEAD & KENNETT (1987) und HARLOFF & MACKENSEN (1997) gegeben. Die Faunen des östlichen Sektors werden von MACKENSEN ET AL. (1993a) beschrieben und diskutiert.

Die unteren bathyalen und abyssalen Bereiche des Scotiameeres, die von AABW und CPDW erfüllt sind, werden wie im Argentinienbecken unterhalb der CCD durch sandschalige Faunen geprägt. Auch hier korreliert eine von *Psammosphaera fusca* dominierte Fauna mit grobkörnigem Sediment und hohen Bodenwasserströmungen, wogegen eine von *Cribrostomoides subglobosum* geprägte Vergesellschaftung auf feinkörnigeren pelagischen Sedimenten vorherrscht. Oberhalb der CCD und nördlich der Polarfront wird *Nuttallides umbonifer* charakteristischer Bestandteil der von AABW überstrichenen Bereiche des Meeresbodens. Die hochproduktiven Bereiche werden in den tieferen Gebieten südlich der Polarfront durch die sandschalig dominierte *Reophax difflugiformis* -Fauna und nördlich der Front auf der Maurice Ewing Bank und dem Islas Orcadas Rücken durch eine von *Bulimina aculeata* und *Eggerella bradyi* charakterisierte Vergesellschaftung geprägt (MEAD & KENNETT 1987; HARLOFF & MACKENSEN 1997).

Im Osten setzt sich eine aus dem abyssalen Weddellmeer kommende sandschalige Fauna bis ungefähr 53 °S nach Norden fort. Sie wird in ihrem fossil erhaltungsfähigen Anteil charakterisiert durch *M. nodulosa* und dominiert südlich des Atlantisch-Indischen Rückens bis in Wassertiefen von unterhalb 3000 m. Nördlich des Rückens aber, in der Antarktischen Zone, dominiert diese Fauna nur noch bis unterhalb von 4000 m Wassertiefe. Der Tiefenunterschied

in der Lage der Faunengrenze folgt der Lage der CCD und fällt mit der Nordgrenze des Einflußbereichs des Weddellwirbels zusammen. Oberhalb der CCD, jedoch unter 2500 m, sowie nördlich des Weddellwirbels und südlich der Polarfont, wird *N. umbonifer* untergeordneter aber charakteristischer Bestandteil der toten und der potentiell fossilen Fauna. Hier, in der Antarktischen Zone und dem südlichsten Teil der Polarfrontzone, also dem Hochproduktionsgürtel entsprechend, wird diese Fauna durch hohe Bestandteile infaunaler Arten, wie *Pullenia bulloides* und *Melonis pompilioides*, überprägt. Dominant wird *N. umbonifer* dann erst außerhalb des Hochproduktionsgürtels in den tiefsten Bereichen nördlich der Polarfront bis weit hinein ins Kapbecken. Die *N. umbonifer*-Fauna zeichnet damit den von Süden kommenden Ausstrom des unteren CPDW nach (MACKENSEN ET AL. 1993a).

Von Norden kommend prägt eine von *E. exigua* dominierte Fauna die vom NADW überstrichenen Gebiete mittlerer Wassertiefe. Im Hochproduktionsgürtel jedoch, zwischen 55 und 48 °S, wird diese Fauna oberhalb von 2000 m bis auf etwa 800 m von einer durch die infaunale *B. aculeata* charakterisierten Fauna stark überprägt. Die *B. aculeata* Vergesellschaftung dominiert demnach die benthische Fauna in den Bereichen des Hochproduktionsgürtels, die mit dem vom NADW überstrichenen Meeresboden zusammenfallen. Unabhängig von Wassermassen und Nahrungszufuhr, aber korreliert mit grobem Sediment und starken Bodenströmungen zwischen 400 und 900 m Wassertiefe, dominiert die *A. angulosa* Vergesellschaftung.

3.3.5. Weddellmeer

Das Weddellmeer, als atlantischer Teil des Südpolarmeeres, ist im Westen durch die Antarktische Halbinsel und im Osten durch den ostantarktischen Kraton begrenzt (Abb. 5). Vom Südatlantik kann es morphologisch im Westen durch den Scotiarücken und im Osten durch den Atlantisch-Indischen Rücken abgegrenzt werden. Hier findet heute, und fand vermutlich auch während langer Zeitabschnitte im Känozoikum, der größte Teil der globalen Bodenwasserproduktion statt. Der Prozeß der rezenten antarktischen Bodenwasserbildung ist noch nicht völlig verstanden. Es herrscht aber Einigkeit unter den Ozeanographen, daß unter den gegebenen hydrographischen Bedingungen, zwei wesentliche Prozesse ablaufen können, die sich ergänzen, oder aber auch ablösen können. Zum einen wird schweres Wasser durch die Abkühlung von relativ salzreichem Zirkumpolaren Tiefenwasser (CPDW), das durch den Weddellwirbel aus dem Antarktischen Zirkumpolarstrom (ACC) abgeschnürt wurde, unter den weit ausgedehnten Schelfeisgebieten hauptsächlich im Südwesten des Weddellmeeres gebildet (FOLDVIK ET AL. 1985; FOLDVIK & GAMMELSRØD 1988). Zum anderen wird in den Küstenpolynyen über dem Schelf durch ständiges Ausfrieren und gleichzeitiges Freihalten der Wasseroberfläche

durch katabatische Winde eine salzreiche, sehr kalte Oberflächenwasserschicht erzeugt, die unter bestimmten Bedingungen konvektiv auf den Kontinentalschelf sinkt und dann den Hang hinunter bis in die Tiefsee stürzen kann (KILLWORTH 1983; FOSTER ET AL. 1987).

Die erste quantitative Verbreitungsanalyse benthischer Foraminiferen aus dem Weddellmeer beruht auf der Bearbeitung von 58 Kolbenlot- und Pilotkernoberflächen (ANDERSON 1975). Es wurden sechs charakteristische Faunenvergesellschaftungen unterschieden, deren Verbreitung im wesentlichen durch die Bodenwassermassen, die Wassertiefe und den Grad der Karbonataggressivität des Bodenwassers gesteuert sein sollten. Erst MACKENSEN ET AL. (1990) konnten ungestörte Kastengreiferoberflächenproben entnehmen, mit Bengalrot färben und bearbeiten. Es zeigte sich, daß in der Antarktis frühdiagenetische Prozesse die Zusammensetzung der benthischen Foraminiferenfaunen besonders stark und unterschiedlich beeinflussen, je nach Anteil der agglutinierenden Foraminiferen an der Gesamtfauuna (MACKENSEN & DOUGLAS 1989). Dieser Anteil an agglutinierenden Foraminiferen wiederum wird hauptsächlich gesteuert durch die Karbonataggressivität des Milieus direkt am Meeresboden. Die Lage der CCD wird wesentlich durch die Höhe der Exportproduktion über der Schelfkante beeinflusst (FÜTTERER ET AL. 1988; MACKENSEN ET AL. 1990; GROBE & MACKENSEN 1992). Im folgenden wird die Verbreitung der benthischen Foraminiferenfaunen des Weddellmeeres kurz zusammengefaßt. Eine detaillierte Beschreibung der Faunen wird in MACKENSEN ET AL. (1990) und MACKENSEN & DOUGLAS (1989) sowie in ANDERSON (1975) gegeben.

Am östlichen Kontinentalrand des Weddellmeeres wird die erhaltungsfähige Fauna des Kontinentalabfalls und des oberen Hanges durch eine *A. angulosa* dominierte Vergesellschaftung geprägt (MACKENSEN ET AL. 1990). ANDERSON (1975) untersuchte vergleichsweise wenige Proben vom Kontinentalhang, fand aber auf dem südöstlichen Kontinentalschelf *A. angulosa* mit Anteilen über 50% an der karbonatischen Gesamtfauuna. Auch SCHMIEDL & MACKENSEN (1993) zählten in der Lebendfauna wie in der Totfauna von *A. angulosa* dominierte Faunen auf dem östlichen Schelf. Das Verbreitungsgebiet dieser Fauna korreliert mit sandigem Substrat und relativ hohen Strömungsgeschwindigkeiten des südwest verlaufenden Antarktischen Küstenstroms (CARMACK & FOSTER 1975; FOLDVIK ET AL. 1985). Unterhalb der *A. angulosa* Fauna wird der obere Kontinentalhang, im Osten dominant und westlich von 10 °E abnehmend, von der *B. aculeata* Vergesellschaftung abgelöst. Die Verbreitung dieser Fauna ist klar gekoppelt an den Kern des warmen CPDW und ruhige pelitische Sedimentation mit saisonal hohen organisch-C-Flußraten (MACKENSEN ET AL. 1990; BATHMANN ET AL. 1991). Durch die saisonal sehr hohe Primärproduktion über dem Schelf und entsprechend hohe organisch-C-Flußraten auch zum oberen Kontinentalhang wird durch den Zerfall und bakteriellen Abbau der organischen Substanz die Grenzschicht Meer/Meeresboden und das Poren-

wasser kalziumkarbonatlösend, so daß als erhaltungsfähige Vergesellschaftung eine von *M. nodulosa* dominierte agglutinierende Fauna zurück bleibt.

Am östlichen Kontinentalrand, zwischen 2500 m und 3500 m Wassertiefe wird die Totfauna und die fossil erhaltungsfähige Fauna von *O. umbonatus* und *E. exigua* dominiert. Unterhalb von 3500 m dominiert bis zur CCD *Nuttallides umbonifer*. Die Lebendfauna wird jedoch in den flacheren Bereichen des Hanges von der agglutinierenden Art *C. subglobosum* und in den größeren Wassertiefen von *Reophax pilulifer* und *Cyclammina pusilla* dominiert. Im wesentlichen prägen sandschalige Arten mit geringen Anteilen von *N. umbonifer* die benthische Foraminiferenfauna des abyssalen Weddellmeeres unterhalb von 2500 m vor der Antarktischen Halbinsel und unterhalb von 3500 m am östlichen Kontinentalrand (ANDERSON 1975; MACKENSEN 1987a).

3.4. Begrenzende Umweltansprüche: Synthese

In den vorangegangenen Abschnitten dieses Kapitels wurde zunächst ein Überblick über die Mikrohabitatansprüche verschiedener Arten unter unterschiedlichsten großskaligen Umweltbedingungen gegeben (3.2). Dann wurde die Verbreitung bestimmter Tiefseevergesellschaftungen und Artengruppen im Atlantik zwischen Nord- und Südpol im Detail vorgestellt und den ökologischen Bedingungen in den jeweiligen Ozeanbecken regional zugeordnet (3.3). Im folgenden sollen nun alle 168 Oberflächenproben des Nordpolarmeeres (WOLLENBURG 1995) und des Europäischen Nordmeeres (MACKENSEN ET AL. 1985; MACKENSEN 1987b; MACKENSEN & HALD 1988) in einem Datensatz zusammengefaßt und mit einem analog zusammengefaßten Datensatz aus 253 Proben des Weddellmeeres (MACKENSEN ET AL. 1990) und des Südatlantiks (MACKENSEN ET AL. 1993a; MACKENSEN ET AL. 1995; HARLOFF & MACKENSEN 1997; SCHMIEDL ET AL. 1997) verglichen werden. Damit werden erstmalig mehr als 420 qualitativ hochwertige, mit Bengalrot gefärbte, nach einheitlicher Methode entnommene und mit demselben taxonomischen Konzept bearbeitete Tiefseeproben aus mittleren und hohen Breiten statistisch gemeinsam analysiert, um möglichst global gültige Beziehungen zwischen Arten, Artengruppen und Vergesellschaftungen aufzudecken und zu belegen (Abb. 3, 5). Diese Untersuchungen liefern die Basis für die Zusammenstellung eines Teils der in der Paläoozeanographie hoher Breiten nutzbaren Stellvertreterdaten (Kapitel 5). Deshalb soll hier im wesentlichen die fossil erhaltungsfähige Vergesellschaftung sensu MACKENSEN ET AL. (1990) in ihrer Abhängigkeit von physikochemischen und trophischen Umweltbedingungen diskutiert werden (zur Methodik 3.1). Die multivariate Analyse erfolgte mit Hilfe eines kommerziell vertriebenen Programmpakets (SYSTAT) nach MACKENSEN ET AL. (1995).

3.4.1. Multivariate Analyse

Die 99 Arten, die im Nordpolarmeer und Europäischen Nordmeer, beziehungsweise die 139 Arten, die im Weddellmeer und im Südatlantik mit wenigsten 1% an mindestens zwei Stationen vorkommen, wurden mit Hilfe einer Hauptkomponentenanalyse auf der N-Halbkugel zu sieben und auf der S-Halbkugel zu neun Vergesellschaftungen (PC) zusammen gefaßt (Tab. 6).

| PC | Dominante Arten | Werte | Assoziierte Arten | Werte | % Varianz |
|---|------------------------------------|--------|--------------------------------|-------|-----------|
| a) Nordpolarmeer und Europäisches Nordmeer | | | | | |
| 1 | <i>Lobatula lobatula</i> | 9.55 | | | 9.8 |
| 2 | <i>Fontbotia wuellerstorfi</i> | 9.25 | <i>Epistominella exigua</i> | 2.85 | 14.7 |
| 3 | <i>Cassidulina neoteretis</i> | 8.01 | <i>Cassidulina reniforme</i> | 3.13 | 16.0 |
| | <i>Melonis zaandami</i> | 4.17 | | | |
| 4 | <i>Cassidulina laevigata</i> | -9.77 | | | 11.2 |
| 5 | <i>Triloculina frigida</i> | -9.11 | | | 8.3 |
| 6 | <i>Angulogerina angulosa</i> | 9.58 | | | 13.0 |
| 7 | <i>Oridorsalis umbonatus</i> | 8.94 | <i>Cassidulina neoteretis</i> | 2.00 | 10.9 |
| b) Südatlantik und Weddellmeer | | | | | |
| 1 | <i>Nuttallides umbonifer</i> | 10.76 | <i>Epistominella exigua</i> | 2.9 | 11.1 |
| 2 | <i>Angulogerina angulosa</i> | 11.35 | | | 8.9 |
| 3 | <i>Fontbotia wuellerstorfi</i> | 6.71 | <i>Hoeglundina elegans</i> | 2.48 | 10.2 |
| | <i>Gyroidinoides spp.</i> | 6.17 | <i>Quinqueloculina spp.</i> | 3.76 | 9.2 |
| | | | <i>Pyrgo murrhina</i> | 3.07 | |
| | | | <i>Q. venusta</i> | 2.85 | |
| 4 | <i>Bulimina aculeata</i> | 11.45 | | | 6.7 |
| 5 | <i>Oridorsalis umbonatus</i> | 10.93 | | | 7.0 |
| 6 | <i>Epistominella exigua</i> | 10.69 | <i>Uvigerina peregrina</i> | 2.19 | 14.8 |
| 7 | <i>Cassidulina laevigata</i> | -10.15 | <i>Bolivina dilatata</i> | -3.14 | 4.6 |
| | | | <i>Uvigerina peregrina</i> | -3.21 | |
| 8 | <i>Pullenia bulloides</i> | 6.80 | <i>Martinottiella communis</i> | 2.95 | 4.0 |
| | <i>Eggerella bradyi</i> | 6.90 | | | |
| 9 | <i>Globocassidulina subglobosa</i> | 8.61 | <i>Hoeglundina elegans</i> | 3.50 | 4.2 |
| | | | <i>Pyrgo murrhina</i> | 2.49 | |

Tabelle 6: Potentiell fossil erhaltungsfähige Vergesellschaftungen benthischer Foraminiferen im Nordpolarmeer und Europäischen Nordmeer (a) sowie im Weddellmeer und im Südatlantik (b) mit ihren dominanten und charakteristischen Arten und prozentualen Anteilen der durch die jeweilige Hauptkomponente (PC) erklärten Varianz des Gesamtdatensatzes. Die PC-Werte geben (unabhängig vom Vorzeichen) ein Maß für die Bedeutung der jeweiligen Arten innerhalb der Vergesellschaftung. Gerechnet nach Rohdaten aus MACKENSEN ET AL. (1985, 1990, 1993a, 1995), MACKENSEN (1987b), MACKENSEN & HALD (1988), WOLLENBURG (1995), SCHMIEDL (1995), SCHMIEDL ET AL. (1997) und HARLOFF & MACKENSEN (1997).

Mit Hilfe einer multiplen Regressionsanalyse wurden die durch die Hauptkomponentenanalyse entsprechend ihrer Faunenzusammensetzung durch Ladungen beschriebenen Proben mit den gemessenen Umweltparametern in Beziehung gesetzt. Neben der Wassertiefe und der geographischen Position der Probe wurden während der Probennahme gemessene Tem-

peraturen und Salinitäten der Bodenwassermassen mit den Faunen korreliert. Korngrößenzusammensetzung, Karbonat- und organisch-C-Gehalte des Sediments wurden zum überwiegenden Teil am gleichen Material wie die Fauna bestimmt (MACKENSEN ET AL. 1985; MACKENSEN 1987b; GROBE & MACKENSEN 1992; MACKENSEN ET AL. 1995; WOLLENBURG 1995; HARLOFF & MACKENSEN 1997). Nur für den südlichen Datensatz konnten der Gehalt an gelöstem Sauerstoff mittels Interpolation zwischen nahegelegenen GEOSECS-Stationen und aus publizierten meridionalen Schnitten nach REID (1989) ermittelt werden. Ebenfalls nur für den Süden konnte die Exportproduktion auf der Basis von Primärproduktions-schätzungen, wie sie von BERGER (1989) zusammengezeichnet wurden, vorgenommen werden (MACKENSEN ET AL. 1995). Im Norden sind verlässliche Angaben in ausreichender Dichte nur für das Europäische Nordmeer zu extrahieren; Angaben für das Nordpolarmeer sind nur sporadisch, z.T. widersprüchlich und in für diese Untersuchung zu geringer Anzahl vorhanden (siehe SATHYENDRANATH ET AL. 1995; WOLLENBURG 1995). Neueste Daten zeigen zum Beispiel selbst für die zentralen ganzjährig eisbedeckten und daher als extrem niedrig-produktiv geltenden Gebiete des Nordpolarmeeres eine um bis zu 10-fach höhere Primärproduktion als bisher angenommen an (AAGAARD ET AL. 1996; MACDONALD 1996; WHEELER ET AL. 1996).

Die Ergebnisse der Regressionsanalyse sind in Tabelle 7 so zusammengefaßt, daß sowohl die einfachen Korrelationskoeffizienten zwischen einzelnen Umweltparametern und den Faunen (PC) angegeben sind (sofern die multiple Regression überhaupt einen signifikanten Einfluß des einzelnen Parameters auf die Faunenzusammensetzung ausmachen konnte), als auch die

| a) Norden | PC 1 | PC 2 | PC 3 | PC 4 | PC 5 | PC 6 | PC 7 |
|--------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Wassertiefe | | | -0.55 | | -0.76 | | 0.28 |
| Breite | | 0.18 | -0.41 | -0.66 | | -0.68 | 0.55 |
| Länge | | | | | | | |
| Salinität | 0.13 | -0.13 | -0.15 | | | | |
| Sandgehalt | 0.67 | 0.09 | 0.09 | | | 0.52 | -0.31 |
| Temperatur | 0.13 | -0.22 | -0.09 | 0.50 | | 0.63 | |
| Karbonat | 0.13 | 0.21 | | | | | -0.06 |
| Organisch-C | -0.17 | | | | | | 0.01 |
| Multipler R | 0.73 | 0.59 | 0.73 | 0.64 | 0.72 | 0.79 | 0.64 |
| Probenzahl | 77 | 86 | 93 | 97 | 168 | 96 | 121 |

Tabelle 7a: Im oberen Teil sind die Korrelationskoeffizienten "r" der einfachen linearen Korrelation zwischen einzelnen Umweltparametern und den Faunen (PC-Ladungen) aus dem Nordpolarmeer und dem Europäischen Nordmeer gegeben, die durch die schrittweise multiple Regression als signifikant die Faunenzusammensetzung beeinflussend ausgewiesen wurden. In den unteren zwei Zeilen wird der multiple Korrelationskoeffizient "R", der den kombinierten Einfluß der Umweltgrößen auf die Faunenzusammensetzung angibt, sowie die Zahl der in die multiple Regression eingegangenen Proben gegeben.

| b) Süden | PC 1 | PC 2 | PC 3 | PC 4 | PC 5 | PC 6 | PC 7 | PC 8 | PC 9 |
|---------------------|-------|-------|-------|-------|-------|------|-------|-------|-------|
| Wassertiefe | 0.57 | -0.52 | | -0.24 | | | | | 0.05 |
| Breite | -0.18 | | 0.64 | -0.29 | | 0.33 | | -0.33 | |
| Länge | 0.20 | | -0.34 | | | 0.26 | | | |
| Sauerstoffgehalt | 0.03 | | 0.40 | -0.19 | 0.15 | | -0.50 | | -0.50 |
| Salinität | -0.08 | -0.39 | | | | 0.26 | 0.18 | | |
| Kiesgehalt | | | | | | | | | |
| Sandgehalt | | | | | | | | | |
| Silt- und Tongehalt | | -0.65 | | 0.21 | | | | | |
| Temperatur | -0.28 | 0.00 | | -0.18 | | 0.02 | 0.75 | | |
| Karbonat | | -0.32 | | | -0.03 | 0.43 | | 0.11 | 0.39 |
| Organisch-C | | | -0.11 | -0.06 | | | | 0.81 | -0.30 |
| C-Flüsse | | | | 0.02 | | | 0.78 | | |
| Multipler R | 0.77 | 0.88 | 0.76 | 0.70 | 0.40 | 0.55 | 0.91 | 0.32 | 0.48 |
| No. of samples | 175 | 75 | 171 | 75 | 171 | 168 | 168 | 171 | 171 |

Tabelle 7b: Im oberen Teil sind die Korrelationskoeffizienten "r" der einfachen linearen Korrelation zwischen einzelnen Umweltparametern und den Faunen (PC-Ladungen) aus dem Weddellmeer und dem Südatlantik gegeben, die durch die schrittweise multiple Regression als signifikant die Faunenzusammensetzung beeinflussend ausgewiesen wurden. In den unteren zwei Zeilen wird der multiple Korrelationskoeffizient "R", der den kombinierten Einfluß der Umweltgrößen auf die Faunenzusammensetzung angibt, sowie die Zahl der in die multiple Regression eingegangenen Proben gegeben.

multiplen Korrelationskoeffizienten (R), die den Einfluß der kombinierten Umwelteinflüsse auf die Fauna beschreiben. Der multiple Korrelationskoeffizient "R" gibt an, wie gut oder schlecht das Verbreitungsmuster einer benthischen Foraminiferenfauna, so wie diese durch die Hauptkomponentenanalyse definiert wurde, durch den kombinierten Einfluß derjenigen Umweltgrößen erklärt werden kann, die mit 95-prozentiger Wahrscheinlichkeit überhaupt einen steuernden linearen Einfluß auf die Verbreitung einer Fauna ausüben.

Um die Verbreitung der Faunen in Beziehung zu Position und Lage in den Ozeanbecken anschaulich darstellen zu können und die Plausibilitätsprüfung der rechnerisch ermittelten Korrelationen zu ermöglichen, wurden die nördlichen Positionen entlang des 0 °-Meridians zwischen 60 °N bis 90 °N und weiter entlang des 180 °-Meridians bis 85 °N entsprechend Wassertiefe und geographischer Breite in ein Profil projiziert (Abb. 3, 7). Ebenso wurden die südlichen Positionen zwischen 72 °S und dem Äquator auf Profile entlang der 30 °W- und 0 °-Meridiane projiziert (Abb. 5, 8). In das N-Profil wurden zusätzlich die PC-Ladungen von Stationen aus dem Grönlandbecken, wie sie von BELANGER & STREETER (1980), und in das westliche S-Profil die PC-Ladungen, wie sie von MEAD & KENNETT (1987) sowie von LOHMANN (1978) berechnet wurden, eingetragen.

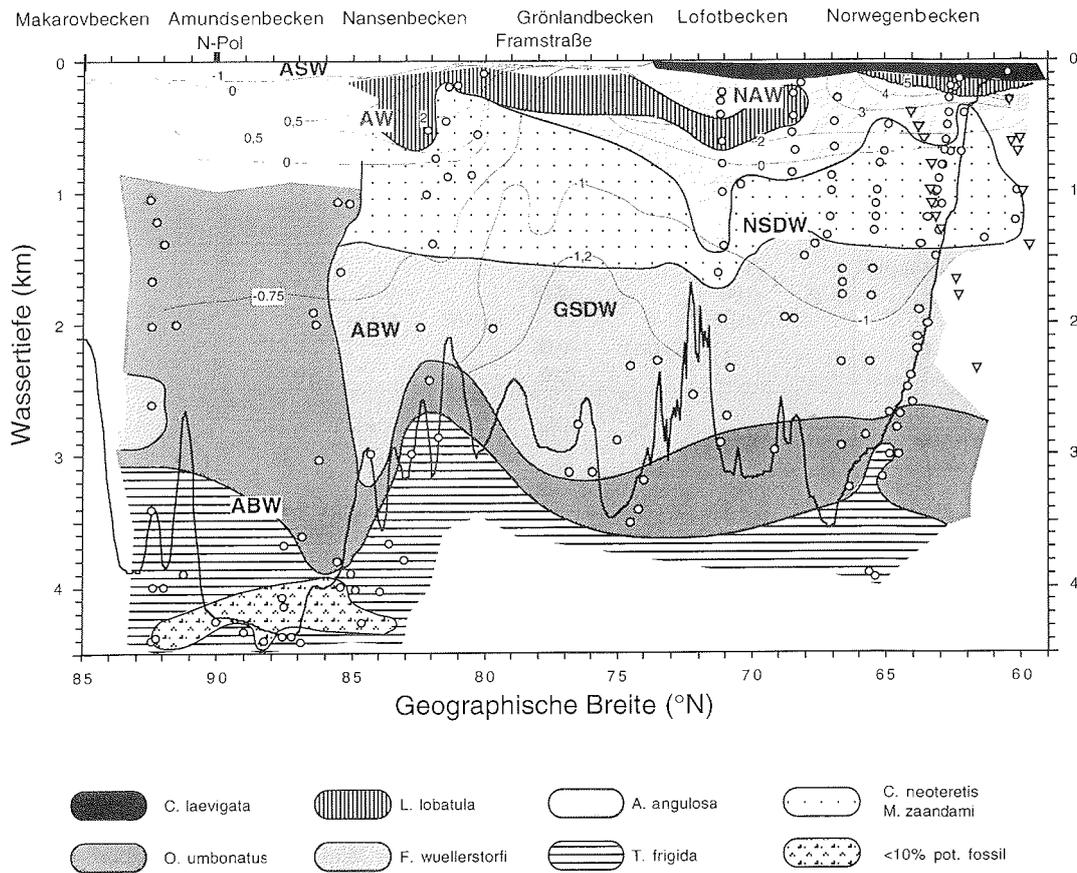


Abbildung 7: Probenstationen im Europäischen Nordmeer und Nordpolarmeer mit Verbreitung der dominanten benthischen Foraminiferenfaunen projiziert auf eine Schnittebene entlang des 0°-Meridians verlängert über den N-Pol entlang 180° bis 85°N (vgl. Abb. 3). Isothermen (≥ 0 °C in rot, < 0 °C in blau) umgezeichnet nach AAGAARD ET AL. (1985). NAW = Nordatlantisches Wasser, AW = Atlantisches Wasser, ASW = Arktisches Oberflächenwasser, ABW = Arktisches Bodenwasser, GSDW = Grönlandsectiefenwasser, NSDW = Norwegensectiefenwasser. Dreiecke kennzeichnen Proben von den südlichen Flanken des Island-Färöer-Rückens, die mathematisch in den Probenatz eingingen aber graphisch aufgrund der gewählten Projektionsebene nicht berücksichtigt sind. Zusammengezeichnet nach Daten aus BELANGER & STREETER (1980), MACKENSEN ET AL. (1985), MACKENSEN (1987b), MACKENSEN & HALD (1988), WOLLENBURG (1995) entsprechend Tab. 6.

Im folgenden sollen auf der Basis der Regressionsanalysen und der kartierten Verbreitungsmuster in den hohen Breiten die Ökologie der Faunen und die Entstehung bestimmter Tiefseethanatozönosen abgeleitet werden. Grundsätzlich läßt sich ein genereller Zusammenhang zwischen der Verbreitung charakteristischer Tiefseefaunen und der großräumigen ozeanischen Zirkulation feststellen. Ebenso spiegeln sich über den Anteil der infaunalen Komponenten Gebiete erhöhter organisch-C-Flüsse und Gebiete mit starken jahreszeitlich bedingten Primärproduktionsschwankungen in der fossil erhaltungsfähigen Fauna wider. Auch sind Berei-

che geringer Sedimentakkumulation oder gar Erosion durch spezifische Faunen gekennzeichnet. Schließlich sind Gebiete unterhalb der CCD durch das Fehlen der karbonatischen Faunenbestandteile gekennzeichnet. Umgekehrt gilt jedoch nicht, daß eine vorwiegend textulariine oder allogromiine Fauna nur in Gebieten starker Karbonatlösung dominiert.

3.4.2. Bodenwasserbelüftung und Wassertiefe

Fontbotia wuellerstorfi (SCHWAGER 1866), Epistominella exigua (BRADY 1884), Nord-PC 2:

Im Norden spiegelt ein multipler Korrelationskoeffizient von 0,6 eine nicht sehr stark ausgeprägte Abhängigkeit einer von *F. wuellerstorfi* dominierten Fauna von geographischer Breite, Salzgehalt und Temperatur der Bodenwassermasse, sowie Karbonat- und organisch-C-Gehalt des Sediments wider (Tab. 7a). Unter Zuhilfenahme der von der Regressionsanalyse als signifikant zum Gesamten beitragend akzeptierten einfachen Korrelationskoeffizienten und der geographischen Verbreitung (Abb. 7) ist dies plausibel zu interpretieren: Die Hauptverbreitung dieser Vergesellschaftung endet an der permanenten Meereisgrenze etwas nördlich von 85 °N, liegt unterhalb des Einflusses salzreichen und warmen atlantischen Wassers (NAW und AW, Abb. 7) und ist über den Karbonat- und Sandgehalt (d.h. hier Gehalt an *N. pachyderma*) mit höherproduktiven Bereichen korreliert. Kurz, die Hauptverbreitung fällt zusammen mit dem von NSDW und GSDW überstrichenen Areal zwischen etwa 1,5 und 3 km Wassertiefe.

Abbildung 8a (nächste Seite): Probenstationen im Südatlantik und im Weddellmeer projiziert auf meridionale Schnittebenen gemäß Wassertiefe und geographischer Breite (vgl. Abb. 5). Der obere Schnitt (a) verläuft entlang 30 °W, der mittlere (b) und untere (c) entlang 0 °. Der untere Schnitt (c) zeigt im Süden bis zur STF dieselben Proben wie (b), enthält aber im Norden die Probenserien vom afrikanischen Kontinentalhang, während (b) die Proben vom äußeren Walfischrücken und den zentralen und westlichen Bereichen der östlichen Becken darstellt. Pfeile markieren die durchschnittliche Position der ozeanischen Oberflächenfronten nach PETERSON & STRAMMA (1991) und TOMCZAK & GODFREY (1994) (CWB = Kontinentalwassergrenze, WGB = Weddellwirbelgrenze, PF = Polarfront, SAF = Subantarktische Front, STF = Subtropische Front). Die generelle Verteilung der Wassermassen ist durch den Gehalt an gelöstem Sauerstoff nach REID (1989) angedeutet (WDW = Weddelltiefenwasser, CPDW = Zirkumpolares Tiefenwasser, WSDW = Weddellmeertiefenwasser, WSBW = Weddellmeerbodenwasser, AABW = Antarktisches Bodenwasser, AAIW = Antarktisches Zwischenwasser, NADW = Nordatlantisches Tiefenwasser). Dicke Linien geben organisch-C-Flußraten zum Meeresboden in $\text{gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$ wie sie über die Primärproduktion nach BERGER (1989) berechnet wurden (aus MACKENSEN ET AL. 1995).

Abbildung 8b (übernächste Seite): Verbreitung der dominanten benthischen Foraminiferenfaunen im Südatlantik projiziert auf dieselben Schnittebenen wie in Abb. 8a.

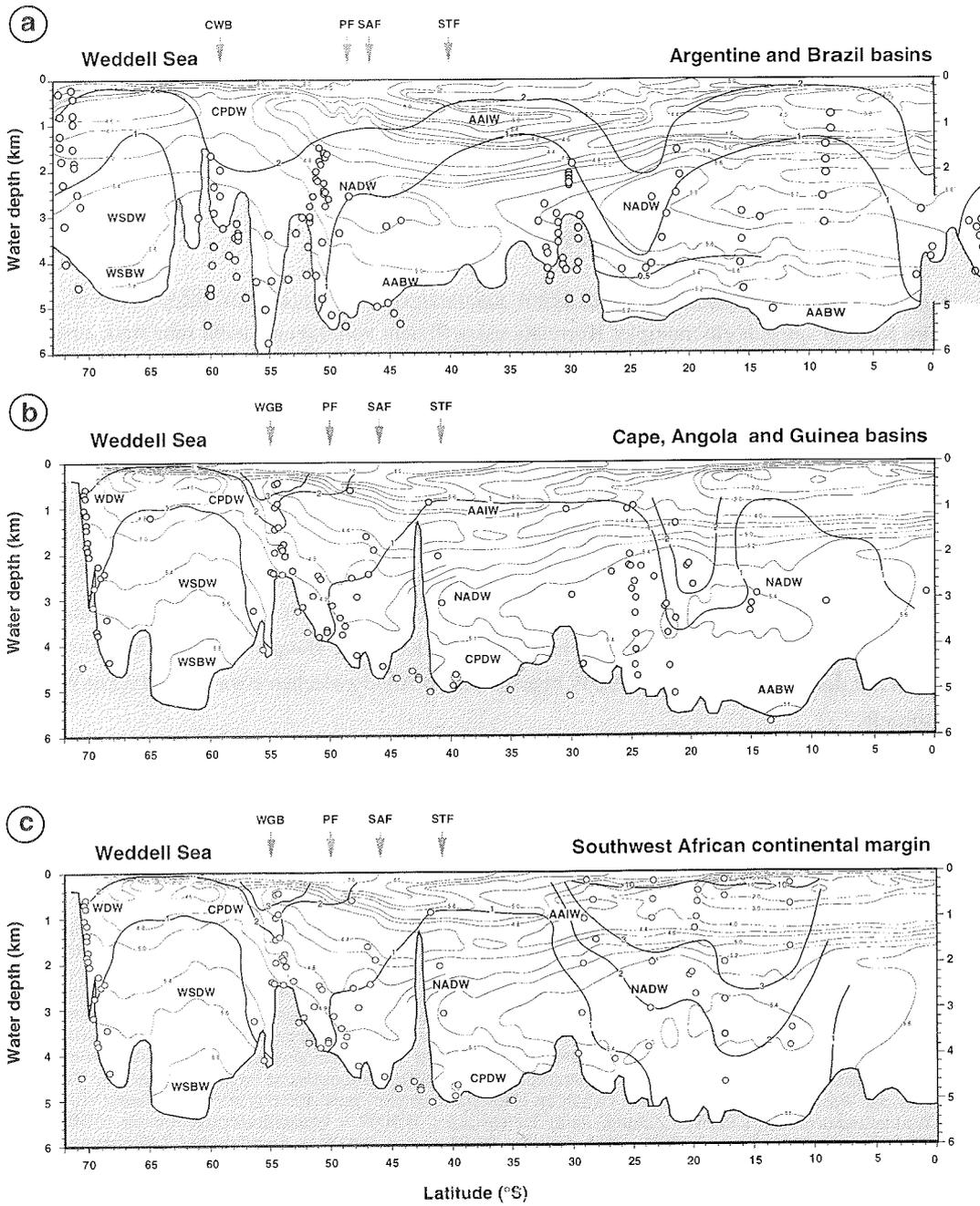


Abbildung 8a: Probenstationen im Südatlantik und im Weddellmeer projiziert auf meridionale Schnittebenen (vollständiger Abbildungstext auf Seite 45).

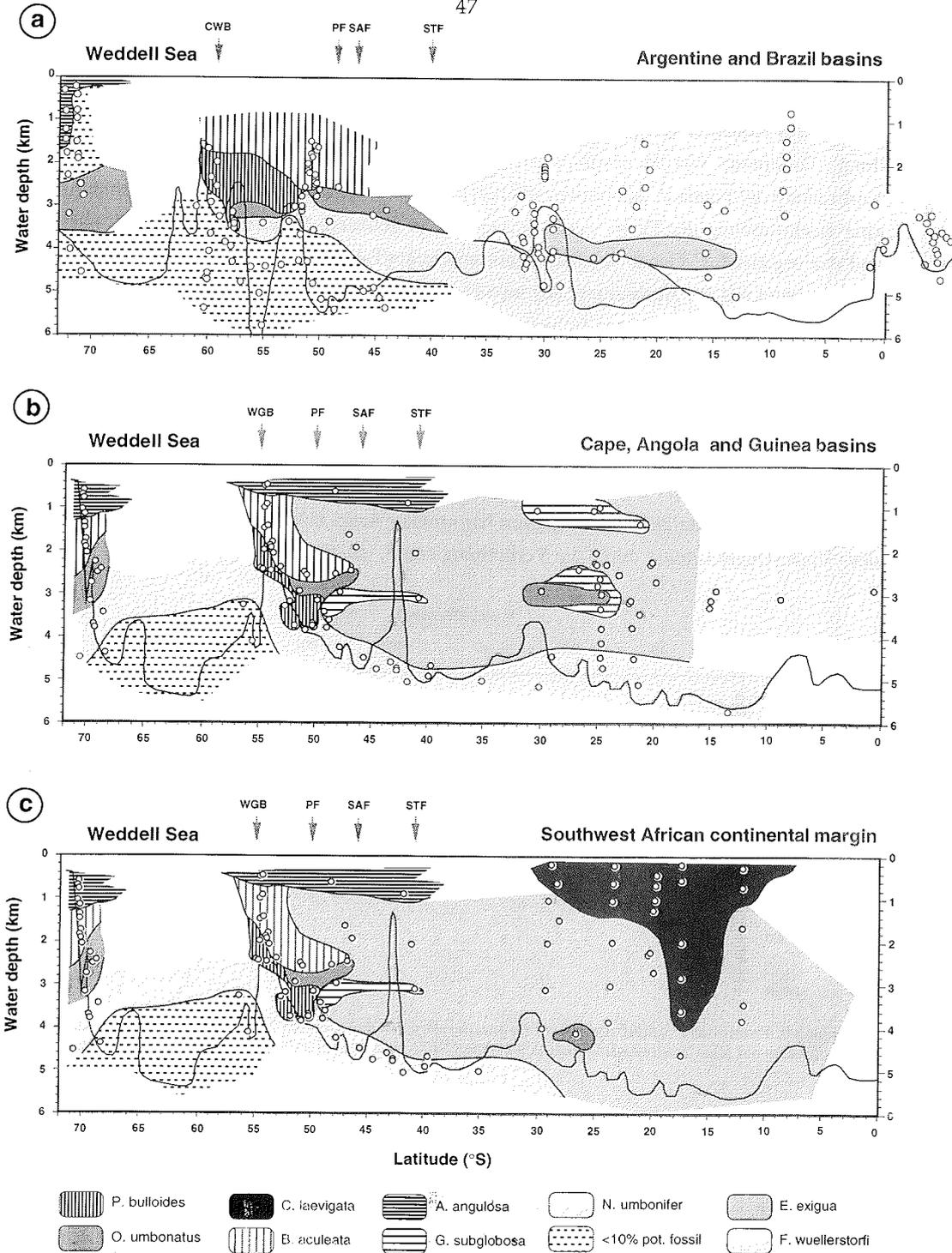


Abbildung 8b: Verbreitung der dominanten benthischen Foraminiferenfaunen im Südatlantik (vgl. Abb. 8a)

Fontbotia wuellerstorfi (SCHWAGER 1866), *Gyroidinoides* spp., Süd-PC 3:

Südlich des Äquators spiegelt eine rechnerisch deutliche Abhängigkeit ($R = 0,8$) der PC-Ladung (Dominanz von *F. wuellerstorfi*) von der geographischen Länge und Breite die Verbreitung der Fauna in den nordwestlichen Becken des Südatlantiks wider. Zusätzlich wird eine Beeinflussung der Fauna durch den Gehalt an gelöstem Sauerstoff der Wassermassen und den organisch-C-Gehalt des Sediments angezeigt (Tab. 7b). Die Hauptverbreitung dieser Fauna stimmt mit der Ausbreitung des im Südatlantik jüngsten NADW überein, jedoch unter Ausschluß der hochproduktiven Gebiete vor SW-Afrika und im südwestlichen Frontenbereich (Abb. 8). Dies bedeutet auch, daß die Verbreitung der von *F. wuellerstorfi* dominierten Fauna auf Areale mit mäßiger Primärproduktion und organisch-C-Flußraten zum Meeresboden von ungefähr $1 \text{ gCm}^{-2}\text{Jahr}^{-1}$ beschränkt ist (Abb. 8).

Eine von Orville BANDY und Schülern (BANDY & ECHOLS 1964; BANDY & RODOLFO 1964) angenommene direkte Druckabhängigkeit barotropher Arten läßt sich im Bandy'schen Sinne des "Upper Depth Limits" durch die Verbreitung von *F. wuellerstorfi* bestätigen (Abb. 9).

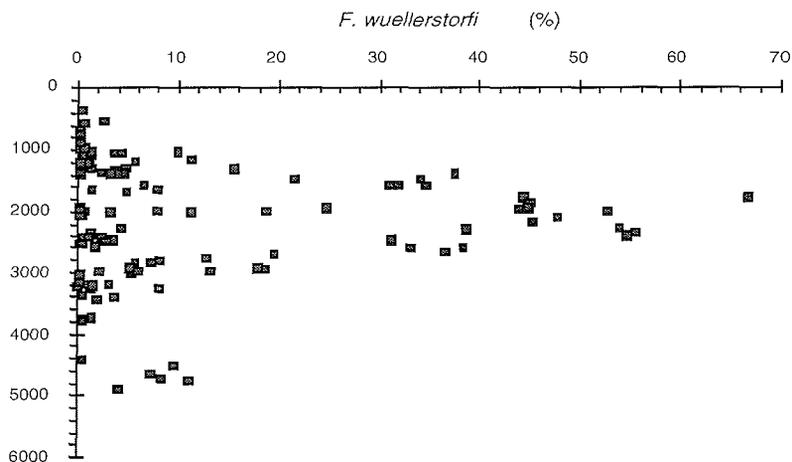


Abbildung 9: Prozentualer Anteil von *Fontbotia wuellerstorfi* an der rezenten Foraminiferenfauna des Oberflächensediments auf allen Stationen im Atlantik zwischen Nord- und Südpol aufgetragen gegen die Wassertiefe.

Die wenigen Individuen, die in vorliegendem Datensatz oberhalb einer Wassertiefe von 1000 m angetroffen wurden, stammen vom südargentinischen Kontinentalhang, sind juvenil und daher unter lichtmikroskopischer Vergrößerung nicht eindeutig von *Planulina ariminensis* abzugrenzen gewesen und vermutlich fehl bestimmt (HARLOFF & MACKENSEN 1997). Unab-

hängig davon ist aber ein deutliches Häufigkeitsmaximum zwischen etwa 1500 m und 3000 m Wassertiefe festzustellen.

Zusammenfassend kann eine im Südatlantik (MACKENSEN ET AL. 1995) und im östlichen Nordatlantik (MURRAY 1991) festgestellte Affinität der *F. wuellerstorfi*-Fauna zum jüngsten, gut ventilierten NADW, sowie im Europäischen Nordmeer und im Nansenbecken des Nordpolarmeeres zum sauerstoffreichen GSDW und NSDW als eine starke Abhängigkeit dieser Fauna von der Durchlüftung des Bodenwassers interpretiert werden. Selbstverständlich ist eine solche Abhängigkeit nicht unabhängig von der Nahrungszufuhr aus dem Pelagial. Diese scheint aber hier nur in sofern von Bedeutung zu sein, als hohe organisch-C-Flüsse den Sauerstoffgehalt am Meeresboden vermindern. Niedrige Sauerstoffgehalte, entweder durch in geringen Wassertiefen hohe organisch-C-Flußraten oder durch Sauerstoffminimumzonen in Oberflächen und Zwischenwassermassen, sind vermutlich auch der Grund für die obere Tiefenbegrenzung dieser Art bei ca. 1000 m.

3.4.3. Produktivität und organisch-C-Flüsse

Cassidulina laevigata D'ORBIGNY 1826, Nord-PC 4 und Süd-PC 7:

Ein guter multipler Korrelationskoeffizient ($R=0.9$) zeigt im Südatlantik eine signifikante Korrelation einer von *C. laevigata* dominierten Fauna mit organisch-C-Flüssen und organisch-C-Gehalten des Sediments sowie mit Eigenschaften der Wassermassen wie dem Gehalt an gelöstem Sauerstoff und der Temperatur (Tab. 7b). Auch die einfache lineare Korrelation ($r=0.8$) beweist eine signifikante Abhängigkeit der *C. laevigata* Fauna von der Höhe sowohl der organisch-C-Gehalte des Sediments als auch der C-Flußraten. Die auf den südwestafrikanischen äußeren Schelf und oberen Kontinentalhang vor Namibia und Angola begrenzte Verbreitung dieser Fauna, also auf Gebiete, die durch fast ganzjährigen küstennahen Auftrieb gekennzeichnet sind, weist sie eindeutig als Anzeiger hochproduktiver Meeresregionen aus (MACKENSEN ET AL. 1995 und Zitate darin). Genauso ist im nordatlantischen Datensatz eine von *C. laevigata* dominierte Fauna auszuhalten. Auch deren Hauptverbreitungsgebiet befindet sich, analog zum Südatlantik, auf dem hochproduktiven nordeuropäischen Schelf (MACKENSEN ET AL. 1985 und Zitate darin).

Cassidulina neoteretis TAPPAN 1951, *Melonis zaandami* (VAN VOORTHUYSEN 1952), Nord-PC 3:

16% der Varianz in der Fauna des untersuchten nördlichen Datensatzes werden in dieser Hauptkomponente zusammengefaßt. Deutlich kommt hier der Vorteil der beckenübergreifen-

den Analyse der Faunenverbreitung zum Ausdruck. Innerhalb des Europäischen Nordmeeres wird noch zwischen zwei jeweils von *M. zaandami* oder von *C. neoteretis* dominierten Vergesellschaftungen unterschieden (MACKENSEN ET AL. 1985; MACKENSEN 1987b; MACKENSEN & HALD 1988), während im Nordpolarmeer nur noch die *C. neoteretis*-Fauna eine Rolle spielt (WOLLENBURG 1995) (siehe auch 3.3.1. und 3.3.2). Allen gemeinsam ist aber die enge Bindung an ruhiges Sedimentationsmilieu unterhalb des einströmenden nordatlantischen Wassers und die an die Arktik- und Polarfront gekoppelte Produktivität. *Cassidulina neoteretis* verlangt von ihrem Lebensraum zusätzlich noch Temperaturen von <2 °C. Das führt dazu, daß im Europäischen Nordmeer eine Asymmetrie in der Tiefenstruktur der Verbreitung mit flacherem Vorkommen am grönländischen Kontinentalhang (und sogar auf dem nordwestgrönländischen Schelf (AHRENS 1994; MACKENSEN ET AL. 1994b) und tieferem Vorkommen, unterhalb des Nordatlantischen Wassers, am norwegischen Kontinentalrand festzustellen ist. Das Regressionsmodell ($R=0,7$) gibt durch Ausweisung einer negativen Abhängigkeit der Fauna von Wassertiefe und geographischer Breite deutlich deren Hauptverbreitung ausschließlich flacher als 1400 m und südlich von 83 °N wieder (Tab. 7a, Abb. 7).

Bulimina aculeata D'ORBIGNY 1826. (Süd-PC 4):

Im Südatlantik ist die Verbreitung einer von *B. aculeata* dominierten Fauna beschränkt auf die Antarktische Zone zwischen Polarfront und der nördlichen Grenze des Weddellwirbels. Im Weddellmeer selbst dominiert diese Fauna nur in einem schmalen Band auf dem nordöstlichen oberen Kontinentalhang, der von warmem WDW überstrichen wird. Obwohl die Verbreitung dieser Fauna auf Breiten südlich von 48 °S beschränkt ist, kommt sie nicht tiefer als 2600 m und in Wassermassen nicht kälter als 0,5 °C vor (Abb. 8). Dieses wird durch die lineare Beziehung zu hohen Breiten und Temperaturen widerspiegelt, beides Parameter, die in der Berechnung des multiplen Regressionsmodell als signifikant mit berücksichtigt worden sind (Tab. 7b). Das Modell selbst hilft aber nur teilweise, die beobachtete Verbreitung zu erklären und zeigt durch einen nur mäßig guten multiplen Korrelationskoeffizienten ($R=0,7$), daß wichtige Umweltinformationen nicht in die Berechnung eingegangen sind. Es gibt jedoch weitere Hinweise: So zeigt die positive Korrelation zwischen der *B. aculeata* Fauna und feinkörnigen Sedimenten (Tab. 7b) schon an, daß eine Fauna dieser Zusammensetzung in der Regel nur in Gebieten dominiert, in denen Bodenströmungen nicht zu hoch sind, so daß feine partikuläre organische Substanz nicht an der Akkumulation am Meeresboden gehindert wird. Eine solche Situation wird am antarktischen Kontinentalhang vor Kapp Norvegia unterhalb des Einflußbereichs des Antarktischen Küstenstromes (MACKENSEN ET AL. 1990) und in der Antarktischen Zone zwischen den Strombändern des ACC (MACKENSEN ET AL. 1993a; 1995) vorgefunden. Diese Gebiete sind bekannt für sehr kurzzeitige und jahreszeitlich gesteuerte,

aber interannuell unregelmäßige Produktionsereignisse mit Primärproduktionsraten von $>80 \text{ gCm}^{-2}\text{Jahr}^{-1}$ (BATHMANN ET AL. 1991; WEFER & FISCHER 1991). Wegen dieser offensichtlichen Beziehung zu erhöhten organisch-C-Flußraten bei gleichzeitiger Abhängigkeit von Temperaturen $>0 \text{ }^\circ\text{C}$, die im Südatlantik und im Weddellmeer an Wassermassen nordatlantischen Ursprungs gebunden sind, haben MACKENSEN ET AL. (1993a) diese Fauna informell dort auch als "Northern High-Productivity Fauna" bezeichnet.

Pullenia bulloides (D'ORBIGNY 1846), *Eggerella bradyi* (CUSHMAN 1911), Süd-PC 8:

Unterhalb des Verbreitungsgürtels der *B. aculeata*-Fauna zwischen Polarfront und nördlicher Grenze des Weddellwirbels kann mit Hilfe der Hauptkomponentenanalyse eine von *P. bulloides* und *E. bradyi* geprägte Fauna abgegrenzt werden (Tab. 6b, Abb. 8). Beide Arten gehören zu vorwiegend infaunal lebenden Gattungen (vgl. 3.1. und MURRAY 1991). Unter den assoziierten Elementen finden sich ebenfalls zum Teil sehr tief infaunal lebende Arten wie *Melonis zaandami*, *M. pompilioides* und *Pullenia subcarinata*. Der schlechte Korrelationskoeffizient der linearen multiplen Regression ($R=0,3$) zeigt deutlich, daß der zur Verfügung stehende Umweltdatensatz und die angewendete Methode nicht ausreichen, um die komplexen und nicht-linearen Beziehungen zwischen z.B. episodischer Nahrungszufuhr und Faunenzusammensetzung zu entschlüsseln. Für den östlichen Südatlantik jedoch konnten MACKENSEN ET AL. (1993a) eine Beziehung der *P. bulloides* Fauna zu hohen, aber saisonal stark schwankenden Primärproduktionsraten in der Antarktischen Zone nachweisen. In diesem Bereich zwischen Polarfront und Weddellwirbel unterhalb des Einflusses von NADW, also in Bodenwassermassen antarktischer Herkunft (CPDW), dominiert die dort "Southern High-Productivity Fauna" genannte *P. bulloides*-Fauna (MACKENSEN ET AL. 1995). Demzufolge interpretierten MACKENSEN ET AL. (1994a) entsprechende glaziale Faunen in einem Sedimentkern, der ungefähr sieben Breitengrade nördlich der heutigen durchschnittlichen Lage der Polarfront entnommen wurde, als Anzeiger für eine glaziale nordwärtige Verschiebung des zirkumantarktischen Hochproduktionsgürtels im östlichen Südatlantik. Eine umstrittene Schlußfolgerung mit einiger paläoozeanographischer Tragweite, die unabhängig zuletzt von KUMAR ET AL. (1995) bestätigt worden ist.

Obwohl lebende *P. bulloides* vom norwegischen Kontinentalhang zwischen 1200 m und 1000 m Wassertiefe in beachtlicher Anzahl gezählt worden sind, ist im nördlichen hier untersuchten Datensatz keine dem Süden entsprechende Vergesellschaftung auszumachen. Die relativ wenigen leeren Gehäuse gehen in der großen Menge der *C. neoteretis* Gehäuse unter, so daß sie als Teil der *C. neoteretis*/*M. zaandami* Fauna in die Berechnungen eingehen (MACKENSEN ET AL. 1985). Es mag in diesem Zusammenhang festgehalten sein, daß *P. bulloides* in spätpleistozänen Sedimentkernen aus den tiefen Norwegen- und Grönlandbecken ausschließlich wäh-

rend des Isotopenstadiums 5.1 vorkommt und somit dort als lokaler stratigraphischer Leithorizont genutzt werden kann (STREETER ET AL. 1982; HAAKE & PFLAUMANN 1989).

Epistominella exigua (BRADY 1844), Süd-PC 6:

Obwohl innerhalb des südlichen Datensatzes ein Multipler Korrelationskoeffizient von $R=0,6$ als nur wenig signifikant angesehen werden muß, deuten die einfache Korrelation und die Auswahl der signifikanten Regressionskoeffizienten auf eine positive Abhängigkeit der Fauna von geographischer Länge und Breite, Salzgehalt der Bodenwassermasse und Karbonatgehalt des Sediments hin (Tab. 7b). Die Abhängigkeit von der Position im Südatlantik und im Weddellmeer stimmt mit dem Hauptverbreitungsgebieten dieser Fauna im nordöstlichen Teil des bearbeiteten Raumes, den Kap- und Angolabecken, überein (Abb. 8). Außerdem wird die Verbreitung dieser Fauna im Kernbereich des NADW, das im NE-Atlantik unterhalb des AAIW und des tropischen Oberflächenwassers die salzhaltigste Wassermasse darstellt, sehr schön durch die lineare Beziehung zum Salzgehalt widerspiegelt. Ebenso wird das Hauptverbreitungsgebiet der *E. exigua*-Fauna oberhalb der kalklösenden Wassermassen CPDW und AABW, fern der hochproduktiven Auftriebsgebiete am südwestafrikanischen Kontinentalhang und nahe der Polarfront reflektiert durch die lineare Abhängigkeit der Hauptkomponentenladungen vom Karbonatgehalt des Sediments (Abb. 8).

Es ist vorgeschlagen worden, *E. exigua* in die Gruppe der benthischen Foraminiferen einzureihen, die detritisches organisches Material direkt nach der Ablagerung besiedeln können (GOODAY & LAMBSHEAD 1989; GOODAY 1993; SMART ET AL. 1994). Demnach könnte *E. exigua* als Opportunist und r-Strategie besonders angepaßt sein an Bedingungen mit sich stark ändernder Nahrungszufuhr und sehr kurzfristig mit starkem Wachstum und Reproduktion auf die Sedimentation von Phytodetritus reagieren. GOODAY (1993) stellte anhand einer Zusammenzeichnung des Verbreitungsgebietes von *E. exigua* im Nordatlantik fest, daß in Gebieten, in denen die Nahrungszufuhr aus dem Pelagial eine gewisse Größenordnung überschreitet und mehr oder weniger kontinuierlich ist, *E. exigua* durch andere, dann erfolgreichere, weil spezialisiertere Arten verdrängt wird. Das gleiche gilt für Gebiete unterhalb der Karbonatlysochlorine. Im Südatlantik konnte GOODAYS Analyse teilweise bestätigt werden, indem die rechnerische Assoziation von *Uvigerina peregrina* mit der von *E. exigua* dominierten Hauptkomponente als Widerspiegelung der Tatsache interpretiert wurde, daß sich hier Bereiche saisonal stark schwankender Nahrungszufuhr mit solchen kontinuierlicher Hochproduktion überlappen (MACKENSEN ET AL. 1995; SCHMIEDL ET AL. 1997). Auf der anderen Seite zeigt die untergeordnete Bedeutung, die *E. exigua* am antarktischen Kontinentalhang hat (UCHIO 1960; ANDERSON 1975; MACKENSEN ET AL. 1990), ein Gebiet, welches bekannt ist für extrem saisonale Schwankungen in der Phytodetrituszufuhr (BATHMANN ET AL. 1991), daß diese Art

unter polaren Bedingungen nicht so konkurrenzfähig ist wie in Wassermassen aus niedrigen Breiten.

Oridorsalis umbonatus (REUSS 1851), Nord-PC 7 und Süd-PC 5:

Im Norden zeigt ein multipler Korrelationskoeffizient ($R=0,6$) eine zwar unzureichende aber doch deutliche Beziehung einer von *O. umbonatus* dominierten Fauna zu einigen der gemessenen Umweltparameter an und spiegelt damit eine zusammenhängende Verbreitung im unteren Bathyal des Europäischen Nordmeeres und des Nordpolarmeeres wider (Tab. 7a, Abb. 7). Dagegen kommt *O. umbonatus* im Südatlantik und im Weddellmeer, außer im Brasilienbecken, nur in kleinen begrenzten Arealen zwischen 2200 m und 4200 m Wassertiefe vor (Tab. 7b, Abb. 8). In der zusammenfassenden Darstellung der Verbreitungsmuster im Südatlantik stellten MACKENSEN ET AL. (1995) weitgehend spekulativ fest, daß *O. umbonatus* in den Gebieten mit saisonal hoher Phytoplanktonproduktion dominiert, in denen der Phytodetritus jedoch durch opportunistische Makro- und Meiofauna weitgehend abgebaut wird und laterale Advektion für eine Durchlüftung des oberen Porenraumes sorgt. Im Norwegenbecken scheint *O. umbonatus* mit relativ niedrigen Flußraten organischen Kohlenstoffs korreliert zu sein (BELANGER & STREETER 1980; MACKENSEN ET AL. 1985). Im Nordpolarmeer dominiert diese Fauna unter ganzjähriger Eisdecke, ist aber an die arktischen Rückensysteme in Wassertiefen zwischen 1000 m und 4000 m geknüpft (WOLLENBURG 1995). An diesen Rücken reißt vermutlich in unregelmäßigen Abständen die permanente Eisdecke auf, so daß kurzfristige Phytoplanktonblüten möglich sind, die zusammen mit lateral herangeführter partikulärer organischer Substanz für eine saisonale Nahrungszufuhr in die bathyalen Tiefen führt (siehe 3.3.1). Im Gegensatz zum Nordpolarmeer dominiert *O. umbonatus* im Europäischen Nordmeer ausschließlich zwischen 2700 m und 3400 m Wassertiefe (Abb. 7).

Lebendzählungen in den obersten Sedimentzentimetern vom antarktischen Kontinentalrand (MACKENSEN & DOUGLAS 1989) und niedrige $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der Gehäuse (BELANGER ET AL. 1981; MACKENSEN ET AL. 1994a) deuten stark auf eine infaunale Lebensweise von *O. umbonatus* hin. Andere Autoren glauben jedoch wegen des bikonvex trochospiralen Habitus dieser Art an eine eher epifaunale (CORLISS & CHEN 1988; ROSOFF & CORLISS 1992), aber doch detritivore Lebens- und Ernährungsweise (MURRAY 1991). Als zusammenfassende Deutung der beobachteten atlantikweiten Verbreitung der kosmopolitischen Tiefseeart *Oridorsalis umbonatus* (vgl. Kap. 2) scheint eine durch vorwiegend infaunale Lebensweise begründete Abhängigkeit vom Porenraummilieu wahrscheinlich. Die Nische für diese Art wird vermutlich in dem Spannungsfeld zwischen relativ niedrigen Nahrungsflüssen über die Grenzfläche Meer-/Meeresboden mit anschließendem bakteriellen Abbau organischer Substanz und dem gegenläufigen Sauerstoffgehalt des Porenwassers zu bestimmen sein.

Triloculina frigida LAGOE 1977 und Sandschaler, Nord-PC 5:

Die tiefsten abyssalen Bereiche der eurasischen Becken im Nordpolarmeer und des Europäischen Nordmeeres werden von einer durch *T. frigida* dominierten Fauna oder von kleinstwüchsigen allogromiinen und textulariinen Sandschalern besiedelt (Abb. 7; siehe unten). Zwischen diesen beiden Faunen wird der Siedlungsraum offensichtlich nach der Verfügbarkeit von Nahrung in der Form aufgeteilt, daß *T. frigida* die in der Regel etwas flacheren Tiefseegebiete bevorzugt, die relativ häufiger und reichlicher, advektiv oder aus dem Pelagial, mit Nahrung versorgt werden. Das erklärt die signifikante negative lineare Korrelation ($r=-0,76$) zwischen Wassertiefe und PC5-Ladungen (Tab. 7a).

3.4.4. Kalzitlösung am Meeresboden

Nuttallides umbonifer (CUSHMAN 1933), Süd-PC 1:

In den abyssalen Bereichen des S-Atlantiks und in den unteren bathyalen Bereichen des Weddellmeeres übertrifft *N. umbonifer*, ein vermutlich naher Verwandter von *E. exigua*, diese an Zahl bei weitem. Dies wird durch die sehr starke Dominanz dieser Art in der durch PC 1 zusammengefaßten Fauna angezeigt. Ein statistisch signifikanter multipler Korrelationskoeffizient von 0,8 bestätigt eine Abhängigkeit der Vergesellschaftung von der geographischen und vertikalen Position der Probe (Länge, Breite, Wassertiefe in Tab. 7b). In den in dieser Studie betrachteten Becken des Atlantiks bedeutet das eine Korrelation der Fauna mit relativ niedriger Temperatur und Salinität in einer Wassertiefe unterhalb von 2800 m in den westlichen, bzw. von 3200 m in den östlichen, südatlantischen Becken. Diese Beziehung der Fauna zu niedriger Temperatur und weniger salzhaltigem Bodenwasser spiegelt die Hauptverbreitung in Gebieten wider, die hauptsächlich von unterem CPDW und AABW überstrichen werden, im Gegensatz zu flacheren Gebieten, die von salzhaltigerem und wärmeren nördlichen Wassermassen geprägt werden. Das Hauptverbreitungsgebiet von *N. umbonifer* entspricht damit im wesentlichen dem Tiefenbereich zwischen Karbonatlysokline und CCD, eine Beobachtung, die viele ältere Arbeiten bestätigt (BREMER & LOHMANN 1982; MACKENSEN ET AL. 1990; MACKENSEN ET AL. 1993a). Nur LOUBERE (1991) meinte, eine Abhängigkeit *N. umbonifers* vom Kalziumsättigungsgrad der Bodenwassermasse verwerfen zu können.

Es ist jedoch zu beachten, daß in kleinräumiger angelegten Untersuchungen einzelner Bekkenteile oder noch begrenzterer Ausschnitte eines Ozeans die Beziehung zwischen *N. umbonifer* und kalziumuntersättigtem Milieu nicht so deutlich wird wie in vorliegender großräumiger Untersuchung. So konnte z.B. VAN LEEUWEN (1989) weder eine Korrelation von *N. um-*

bonifer mit karbonataggressivem AABW, das durch die Romanche Bruchzone von Westen einströmt, noch mit unterem CPDW, das über den Walfisch Rücken von Süden her in das Angola Becken gelangt (SHANNON & CHAPMAN 1991), feststellen. Diese beiden Wassermassen machen im Angola Becken zusammen nach VAN BENNEKOM & BERGER (1984) und POLZIN ET AL. (1996) mindestens 25 %, nach SCHLITZER (1996) noch höhere Anteile des Bodenwassers aus. Betrachtet man jedoch die überregionale, großräumige Verbreitung der von *N. umbonifer* dominierten Vergesellschaftungen und bezieht auch Daten seit dem frühen Oligozän nach der Entwicklung *N. umbonifers* aus seinem Vorläufer *N. truempyi* mit ein, so wird zweifelsfrei deutlich, daß diese Art abyssale kalkaggressive Bodenwassermassen anzeigt (DOUGLAS & WOODRUFF 1981; MURRAY 1991; MACKENSEN 1992; MACKENSEN & BERGGREN 1992; THOMAS 1992a).

Vorwiegend (>90%) Sandschaler, Südatlantik:

Aufgrund der paläoozeanographischen Ausrichtung vorliegender Arbeit wurden Proben, die sich zu als mehr als 90% aus fragilen und selten erhaltungsfähigen sandschaligen Arten zusammensetzen, a priori von der Berechnung der Verbreitungsmuster in Abhängigkeit von meßbaren Umweltgrößen ausgeschlossen (vgl. 3.1). Es ist jedoch festzustellen, daß eine benthische Foraminiferenfauna unter stark karbonatlösenden Bedingungen in der Regel durch agglutinierende Arten dominiert wird, so daß die Kartierung solcher Faunen deutlich die Meeresbodenflächen unterhalb der CCD nachzeichnet (Abb. 8). In den untersuchten Ozeanbecken der südlichen Hemisphäre dominiert eine in der Hauptsache agglutinierende Fauna in den tiefsten Bereichen des Weddellmeeres und des Scotiameeres in den Gebieten, die von WSBW überstrichen werden. Auch in den angrenzenden abyssalen Bereichen des Argentinienbeckens, in denen der Durchstrom von WSDW, bzw. AABW, am heftigsten ist, besteht die Fauna fast ausschließlich aus agglutinierenden Komponenten (ECHOLS 1971; HERB 1971; ANDERSON 1975; MACKENSEN ET AL. 1990; MACKENSEN ET AL. 1993a; MACKENSEN ET AL. 1995; HARLOFF & MACKENSEN 1997).

Zwei Ausnahmen erzwingen eine Überprüfung der Gültigkeit der oben festgestellten Beziehung zwischen karbonatlösender Bodenwassermasse unterhalb der CCD und hauptsächlich sandschaligen benthischen Foraminiferenfaunen für den Fall der paläoozeanographischen Anwendung. Erstens, in Gebieten, die durch zumindest saisonal hohe organisch-C-Flußraten gekennzeichnet sind, kann die Grenzfläche zwischen Sediment und Bodenwasser durch den bakteriellen Abbau der organischen Substanz regional kalziumuntersättigt werden und somit nur lösungsresistenten sandschaligen Arten einen Lebensraum bieten. Selbst wenn einige kalkschalige Arten sich in Lebzeiten durch eine organische Haut vor Lösung schützen können, so werden deren Gehäuse dennoch nach dem Tode oder der Reproduktion der Zelle ge-

löst. Zweitens, im Amundsenbecken des Nordpolarmeeres ist unterhalb einer ganzjährigen Eisbedeckung in Wassertiefen unter 4000 m eine ausschließlich nicht-kalkige benthische Foraminiferenfauna anzutreffen, obwohl keine Anzeichen von Lösung vorliegen (siehe oben, Abb. 7). Hier scheint das extrem geringe Nahrungsangebot aus dem Oberflächenwasser nur eine "primitive" allogromiine und textulariine Fauna mit vielleicht besonderen Fähigkeiten zur Nahrungsaufnahme und oder Reservenspeicherung zur Überbrückung von langen Hungerperioden (direkte Aufnahme von gelöstem organischen Kohlenstoff, Kolonisierung und Abweidung von Bakterien) zuzulassen (LIPPS 1983; BERNHARD & BOWSER 1992).

3.4.5. Hochenergiemilieu am Meeresboden

Lobatula lobatula (WALKER & JACOB 1798), Nord-PC 1:

Ein multipler Korrelationskoeffizient von $R=0,7$ und eine signifikante lineare Korrelation ($r = 0,7$) mit dem Sandgehalt der Sedimente bestätigt die weltweit beschriebene besondere Anpassung von *L. lobatula* an Gebiete mit starken Bodenströmungen (Tab. 7a). Meist sind solche hochenergetischen Milieus an den Schelf oder oberen Kontinentalhang und an Schwellendurchbrüche oder -überströmungen gebunden. Im hier untersuchten Datensatz korrelieren diese Umweltbedingungen mit den aus Süden in das Europäische Nordmeer und Nordpolarmeer einströmenden Wassermassen atlantischen Ursprungs. Daher wird im Regressionsmodell auch eine nur diesem Datensatz immanente Beziehung zu Wassertemperatur und -salzgehalt aufgeführt (Tab. 7a), die aber nicht generell gültig ist. Ebenso läßt sich die positive Beziehung zum Kalk- und die negative zum organisch-C-Gehalt des Sediments als Resultat der hohen Bodenströmungen erklären, die eine Sedimentation feiner organischer Substanz verhindern und damit relativ den Anteil an biogenem Karbonat erhöhen. *Lobatula lobatula* lebt sessil epifaunal als vermutlich passiver Suspensionsfresser (NYHOLM 1953; LIPPS 1983; MURRAY 1991) und ist damit ein ausgezeichneter Anzeiger von starker Paläobodenwasserbewegung im Schelf- bis mittleren Kontinentalhangbereich (Abb. 7).

Angulogerina angulosa (WILLIAMSON 1858), Nord-PC 6 und Süd-PC2:

Ebenso wie *L. lobatula* ist *A. angulosa* ein hervorragender und sicherer Indikator für Bodenwasserbewegung im Schelf- bis mittleren Hangbereich. Dies wird durch das multiple Regressionsmodell sowohl für den nordpolaren als auch den südpolaren Datensatz eindrucksvoll bestätigt (Tab. 7). Im Norden wird eine signifikante positive Korrelation zwischen Sandgehalt und Dominanz von *A. angulosa* und im Süden eine negative zwischen Silt- und Tonanteil des

Sediments und *A. angulosa* ausgewiesen*. Die im Norden darüber hinaus gezeigte gute Korrelation mit warmen Temperaturen $>0\text{ }^{\circ}\text{C}$ und niedrigen Breiten ist bedingt durch die Kopplung hoher Strömungsgeschwindigkeit am oberen Kontinentalhang mit dem einströmenden warmen nordatlantischen Wasser (Abb. 7). Die Verbreitung am antarktischen Kontinentalhang mit Temperaturen unter $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ und unterhalb der erosiven Strombänder des ACC zeigt jedoch deutlich, daß hier keine wassermassenabhängige Beziehung vorliegt (Abb. 8). Die negative Beziehung der südlichen *A. angulosa* beherrschten Fauna zu Wassertiefe und Salzgehalt gibt die diesem Datensatz immanente Beschränkung dieser Fauna auf Wassertiefen $<1000\text{ m}$ und auf die Verbreitung in niedrig salinen Wassermassen des Antarktischen Küstenstromes und auf das ebenso niedrigrigaline AAIW korrekt wieder (MACKENSEN ET AL. 1995). Die vermutlich flach infaunale Lebensweise von *A. angulosa* in sandigen, nicht bindigen und leicht umzulagernden Sedimenten macht leere Gehäuse sehr anfällig für gravitativen Hangabtransport. Dies wird deutlich am argentinischen Kontinentalhang (HARLOFF & MACKENSEN 1997) und am Barentsmeerhang (MACKENSEN & QVALE 1985). Generell bevorzugt *A. angulosa* den äußeren Schelf und oberen Kontinentalhang und ist lebend in größerer Zahl nicht unter 2000 m Wassertiefe angetroffen worden (MURRAY 1973; 1991; MACKENSEN ET AL. 1995).

Globocassidulina subglobosa (BRADY 1881). Süd-PC 9:

Eine von *G. subglobosa* charakterisierte Fauna spielt nur in den Becken, oder besser an den Flanken der untermeerischen Rückensysteme des östlichen Südatlantiks, eine dominierende Rolle, wo sonst niedrige Strömungsgeschwindigkeiten und schwache Fließbewegungen durch morphologische Kanalisation verstärkt werden (Abb. 8). Der niedrige multiple Korrelationskoeffizient von 0,5 weist deutlich darauf hin, daß die Verbreitung der von *G. subglobosa* dominierten Fauna kaum durch die in das Regressionsmodell eingegebenen Umweltparameter gesteuert sein kann. Dies liegt unter anderem an der Unvollständigkeit des Datensatzes, der keine Korngrößendaten für die Proben vom Walfischrücken enthält (Tab. 7b). Jedoch konnte SCHMIEDL ET AL. (1997) eine signifikante Korrelation zwischen *G. subglobosa* und der Porosität des Oberflächensediments, die in diesem Falle als Stellvertreter für die Korngrößenzusammensetzung interpretiert werden kann, nachweisen. Auch finden sich von *G. subglobosa* dominierte Faunen im südöstlichen Indik auf dem Scheitel und den nördlichen Flanken des Indisch-Antarktischen Rückens, assoziiert mit dem nach Norden abfließenden AABW (CORLISS 1983:48). Aufgrund der vorliegenden Daten lassen sich von *G. subglobosa* dominierte Faunen als Indikator für starke bis moderate, zumindest pelitische Sedimentation ver-

* Diese komplementäre Korrelation in Nord und Süd ist nur technisch begründet. Im Norden stehen keine einheitlichen Daten zum Kies- und Pelitanteil zur Verfügung, daher kann hier nur gegen den Sandgehalt gerechnet werden. Die Aussage einer positiven Korrelation der Dominanz von *A. angulosa* mit dem grobkörnigem Sedimentanteil bleibt gleich in beiden Hemisphären.

hindernde, Bodenströmungen interpretieren. Für den Südatlantik läßt sich zusammenfassend eine Präferenz für Meeresgebiete feststellen, deren durchschnittliche jährliche Kohlenstoffflußraten zum Meeresboden 1gCm^{-2} nicht übersteigen, die oberhalb der von *N. umbonifer* dominierten abyssalen karbonatkorrosiven Bereiche liegen und in denen die opportunistische *E. exigua* aufgrund von Strömungsgeschwindigkeiten, die keine Phytodetritusakkumulation zulassen, nicht dominieren kann (MACKENSEN ET AL. 1995).

3.4.6. Schlußfolgerungen

Die Bildung und Verbreitung von spezifischen potentiell fossil erhaltungsfähigen benthischen Foraminiferenvergesellschaftungen kann durch den steuernden Einfluß von im wesentlichen vier voneinander abhängigen und sich gegenseitig beeinflussenden biogeochemischen Hauptfaktoren erklärt werden:

1. Advektion sowie Tiefen- und Bodenwasserbelüftung
2. Primärproduktion und organisch-C-Flüsse zum Meeresboden
3. Lösungsverhalten von Kalziumkarbonat im Boden- und Porenwasser
4. Bodenwasserbewegung und energetischer Zustand an der Grenzfläche Meer/Meeresboden

Zu 1: Die Verbreitung einer von *Fontbotia wuellerstorfi* dominierten potentiell fossilen Fauna ist an junge und gut durchlüftete Bodenwassermassen und mäßig hohe organisch-C-Flüsse zum Meeresboden von in der Regel nicht $>1\text{gC/m}^2/\text{Jahr}$ geknüpft.

Zu 2: Mehrere Vergesellschaftungen werden in ihrer Verbreitung wesentlich durch die Verfügbarkeit von Nahrung aus der ozeanischen Deckschicht gesteuert. So korreliert z.B. eine *Cassidulina laevigata* Vergesellschaftung, die charakteristischerweise Bolivinen, Bulimen und *Uvigerina peregrina* als assoziierte Bestandteile aufweist, mit hohen organisch-C-Flußraten von $>3\text{gC/m}^2/\text{Jahr}$ unter Auftriebsgebieten am oberen Kontinentalhang und auf hochproduktiven Kontinentalschelfgebieten. Eine von *Epistominella exigua* dominierte Fauna ist dagegen in den innerozeanischen Bereichen vorzufinden, in denen sowohl jahreszeitlich wie auch von Jahr zu Jahr stark schwankende, aber im Durchschnitt niedrige Nahrungsflüsse in die Tiefsee epibenthisch lebenden Opportunisten Konkurrenzvorteile verschaffen. Eine *Bulimina aculeata* Vergesellschaftung dominiert nur im Südatlantik und im Weddellmeer südlich der antarktischen Polarfront. Dort ist sie jedoch beschränkt auf Wassermassen nordatlantischer Herkunft, nicht kälter als $0,5\text{ }^\circ\text{C}$ und Gebiete mit zwar im Jahresmittel hohen organisch-C-Flüssen von zwischen 1 und 3gC/m^2 , aber mit jahreszeitlich extrem schwankender Primärproduktion. Durch *Pullenia bulloides* im Süden und *Cassidulina neoteretis* im Norden

geprägte Faunen, beide mit *Melonis* spp. assoziiert, dominieren schmale hochproduktive Frontenbereiche mit saisonal stark schwankenden organisch-C-Flüssen und Bodenwassertemperaturen immer unter 0 °C.

Zu 3: Schon als klassisch ist hier die Abhängigkeit der Verbreitung einer von *Nuttallides umbonifer* dominierten potentiell fossilen Vergesellschaftung von der Lage der CCD und von der Ausbreitung karbonataggressiver Bodenwassermassen aufzuführen.

Zu 4: Generell zeigen Vergesellschaftungen, die durch angeheftet lebende Formen wie *Lobatula lobatula* gekennzeichnet sind, immer, zumindest zeitweise hohe Bodenströmungen in meist nur mäßigen Wassertiefen auf dem oberen Kontinentalhang oder Schelf an. Ebenso ist eine von *Angulogerina angulosa* geprägte Fauna sowohl im Norden als auch im Süden immer mit sandigem Sediment und starken Bodenwasserbewegungen meist oberhalb von 1000 m Wassertiefe zu korrelieren. Unterhalb von 1000 m wird ein bodennahes Hochenergiemilieu durch eine von *Globocassidulina subglobosa* geprägte Vergesellschaftung charakterisiert.

4. Gehäusechemie

4.1. Methodik und Datenbehandlung

Alle in dieser Arbeit und in vorhergehenden Arbeiten des Autors publizierten und diskutierten stabilen Isotopendaten wurden im Isotopenlabor des Alfred-Wegener-Institutes gemessen. Die Aufbereitung des Karbonats benthischer Foraminiferen erfolgte automatisch mit Hilfe einer direkt an das Massenspektrometer (Finnigan MAT 251) gekoppelten Präparationseinheit mit individuellem Säurebad. Die externe Reproduzierbarkeit war immer besser als $\pm 0,06\text{‰}$ im Kohlenstoff und $0,09\text{‰}$ im Sauerstoff (MACKENSEN ET AL. 1989; MACKENSEN ET AL. 1992; MACKENSEN ET AL. 1993b; MACKENSEN ET AL. 1994a). Die Isotopenbestimmungen wurden gegen NBS 19 (National Bureau of Standards) geeicht. Alle stabilen Isotopenverhältnisse des Karbonats werden entsprechend der PDB-Skala (Pee Dee Belemnite) angegeben.

Für die Bestimmung des Isotopenverhältnisses im gelösten anorganischen Kohlenstoff des Meerwassers ($\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$) wurde das ΣCO_2 in einer manuellen Präparationslinie nach KROOPNICK (1974) und MOOK (1978) durch Reaktion mit 100 %-iger H_3PO_4 bei 25 °C aus dem Meerwasser ausgetrieben. Das $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis des ΣCO_2 wurde dann mit einem Finnigan MAT Delta-S bestimmt. Die externe Reproduzierbarkeit war immer besser als $\pm 0,1\text{‰}$ (MACKENSEN ET AL. 1993b; MACKENSEN ET AL. 1996). Die meisten $\delta^{13}\text{C}$ -Bestimmungen wurden durch eine Wiederholung der Messung, einschließlich der Präparation, verifiziert. Alle $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse des gelösten anorganischen Kohlenstoffs des Wassers werden entsprechend der PDB-Skala angegeben.

Für die Bestimmung des Sauerstoffisotopenverhältnisses des Meerwassers wurden 7 ml Wasser mit $0,26\text{ }\mu\text{mol CO}_2$ mit Hilfe einer automatischen Präparationseinheit äquilibriert, in der das isotopische Gleichgewicht im $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ -System durch Schütteln bei 21 °C für die Dauer von 400 Minuten erreicht wurde. Von der Äquilibrierungseinheit wurde das CO_2 , nach Reinigung in einer Kühlfalle, in ein direkt angekoppeltes Finnigan MAT Delta-S übergeleitet und das $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis bestimmt. Es wurde jeweils mindestens eine Wiederholungsmessung pro Probe, einschließlich der Präparation, durchgeführt. Die externe Reproduzierbarkeit war stets besser als $\pm 0,02\text{‰}$ (MACKENSEN ET AL. 1996). Die Isotopenbestimmungen wurden gegen V-SMOW (Vienna-Standard Mean Ocean Water) und V-SLAP (Vienna-Standard Light Antarctic Precipitation) geeicht. Alle $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse des Wassers werden entsprechend der SMOW-Skala angegeben.

4.2. Stabile Sauerstoffisotope

4.2.1. $\delta^{18}\text{O}$ im Meerwasser

Die Ozeane sammeln in ihren Becken zur Zeit mehr als 97 % des Wassers der Hydrosphäre. In pelagischen Oberflächenwassermassen werden regionale Unterschiede im $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalt von ungefähr 3 ‰ gemessen, während in den tieferen Wasserstockwerken nur Änderungen in der Größenordnung von 0,5 ‰ beobachtet werden. Bei der Verdunstung des Wassers findet eine kinetische Isotopenfraktionierung statt, bei der bevorzugt ^{18}O -armes Wasser in die dampfförmige Phase übergeht. Durch Niederschläge und Flußzufuhr wird dieses Wasser wieder dem Meer zugeführt. Daher weisen die Oberflächenwassermassen in Gebieten, in denen das Verhältnis von Verdunstung zu Niederschlag groß ist, ein hohes $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis, und in Gebieten, in denen Niederschlag und kontinentale Süßwasserzufuhr überwiegen, niedrige $\delta^{18}\text{O}$ -Werte auf. Eine in hohen Breiten bei der Bildung von Meereis auftretende geringe Fraktionierung der Sauerstoffisotopen im Eis-Wasser-System ist in der Regel ohne meßbaren Einfluß auf die isotopische Zusammensetzung des Oberflächenwassers. Generell wird daher die isotopische Zusammensetzung im Oberflächenwasser durch den Anteil von Niederschlag und Verdunstung, durch molekularen Austausch im atmosphärischen Dampf-Flüssigkeit-System und durch Mischung von Oberflächenwasser mit tiefen Wassermassen bestimmt.

Die isotopische Zusammensetzung des tiefen Ozeans wird im wesentlichen durch das globale Zirkulationsmuster vorgegeben. Das durchschnittliche $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis des Weltozeans spiegelt den globalen Wasserkreislauf wider, also das Verhältnis der Anteile des Wassers, die in festem, flüssigem und dampfförmigem Aggregatzustand vorliegen. Dieses Verhältnis ist klimaabhängig, so daß damit die Bestimmung des $\delta^{18}\text{O}$ -Signals aus fossilen benthischen Foraminiferen zu einem nützlichen Werkzeug bei der Rekonstruktion kontinentaler Eiskappen wird (siehe Kap. 5). Die Sauerstoffisotopenzusammensetzung von Meerwasser wird detailliert u. a. in EPSTEIN & MAYEDA (1953) sowie CRAIG & GORDON (1965) diskutiert, während zusammenfassende Darstellungen in HOEFS (1997) und FRITZ & FONTES (1989) gegeben werden.

Niederschläge und Verdunstung bestimmen auch den Salzgehalt des Meeres. Deshalb besteht ein linearer Zusammenhang zwischen Salzgehalt und $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis des Wassers. In erster Näherung steigt mit zunehmendem Salzgehalt auch der $\delta^{18}\text{O}$ -Wert des Wassers. Die Steigung der Geraden jedoch, die den linearen Zusammenhang zwischen Salzgehalt und $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis beschreibt, ist im Oberflächenwasser regional sehr unterschiedlich.

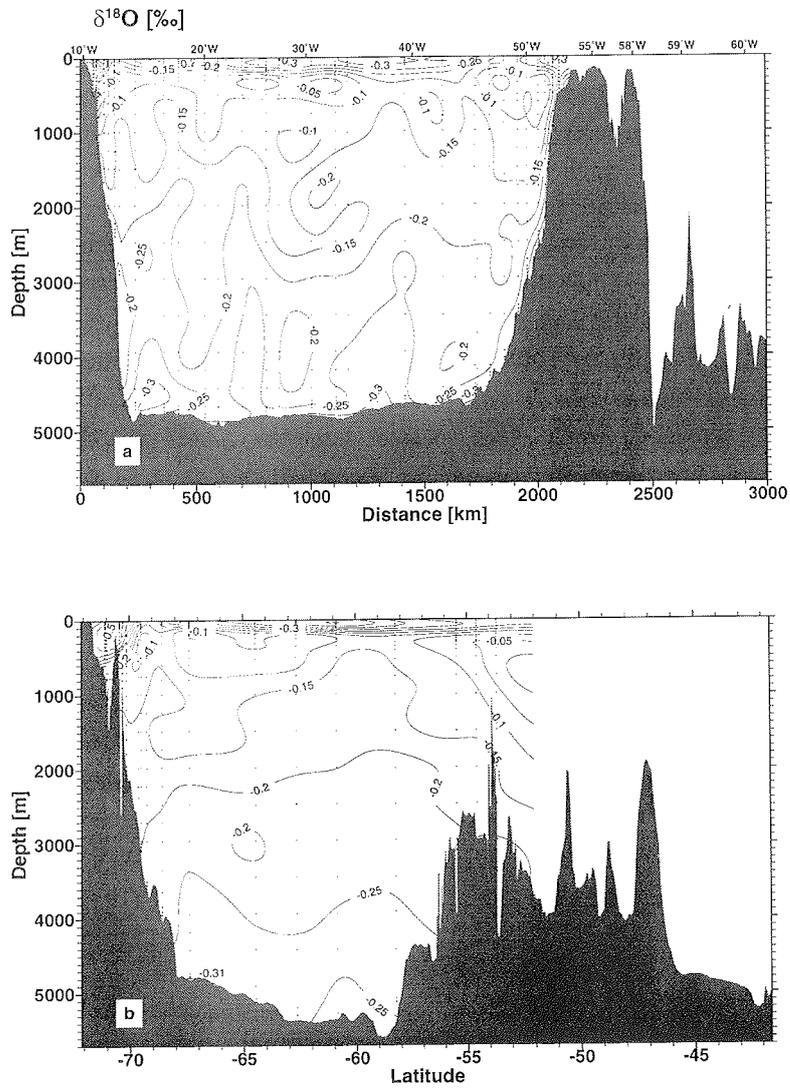


Abbildung 10: Verteilung der $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse des Meerwassers (in ‰ SMOW) auf einem zonalen Schnitt (a) und einem meridionalen Schnitt (b) durch das Weddellmeer (aus MACKENSEN ET AL. 1996). Siehe Abb. 11 für genaue Position der Stationen.

Für den Rahmen dieser Arbeit ist es von besonderem Interesse, daß in hohen Breiten in Gebieten von Meereisbildung starke Schwankungen im Salzgehalt, die durch Ausfrierprozesse verursacht werden, kaum Einfluß auf die $\delta^{18}\text{O}$ -Zusammensetzung des Wassers haben (CRAIG & GORDON 1965). Der Übergang von Wasser zu Eis ist nur von einer geringen Isotopenfraktionierung ($\alpha_{\delta^{18}\text{O}} = 1,0029$) begleitet, so daß gefrierendes und tauendes Meereis zwar den Salzgehalt beeinflusst aber weniger das Isotopenverhältnis (O'NEIL 1968). In der Nähe von kontinentalen Eismassen und Schelfeisgebieten mit $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnissen von bis zu -54‰ (WEISS ET AL. 1979; JACOBS ET AL. 1985) jedoch wird das Oberflächenwasser durch Abschmelzprozesse an den Eiskanten stark beeinflusst (vgl. KIPFSTUHL 1991). So konnten MACKENSEN ET AL. (1996) vor den östlichen Schelfeisgebieten des Weddellmeeres und westlich der Antarktischen Halbinsel in den Oberflächenwassermassen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von bis zu $-0,6\text{‰}$ nachweisen, die sich deutlich von höheren Werten ($-0,3\text{‰}$) im Inneren des Weddellmeeres abheben (Abb. 10).

Wassermassen aus dem Südpolarmeer und aus dem Nordatlantik bestimmen heute die globale Tiefen- und Bodenwasserzirkulation. Die charakteristischen Salinität- $\delta^{18}\text{O}$ -Beziehungen der Oberflächenwassermassen in den Bildungsgebieten von NADW und AABW stellen daher die Endglieder einer Mischungsreihe dar, die am einfachsten im Atlantik zu erkennen ist, da dieser die direkte geographische Verbindung zwischen südlichen und nördlichen Tiefen- und Bodenwassermassen darstellt. Für die tiefen Wassermassen des Atlantiks ($>2000\text{ m}$) haben ZAHN & MIX (1991) auf der Basis von GEOSECS-Daten (ÖSTLUND ET AL. 1987) folgende Beziehung zwischen Salzgehalt (S) und $\delta^{18}\text{O}$ (δ_w) errechnet:

$$\delta_w (\text{SMOW}) = 1,529 * S - 53,18$$

BICKERT (1992) berechnete ebenfalls mit GEOSECS-Daten nur für den Südatlantik eine nahezu identische Beziehung:

$$\delta_w (\text{SMOW}) = 1,528 * S - 53,13$$

Auf der Basis von $\delta^{18}\text{O}$ -Daten (MACKENSEN ET AL. 1996) und Salinitätsbestimmungen (FAHRBACH ET AL. 1995) aus dem Weddellmeer aus Wassertiefen mit einer potentiellen Dichte $>27,81$, die nach FAHRBACH ET AL. (1995) solche Wassermassen umfaßt, welche direkt zur Bildung des Weddellmeer Tiefen- und Bodenwassers beitragen, läßt sich folgende Beziehung errechnen:

$$\delta_w (\text{SMOW}) = 2,906 * S - 100,90 \quad (n = 238; r = 0,77)$$

Der Schnittpunkt der Geraden mit der Ordinate gibt theoretisch das δ_w des regionalen kontinentalen Süßwassers an, das den jeweiligen Endgliedern zugemischt wird. Dies gilt jedoch nicht für polare Gebiete, in denen die Salinität durch Meereisbildung weitgehend unabhängig von einer Änderung des δ_w beeinflusst wird (siehe oben). Der sehr niedrige Achsenschnittpunkt von $-100,9 \text{ ‰}$ zeigt deutlich, daß Meereisbildung zu einem großen Teil an der Bildung der Tiefen- und Bodenwassermassen beteiligt sein muß, da der Beitrag von ^{18}O -armem Schmelzwasser aus dem antarktischen Eisschild zum AABW kleiner als $0,1 \text{ ‰}$ ist (WEISS ET AL. 1979; STRAIN & TAN 1993).

Die hier abgeleitete δ_w -S-Beziehung für WSDW und WSBW kann als Ausgangspunkt dienen, um Möglichkeiten abzuschätzen, über $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse fossiler benthischer Foraminiferen δ_w -Werte des vergangenen antarktischen Tiefen- und Bodenwassers, und damit Paläosalinitäten, zu rekonstruieren.

4.2.2. $\delta^{18}\text{O}$ im Benthos

Die stabile Sauerstoffsisotopenzusammensetzung eines aus Wasser gefällten Kalziumkarbonats ist durch die Temperatur und die isotopische Zusammensetzung des Wassers bestimmt und experimentell wie theoretisch bestimmbar. Für den Temperaturbereich zwischen 0 und 30 °C errechnete O'NEIL (1969)

$$t = 16,9 - 4,38 (\delta_s - \delta_w) + 0,10 (\delta_s - \delta_w)^2,$$

wobei t die Temperatur, δ_s das $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis des CaCO_3 und δ_w das des Wassers gegen PDB ist. Foraminiferen, die beim Bau ihrer Gehäuse CaCO_3 bilden, zeichnen in diesen das $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis des sie zu Lebzeiten umgebenden Meerwassers auf. In der Regel geschieht der isotopische Einbau in annäherndem chemischen Gleichgewicht mit Meerwasser oder mit einem zumindest etwa konstanten Fraktionierungsfaktor (siehe auch WOODRUFF ET AL. 1980; WEFER & BERGER 1991), so daß die empirische Beziehung von EPSTEIN ET AL. (1953)

$$t = 16,5 - 4,30 (\delta_s - \delta_w) + 0,14 (\delta_s - \delta_w)^2$$

als "Paläotemperaturgleichung" weltweit Anwendung finden und zu einem der wichtigsten Werkzeuge der marinen Geologie werden konnte. Verschiedene Modifikationen dieser ursprünglichen Gleichung sind im Umlauf (siehe WEFER & BERGER 1991). Die besten Kon-

trollergebnisse in rezenten Tiefen- und Bodenwassermassen erzielt nach ZAHN & MIX (1991) die auf Laborversuchen mit planktischen Foraminiferen gestützte Gleichung von EREZ & LUZ (1983)

$$t = 17,0 - 4,52 (\delta_s - \delta_w) + 0,028 (\delta_s - \delta_w)^2$$

Die Berechnung von Paläotemperaturen aus $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnissen benthischer Foraminiferen hängt wesentlich an der Bestimmung des δ_w der tiefen Wassermassen. Dieses wiederum wird durch das δ_w des Oberflächenwassers in den Bildungsgebieten der Tiefen- und Bodenwassermassen bestimmt, also Verdunstung und Niederschlag sowie Zumischung von Fluß- und, in hohen Breiten, Schmelzwasser, ebenso wie durch die globale Isotopenverteilung zwischen Wasser, Dampf und Eis. Die globale Komponente hängt dann wesentlich von der Existenz kontinentaler Eisschilde ab. So kann bei Abschmelzen der rezenten Eiskappen von einer Erniedrigung des δ_w um 1‰ ausgegangen werden und damit auf ein präglaziales δ_w von etwa -1,0‰ (SMOW) geschlossen werden (vgl. 5.2.1)(SHACKLETON & KENNETT 1975). Umgekehrt wird für die Berechnung der Paläotemperaturen im letzten glazialen Maximum von einer Erhöhung des δ_w um 1,1 bis 1,3‰ ausgegangen (LABEYRIE ET AL. 1987; ZAHN & MIX 1991). Das entspricht bei einer Absenkung des Meeresspiegels um 120 m (FAIRBANKS 1989) einer mittleren Rate von etwa 0,1‰ pro 10 Meter.

Es bleibt festzuhalten, daß für eine Berechnung des δ_w in der Paläotemperaturgleichung trotz Korrektur für eine variable kontinentale Eisbedeckung weiterhin, in Ermangelung besseren Wissens, Paläoverdunstungsrate, -zumischungsrate von Süßwasser sowie -salinitäten als konstant unterstellt werden müssen.

4.3. Stabile Kohlenstoffisotope

4.3.1. $\delta^{13}\text{C}$ im Meerwasser

Der größte Teil des anorganischen Kohlenstoffs im Wasser (ΣCO_2) der Weltmeere liegt gelöst vor. Chemische Gleichgewichtsreaktionen zwischen den einzelnen CO_2 -Verbindungen des ΣCO_2 (CO_2 , HCO_3^- und CO_3^{2-}) und dem CO_2 der Atmosphäre, dem partikulären Karbonat in der Wassersäule und im Sediment, sowie zwischen organischem Kohlenstoff und dem Meerwasser selbst, bestimmen die einzelnen Anteile. Generell jedoch ist der Anteil von gasförmigem CO_2 am ΣCO_2 kleiner als 1%.

Das Verhältnis der Kohlenstoffisotope ^{12}C zu ^{13}C des ΣCO_2 wird im wesentlichen bestimmt durch Fraktionierung bei Produktions- und Abbauprozessen von organischem Material und erst in zweiter Linie durch kinetische Fraktionierungsprozesse bei der Bildung von Karbonat (MOOK ET AL. 1974). Vernachlässigt man die Fraktionierung beim Gasaustausch zwischen Atmosphäre und Oberflächenwasser, so zeichnet das $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ aufgrund der direkten Abhängigkeit von der biologischen Produktion, die Nährsalzverteilung im Ozean nach (KROOPNICK 1980; KROOPNICK 1985). Die Nährsalzverteilung wiederum spiegelt die großskalige ozeanische Zirkulation wider, in dem Sinne, daß eine Tiefen- und Bodenwassermasse mit zunehmendem Alter (seit dem Abschluß von der Atmosphäre) nährsalzreicher und ^{13}C -ärmer wird. Diese Zusammenhänge bilden die Grundlage für die Interpretation des in Foraminiferen gespeicherten $\delta^{13}\text{C}$ -Signals als Nährsalzstellvertreter und die Rekonstruktion von Paläozirkulationsmustern (DUPLESSY ET AL. 1984; CURRY ET AL. 1988; DUPLESSY ET AL. 1988; OPPO ET AL. 1990; RAYMO ET AL. 1990; BOYLE 1992; MACKENSEN ET AL. 1994a).

Die Korrelation zwischen $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnissen und Nährsalzen im Meerwasser ist jedoch nicht perfekt, weil Kohlenstoff sowohl im Ozean als auch in der Atmosphäre zirkuliert, während Nährsalze nur innerhalb des Ozeans zirkulieren. Während des Gasaustausches zwischen Oberflächenwasser und Atmosphäre findet eine stark temperaturabhängige Isotopenfraktionierung statt, die mit ungefähr 0,12 ‰ pro 1 °C Abkühlung zunimmt (MOOK ET AL. 1974; ZHANG ET AL. 1995). Das führt dazu, daß bei niedrigen Temperaturen und ausreichend Zeit für einen Gasaustausch im chemischen Gleichgewicht das $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis vom Gehalt an gelöstem Phosphat entkoppelt wird (CHARLES & FAIRBANKS 1990; BROECKER & MAIER-REIMER 1992; BROECKER 1993; CHARLES ET AL. 1993). Auch wenn ein chemisches oder gar ein isotopenchemisches Gleichgewicht in der Regel nicht erreicht wird, sind die thermodynamischen Verschiebungen des Isotopenverhältnisses in hohen Breiten nicht zu vernachlässigen. In einer 50 m mächtigen durchmischten Wasserschicht würde es ungefähr ein Jahr dauern bis das CO_2 im chemischen Gleichgewicht mit dem CO_2 der Atmosphäre stünde. Dagegen würde es ungefähr zehn Jahre benötigen, ein isotopisches Gleichgewicht zwischen dem $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ der Atmosphäre und dem $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ des Wassers einzustellen (BROECKER & PENG 1974; TANS 1980). CHARLES & FAIRBANKS (1990) und CHARLES ET AL. (1993) haben anhand des sich in der antarktischen Polarfrontzone bildenden Antarktischen Zwischenwassers (AAIW) nachgewiesen, daß sich diese Entkoppelung des Isotopensignals vom Phosphatgehalt deutlich in bis zu 1500 m Wassertiefe bis auf ca. 20 ° südlicher Breite in allen drei Südozeanen widerspiegelt. Schließlich haben Messungen im Südatlantik und im Weddellmeer erstmalig diese thermodynamisch beeinflusste Fraktionierung beim Gasaustausch zwischen Atmosphäre und Oberflächenwasser, die bei sehr niedrigen Temperaturen das Oberflächenwas-

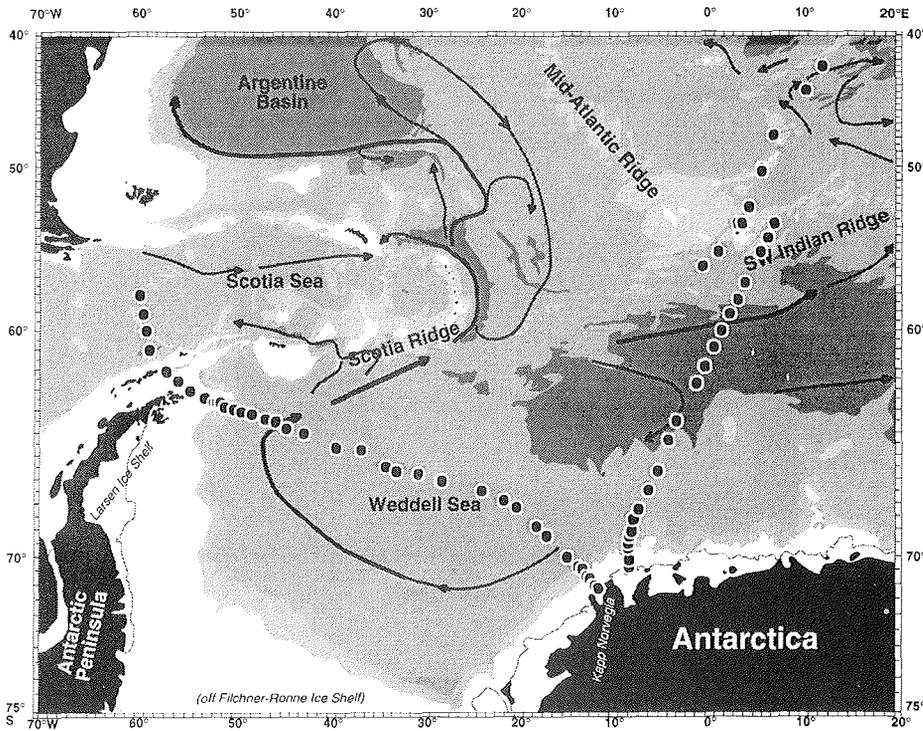


Abbildung 11: Lage der ozeanographischen Stationen im Weddellmeer und im Südatlantik. Die Pfeile zeigen Hauptausstromrichtungen des Weddellmeerboden- und tiefenwassers (aus MACKENSEN ET AL. 1996).

ser an ^{13}C anreichert, sogar bis ins Weddellmeerbodenwasser (WSBW) deutlich verfolgen können (MACKENSEN ET AL. 1993b). Durch neue Messungen aus dem Weddellmeer und dem südlichsten Ost-Atlantik (MACKENSEN ET AL. 1996) konnten die in den 70-er Jahren beprobten atlantischen GEOSECS-Profile (KROOPNICK 1985), die immer noch die einzige Datengrundlage für die $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ -Verteilung in den rezenten südatlantischen Wassermassen darstellen, wesentlich verdichtet und nach Süden ins Weddellmeer erweitert werden (Abb. 11). Dabei wurde der generelle Zusammenhang zwischen Phosphatgehalt und $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ bestätigt. So zeichnen die beiden Eigenschaften der Wassermassen $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ -Verteilung und Gehalt an gelöstem Phosphat sowohl die Verbreitung des nährsalzreichen und alten CPDW und WDW als auch die Nährsalzverarmung auf dem Schelf und in den Oberflächenwassermassen nach (Abb. 12, 13). In den unteren bathyalen und abyssalen Bereichen jedoch, sowie im Kernbereich des AAIW, werden erhöhte $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse von teilweise $>0,8 \text{ ‰}$ nicht von entsprechend niedrigen Phosphatwerten begleitet. Diese durch Daten bisher nicht nachgewiesene Entkoppelung des $\delta^{13}\text{C}$ -Signals vom Nährsalzgehalt in Tiefen- und Bodenwassermassen soll im folgenden näher dargestellt und diskutiert werden.

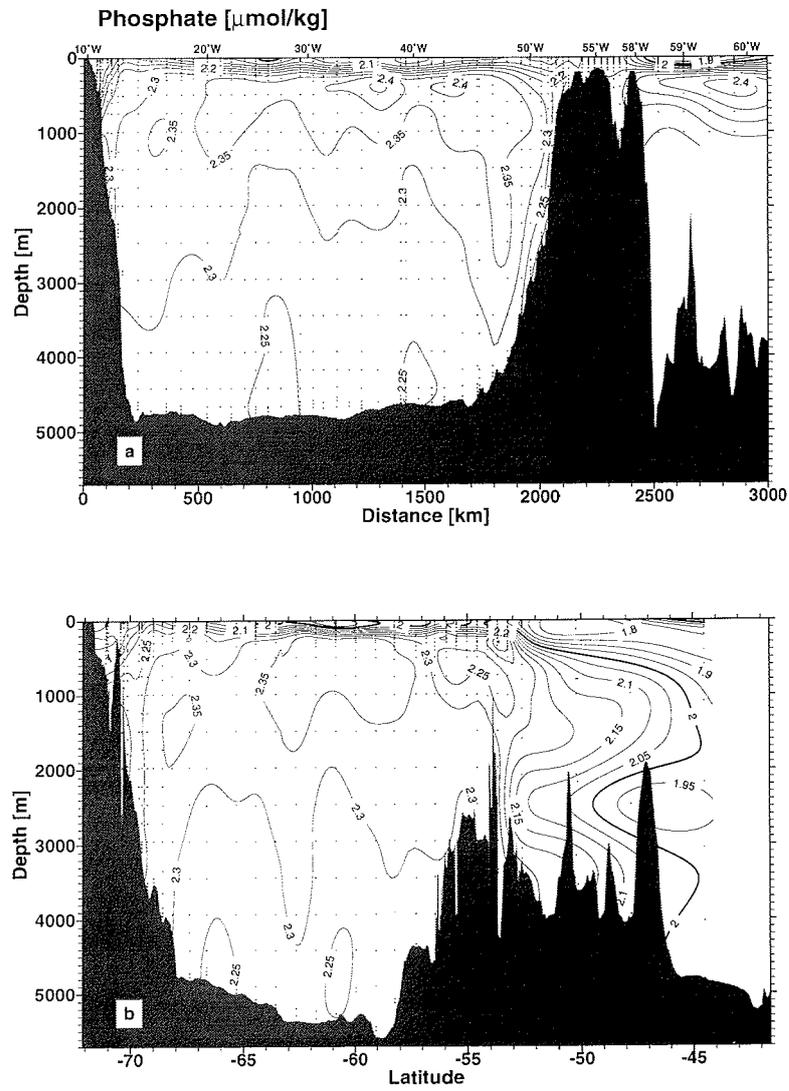


Abbildung 12: Verteilung des im Meerwasser gelösten Phosphats (in $\mu\text{mol/kg}$) auf einem zonalen Schnitt (a) und einem meridionalen Schnitt (b) durch das Weddellmeer (aus MACKENSEN ET AL. 1996). Siehe Abb. 11 für genaue Position der Stationen.

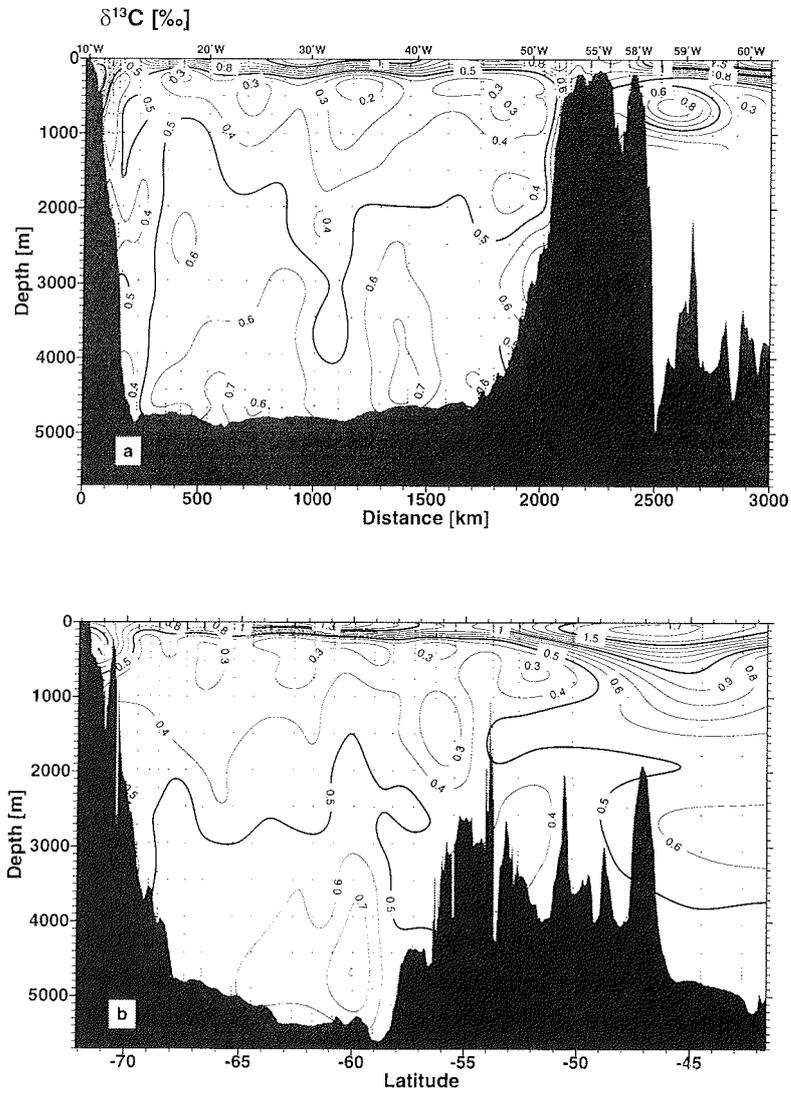


Abbildung 13: Verteilung der $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse des im Meerwasser gelösten anorganischen Kohlenstoffs (in ‰PDB) auf einem zonalen Schnitt (a) und einem meridionalen Schnitt (b) durch das Weddellmeer (aus MACKENSEN ET AL. 1996). Siehe Abb. 11 für genaue Position der Stationen.

Zunächst soll hierzu die in Abschnitt 3.3.5 gegebene, stark zusammenfassende und vereinfachende Beschreibung der Ozeanographie des Weddellmeeres weiter spezifiziert werden. In Abbildung 14 sind die verschiedenen Wassermassen, wie sie heute im Weddellmeer angetroffen werden, schematisch in einem θ -S-Diagramm dargestellt. Die entsprechenden Definitionen durch die Bandbreiten ihrer physikochemischen Eigenschaften sind in Tabelle 8 gegeben.

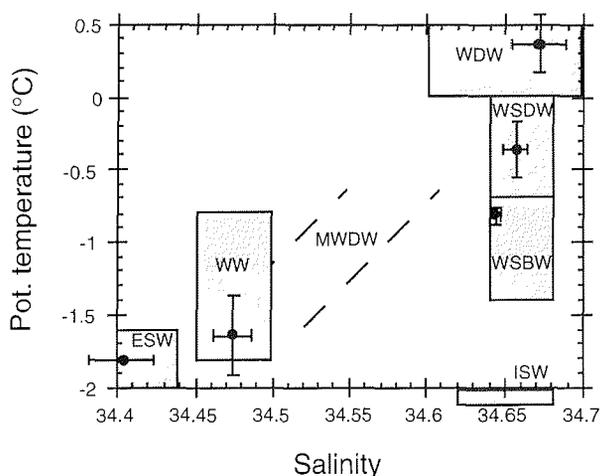


Abbildung 14: Schematische Darstellung der wichtigsten Wassermassen des Weddellmeeres in einem θ -S-Diagramm. Die Rechtecke charakterisieren die Wassermassen nach den in Tab. 8 gegebenen Zitate. Die schwarzen Punkte mit Fehlerbalken zeigen die Position der Mittelwerte mit Standardabweichungen der Wassermassen aus FAHRBACH ET AL. (1995), wie sie in MACKENSEN ET AL. (1996) definiert wurden (WDW = Weddelltiefenwasser, WSDW = Weddellmeertiefenwasser, WSBW = Weddellmeerbodenwasser, ESW = Östliches Schelfwasser, WW = Winterwasser, ISW = Eisschelfwasser, MWDW = Modifiziertes Weddelltiefenwasser).

In den abyssalen Bereichen des tiefen Beckens liegt WSBW, das von dem etwas wärmeren WSDW unterschieden werden kann. Über dem WSDW ist dann das WDW anzutreffen, das durch den Weddellwirbel vom CPDW abgeschnürt wird. Über dem WDW schließlich ist als gering mächtige Lage das Winterwasser (WW) zu finden. Durch die Mischung von WDW mit WW wird das sogenannte Modifizierte WDW (MWDW) gebildet. Auf dem Kontinentalschelf sind weiterhin charakteristische Wassermassen wie das Östliche Schelfwasser (ESW) und das Eisschelfwasser (ISW) anzutreffen (FOLDVIK ET AL. 1985).

| Wassermasse | pot. Temperatur θ (°C) | Salzgehalte S (‰) | Quelle |
|------------------------------------|----------------------------------|---------------------------|--|
| Winter Water (WW) | $-1.8 \leq \theta \leq -0.8$ | $34.45 \leq S \leq 34.50$ | (FAHRBACH ET AL. 1995) |
| Eastern Shelf Water (ESW) | $-2.0 \leq \theta \leq -1.6$ | $34.28 \leq S \leq 34.44$ | (CARMACK 1974; FOLDVIK ET AL. 1985) |
| Warm Deep Water (WDW) | $0 \leq \theta \leq 0.8$ | $34.60 \leq S \leq 34.76$ | (CARMACK & FOSTER 1977) |
| Weddell Sea Deep Water (WSDW) | $-0.7 \leq \theta \leq 0$ | $34.64 \leq S \leq 34.68$ | (FOLDVIK ET AL. 1985) |
| Weddell Sea Bottom Water (WSBW) | $-1.4 \leq \theta \leq -0.7$ | $34.64 \leq S \leq 34.68$ | (CARMACK 1974; FOLDVIK ET AL. 1985) |
| Ice Shelf Water (ISW) | $-2.4 \leq \theta \leq 2.0$ | $34.62 \leq S \leq 34.68$ | (CARMACK & FOSTER 1977; FOLDVIK ET AL. 1985) |

Tabelle 8: Definition der wichtigsten Wassermassen des Weddellmeeres wie sie aus der Literatur entnommen und in dieser Arbeit mit ihren spezifischen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenverhältnissen korreliert wurden.

Es sind im wesentlichen zwei Prozesse zu berücksichtigen, die zur Bildung von sehr dichtem Wasser führen, welches dann letztlich zur Bildung des WSBW beiträgt (Abb. 14, Tab. 8):

- Über den breiten Kontinentalschelfen des südwestlichen Weddellmeeres friert das Oberflächenwasser im Kontakt mit der Atmosphäre und wird so durch die Bildung von Meereis immer salzreicher und dichter. Dieses Wasser mischt sich an der Schelfkante mit MWDW aus dem inneren Weddellmeer und sinkt dann nach Überschreiten einer bestimmten Dichte über die Schelfkante in die tieferen Wassermassen. Während dieses Sinkprozesses entlang des Kontinentalhangs ändert es durch konvektive Mischung mit dem umgebenden WDW kontinuierlich seine physikochemischen Eigenschaften bis es von der antizyklonalen Zirkulation des Weddellwirbels erfaßt wird (GILL 1973; CARMACK & FOSTER 1975; KILLWORTH 1977). Dieser Prozeß wird besonders intensiv in Polynyen sein, in denen katabatische Winde für einen andauernden Abtransport des neu gebildeten Meereises und damit zu einer verstärkten Salzanreicherung im Oberflächenwasser führen.

- Der zweite Prozeß, der zur Bildung von Weddellmeerbodenwasser beiträgt, ist ursächlich mit dem Vorhandensein und der Ausdehnung der großen antarktischen Schelfeisgebiete verknüpft. Meerwasser wird unter dem Schelfeis bis zum in-situ-Gefrierpunkt bei erhöhtem Druck abgekühlt. Das auf diese Weise unter dem Schelfeis gebildete, extrem unterkühlte Wasser kann dann in zusammenhängenden Schwaden den Kontinentalhang hinunter in die Tiefsee gleiten und durch Mischung mit dem warmen und salzreichen WDW schließlich WSBW bilden (FOLDVIK ET AL. 1985; FOLDVIK & GAMMELSRØD 1988).

Als KROOPNICK (1985) seine global konstante Beziehung zwischen $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ und gelöstem Phosphat von 0,71 ‰ Zunahme im $\delta^{13}\text{C}$ pro ein $\mu\text{mol/kg}$ Abnahme im PO_4 -Gehalt berechne-

te, bezog er nur Proben in die Berechnung mit ein, deren potentielle Dichte über 27,7 lag. Wassermassen mit einer potentiellen Dichte um 27,7 sind im allgemeinen zwischen 100 m und maximal 1800 m Wassertiefe anzutreffen, so daß bei dichteren Wassermassen davon ausgegangen werden kann, daß isotopische Fraktionierungsprozesse beim Gasaustausch zwischen Oberflächenwasser und Atmosphäre nicht stattgefunden haben. Damit ist dann die beobachtete Korrelation zwischen Phosphat und $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ nur durch biologische Prozesse, die der "Redfield"-Beziehung folgen sollten, verursacht. OPPO & FAIRBANKS (1989) und CHARLES & FAIRBANKS (1990) stellten diesen Ansatz vom Kopf auf die Füße und nutzten nun umgekehrt eine, allerdings leicht veränderte, "Redfield"-Steigung von 0,93, d.h. 0,93 ‰ Zunahme im $\delta^{13}\text{C}$ pro ein $\mu\text{mol/kg}$ Abnahme im PO_4 , um das $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ -Signal im Oberflächenwasser von der biologischen Fraktionierung zu bereinigen. Dementsprechend bleibt vom $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ nur noch der durch thermodynamische Fraktionierung beim Gasaustausch verursachte Anteil übrig, so daß Richtung und Stärke dieses Anteils besonders bei sehr niedrigen Temperaturen klar erfaßt werden können. Denselben Ansatz schließlich benutzten BROECKER & MAIER-REIMER (1992), wieder mit einer leicht veränderten "Redfield-Beziehung" (1,1 ‰/ $\mu\text{mol/kg}$) zur Korrektur des biologisch angetriebenen Anteils, um den thermodynamischen Anteil in der $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ -Verteilung im Weltozean zu quantifizieren. MACKENSEN ET AL. (1996) schließlich folgten BROECKER & MAIER-REIMER und benutzten die 1,1 ‰/ $\mu\text{mol/kg}$ Steigung, die auf Daten aus Gebieten des Indiks und des Pazifiks beruhen, in denen nur ein antarktisches Endglied die Mischung der Wassermassen charakterisiert und aus denen somit am verlässlichsten die biologische "Redfield-Beziehung" zu extrahieren ist (siehe auch LYNCH-STIEGLITZ ET AL. 1995). Außerdem stimmt diese Korrelation mit der neuesten theoretisch ermittelten "Redfield-Steigung" überein (TAKAHASHI ET AL. 1985).

Bereinigt man nun die $\delta^{13}\text{C}$ -Messungen aus dem Weddellmeer mit der als global gültig unterstellten, biologisch bedingten Beziehung zwischen Phosphat und $\delta^{13}\text{C}$, so erhält man den thermodynamisch induzierten Anteil ($\Delta\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$) als Rest (MACKENSEN ET AL. 1996). In den Oberflächenwassermassen des zentralen Weddellmeeres ist dieser thermodynamische Anteil $>0,6$ ‰ (Abb. 15). Wird zusätzlich noch eine anthropogene Erniedrigung des $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisses der Atmosphäre durch die Verbrennung fossiler Brennstoffe berücksichtigt, so sollte der $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ -Wert der oberflächennahen Wassermassen um ca. 0,4 ‰ höher sein (MAIER-REIMER pers. Mittlg. 1994). In den subpolaren, vom ACC erfaßten Oberflächenwassermassen ist ein thermodynamischer Effekt von $>0,8$ ‰ feststellbar, der gut mit den vom "Hamburg Ocean Global Circulation Model" simulierten Werten übereinstimmt (BROECKER & MAIER-REIMER 1992). Dies ist nicht überraschend, da sowohl in vorliegender Arbeit als auch im Hamburger Modell die gemessenen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte durch dieselbe konstante, "Redfield"-angetriebene biologische Fraktionierung auf phosphatfreie Werte normiert wurden.

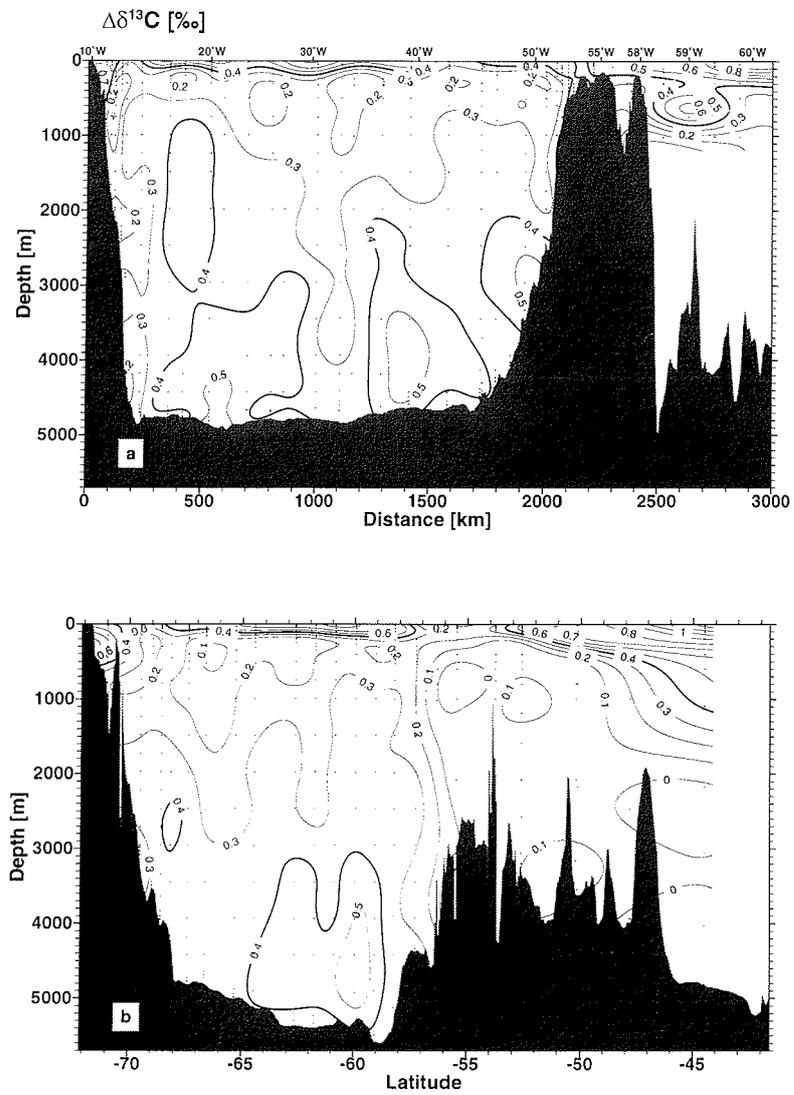


Abbildung 15: Verteilung des $\Delta\delta^{13}\text{C}$ ($=\delta^{13}\text{C} + 1,1\text{PO}_4 - 2,7$) des im Meerwasser gelösten anorganischen Kohlenstoffs (in ‰PDB) auf einem zonalen Schnitt (a) und einem meridionalen Schnitt (b) durch das Weddellmeer (aus MACKENSEN ET AL. 1996). Siehe Abb. 11 für genaue Position der Stationen.

Wichtig ist allerdings, daß im Hamburger Modell eine Verdoppelung der CO_2 -Austauschrate zwischen Ozean und Atmosphäre zu einem signifikanten Anstieg der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte in kalten Oberflächenwassermassen und zu einer Abnahme in warmem Wasser führte. Da die höchsten $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ -Werte in der Polarfrontzone, einer Region mit hohen Windgeschwindigkeiten, anzutreffen sind, bestärkt diese Modellrechnung die Ansicht, daß durch hohe Windgeschwindigkeiten der Gasaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre verstärkt wird, und somit in kalten Gewässern eine Intensivierung der thermodynamischen Fraktionierung im $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ eintritt.

Ein ebensolcher Prozeß sollte im Weddellmeer bei der Bildung von Bodenwasser wirksam sein, wenn die Meeresoberfläche im Kontakt mit der Atmosphäre gefriert, aber gleichzeitig durch starke katabatische Winde eisfrei gehalten wird. In solchen Polynyen wären demnach die Hauptbildungsgebiete von Oberflächenwasser mit hohen $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ -Werten zu suchen. Sehr dichtes Wasser, das dort durch das ständigen Freihalten der Meeresoberfläche von neu gebildetem Meereis durch ablandige, starke Winde unter Zurücklassen von salzreichen Lagen und andauernder Abkühlung gebildet wird, sinkt durch die tieferen und wärmeren Wassermassen und fließt entlang des antarktischen Kontinentalhangs in die Tiefsee (FOLDVIK ET AL. 1985; FOLDVIK & GAMMELSRØD 1988; FAHRBACH ET AL. 1995). Tatsächlich ist in Abbildung 15 deutlich zu erkennen, daß das WSDW und das WSBW einen thermodynamischen Anteil von zwischen im Mittel 0,3 und 0,6‰ am $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ aufweisen. Mehr noch, am Kontinentalhang der antarktischen Halbinsel vor dem Larsen Schelfeis sind deutlich zusammenhängende Wasserkörper mit hohen $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ -Werten von $>0,4\text{‰}$ zu erkennen, die sich aus dichtem, den Hang hinab sinkenden Oberflächenwasser herleiten lassen (MACKENSEN ET AL. 1996).

Durch die Kombination von $\delta^{18}\text{O}$ und $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ Messungen haben MACKENSEN ET AL. (1996) versucht, nachzuweisen, daß die zwei prinzipiell unterschiedlichen Prozesse, die zur Bildung von Weddellmeer Tiefen- und Bodenwasser führen, dem $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ -Signal unterschiedlich große thermodynamische Anteile aufprägen müssen. Es konnte gezeigt werden, daß WSBW, WSDW und WDW auf einer Mischungsgeraden liegen und, in diesem Zusammenhang wichtiger, daß sich Schelfwassermassen wie das ESW in ihrem Isotopensignal deutlich vom hauptsächlich im inneren Weddellmeer gebildeten WW unterscheiden lassen (Abb. 16). Dies ist wichtig, wenn es gilt, eventuelle Änderungen der Bodenwasserbildungs- und -prozesse während der Glazialzeiten und ihren Einfluß auf die Speicherung des $\delta^{13}\text{C}$ -Signals in benthischen Foraminiferen abzuschätzen (siehe Kapitel 5).

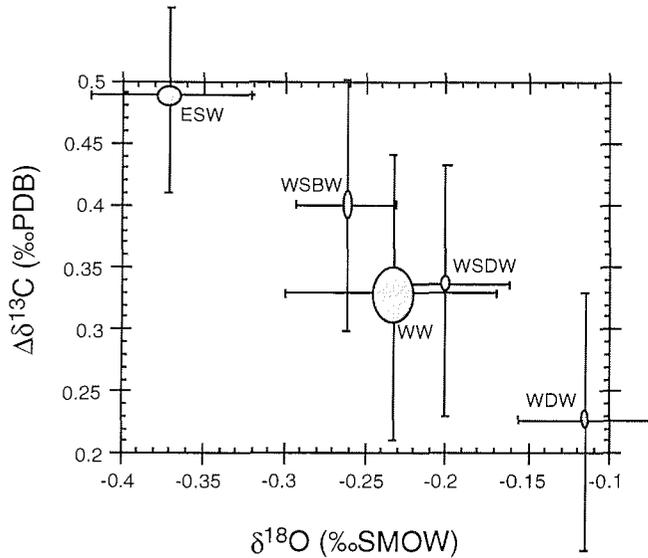


Abbildung 16: Mittelwerte von $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ und $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnissen wichtiger Wassermassen des Weddellmeeres, definiert nach potentieller Temperatur und Salzgehalt wie in Abb. 14 und Tab. 8 gegeben (aus MACKENSEN ET AL. 1996). Standardabweichungen werden durch Fehlerbalken und Fehler der Mittelwerte durch Größe und Form der Ellipse angegeben (WDW = Weddelltieftwasser, WSDW = Weddellmeertieftwasser, WSBW = Weddellmeerbodenwasser, ESW = Östliches Schelfwasser, WW = Winterwasser).

4.3.2. $\delta^{13}\text{C}$ in Endofauna

Die wenigsten Foraminiferenarten bauen das $\delta^{13}\text{C}$ -Signal des Wassers im isotopischen Gleichgewicht in ihr karbonatisches Gehäuse ein, die meisten jedoch mit einem konstanten Fraktionierungsfaktor, der, in Unkenntnis der genauen Zusammenhänge, gerne unter dem Begriff "Vitaleffekt" zusammengefaßt und erklärt wird (WOODRUFF ET AL. 1980). Detaillierte Untersuchungen und Überlegungen zum Vitaleffekt in planktischen Foraminiferen sind unter anderem in SPERO (1992) nachzulesen. Eine neuere Zusammenstellung der Fraktionierung verschiedener benthischer Foraminiferenarten wird in WEFER und BERGER (1991) gegeben.

In Abschnitt 3.2 ist der derzeitige Stand des Wissens über Habitattiefe und spezifische Ansprüche benthischer Tiefseearten an ihr Mikromilieu zusammengefaßt. Aus dieser Zusammenstellung geht klar hervor, daß sich einige Arten bevorzugt im Porenraum des Sedimentes aufhalten und vermutlich dort auch den größten Teil ihrer Gehäuse bauen. Diese Kenntnis beruht in der Hauptsache auf der Analyse von Lebensformtypen und der direkten Beobachtung

anhand von stratifiziert beprobten und gefärbten Oberflächensedimentkernen. Weiterhin ist bekannt, daß das stabile Kohlenstoffisotopenverhältnis des ΣCO_2 im Porenwasser durch den bakteriellen Abbau organischer Substanz stark erniedrigt wird (MCCORKLE ET AL. 1985). Daher sollte sich, wenn endobenthisch lebende Arten ihr Gehäuse im Porenwasser bauen, diese Lebensweise in sehr niedrigen $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnissen der kalkigen Gehäuse widerspiegeln. In der Tat stellten WOODRUFF ET AL. (1980), GRAHAM ET AL. (1981), BELANGER ET AL. (1981) und GROSSMAN (1984) starke negative Abweichungen des $\delta^{13}\text{C}$ einiger Arten vom $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ des Bodenwassers fest und erklärten diese durch eine mögliche Kalzifizierung im Porenwasser, also durch eine zumindest zeitweilige endobenthische Lebensweise.

Für paläozeanographische Fragestellungen ist es von besonderer Wichtigkeit, welche Arten ihr Gehäuse im Porenwasser oder im Bodenwasser sekretieren. Es konnte nachgewiesen werden, daß das $\delta^{13}\text{C}$ -Signal der zu Anfang der 80-er Jahre am häufigsten gemessenen benthischen Foraminiferengattung *Uvigerina* in Abhängigkeit vom Gehalt an organischem Kohlenstoff im Sediment variiert (ZAHN ET AL. 1986; LOUBERE 1987). *Uvigerina peregrina* wurde damals bevorzugt gemessen, da diese Art die Sauerstoffisotope nahezu im Gleichgewicht mit Meerwasser und im Einklang mit bekannten Temperatur- $\delta^{18}\text{O}$ -Beziehungen fraktionieren sollte. Obwohl es bis heute nicht durch direkte Beobachtung erhärtet werden konnte, geht man davon aus, daß *Uvigerina* spp. als flach infaunal lebende Gattung das in Abhängigkeit vom organisch C-Fluß variierende $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ des Porenwassers in ihrem Gehäuse speichert. Das *Uvigerina*- $\delta^{13}\text{C}$ -Signal wird somit für die paläozeanographische Interpretation als Nährsalzstellvertreter weitgehend unbrauchbar. Gleiches gilt zunächst auch für die $\delta^{13}\text{C}$ -Signale tief endobenthisch lebender Gattungen, wie z.B. *Globobulimina*, *Chilostomella* und *Melonis* (MACKENSEN & DOUGLAS 1989; MCCORKLE ET AL. 1990). Auf der anderen Seite bietet die Möglichkeit, das $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ -Verhältnis des Porenwassers in verschiedenen Teufen durch Analyse unterschiedlich tief im Sediment lebender Arten abrufen zu können, neue interessante paläozeanographische Perspektiven. Durch paarweise Analyse infaunaler Arten zusammen mit gesichert epibenthisch lebenden Arten lassen sich so möglicherweise Sauerstoffzehrung im Sediment und organisch-C-Flußraten vergangener Ozeane rekonstruieren (MCCORKLE ET AL. 1990).

4.3.3. $\delta^{13}\text{C}$ im Epibenthos

Nachdem vor allem durch die Arbeiten von ZAHN ET AL. (1986) und LOUBERE (1987) nachgewiesen worden war, daß *U. peregrina* und verwandte Arten vermutlich nicht das $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ des Bodenwassers, sondern das des Porenwassers in ihren Gehäusen speichern, wurden in den

letzten 10 Jahren bevorzugt *Fontbotia wuellerstorfi* und nahe verwandte Arten zur Beantwortung paläoozeanographischer Fragestellungen untersucht. Diese Gruppe benthischer Foraminiferen lebt vorwiegend epibenthisch (vgl. 3.2) und speichert daher in der Regel das $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ -Signal der Bodenwassermasse (WOODRUFF ET AL. 1980; GRAHAM ET AL. 1981). Vermutlich zufällig wird das $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis beim Einbau in das Gehäuse von *F. wuellerstorfi* kaum verändert, so daß diese Art und oft auch eng verwandte Arten der Gattung *Cibicidoides* als Referenz für $\delta^{13}\text{C}$ -Bestimmungen an benthischen Foraminiferen und als verlässlicher Anzeiger für das $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ des Bodenwassers angesehen werden (DUPLESSY ET AL. 1984; GROSSMAN 1987; WEFER & BERGER 1991) (Abb. 17).

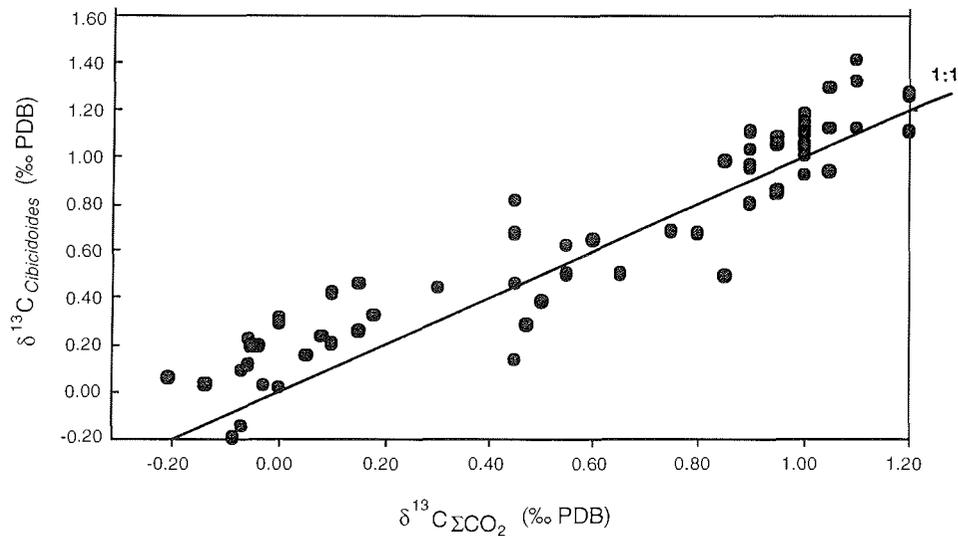


Abbildung 17: Kohlenstoffisotopenverhältnis von *F. wuellerstorfi* als Funktion des $\delta^{13}\text{C}$ des gelösten anorganischen Kohlenstoffs im Wasser. Die Gerade zeigt das 1:1 Verhältnis (umgezeichnet nach DUPLESSY ET AL. 1984).

In den letzten Jahren wurde zunehmend deutlicher, daß *F. wuellerstorfi* und verwandte Gattungen unter bestimmten Umweltbedingungen das $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ -Signal der Bodenwassermasse nicht immer korrekt in ihren Gehäusen aufzeichnen. So interpretierten schon SARNTHEIN ET AL. (1988) einzelne spätpleistozäne $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *F. wuellerstorfi*, die weit niedriger waren als realistisch anzunehmende $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ -Werte der entsprechenden Paläobodenwassermasse, als durch lokales Auftriebsgeschehen und durch Flußzufuhr erhöhte Produktivität im Oberflächenwasser verursacht. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse des durch Photosynthese produzierten organischen Materials sind im Verhältnis zum Meerwasser um 20-30 ‰ reduziert, so daß beim Abbau organischer Substanz am Meeresboden das $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ -Verhältnis des Wassers reduziert

werden kann (siehe 4.3.2.). Erst MACKENSEN ET AL. (1993b) jedoch konnten in einer detailliert angelegten Studie aus dem atlantischen Sektor des antarktischen Ringozeans zeigen, daß *F. wuellerstorfi* in Abhängigkeit von stark saisonalen organisch-C-Flußraten das $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ -Signal der Bodenwassermasse um bis zu $-0,5\text{‰}$ verringert einbaut. Aus Abbildung 18 wird deutlich, daß die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von lebenden *F. wuellerstorfi* und verwandten Gattungen im Verhältnis zum an derselben Station gemessenen $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ zu niedrig sind.

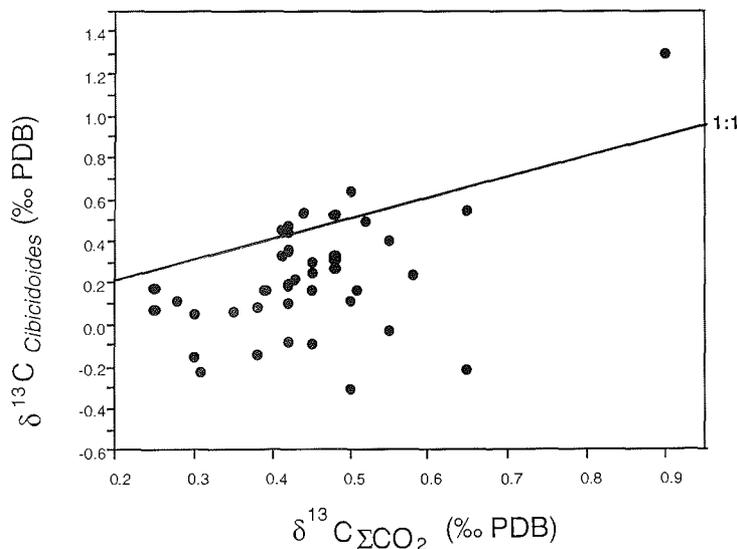


Abbildung 18: $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von lebenden *F. wuellerstorfi* und verwandten Gattungen als Funktion des an derselben Station gemessenen $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ der Bodenwassermasse. Die Gerade zeigt das 1:1 Verhältnis (aus MACKENSEN ET AL. 1993b).

Einfache stöchiometrische Abschätzungen unter Annahme realistischer Diffusionsraten zeigen, daß in den heutigen Ozeanen organisch-C-Flußraten von der Größenordnung, die nötig wären, die Bodenwassermasse an der Grenzschicht Meer/Meeresboden um den beobachteten Effekt von $0,5\text{‰}$ im $\delta^{13}\text{C}$ zu reduzieren, nicht möglich sind. Erst die Besonderheit der Hochproduktionsverhältnisse in hohen antarktischen Breiten bietet Ansatzpunkte für eine Erklärung der signifikanten Abweichungen zwischen den *F. wuellerstorfi*- $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnissen und den Bodenwasser- $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ -Werten. Hauptsächlich in einem Streifen südlich der antarktischen Polarfront führen kurzfristige, regional und saisonal stark variierende Diatomeenblüten zu einer mehrere Millimeter mächtigen Phytodetrituslage am Meeresboden. Die Ausdehnung und Erhaltungsdauer solcher, auch "fluffy layer" genannten Lagen sind von verschiedenen Umweltbedingungen abhängig, wie zB von der Strömungsintensität am Meeresboden oder in der mittleren Wassersäule, oder auch von der Zusammensetzung des Planktons (THIEL ET AL.

1989). Die mit den ozeanographischen Fronten einhergehenden, teilweise bis zum Meeresboden reichenden, erhöhten Strömungen werden durch die Meeresbodentopographie geführt und gebündelt. Es kommt so in geschützten Bereichen (Strömungslee) zu einer Anhäufung des Phytodetritus und letztlich, in geologischen Zeiträumen, zu sehr hohen Opalakkumulationsraten. Die Konzentration der höchsten $\delta^{13}\text{C}$ -Abweichungen in der Nähe ozeanographischer Fronten (Abb. 19) führte zu der Annahme, daß die epibenthischen Foraminiferen ihre Gehäuse innerhalb einer solchen Phytodetrituslage bauen (MACKENSEN ET AL. 1993b). In diesem Mikromilieu wären, ähnlich wie im Porenwasser, durch den bakteriellen Abbau des organischen Materials stark erniedrigte $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ -Werte zu erwarten.

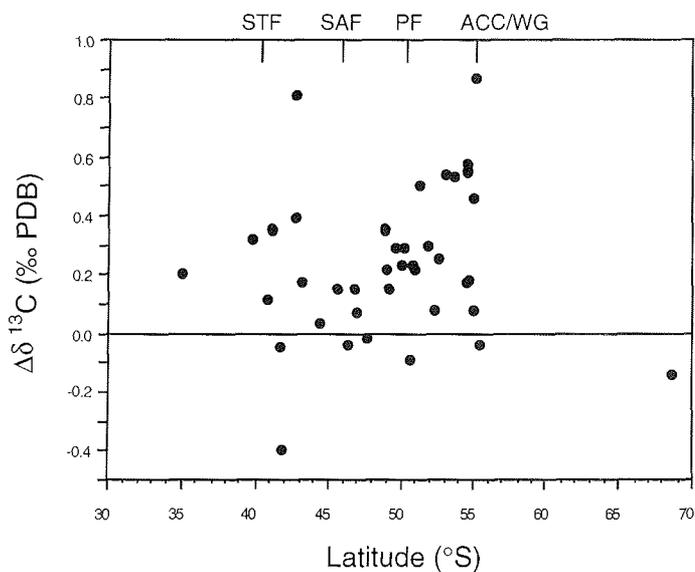


Abbildung 19: Abweichungen zwischen Bodenwasser- $\delta^{13}\text{C}$ und Foraminiferen- $\delta^{13}\text{C}$ aufgetragen gegen die geographische Breite (aus MACKENSEN ET AL. 1993b). (STF, Subtropische Front; SAF, Subantarktische Front; PF, Polarfront; ACC/WG, Nordgrenze des Weddellwirbels).

Die Ergebnisse von MACKENSEN ET AL. (1993b) initiierten eine Diskussion über die Vertrauenswürdigkeit von $\delta^{13}\text{C}$ -Daten aus epibenthischen Foraminiferen, vor allem deshalb, weil Cd/Ca-Verhältnisse als weiterer wichtiger Nährsalzstellvertreter im Südpolarmeer glaziale Zirkulationsmuster andeuten, die im Widerspruch zu den auf $\delta^{13}\text{C}$ -Werten basierenden Rekonstruktionen stehen (siehe 5.1. und 5.2.3.). Im Gegensatz zu MACKENSEN ET AL. (1993b) stellten MCCORKLE & KEIGWIN (1994) im äquatorialen und im Nordwest-Pazifik keine signifikanten Abweichungen zwischen $\delta^{13}\text{C}$ -Werten in *F. wuellerstorfi* und dem $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ -Verhältnissen der Bodenwassermasse fest, die auf eine Fraktionierung beim Einbau in die Foraminiferengehäuse zurückzuführen wären. Vielmehr stellten diese Autoren die

Qualität der $\delta^{13}\text{C}$ -Daten, die auf Messungen pazifischer GEOSECS-Stationen beruhen, in Frage (KROOPNICK 1985). Sie konnten anhand neuer Messungen nachweisen, daß im Pazifik $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von weit entfernt liegenden GEOSECS-Stationen nicht auf lokale Bodenwasser-Verhältnisse übertragen werden können. Gleiche Schlußfolgerungen zogen auch BICKERT (1992) und MACKENSEN ET AL. (1993b) aus dem Vergleich von eigenen Messungen und GEOSECS-Daten aus dem östlichen Südatlantik. Dieselben $\delta^{13}\text{C}$ -Werte, gemessen an *F. wuellerstorfi*, die von MCCORKLE & KEIGWIN (1994) noch als verlässliche Anzeiger für das Bodenwasser $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ -Verhältnis angesehen wurden, werden wenig später jedoch von MCCORKLE ET AL. (1995) als möglicherweise durch Kalzitlösung signifikant erniedrigt angesehen.

Zusätzliche Komplikationen im Umgang mit $\delta^{13}\text{C}$ -Werten auch aus epibenthischen Foraminiferen als verlässliche Zeugen des Paläokohlenstoffkreislaufs deuten sich mit zunehmender Datenmenge aus dem Arktischen Ozean an. Auf ihren Gehalt an benthischen Foraminiferen bearbeitete Oberflächenproben aus dem Nordpolarmeer wurden zeitgleich mit Wasserproben zur Bestimmung des $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ des Meerwassers entnommen (FÜTTERER 1994; WOLLENBURG 1995). Das $\delta^{13}\text{C}$ -Signal von *Fontbotia wuellerstorfi* wurde direkt mit dem $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ -Signal des Bodenwassers verglichen (Abb. 20).

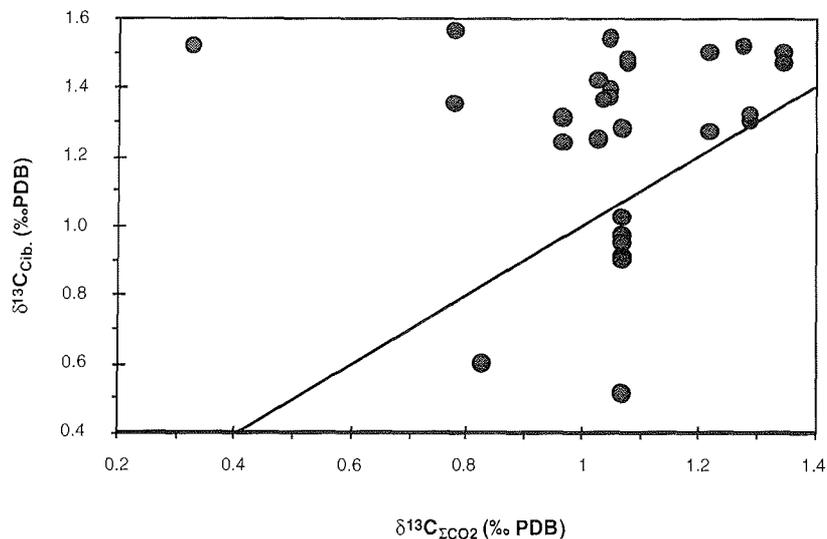


Abbildung 20: $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von lebenden *F. wuellerstorfi* und verwandten Gattungen als Funktion des an der selben Station gemessenen $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ der Bodenwassermasse im Nordpolarmeer. Die Gerade zeigt das 1:1 Verhältnis.

Das Ergebnis aus diesem vorläufigen Datensatz widerspricht zunächst bisherigen Erfahrungen. Deutlich zeigt sich ein um bis zu 0,5‰ zu schweres Signal im Gehäuse der Foraminifere im Vergleich zu dem das Tier umgebenden Bodenwasser. Damit würde zwar, wie in den süd-polaren Gebieten, eine Abweichung vom idealen 1:1-Verhältnis vorliegen, jedoch mit umgekehrten Vorzeichen. Eine analoge Erklärung durch Hochproduktionseffekte (MACKENSEN ET AL. 1993b) oder Lösung (MCCORKLE ET AL. 1995) scheidet demnach aus. Ob ein Zusammenhang zwischen Kalzifizierung und episodischen, den Kontinentalhang hinabströmenden Schelfwassermassen mit thermodynamisch erhöhten $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ -Werten besteht, bleibt zu klären (MACKENSEN ET AL. 1996).

4.4. Cd im Meerwasser und in Foraminiferen

Das Spurenelement Cadmium kommt im heutigen Meerwasser in Konzentrationen zwischen 0,05 und 50 nmol/kg bei einer Verweildauer von etwa 50000 Jahren vor. So, wie das

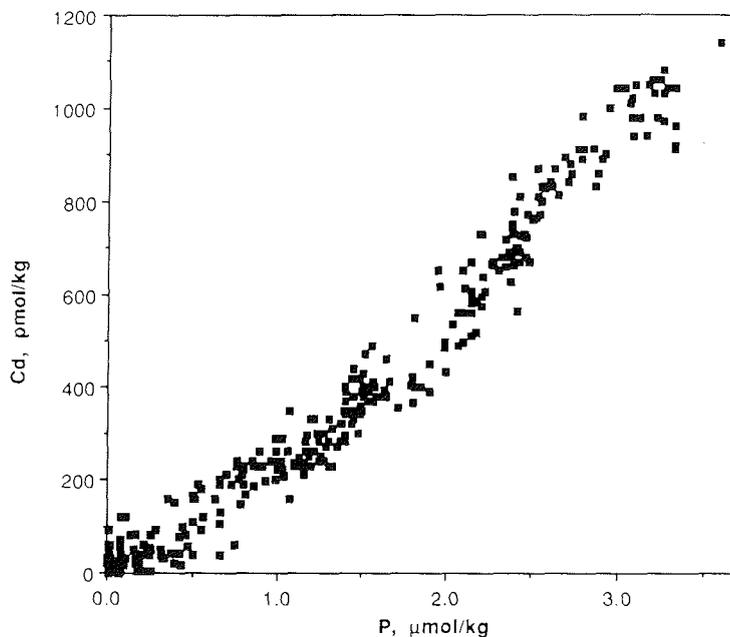


Abbildung 21: Globales Cd:P-Verhältnis im tiefen Ozean (aus BOYLE 1994).

$\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ -Verhältnis im Ozean im wesentlichen durch biologische Produktions- und Abbauprozesse und ozeanische Advektions- und Diffusionsprozesse determiniert ist, so ist auch das Cd:P-Verhältnis im Meerwasser durch prinzipiell dieselben Prozesse bestimmt (BOYLE ET AL. 1976). Das rezente globale Cd:P-Verhältnis in Tiefen- und Bodenwassermassen ist nach BOYLE (1992; 1994) am vernünftigsten mit einem Modell zu beschreiben, das zwei lineare Regressionen durch Teildatensätze mit einem Knick verbindet (Abb. 21).

Um Cd-Gehalte von Foraminiferengehäusen als Stellvertreter für den Phosphatgehalt einer vergangenen Wassermasse nutzen zu können, muß, wie bei den Kohlenstoffisotopen auch (4.3), das Cd/Ca-Verhältnis in rezenten Foraminiferen an dem Cd/P-Verhältnis der sie umgebenden Wassermassen geeicht werden. Dazu wird, aufgrund der wenigen direkt gemessenen Daten, in der Regel die in Abbildung 21 gegebene Beziehung zur Bestimmung der Cd-Was-

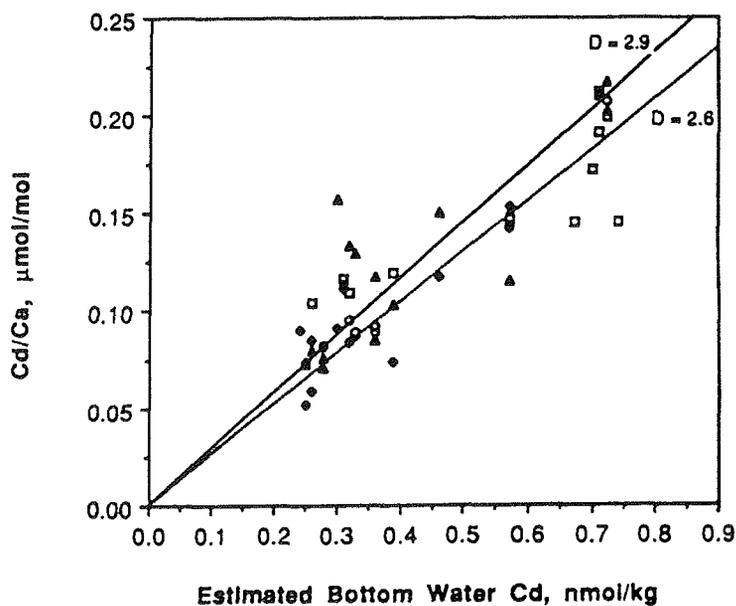


Abbildung 22: Cd/Ca-Verhältnisse aus benthischen Foraminiferen aufgetragen gegen die Cd-Gehalte des heutigen Bodenwassers für Wassertiefen >3000 m, wie sie aus den P-Gehalten nach Abb. 21 geschätzt wurden. Die Verteilungskoeffizienten $D=2.9$ und ein zum Vergleich um 10 % geringeres D sind als Eichgeraden gegeben (aus BOYLE 1992).

serwerte verwendet. Verfährt man so, dann kann ein empirisch gewonnener Verteilungskoeffizient

$$D = (\text{Cd/Ca})_{\text{Foram}} / (\text{Cd/Ca})_{\text{Wasser}}$$

bestimmt werden, der den wassertiefenabhängigen, jedoch nicht artabhängigen Einbau von Cadmium in kalzitische Foraminiferegehäuse beschreibt. BOYLE (1992) erhält für Wassertiefen >3000 m einen Koeffizienten von $D = 2,9$ (Abb. 22).

Besonders aufgrund der großen Diskrepanzen zwischen den aus Cd/Ca- und $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnissen benthischer Foraminiferen abgeleiteten Nährsalzkonzentrationen im glazialen Südpolarmeer und den daraus folgenden paläoozeanographischen Konsequenzen, werden jüngste Er-

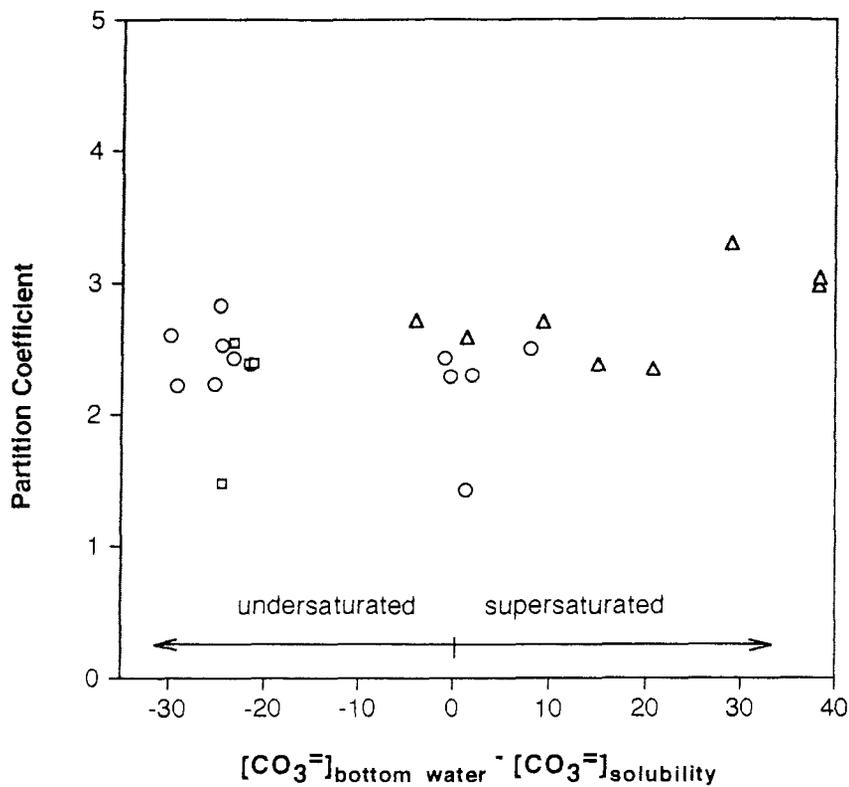


Abbildung 23: Verteilungskoeffizient D von *N. umbonifer* aufgetragen gegen die Karbonatlöslichkeit des Bodengewässers. Quadrate = "ERDC"-Kerne, Pazifik; Kreise = "Polarstern"-Kerne, S-Atlantik; Dreiecke = "Knorr"-Kerne, N-Atlantik (unveröffentlichte Daten BOYLE).

gebnisse, die eine Beeinflussung der Cd/Ca-Verhältnisse durch Lösung am Meeresboden zeigen (MCCORKLE ET AL. 1995), sehr ernst genommen. Ähnlich wie bei der Enttarnung von *Uvigerina peregrina* als untaugliches Medium, um korrekte Bodenwasser- $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ -Werte aufzuzeichnen, wird jetzt angenommen, daß die für geochemische Zwecke z.Zt. meist genutzte *F. wuellerstorfi* durch den lösungsresistenteren *Nuttallides umbonifer* ersetzt werden kann (Abb. 23; E. BOYLE 1995, mündl. Mittlg.).

Weiterhin wird neuerdings erfolgreich versucht, Cd/Ca-Verhältnisse aus kalzitischen Foraminiferen durch die einzige existierende aragonitische Foraminiferenart *Hoeglundina elegans* zu verifizieren (BOYLE ET AL. 1995). Obwohl in ihrer Tiefenverbreitung eingeschränkt, scheint der Verteilungskoeffizient dieser Art tiefenunabhängig etwa bei 1,0 zu liegen. Ein zusätzlicher Vorteil bei der Analyse dieser aragonitischen Art liegt in dem Umstand, daß die häufige diagenetische Verunreinigung der kalzitischen Foraminiferengehäuse bei der Bildung von MnCO_3 -Krusten mit Cd aus dem Sediment hier nicht zu beobachten ist. Obwohl die Gründe unbekannt sind, ist diese Resistenz gegen frühdiagenetische Verunreinigung bedeutungsvoll, da die üblichen Reinigungsmethoden nicht ausreichen, um zusätzliches sedimentäres Cd von den kalzitischen Gehäuseoberflächen zu entfernen (ROSENTHAL 1994; BOYLE ET AL. 1995).

5. Paläoökologie und -ozeanographie

Selbstverständlich können paläoozeanographische Rekonstruktionen nicht nur auf der faunistischen Analyse fossiler Foraminiferen und der geochemischen Analyse ihrer Gehäuse beruhen (vgl. auch PISIAS ET AL. 1995). Um aber die Ergebnisse der vorhergehenden Kapitel 3 und 4 in ihrer Bedeutung für die moderne Paläoozeanographie richtig einschätzen zu können, soll im folgenden Abschnitt der Versuch unternommen werden, die aus Tiefseeforaminiferen abzuleitenden Stellvertreterdaten zunächst möglichst unabhängig von z.B. sedimentologischen (u.a. organisch C-, CaCO₃-Gehalt, Tonminerale) oder planktischen Stellvertreterdaten (u.a. Coccolithen, Diatomeen, Foraminiferen, Radiolarien) zu diskutieren. In einem späteren Abschnitt soll dann anhand von ausgesuchten Beispielen dargestellt werden, wie diese Stellvertreter im Konzert mit anderen maringeologischen Methoden interpretiert werden können.

5.1 Stellvertreterdaten für Paläozirkulation und -stoffhaushalt

In Tabelle 9 sind die Stellvertretergrößen gegen die biogeochemischen Größen aufgetragen, die sie ersetzen sollen. Die Einteilung in physikochemische, biologische, ozeanographische und glaziologische Größen soll die Diskussion strukturieren helfen. Es ist aber offensichtlich, daß die Grenzen dieser Einteilung zwischen z.B. dem Gehalt an gelöstem Phosphat (physikochemische Größe) und Exportproduktion (biologische Größe) fließend sind. Die Unterteilung soll dann aber auch dem Umstand Rechnung tragen, daß physikochemische Größen, wie z.B. Temperatur oder Nährsalze, heute relativ einfach direkt zu bestimmen sind, wohingegen z.B. biologische Größen, wie Exportproduktion, regional nur unter Annahme vieler Vereinfachungen indirekt abgeleitet werden können. Dies hat natürlich Einfluß auf die Güte der Eichung von Stellvertreterdaten am rezenten Analogon und damit auf deren Verlässlichkeit und Fehlergrenzen.

5.1.1. Meßbare physikochemische Größen

Wassertiefe (Hydrostatischer Druck)

Zu den ältesten Aufgaben der Paläoozeanographie gehört die Beschreibung des fossilen Ablagerungsraumes eines vergangenen Ozeans. Wichtigster grundlegender Parameter ist dabei die Paläobathymetrie. Deshalb wurde schon frühzeitig versucht, bestimmte benthische Foraminiferenfaunen oder einzelne Arten als Wassertiefenanzeiger zu benutzen (BANDY & ECHOLS 1964). Besonders aus der Erdölindustrie kamen hierzu viele Impulse (POAG 1981; LUTERBACHER 1984; MORKHOVEN ET AL. 1986). Unsere Arbeiten zeigen aber deutlich, daß

eine Tiefenabhängigkeit im Sinne einer Druckabhängigkeit bestimmter Arten nur sehr selten der Fall ist.

| Stellvertreter | Wasser-tiefe | Salz-gehalt | Tem-peratur | Nähr-salze | gel. O ₂ | pH | Strö-mung | Expo-pro-dukt. | Saiso-nalität | BW-advek-tion | BW-bil-dung | Eis-volu-men | Meer-eis-drift |
|---|--------------|-------------|-------------|------------|---------------------|----|-----------|----------------|---------------|---------------|-------------|--------------|----------------|
| paläontologische | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 2 | 2 | 3 | 3 | 4 | 4 |
| <i>A. angulosa</i> | x | | | | | | x | | | | | | |
| <i>A. beccarii</i> | | x | | | | | | | | | | | |
| <i>J. macrescens</i> | | x | | | | | | | | | | | |
| aggl. Faunen | | | | | | x | | x | | | | | |
| <i>B. aculeata</i> | | | x | | | | | x | | | | | |
| <i>C. laevigata</i> | | | x | | | | | x | | | | | |
| <i>C. neoteretis</i> | | | x | | | | | | | | | | |
| <i>E. exigua</i> | | | | | | | | x | x | | | | |
| <i>F. wuellerstorfi</i> | x | | | | | | | | | | | | |
| <i>Globobulimina</i> | | | | | x | | | x | | | | | |
| <i>Chilostomella</i> | | | | | x | | | x | | | | | |
| <i>L. lobatula</i> | | | | | | | x | | | x | | | |
| <i>N. umbonifer</i> | | | | | | x | | | | | | | |
| Schelfbolivinen | x | | | | x | | | | | | | | |
| Schelfelphidien | x | | | | | | | | | | | | x |
| geochemische | | | | | | | | | | | | | |
| $\delta^{18}\text{O}$ | | x | x | | | | | | | | | x | |
| $\delta^{13}\text{C}$ | | | | x | x | | | x | | x | x | | |
| $\Delta\delta^{13}\text{C}$ (Plankt.-Ben) | | | | | | | | x | | | x | | |
| $\Delta\delta^{13}\text{C}$ (thermodyn.) | | | | | | | | | | x | | | |
| Cd/Ca | | | | x | | | | x | | x | x | | |
| Ba/Ca | | | | | | x | | | | | | | |
| Mg/Ca | | | x | | | | | | | | | | |
| $^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$ | | | | | | x | | | | | | | |
| Sr/Ca | | | x | | | | | | | | | | |

Tabelle 9: Gegenüberstellung der paläontologischen und geochemischen Stellvertreter aus benthischen Foraminiferen mit den physiko-chemischen (1), biologischen (2), ozeanographischen (3) und glaziologischen (4) Größen, die sie ersetzen sollen und an deren Stelle sie in der paläozeanographischen Interpretation treten sollen.

So gilt z.B. die obere Tiefenbegrenzung der *F. wuellerstorfi* von 1000 m Wassertiefe im heutigen Atlantik (Kap. 3), aber nicht zwingend für den glazialen Atlantik (SARNTHEIN ET AL. 1994). Festzuhalten ist jedoch, daß *F. wuellerstorfi* sich seit dem mittleren Miozän im unteren Bathyal wohl fühlte (MORKHOVEN ET AL. 1986). Generell gilt, daß sich die heutigen benthischen Foraminiferenfaunen auf dem Artniveau seit etwa vom Miozän an entwickelt haben. Aussagen, die auf direktem taxonomischem Vergleich beruhen, sind daher schon im Paläogen zweifelhaft (LUTERBACHER 1984). Auf dem Gattungsniveau hat sich die heutige Zusammensetzung der benthischen Foraminiferenfaunen seit etwa der mittleren Kreide entwickelt (DOUGLAS & WOODRUFF 1981). Deshalb versuchte SLITER (1972), die Paläobathymetrie wichtiger Gattungen der Oberkreide über die Tiefenverteilung homeomorpher rezenter Gat-

tungen zu erfassen. Außerdem muß bei einer Interpretation fossiler Faunen eine in geologischen Zeiträumen sich ändernde Tiefenpräferenz einzelner Gattungen als Reaktion auf schwindende Lebensräume genauso in Betracht gezogen werden wie postmortaler Transport, der bestimmte leicht aufschwimmende oder rollbare Gehäuse bevorzugt verfrachtet (HAAKE ET AL. 1982).

Die Ergebnisse zusammenfassend wird hier davon ausgegangen, daß mit Hilfe benthischer Foraminiferen zweifelsfreie paläobathymetrische Zuordnungen nur im Pleistozän und in sehr groben Kategorien wie Strandbereich, Kontinentalschelftiefe und Tiefsee möglich sind. Zwischen Schelf, oberem Hang und Tiefsee kann im eurasischen Nordpolarmeer, Atlantik und im Weddellmeer anhand der rezenten Verbreitung spezifischer Faunen, vor allem mit Hilfe von Elphidien und Bolivinen, sowie über die strömungsanzeigende *Angulogerina angulosa* unterschieden werden.

Salinität

Es gibt nur sehr wenig Möglichkeiten, Paläosalinitäten vergangener Ozeane zu rekonstruieren. Dies steht im krassen Gegensatz zu den Anforderungen, die die numerische Modellierung stellt. Besonders erschwerend ist, daß Änderungen von nur wenigen Hundertstel Promille im Salzgehalt einer Wassermasse enorme Auswirkungen auf deren geostrophisches Verhalten hat. Extreme Salzgehalte, wie z.B. im Marschen- oder Lagunenbereich, lassen sich qualitativ über benthische Foraminiferenfaunen wie auch über andere Mikrofossilien rekonstruieren. So toleriert z.B. *Ammonia beccarii* weltweit schwankende Salzgehalte von brackisch über voll marin bis hin zu hypersalin (MURRAY 1991) und ist damit typisch für den inneren Schelfbereich, Ästuare und Salzmarschen (SCHNITKER 1974a; GOLDSTEIN & MOODLEY 1993; ALMOGI-LABIN ET AL. 1995). Andere typische euryhaline Arten wie z.B. *Jadammina polystoma* sind sogar als überlebens- und reproduktionsfähige Faunenbestandteile auf terrestrischen Salzwiesen im Inneren Norddeutschlands angetroffen worden (HAAKE 1982). Lokal ließen sich sogar minimale kritische Salzgehaltsgrenzen für einzelne Arten festmachen. So fanden LUTZE ET AL. (1983) *Eggerelloides scaber* in der Ostsee nur auf Gebiete mit im Jahresgang längere Zeit gehaltenen Salzgehalten von nicht unter 24 ‰ begrenzt. Zu gleichen Ergebnissen kamen auch ALVE & NAGY (1986) im Oslofjord. Es bleibt zunächst jedoch festzuhalten, daß es z.Zt. keine verlässliche mikropaläontologische Methode gibt, die in der Lage wäre, die geringen Salzgehaltsunterschiede der Tiefen- und Bodenwassermassen aus fossilen Faunen quantitativ, und damit für die Modellierung brauchbar, herzuleiten.

Prinzipiell ist diese Feststellung leider auch für die geochemischen Methoden gültig. Es besteht jedoch hier die begründete Hoffnung, eine für Oberflächenwassermassen entwickelte und getestete Methode (DUPLESSY ET AL. 1991; ROSTEK ET AL. 1993), bei entsprechender Kalibrierung, auch auf Tiefen- und Bodenwassermassen übertragen zu können (ZAHN & MIX 1991). Grundsätzlich läßt sich der Paläosalzgehalt über die Paläotemperaturgleichung bei bekannter Paläotemperatur und Ausmaß der globalen Vereisung ausrechnen (vgl. 4.2). Niederschläge und Verdunstung bestimmen das durchschnittliche $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis des Weltozeans und den Salzgehalt des Meeres. Deshalb besteht ein linearer Zusammenhang zwischen Salzgehalt und $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis des Wassers. In erster Näherung steigt mit zunehmendem Salzgehalt auch der $\delta^{18}\text{O}$ -Wert des Wassers. Die Steigung der Geraden jedoch, die den linearen Zusammenhang zwischen Salzgehalt und $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis beschreibt, ist im Oberflächenwasser regional sehr unterschiedlich. Die lokale Kenntnis dieses Zusammenhanges ist daher wichtig, um bei bekannten Temperaturen die Salinität aus dem $\delta^{18}\text{O}$ -Signal zu bestimmen.

Für die Berechnung von Oberflächenwassertemperaturen der geologischen Vergangenheit stehen unabhängige Möglichkeiten (Transferfunktions-, Uk_{37} - oder Modern-Analog-Methode) zur Verfügung. Für die nur wenige Grade bis Zehntelgrade messenden Temperaturdifferenzen in den Tiefen- und Bodenwassermassen gibt es jedoch keine vergleichbaren Möglichkeiten. Demzufolge muß sowohl das Salinitätssignal als auch das Temperatursignal aus der $\delta^{18}\text{O}$ -Zusammensetzung der benthischen Foraminiferengehäuse abgeleitet werden. Das ist methodisch problembehaftet. Einen Ausweg aus diesem Dilemma könnte die Temperaturbestimmung mit Hilfe von Mg/Ca-Verhältnissen benthischer Foraminiferen weisen.

Temperatur

Unsere Arbeiten in den hohen Breiten haben zeigen können, daß bestimmte benthische, sonst kosmopolitische Tiefseearten extrem kalte Bodenwassertemperaturen meiden (Kap. 3). So konnten MACKENSEN & HALD (1988) im Barentsmeer und im Lofotbecken nachweisen, daß *Cassidulina laevigata* in Wassermassen, die kälter als 2 °C sind, nicht vorkommt. Dagegen fühlt sich *C. neoteretis* erst wohl im Temperaturbereichen zwischen -1 und +1 °C. Auch für die Verbreitung von *Bulimina aculeata* im Weddellmeer und im Südatlantik konnte nachgewiesen werden, daß diese Art Wassertemperaturen von <0,5 °C meidet (MACKENSEN ET AL. 1990; MACKENSEN ET AL. 1993a). Es bleibt anzumerken, daß sowohl *C. laevigata* als auch *B. aculeata* in ihrer Verbreitung durch hohe organisch-C-Flüsse gesteuert werden, jedoch offensichtlich nur innerhalb einer für beide Arten unterschiedlichen Temperaturbandbreite. Man kann spekulieren, daß, um ein von diesen Arten möglicherweise gefordertes großes Angebot an stark abgebauter organischer Substanz zu gewährleisten, eine Minimumtemperatur nicht

unterschritten werden darf, da unter extrem kalten Bedingungen die bakterielle Zersetzung der organischen Substanz zu langsam und damit das verfügbare Nahrungsangebot zu gering wäre.

Die verbreitetste Methode in der Paläoozeanographie zur Ableitung von Bodenwassertemperaturen ist seit Einführung der "Paläotemperaturgleichung" (EPSTEIN ET AL. 1953) die Bestimmung der $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse benthischer Foraminiferen (EMILIANI 1955; SAVIN ET AL. 1975; MILLER ET AL. 1987). Die Nachteile und Grenzen dieser Methode sind in Abschnitt 4.2. eingehend vorgestellt, lassen sich aber im wesentlichen zurückführen auf die Unkenntnis des kontinentalen Eisvolumens und des marinen Salzgehaltes. Mögliche Komplikationen durch nicht konstante Fraktionierung einzelner Arten sind nicht auszuschließen. Dennoch gehört die Paläotemperaturgleichung in ihren unterschiedlichen Modifikationen (WEFER & BERGER 1991) zu den verlässlichsten paläoozeanographischen Methoden für die Paläoozeanographie im Tertiär, wenn auch gerade im Paläogen das Einsetzen der ostantarktischen Vereisung zu den größten Unsicherheiten bei der Temperaturbestimmung führt (vgl. 5.2.1).

Für die Rekonstruktion pleistozäner Bodenwassertemperaturen ist die Kalibrierung der $\delta^{18}\text{O}$ /Salzgehaltsbeziehung für die rezenten Tiefen- und Bodenwassermassen kaum genau genug, um geringfügige Salinitäts- und Temperaturunterschiede dieser Wassermassen exakt zu erfassen. Dies ist unter anderem auch begründet durch die bisher im Routinebetrieb nur unzureichende Genauigkeit bei der Isotopenbestimmung des $\delta^{18}\text{O}$ des Wassers von $\pm 0,2\text{‰}^*$. Ungleich schwerer noch ist es, die $\delta^{18}\text{O}$ /Salzgehaltsbeziehung für den glazialen tiefen Ozean abzuleiten. Wenn eine moderne gemittelte Beziehung für die Tiefsee unterstellt wird, so zeigen ZAHN & MIX (1991), daß z.B. glaziales Bodenwasser etwa 3 °C kälter als das flachere, darüber liegende Tiefenwasser gewesen sein muß. Eine Interpretation, die mit anderen in Konflikt gerät, die kältere glaziale Tiefenwassermassen im Atlantik annehmen (vgl. 5.2.3).

Entgegen der in den 50-er Jahren noch optimistischen Erwartung, daß das Mg/Ca-Verhältnis in benthischen Foraminiferen direkt von der Wassertemperatur abhängig ist (CHAVE 1954) und zumindest innerhalb von gleichen Familien bei gleicher Temperatur konstant ist (BLACKMON & TODD 1959), konnte NÜRNBERG (1991) nachweisen, daß benthische Foraminiferen einen temperaturabhängigen Einbau von Magnesium in das Kalzitgitter erst bei hohen Temperaturgradienten erkennen lassen. Neuere Arbeiten an Molluskenschalen (KLEIN ET AL. 1996) und Ostracodenklappen (PISIAS ET AL. 1995) mögen da wieder etwas hoffnungsvoller stimmen. Ebenso scheinen Analysen von ROSENTHAL (1994) zu bestätigen, daß kalzitische und aragonitische benthische Foraminiferen von der Bahama Bank eine positive Korrelation

* Jüngste methodische Verbesserungen lassen nun im Routinebetrieb eine für diese Fragestellung ausreichend genaue externe Reproduzierbarkeit der $\delta^{18}\text{O}$ -Bestimmungen von Meerwasser von besser als 0,035‰ zu.

des Verteilungskoeffizienten von Mg mit der Wassertemperatur zeigen. Vermutlich jedoch ist diese Abhängigkeit nur scheinbar und eher durch einen druckabhängigen Einbau von Mg in das Kristallgitter der Foraminifere zu erklären.

In jüngster Zeit erfolgreich angewandte Temperaturbestimmungen mit Hilfe des Sr/Ca Verhältnisses im Aragonit von Korallen (GUILDERSON ET AL. 1994) legten den Versuch nahe, dieses Thermometer an der einzigen, in aragonitischer Modifikation vorliegenden benthischen Foraminifere, *Hoeglundina elegans*, zu testen. In der Tat bestimmte ROSENTHAL (1994) Sr-Gehalte von *H. elegans* von der Bahama Bank und aus dem tiefen Nordatlantik mit dem Ergebnis, daß der vermutlich druckabhängige Einbau von Sr in das Aragonitgitter ein mögliches temperaturabhängiges Signal überprägt.

Nährsalze

Ein wichtiger nicht-konservativer Parameter in der modernen marinen Biogeochemie zur Beschreibung der Hydrographie ist der Nährsalzgehalt und die -verteilung in den heutigen Ozeanbecken und Wassermassen. Seit KROOPNICK (1980; 1985) ist bekannt, daß unter gewissen Voraussetzungen das $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ des Wassers linear an den Phosphatgehalt gekoppelt ist (vgl. 4.3.1). In Kenntnis dieser Zusammenhänge kalibrierten DUPLESSY ET AL. (1984) die $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse von *F. wuellerstorfi* an den heutigen Bodenwasser $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ -Werten. Erst dann konnten DUPLESSY ET AL. (1988) und CURRY ET AL. (1988) das $\delta^{13}\text{C}$ -Signal in fossilen *F. wuellerstorfi* als Stellvertreter für den Paläonährsalzgehalt glazialer Ozeane paläoozeanographisch interpretieren (vgl. 4.3.3). Die Schwierigkeiten und Fallgruben bei diesem Verfahren liegen in der verstärkten thermodynamischen Fraktionierung unter tiefen Temperaturen zwischen Ozean und Atmosphäre (CHARLES ET AL. 1993; MACKENSEN ET AL. 1996) und in phytodetritusabhängigen Verfälschungen beim Einbau des $\delta^{13}\text{C}$ -Signals in das Foraminiferegehäuse (MACKENSEN ET AL. 1993b)

Der zweite, in der Paläoozeanographie häufig verwendete Stellvertreter für die Paläonährsalzverteilung und damit -zirkulation ist das Cd/Ca-Verhältnis der Foraminiferegehäuse (BOYLE 1988). Ähnlich wie das $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ des Wassers ist der Gehalt von im Wasser gelösten Cadmium direkt proportional dem Gehalt von gelöstem Phosphat. Kalzitische benthische Foraminiferen wiederum bauen das Cd in das Karbonat ihrer Gehäuse mit von der Wassertiefe abhängigen Verteilungskoeffizienten ein (vgl. 4.4). Die Schwierigkeiten und Fallgruben bei diesem Verfahren liegen in der Tiefenabhängigkeit des Verteilungskoeffizienten (BOYLE 1994) und in einer möglicherweise postmortalen Beeinflussung durch Lösung unterhalb der Karbonatlysookline sowie während der Frühdiagenese (MCCORKLE ET AL. 1995). Zusätzliche Probleme

können durch glazial/interglaziale Änderungen des ozeanischen Gesamtinventars an Cd entstehen, z.B. durch großflächige Ausfällungen authigenen Cadmiums im reduzierenden Milieu nahe der Sediment/Wasser Grenzschicht (ROSENTHAL 1994). Solche Bedingungen können durch Sauerstoffminima im Bodenwasser oder durch hohe organisch-C-Flüsse, die zu völliger Sauerstoffzehrung nahe der Sedimentoberfläche führen, entstehen.

Die aragonitische *Hoeglundina elegans* zeigt einen in allen Wassertiefen konstanten Cd/Ca Verteilungskoeffizienten von 1,0 und kann somit zur Verifikation der Cd-Bestimmungen anhand von kalkitischen Arten dienen (BOYLE ET AL. 1995). Ebenso scheint das Cd/Ca-Verhältnis in *Nuttallides umbonifer* unbeeinflusst von karbonataggressiven Umweltbedingungen zu sein (BOYLE & MACKENSEN, unpublizierte Daten).

Sauerstoff

Der Gehalt an gelöstem Sauerstoff in den Bodenwassermassen gehört zu den Umweltgrößen, denen seit Beginn der ökologischen Foraminiferenforschung ein signifikanter Einfluß auf die Zusammensetzung der Faunen nachgesagt wird (STREETER & SHACKLETON 1979; KAIHO 1994; LOUBERE 1994). Gleichzeitig wurde aber auch nachgewiesen, daß der Sauerstoffgehalt der Bodenwassermasse selbst nicht ausschlaggebend sein kann für die meisten der rezenten Tiefseefaunen, sondern eher der Sauerstoffgehalt des Porenwassers an der Sediment/Wasser Grenzschicht, der wiederum direkt mit der Produktion im Oberflächenwasser zusammenhängt (MILLER & LOHMANN 1982; LUTZE & COULBOURN 1984; MACKENSEN ET AL. 1985). Die spätere Enttarnung vieler Niedrig-Sauerstoff-Anzeiger als überwiegend endobenthisch lebende Formen hat diesen Zusammenhang weiter bestätigt (siehe 3.2. und CORLISS 1985; GOODAY 1986; CORLISS & CHEN 1988; MACKENSEN & DOUGLAS 1989).

Trotz dieser Schwierigkeiten gelang es offensichtlich KAIHO (1994), eine lineare Beziehung zwischen dem Gehalt an gelöstem Sauerstoff einer gegebenen Bodenwassermasse und einem sogenannten "Benthic Foraminiferal Oxygen Index" aufzustellen. Dieser Index beruht auf einer Einteilung der kalkigen benthischen Foraminiferen in anoxische (< 0,1 ml/L), dysoxische (0,1-0,3 ml/L), suboxische (0,3-1,5 ml/L), niedrig oxische (1,5 - 3,0 ml/L) und hoch oxische (>3,0 ml/L) Arten, die wiederum im wesentlichen auf der Beziehung zwischen Verbreitung und Sauerstoffgehalt sowie zwischen Gehäusemorphologie und Mikrohabitat beruht. Schon die Wahl der Intervalle macht deutlich, daß dieser Index bei groben Abschätzungen des Paläosauerstoffgehaltes an der Grenzfläche Sediment/Wasser in Randmeeren und hauptsächlich auf der in Ärathemen und Systemen gemessenen geologischen Zeitskala hilfreich sein kann, ohne allerdings unterscheiden zu können zwischen einer sauerstoffarmen Bodenwasser-

masse oder Hochproduktion in der Oberflächenwassermasse. Bedenkt man aber, daß die Sauerstoffgehalte im Zuge der Tiefen- und Bodenwasserzirkulation heute vom N-Atlantik bis in den Pazifik von etwa 6 ml/L bis auf etwa 3 ml/L abnehmen, wird deutlich, daß eine Rekonstruktion von Paläobodenwasserbewegungen in der Milankovitch-Zeitdomäne glazialer Bodenwassermassen mit Hilfe des KAIHO'schen Indexes kaum möglich ist. Auch die von LOUBERE (1994) aus dem Pazifik abgeleitete quantitative Beziehung zwischen gelösten Sauerstoffgehalten der Bodenwassermasse und spezifischer Faunenzusammensetzung ist meines Wissens nur anwendbar auf exakt dieselben Proben aus denen sie abgeleitet worden ist. Übrig bleibt somit einzig die seit Jahrzehnten von Paläoozeanographen genutzte Möglichkeit, fakultativ tief infaunale Taxa wie z.B. Gobobulminen, Chilostomellen, bestimmte Buliminen und *Melonis zaandami* als Anzeiger hoher organisch-C-Flußraten und/oder zeitweise anoxischer bis suboxischer Bedingungen am Meeresgrund zu interpretieren, ohne dabei jedoch direkt Auskunft über das Alter einer Bodenwassermasse (Zeit des Abschlusses von der Atmosphäre) zu bekommen.

Über die Korrelation des $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ des Tiefenwassers mit dem Nährsalzgehalt und der dadurch gegebenen Beziehung zur biologischen Produktion ist eine direkte Beziehung des $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ zum Sauerstoffgehalt oder genauer zur Sauerstoffzehrung durch Oxidation des organischen Materials (AOU = Apparent Oxygen Utilization) gegeben (KROOPNICK 1974; KROOPNICK 1985). Das in epibenthischen Foraminiferen gespeicherte $\delta^{13}\text{C}$ -Signal gibt somit auch ein Maß für den Gehalt an gelöstem Sauerstoff des jeweiligen Bodenwasserkörpers. Je höher der $\delta^{13}\text{C}$ -Wert, desto höher der Gehalt an gelöstem Sauerstoff $\text{O}_2(\text{Bodenwasser})$. Dabei gilt nach der empirischen Beziehung von KROOPNICK (1985), in der $\text{O}_2(\text{sat})$ der temperaturabhängige, Sättigungsgehalt an gelöstem Sauerstoff der Wassermasse ist:

$$\text{O}_2(\text{Bodenwasser}) = \text{O}_2(\text{sat}) + (\delta^{13}\text{C} - 1,47) / 0,0075.$$

Der Teil des $\delta^{13}\text{C}$ -Signals, der auf das Alter der Wassermasse und damit auf den Sauerstoffverbrauch seit Abschluß von der Atmosphäre rückschließen ließe, betrüge im Maximum 1,5‰ (Differenz zwischen Europäischem Nordmeer und NW-Pazifik), also 200 $\mu\text{mol/kg}$. Die maximale Differenz innerhalb des Atlantiks zwischen nordatlantischen und antarktischen Tiefen- und Bodenwassermassen macht jedoch nur noch 0,6 ‰, entsprechend 80 $\mu\text{mol/kg}$, aus. Bei einer angenommenen externen Reproduzierbarkeit des $\delta^{13}\text{C}$ -Signals der benthischen Foraminiferen von $\pm 0,2$ ‰, entsprechend ± 27 $\mu\text{mol/kg}$ ($\pm 0,6$ ml/l), würde dies durchaus quantitative paläozeanographische Rekonstruktionen der Ventilation des tiefen Ozeans erlauben. Es gilt aber auch hier, daß eine Unterscheidung zwischen geringen Sauerstoffgehalten an

der Sediment/Wasser-Grenzschicht und geringer Belüftung der Bodenwassermasse aufgrund des $\delta^{13}\text{C}$ -Signals in der Foraminifere ohne zusätzliche Hilfsmittel nicht möglich ist.

Versucht man, die vertikale Veränderung der Faunenzusammensetzung direkt mit der Interpretation der $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse epibenthischer (*F. wuellerstorfi*, *Cibicidoides* spp., *Epi-stominella exigua*, *Nuttallides umbonifer*) und endobenthischer Arten (*Melonis* spp., *Pullenia* spp., *Fursenkoina* spp.) zu koppeln, so scheinen besonders paarweise Analysen nahe verwandter, aber unterschiedlich tief im Sediment lebender Arten (*M. pompiliodes* und *M. zaandami*) Auskunft zu geben über die von der Höhe der Produktion abhängige Lebenstiefe im Sediment. Dann erscheint bei Kenntnis der epibenthischen Werte eine Quantifizierung der Sauerstoffzehrung im Porenwasser möglich. Voraussetzung ist jedoch die Kenntnis der Beziehungen zwischen Lebenstiefe im Sediment, organisch-C-Flussrate und $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis, geeicht an lebendem (gefärbtem), in natürlicher Sedimenttiefe gefangenem Material.

pH-Wert/Alkalität

Einer der verlässlichsten mikropaläontologischen Anzeiger von karbonataggressivem Milieu nahe der Wasser/Sediment Grenzschicht ist *Nuttallides umbonifer*, dessen rezentes Verbreitungsmuster eindeutig an den Einfluß des AABW im Bereich zwischen Karbonatlyso-kline und CCD gekoppelt ist (siehe 3.4. und MACKENSEN ET AL. 1995). So wertvoll wie diese Information zur Rekonstruktion von Ausbreitungswegen von Paläowassermassen sein kann, und so wichtig sie ist für die Bestimmung der Paläotiefenlage der CCD, so wenig gibt sie jedoch Auskunft über geringe Alkalitätsunterschiede der Tiefen- und Bodenwassermassen zwischen Glazial- und Interglazialzeiten. Erhöhungen des pH-Wertes von vielleicht 0,3 Einheiten gelten innerhalb glazialer globaler Szenarien als ausreichend, um eine intensivierete, den Kohlenstoffhaushalt der Atmosphäre beeinflussende Speicherung von CO_2 als Karbonat im tiefen Ozean zulassen zu können, ohne die Lage der CCD sehr wesentlich zu vertiefen. Die Interpretation vorwiegend agglutinierender benthischer Faunen als Indiaktor für Karbonatlösung und die Paläotiefenlage der CCD ist unter Berücksichtigung von Hochproduktions- und Diageneseeffekten noch legitim (siehe 3.4.), aber Rückschlüsse auf feine Alkalitätsgradienten zwischen unterschiedlichen Wassermassen liegen weit außerhalb des Vertretbaren.

Als neues Werkzeug zur quantitativen Abschätzung eines Paläo-pH-Wertes, scheint die Bestimmung des Verhältnisses der stabilen Borisotope ^{11}B und ^{10}B in Foraminiferengehäusen möglicherweise in Zukunft eine bedeutende Rolle in der Paläoozeanographie zu spielen (SANYAL ET AL. 1995). Diese Methode beruht einmal auf dem Umstand, daß das Verhältnis der Boratspezies $\text{B}(\text{OH})_3$ und $\text{B}(\text{OH})_4^-$ im Meerwasser pH-abhängig ist und zum anderen,

daß $B(OH)_3$ um etwa 20% mit dem schweren Borisotop ^{11}B angereichert ist. Ändert sich der pH-Wert des Meerwassers, bzw. dessen Alkalität, so ändert sich das Verhältnis zwischen geladenem und neutralem Borat und damit das Verhältnis der stabilen Borisotope. Es muß dann zusätzlich davon ausgegangen werden, daß nur das geladene $B(OH)_4^-$ mit einem geringen und konstanten Fraktionierungsfaktor in das Kristallgitter mariner Kalzite eingebaut wird. Ein verlässliches und verifizierbares quantitatives Maß für die Paläoalkalität des tiefen Meerwassers würde einen wichtigen Baustein bei der Rekonstruktion des globalen Kohlenstoffhaushaltes bilden, lieferte es doch meßbare Belege für eine glaziale Erhöhung der Alkalität des tiefen Meerwassers. Dieser Anstieg der Alkalität wiederum würde die Möglichkeit eröffnen, die niedrigen glazialen CO_2 -Gehalte der Atmosphäre durch Änderung des organisch-zu anorganisch-C-Verhältnisses in der "Kohlenstoffpumpe" zu erklären (ARCHER & MAIER-REIMER 1994).

Eine andere geochemische Möglichkeit, die Paläoalkalität von Tiefen- und Bodenwassermassen zu bestimmen, basiert auf der Beobachtung, daß das rezente Ba/Ca-Verhältnis des Kalzits aus benthischen Foraminiferengehäusen mit der Alkalität des Meerwassers korreliert (LEA & BOYLE 1989; LEA 1993). Die Untersuchungen von MCCORKLE ET AL. (1995) legen jedoch nahe, daß der Verteilungskoeffizient von *F. wuellerstorfi* auf dem Ontong Java Plateau systematisch von der Wassertiefe beeinflusst wird. Die Situation für planktische Foraminiferen ist, ähnlich wie beim Cd, komplizierter (LEA & BOYLE 1991; LEA & BOYLE 1993; LEA & SPERO 1994).

Bodenwasserströmung

Durch *Angulogerina angulosa* dominierte benthische Foraminiferenfaunen sind gute Indikatoren für moderate Strömungsgeschwindigkeiten, die stark genug sind, pelitische Sedimentation an der Meer/Meeresbodengrenze zu verhindern. Läßt sich zusätzlich Umlagerung und gravitativer Hangtransport ausschließen, so ist diese Fauna auch als Indiz für Paläowassertiefen nicht tiefer als 2 km zu interpretieren (siehe 3.4.). Ähnlich, aber wegen größerer taxonomischer Unsicherheiten in der Ansprache nicht so zuverlässig, kann eine Dominanz von vorwiegend fixosessil lebenden *Lobatula lobatula* und *L. refulga* in benthischen Foraminiferenfaunen als Indikator für zumindest zeitweise extrem hohe Strömungsgeschwindigkeiten am Meeresboden angesehen werden – bis zu 1m/sec, z.B. im Färö-Shetlandkanal (MACKENSEN 1987b). Es sei an dieser Stelle noch darauf hingewiesen, daß sedimentologische Stellvertreterdaten das größere Potential haben, quantifizierbare Angaben über Paläoströmungsgeschwindigkeiten des Bodenwassers zu liefern, jedoch in vorliegender Arbeit zunächst unberücksichtigt bleiben müssen.

5.1.2. Schätzbare biologische Größen

Exportproduktion

Mit zunehmender Exportproduktion steigt zunächst der Anteil der Infauna an der benthischen Foraminiferenfauna. Deren Artenverteilung spiegelt das aus dem Porenraum stammende Umweltsignal wider und überprägt schließlich das Signal, das sich aus den physikochemischen Umweltbedingungen der Bodenwassermasse in der Artenverteilung niederschlägt. So sind Faunenvergesellschaftungen, die durch infaunale Gruppen wie Globobulimininen und Chilostomellen sowie verschiedene *Melonis*- und *Blumina*-Arten charakterisiert sind, als sichere Anzeiger von regionalen Hochproduktionsgebieten zu interpretieren (MACKENSEN ET AL. 1995). Die Interpretation erschwerend kommt hinzu, daß fossil solche Faunen oft durch Gehäuse von schnell reproduzierenden Opportunisten, wie z.B. *Cassidulina laevigata*, dominiert werden.

Eine extrem vereinfachende Sicht der Tatsache, daß jegliches Tiefseebenthos abgesehen von den Biozönosen um hydrothermale Quellen abhängig ist von der Nahrungszufuhr aus der Deckschicht des Ozeans, wird bei der Anwendung des Konzepts der Benthischen Foraminiferen-Akkumulations-Rate zugrunde gelegt, in dem die Akkumulationsrate benthischer Foraminiferen direkt mit der Primärproduktion korreliert wird (HERGUERA & BERGER 1991; DIESTER-HAASS 1995). Bisher ist diese Methode nur in wenigen ausgewählten Gebieten an den rezenten Verhältnissen geeicht und somit sicher nicht universell anwendbar (vgl. SCHMIEDL 1995).

Nur wenn lokal sichergestellt werden kann, daß bestimmte Arten benthischer und planktischer Foraminiferen C-isotopisch in festem Verhältnis und verlässlich konstant zum $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ des Wassers fraktionieren, kann die Differenz zwischen $\delta^{13}\text{C}_{(\text{Plankton})}$ und $\delta^{13}\text{C}_{(\text{Benthos})}$ ein Maß für die Höhe der Primärproduktion sein (BROECKER 1982). Diese Voraussetzung ist aber in den seltensten Fällen gewährleistet (vgl. BERGER ET AL. 1994). Da unter anderem auch durch unterschiedliche thermodynamische Fraktionierung beim Gasaustausch zwischen Atmosphäre und Oberflächenwasser der $\delta^{13}\text{C}_{(\text{Plankton})}$ -Wert unabhängig von der Höhe der Primärproduktion beeinflusst werden kann, gilt dieser oft diskutierte Stellvertreter heute als sehr unzuverlässig und ist nur mit großen Einschränkungen für Paläoproduktionsabschätzungen zu nutzen (LYNCH-STIEGLITZ ET AL. 1995; MACKENSEN ET AL. 1996).

Da der Porenwassergradient im $\delta^{13}\text{C}$ hauptsächlich durch den organisch-C-Fluß zum Meeresboden kontrolliert wird (MCCORKLE ET AL. 1985), sollten $\delta^{13}\text{C}$ -Differenzwerte zwischen vorwiegend epibenthisch und endobenthisch lebenden Foraminiferen ein Maß für die Höhe

der Exportproduktion sein. Da zudem der organisch-C-Fluß mit steigender Primärproduktion und Saisonalität in der Deckschicht steigt (EPPLEY & PETERSEN 1979; PLATT & HARRISON 1985; BERGER & WEFER 1990), sollte dies auch eine Abschätzung der Primärproduktion erlauben (SATHYENDRANATH ET AL. 1995). So wurde vorgeschlagen (WOODRUFF & SAVIN 1985; ZAHN ET AL. 1986; MCCORKLE ET AL. 1990), die Differenz zwischen den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten von *U. peregrina* und *F. wuellerstorfi* als Maß für die Höhe der Primärproduktion zu benutzen. Konkrete Anwendungen sind aber rar und schlugen meines Wissens bisher fehl (MCCORKLE ET AL. 1994). Eigene zur Zeit laufende Untersuchungen deuten an, daß sich durch paarweise Analyse unterschiedlich tief lebender infaunaler Arten zusammen mit gesichert epibenthisch lebenden Arten möglicherweise organisch-C-Flußraten im Sediment vergangener Ozeane rekonstruieren lassen.

Saisonalität

Epistominella exigua ist in die Gruppe der benthischen Foraminiferen einzureihen, die als Opportunisten und r-Strategen besonders an Bedingungen mit sich stark ändernder Nahrungszufuhr angepaßt sind. Sie können sehr kurzfristig mit starkem Wachstum und Reproduktion auf die Sedimentation von Phytodetritus reagieren und detritisches organisches Material direkt nach der Ablagerung besiedeln (siehe 3.4.). Demnach könnte eine von *E. exigua* dominierte Fauna als Indikator für Gebiete mit jahreszeitlich stark schwankender Produktion unter Ausbildung von Planktonblüten und anschließender rascher Sedimentation von Phytodetrituslagen dienen (SMART ET AL. 1994; MACKENSEN ET AL. 1995; SCHMIEDL & MACKENSEN 1997; THOMAS & GOODAY 1996). Weil selbst die heutigen Ursachen für die Entstehung von Planktonblüten nicht vollständig geklärt sind und weil durch *E. exigua* streng genommen nur die Ausbildung von Planktonblüten bezeugt wird, kann nur in erster Näherung davon ausgegangen werden, daß jahreszeitlich stark schwankende Produktionsverhältnisse vorherrschten. Aufgrund des Fehlens von *E. exigua* kann jedoch umgekehrt nicht geschlossen werden, daß keine großen jahreszeitlichen Unterschiede in der Primärproduktion existierten.

5.1.3. Errechenbare ozeanographische Größen

Wassermassenadvektion

Die Mitte der 70-er Jahre dieses Jahrhunderts aufkeimende Hoffnung, mit Hilfe benthischer Foraminiferen-Faunen konservative Charakteristika wie Temperatur und Salzgehalt vergangener Wassermassen quantitativ nachzeichnen zu können und Foraminiferen somit zumindest innerhalb einzelner Ozeane als Wassermassenanzeiger nutzen zu können, hat sich weitestge-

hend zerschlagen (siehe 3.4.). Obwohl es jedoch sowohl physiologisch also auch ökologisch unwahrscheinlich ist (GAGE & TYLER 1991), daß "einzellige behauste Amöben", wie Foraminiferen unter Anspielung auf ihre nahe Verwandtschaft genannt werden könnten, in ihrer Faunenzusammensetzung auf Unterschiede von wenigen Promille Salzgehalt und Zehntelgraden Temperatur reagieren, lassen sich viele regional begrenzte Beispiele aufzeigen, in denen rezent klar wassermassenabhängige Faunenunterschiede zu verzeichnen sind (vgl. u.a. MACKENSEN ET AL. 1993a; ISHMAN & DOMACK 1994). Es ist jedoch nicht gelungen, diese Ergebnisse quantitativ auf die Interpretation von Paläofaunen zu transferieren; selbst nicht aus demselben Gebiet. Qualitative Aussagen im Konzert mit anderen Stellvertreterdaten wurden aber durchaus erfolgreich genutzt und sollten daher weiterhin für paläozeanographische Rekonstruktionen genutzt werden (vgl. u.a. MACKENSEN ET AL. 1994a, SCHMIEDL & MACKENSEN 1997).

Das Verhältnis der stabilen Isotope des im Meerwasser gelösten anorganischen Kohlenstoffs ($\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$) wird im wesentlichen bestimmt durch Fraktionierung bei Produktions- und Abbauprozessen von organischem Material und zeichnet deshalb die Nährsalzverteilung im Ozean nach. Die Nährsalzverteilung wiederum spiegelt die großskalige ozeanische Zirkulation wider. Diese Zusammenhänge bilden die Grundlage für die Interpretation des in Foraminiferen gespeicherten $\delta^{13}\text{C}$ -Signals als Wassermassenanzeiger (siehe 4.3.3.). Ähnlich wie das $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ des Wassers ist der Gehalt von im Wasser gelösten Cd direkt proportional dem Gehalt von gelöstem Phosphat. Karbonatische benthische Foraminiferen speichern dieses Signal in ihrem Gehäuse (siehe 4.4.1.).

Zu den meistgenutzten Nährsalzstellvertretern in der Paläozeanographie gehören die $\delta^{13}\text{C}$ - und Cd/Ca-Verhältnisse aus Foraminiferengehäusen. Eines der größten Probleme in deren Interpretation als Paläozirkulationsanzeiger manifestiert sich im Widerspruch der Signale aus dem glazialen südlichen Ozean (BOYLE 1992; BROECKER 1993; BOYLE 1994). Der Cd-Gehalt sowohl benthischer als auch planktischer Foraminiferen aus dem antarktischen Raum zeigt zu Glazialzeiten einen kaum veränderten Nährsalzgehalt an, während die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte auf stark erhöhte Gehalte an gelösten Nährsalzen hinweisen. Folgt man den Kohlenstoffisotopenwerten, wäre zu Zeiten des letzten glazialen Maximums das tiefe Südpolarmeer um die Antarktis mit den weltweit ältesten Wassermassen gefüllt gewesen. Dies würde einen vollständigen Zusammenbruch der heutigen Zirkulation mit NADW-Export über das Südpolarmeer in den Indopazifik bedeuten (Abb. 24 A). Im Gegensatz zur rezenten Situation wäre der zirkumantarktische Ozean nicht mehr globaler Verteiler der Tiefen- und Bodenwassermassen, sondern das Endglied jeglicher Zirkulation. Tiefenwasser nicht nur aus dem Nordatlantik, sondern z.B. auch aus dem Nordpazifik, würde im Ringstrom um die Antarktis enden (CURRY

ET AL. 1988; LYNCH-STIEGLITZ & FAIRBANKS 1994) (Abb. 24 Ba). Möglich wäre auch ein direkter Export nordatlantischen Tiefenwassers in den indopazifischen Raum unter Aussparung des glazialen nährsalzreichen CPDW (IMBRIE ET AL. 1992) (Abb. 24 Bb).

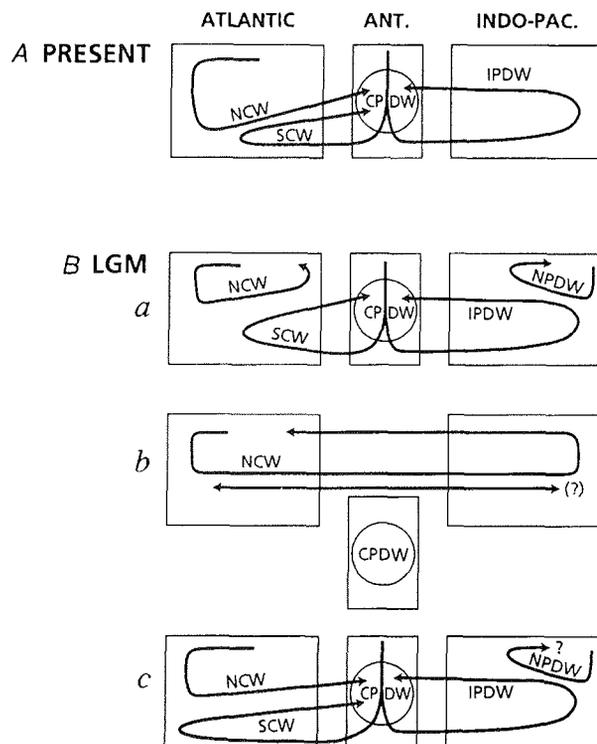


Abbildung 24: Schematische Darstellung der globalen Tiefenwasserzirkulation in Inter- und Glazialzeiten (B). Dargestellt sind drei Hypothesen über die Zirkulation im letzten glazialen Maximum (LGM), die aufgrund der Nährsalzstellvertreterdaten diskutiert werden (a, b, c). NCW = Nordkomponentenwasser, d.h. NADW in Inter- und Glazialzeiten, SCW = Südkomponentenwasser, d.h. im wesentlichen AABW während Glazial- und Inter- und Glazialzeiten, CPDW = zirkumpolares Tiefenwasser, IPDW = rezirkuliertes Indopazifisches Tiefenwasser, NPDW = Nordpazifisches Tiefenwasser (aus YU ET AL. 1996).

Nimmt man dagegen die Cd/Ca-Verhältnisse für bare Münze, so würden die glazialen Nährsalzkonzentrationen des CPDW wie heute zwischen denen des Atlantiks und denen des Indopazifiks liegen, so daß sich die glaziale Zirkulation nicht grundsätzlich von der heutigen zu unterscheiden hätte. Nur das glaziale Nordkomponentenwasser (NCW) oder das Glaziale Nordatlantische Zwischenwasser (GNAIW) käme im Atlantik flacher in der Wassersäule zu liegen

und der Ursprung läge südlicher, wie auch die anfänglichen Charakteristika anders wären (KELLOGG 1987; BOYLE 1992; OPPO & ROSENTHAL 1994).

Als Ausweg aus der Misere versucht BROECKER (1993), sowohl die $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse als auch die Cd/Ca-Verhältnisse als korrekt anzeigende Stellvertreter zu interpretieren. Auf der anderen Seite gibt es jedoch eine Reihe von Möglichkeiten, die beobachtete Diskrepanz durch die jeweilige Diskreditierung des einen oder des anderen Stellvertreters zu erklären. So bietet z.B. der Phytodetrituseffekt (MACKENSEN ET AL. 1993b) in Gebieten stark saisonaler Produktion mit der Ausbildung von Phytodetrituslagen am Meeresboden besonders in den subantarktischen Gebieten die Möglichkeit, die extrem niedrigen glazialen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte benthischer Foraminiferen als Artefakt und damit als höchstens eine Verlagerung des antarktischen Hochproduktionsgürtels anzeigend zu deuten (MACKENSEN ET AL. 1994a). Im Gegensatz dazu könnte eine Entkoppelung von Cd und PO_4 im reduzierenden Milieu, entweder synsedimentär in anoxischen Becken (ROSENTHAL 1994; VAN GEEN ET AL. 1995) oder postdepositional im Porenwasser (MCCORKLE & KLINKHAMMER 1991), verantwortlich für die Differenz zum $\delta^{13}\text{C}$ -Signal im antarktischen und subantarktischen Raum sein. Auch könnte unterhalb der CCD oder im karbonataggressiven Milieu eine diagenetische Verfälschung des Cd-Signals möglich sein (MCCORKLE ET AL. 1995). In jüngerer Zeit wurde versucht, den bei Prozessen der antarktischen Bodenwasserbildung dem $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ aufgeprägten thermodynamischen Effekt durch eine kombinierte Interpretation der Cd- und $\delta^{13}\text{C}$ -Signale in benthischen Foraminiferen als Stellvertreter für die Paläozirkulation im letzten glazialen Maximum zu nutzen (LYNCH-STIEGLITZ ET AL. 1994).

BODENWASSERBILDUNG

Eine andere Möglichkeit zur Rekonstruktion von Tiefen- und Bodenwasserzirkulationsmustern liegt in der Interpretation einer geringen Differenz zwischen den $\delta^{13}\text{C}$ -Signalen von benthischen und planktischen Foraminiferen als Anzeiger für direkten vertikalen Austausch zwischen Oberflächen- und Bodenwassermassen (DUPLESSY ET AL. 1980; DUPLESSY ET AL. 1988; DUPLESSY ET AL. 1991; MACKENSEN ET AL. 1994a). Dieser konvektive Prozeß ist zwar in Gebieten von Bodenwasserbildung beobachtet (KILLWORTH 1979), jedoch konnte dessen Niederschlag rezent, meines Wissens, bisher weder im $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ der Wassermassen noch im $\delta^{13}\text{C}$ des Foraminiferenkalzits nachgewiesen werden.

5.1.4. Errechen- oder meßbare glaziologische Größen

Zu den wichtigsten Größen, die als Teil des Klimasystems, wie auch als sich verselbständigtes Agens, das Klima vergangener geologischer Zeiträume beeinflussen und steuern, werden die Mächtigkeit und Verbreitung kontinentaler Eisschilde sowie die Ausdehnung der saisonal oder ganzjährig von Meereis bedeckten Flächen gezählt.

Kontinentale Eisschilde

Das durchschnittliche $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis des Weltozeans spiegelt den globalen Wasserkreislauf wider, also das Verhältnis der Anteile des Wassers, die in festem, flüssigem und dampfförmigem Aggregatzustand vorliegen. Dieses Verhältnis ist klimaabhängig. Damit wird die Bestimmung des $\delta^{18}\text{O}$ -Signals aus benthischen Foraminiferen zu einem Werkzeug bei der Rekonstruktion kontinentaler Eiskappen und großskaliger globaler Klimaschwankungen. Die Ausbildung kontinentaler Eiskappen seit dem Beginn der ostantarktischen Vereisung im späten Paläogen kann, wenigstens im Ansatz quantitativ, durch $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse benthischer Tiefseeforaminiferen belegt werden (SAVIN ET AL. 1975; KENNETT & SHACKLETON 1976; MILLER ET AL. 1987). Andere Stellvertreter kontinentaler Vereisung wie Meeresspiegelschwankungen (HAQ ET AL. 1987), Tonmineralzusammensetzung (EHRMANN ET AL. 1992b) oder Verbreitung eistransportierten Materials in zirkumantarktischen Sedimenten (EHRMANN & MACKENSEN 1992) sind oft eindeutiger, aber kaum quantitativ zu interpretieren (EHRMANN 1994). Sie sollten aber immer zur Verifizierung der ausschließlich aus benthischen Foraminiferen abgeleiteten Stellvertreterdaten hinzugezogen werden.

Es wurden verschiedene Wege verfolgt, das Grundproblem bei der Interpretation der seit dem früheozänen Minimum ansteigenden $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse in benthischen Foraminiferen, nämlich die Unterscheidung zwischen Temperaturerniedrigung und Eisvolumenvergrößerung, zu umgehen. MILLER ET AL. (1987; 1991) interpretieren Phasen des gleichzeitigen Anstieg des $\delta^{18}\text{O}$ -Signals von benthischen und tropischen planktischen Foraminiferen bei Bodenwassertemperaturen unter 2 °C in der Tiefsee, als Phasen des globalen Eiswachstums, die von solchen des Eisabbaus oder der Stagnation zu unterscheiden sind. Ein anderer Ansatz gründet auf der Annahme, daß in den Tropen die Oberflächenwassertemperatur außerhalb von Auftriebsgebieten konstant war und somit die $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen in planktischen Foraminiferen aus niederen Breiten ausschließlich Änderungen des Eisvolumens anzeigen (PRENTICE & MATTHEWS 1988; 1991). Während MILLER ET AL. (1991) eine teilweise und zeitweise vereiste Ostantarktis seit dem frühesten Oligozän annehmen, meinen PRENTICE & MATTHEWS (1991) eine Vereisung schon im frühen mittleren Eozän postulieren zu können (vgl.

MACKENSEN & EHRMANN (1992) und 5.2.1.). Abgesehen davon, daß beide Ansätze Salinitätsschwankungen in den Oberflächenwassermassen unberücksichtigt lassen, scheint zusätzlich die Annahme einer konstanten tropischen Oberflächenwassertemperatur während des Känozoikums fraglich (siehe 4.2.1. und u.a. SAVIN ET AL. (1975)).

Meereisverbreitung

Als marine Organismen, die abhängig sind von der Nahrungszufuhr aus der ozeanischen Deckschicht, ist die Zusammensetzung benthischer Foraminiferenfaunen zunächst bestimmt von der Höhe der Exportproduktion und damit, in polaren Meeren, auch von der Meereisbedeckung. Dieser generelle Zusammenhang ist aber quantitativ bisher nicht nachweisbar. Immerhin zeigten schon PHLEGER (1952) und GREEN (1960), daß die benthischen Foraminiferenfaunen der tiefen Becken des Nordpolarmeeres eine zum Teil beträchtliche allochthone, aus Flachwasserarten bestehende Komponente aufwiesen, die nicht über gravitativen Transport über die Kontinentalhänge in die zentralen Becken gelangt sein konnten*. Da Sediment vom Meeresboden und damit benthische Foraminiferen nur in Wassertiefen bis maximal 50 m ins Meereis aufgenommen werden können (REIMNITZ ET AL. 1992), ist die Zuordnung bestimmter Flachwasserarten zu spezifischen Schelfbereichen im Sinne von "Leitgeschieben" möglich, bleibt aber, wie bei dem zitierten Methodenvergleich, schwierig und bei einzelnen Arten zweifelhaft. Generell aber scheint der von WOLLENBURG (1995) eingeschlagene Weg gangbar, der in Zukunft für die paläozeanographische Rekonstruktion verfügbare Paläoeisdriftanzeiger für das Nordpolarmeer verspricht. Bisher konnte nachgewiesen werden (WOLLENBURG 1995), daß das heute im Meereis eingeschlossene Sediment an der Meeresoberfläche mit dem Oberflächensediment am Meeresboden im zentralen Nordpolarmeer hinsichtlich des Gehaltes an eistransportierten Flachwasserforaminiferen übereinstimmt. Weiterhin wurde gezeigt, daß die regional unterschiedlichen Häufigkeiten und Faunenzusammensetzungen eine Beziehung zur rezenten mesoskaligen Eisdrift aufweisen. Ebenso zeugen regional begrenzte hohe Anteile eistransportierter Foraminiferen von einem erheblichen Beitrag der durch Meereis eingetragenen Schelfsedimente zur Sedimentation im zentralen Nordpolarmeer.

* vgl. hier auch die Verbreitung der Tiefseeelphidien im Europäischen Nordmeer und vor Nova Scotia (3.3.3)

5.2. Modellvorstellungen

5.2.1. Zur paläogenen Zirkulation auf der Südhemisphäre

In diesem Abschnitt soll als erstes Beispiel für die integrierte Anwendung paläontologischer, isotopengeochemischer und sedimentologischer Stellvertreterdaten die Analyse spätpaleogener Sedimente von der Maudkuppe und vom Kerguelenrücken dienen. Es sollen hier im wesentlichen Ergebnisse zusammengefaßt werden, die in diesem Zusammenhang im Anschluß an die antarktischen ODP-Fahrtabschnitte 113, 119, und 120 in das Weddellmeer (BARKER & KENNETT 1990) und den südlichen Indik (BARRON & LARSEN 1991; WISE & SCHLICH 1992) publiziert worden sind (EHRMANN ET AL. 1992a; EHRMANN & MACKENSEN 1992; MACKENSEN & BERGGREN 1992; MACKENSEN & EHRMANN 1992; MACKENSEN & SPIEGLER 1992; ZACHOS ET AL. 1992).

Die spätkänozoische Vereisung des antarktischen Kontinents, die seit dem Paläogen einher geht mit plattentektonischen Veränderungen auf der Süd-Halbkugel, hat zu den größten klimatischen Veränderungen auf der Erde während der letzten 40 Ma entscheidend beigetragen. Kontinentale Eiskappen haben, in geologischen Zeitskalen betrachtet, großen und direkten Einfluß auf äußerst sensitive Komponenten des globalen Systems, wie den Meeresspiegelstand und damit die Land/Wasserverteilung, die Albedo des Planeten, kontinentale Verwitterungsraten und nicht zuletzt die Chemie der Weltmeere. Jede dieser Komponenten wiederum ist in der Lage extraterrestrisch gesteuerte Zyklen zu überprägen und interne Rückkopplungen auszulösen. Eines der entscheidenden, das globale Klima beeinflussenden känozoischen Ereignisse war der Übergang von warmen eozänen und älteren Zeiten zu später im Oligozän und jüngeren Zeiten kalten und glazialen Bedingungen auf der Antarktis. Diese globale Klimaänderung spiegelt sich in den $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnissen benthischer und planktischer Foraminiferen genauso wider (u.a. SAVIN ET AL. 1975; KENNETT & SHACKLETON 1976; MILLER ET AL. 1987; MILLER ET AL. 1991; PRENTICE & MATTHEWS 1991; MACKENSEN & EHRMANN 1992) wie in eistransportiertem Material (EHRMANN 1991; BREZA & WISE 1992; HAMBREY ET AL. 1992) und charakteristischen Tonmineralvergesellschaftungen (ROBERT & MAILLOT 1990; EHRMANN & MACKENSEN 1992; EHRMANN ET AL. 1992b) der zirkumantarktischen marinen Sedimente. Es deutet sich an, daß der entscheidende klimatische Umschwung geologisch äußerst schnell, ja plötzlich, im frühesten Oligozän nahe der Eozän/Oligozän Grenze stattgefunden hat.* ZACHOS ET AL. (1996) meinen, daß dieser Umschwung innerhalb von 350.000 Jahren abgeschlossen war, wobei der größte Teil der Klima-

* Um die Diskussion auch der älteren Arbeiten übersichtlich zu halten, wird hier weiterhin die absolute Alters-einteilung nach BERGGREN ET AL. (1985) vorgenommen. Da sich der Gebrauch der neuen geomagnetischen Zeitskala von CANDE & KENT (1992) international durchzusetzen scheint (BERGGREN ET AL. 1995), sei darauf hingewiesen, daß diese neue Zeitskala z.B die Eozän/Oligozän Grenze um ca. 3 Ma auf 33,65 Ma vordatiert.

änderung innerhalb von nur 40 - 50.000 Jahren vonstatten gegangen sein muß. Dieses Ereignis schlägt sich dagegen in den benthischen Foraminiferenfaunen so nicht nieder; zwar ist eine Häufung von letztem und erstem Auftreten benthischer Foraminiferenarten im späten Eozän zu beobachten, jedoch ist der einschneidende Faunenwechsel weit früher, an der Grenze Mittel/Späteozän, zu verzeichnen (MACKENSEN & BERGGREN 1992; THOMAS 1992b). Für die im mittleren Eozän einsetzende, und im späten Eozän sich intensivierende klimatische

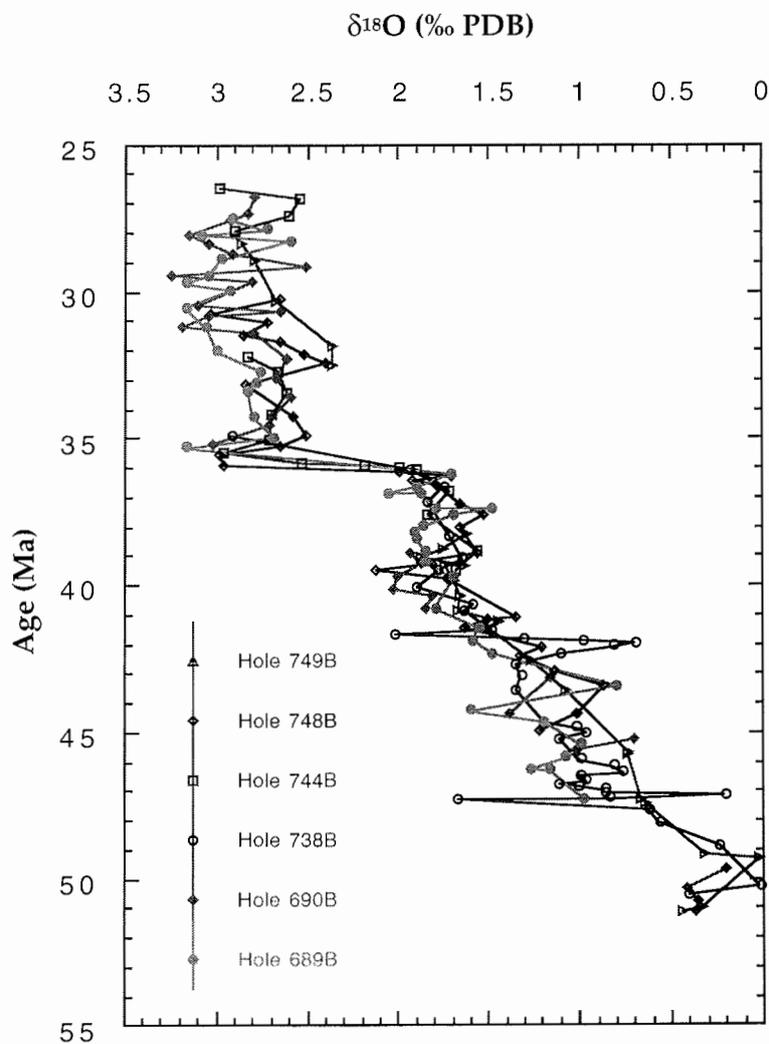


Abbildung 25.: Sauerstoffisotopenkurven benthischer Foraminiferen (*Cibicidoides* spp. um 0,64‰ korrigiert auf das isotopische Gleichgewicht) der sechs untersuchten Bohrungen von Maudkuppe und Kerguelenrücken (aus MACKENSEN & EHRMANN 1992).

Verschlechterung und möglicherweise für die biologischen Änderungen mögen auch eine Reihe von im oberen Eozän nachgewiesenen Einschlägen großer Meteorite verantwortlich gewesen sein (u.a. CLYMER ET AL. 1996).

Eine zentrale Frage im Zusammenhang mit der globalen Klimaänderung an der Wende Eozän/Oligozän ist die nach der Größe des Anteils am $\delta^{18}\text{O}$ -Anstieg, der durch kontinentale Eisbildung verursacht wird. Erst dann läßt sich abschätzen welcher Anteil auf eine Abkühlung der Wassermassen zurückzuführen ist. Das Problem liegt in der Zweideutigkeit des $\delta^{18}\text{O}$ -Signals benthischer Foraminiferen (siehe 4.2.2). Um die Uneindeutigkeit des $\delta^{18}\text{O}$ -Signals durch Hinzunahme weiterer Stellvertreterdaten zu umgehen, untersuchten MACKENSEN & EHRMANN (1992) und EHRMANN & MACKENSEN (1992) in einem kombinierten Ansatz dasselbe Material aus ODP-Bohrungen von der Maudkuppe und dem Kerguelenrücken sowohl im Hinblick auf das stabile Isotopensignal benthischer und planktischer Foraminiferen als

| | benth. $\delta^{18}\text{O}$ | "ice" T (°C) | "icefree" T (°C) | plank. $\delta^{18}\text{O}$ | "ice" T (°C) | "icefree" T (°C) | $\Delta\delta^{18}\text{O}$ | benth. $\delta^{13}\text{C}$ | plank. $\delta^{13}\text{C}$ | $\Delta\delta^{13}\text{C}$ |
|-----------------------------|---------------------------------|-----------------|---------------------|---------------------------------|-----------------|---------------------|-----------------------------|---------------------------------|---------------------------------|-----------------------------|
| Oligocene (26-36 Ma) | | | | | | | | | | |
| 689 | 2.92 | 3.9 | 0.6 | 2.49 | 5.5 | 2.1 | 0.43 | 0.71 | 0.66 | -0.05 |
| 690 | 2.86 | 4.1 | 0.8 | 2.24 | 6.5 | 3.0 | 0.62 | 0.68 | 0.68 | 0.00 |
| 738 * | 2.92 | 3.9 | 0.6 | 2.50 | 5.5 | 2.1 | 0.42 | 1.59 | 1.37 | -0.22 |
| 744 | 2.69 | 4.8 | 1.4 | 1.91 | 7.8 | 4.2 | 0.78 | 1.06 | 1.32 | 0.26 |
| 748 | 2.70 | 4.7 | 1.3 | 1.92 | 7.7 | 4.2 | 0.78 | 0.63 | 1.17 | 0.54 |
| 749 | 2.62 | 5.0 | 1.6 | 1.90 | 7.8 | 4.3 | 0.72 | 0.59 | 0.78 | 0.19 |
| upper Eocene (36-40 Ma) | | | | | | | | | | |
| 689 | 1.82 | 8.1 | 4.6 | 1.40 | 9.8 | 6.2 | 0.42 | 1.00 | 1.22 | 0.22 |
| 690 | 1.94 | 7.7 | 4.1 | 1.61 | 9.0 | 5.4 | 0.33 | 0.84 | 0.91 | 0.07 |
| 738 | 1.78 | 8.3 | 4.7 | 1.37 | 9.9 | 6.3 | 0.41 | 0.98 | 1.38 | 0.40 |
| 744 | 1.78 | 8.3 | 4.7 | 1.04 | 11.3 | 7.6 | 0.74 | 1.06 | 1.81 | 0.75 |
| 748 | 1.78 | 8.3 | 4.7 | 1.12 | 11.0 | 7.3 | 0.66 | 1.12 | 1.32 | 0.20 |
| 749 | 1.72 | 8.5 | 5.0 | 0.97 | 11.6 | 7.9 | 0.75 | 0.76 | 0.88 | 0.12 |
| middle Eocene (40-45 Ma) | | | | | | | | | | |
| 689 | 1.43 | 9.7 | 6.1 | 0.96 | 11.6 | 7.9 | 0.47 | 0.87 | 1.24 | 0.37 |
| 690 | 1.65 | 8.8 | 5.2 | 1.48 | 9.5 | 5.9 | 0.17 | 0.97 | 1.13 | 0.16 |
| 738 | 1.27 | 10.4 | 6.7 | 0.83 | 12.2 | 8.4 | 0.44 | 1.00 | 1.37 | 0.37 |
| 748 | 1.25 | 10.4 | 6.8 | 0.45 | 13.8 | 9.9 | 0.80 | 0.98 | 1.28 | 0.30 |
| 749 | 1.44 | 9.7 | 6.0 | 0.60 | 13.1 | 9.3 | 0.84 | 0.93 | 1.03 | 0.10 |

Tabelle 10: Mittelwerte der Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenverhältnisse benthischer und planktischer Foraminiferen in Zeitscheiben für das mittlere Eozän (45-40 Ma), das obere Eozän (40-36 Ma) und das Oligozän (36-26 Ma) in den untersuchten Bohrungen der Maudkuppe und des Kerguelenrückens. Die benthischen Sauerstoffisotopenwerte sind um 0,64‰ korrigiert, um sie an Gleichgewichtsbedingungen bei der Kalzifizierung anzupassen. Die Paläotemperaturen sind dann unter Zuhilfenahme der "Paläotemperaturgleichung" einmal unter Annahme einer Welt ohne größere kontinentale Eiskappen ("eisfrei", $\delta_w = -1,0\text{‰ SMOW}$) und zum anderen unter Annahme einer Eisbedeckung ähnlich der heutigen ("Eis", $\delta_w = 0\text{‰ SMOW}$) berechnet worden. Außerdem sind die durchschnittlichen Differenzen zwischen benthischen und planktischen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenverhältnissen angegeben (aus MACKENSEN & EHRMANN 1992).

auch im Hinblick auf die tonmineralogische Zusammensetzung der Sedimente (Abb. 25.). Um globale Abkühlungsprozesse und regionale Zirkulationsänderungen im zirkumantarktischen Ozean zu diskutieren und sichtbar zu machen, wurden $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Mittelwerte über drei bestimmte Zeitintervalle (45-40, 40-36 und 36-26 Ma) für jede einzelne Bohrlokation berechnet (Tabelle 10).

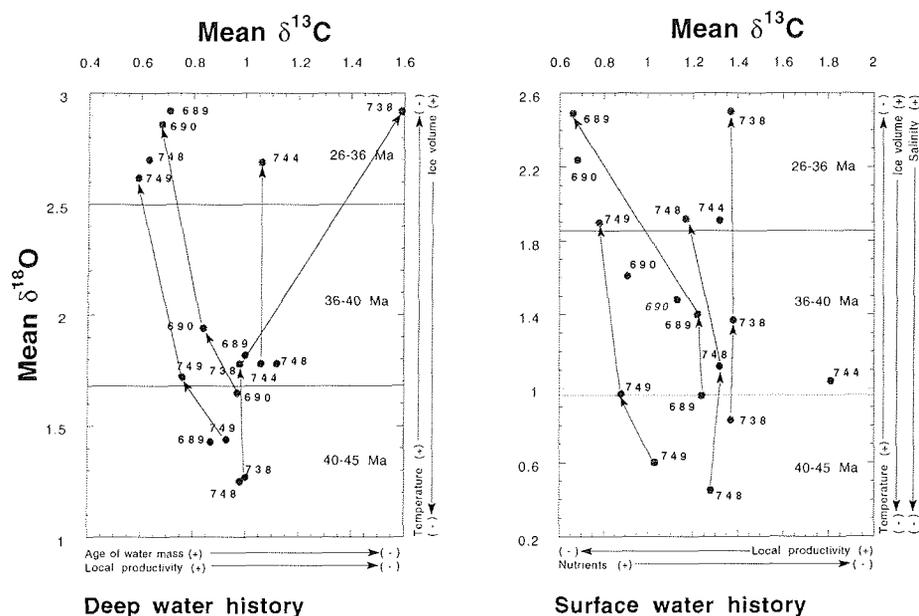


Abbildung 26.: *Deep water history*. Benthische (nur *Cibicidoides* spp. Werte) $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse aller untersuchten Bohrungen gemittelt auf drei Zeitscheiben von 45-40, 40-36 und 36-26 Ma jeweils aufgetragen entsprechend ihres Alters (Tab. 10). Die Entwicklung der $\delta^{18}\text{O}/\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse über der Zeit sind beginnend in der ältesten Zeitscheibe im mittleren Eozän durch Pfeile angedeutet (aus Gründen der Übersichtlichkeit nur für vier der sechs Bohrungen). Es wird unterstellt, daß die Änderungen der Position der Mittelwerte im Koordinatenkreuz relative Änderungen der Charakteristika der tiefen Wassermassen in der Richtung widerspiegeln, die durch die Richtungspfeile an den Achsen angegeben ist. *Surface water history*. Planktische (nur Globigeriniden und Subbotiniden) $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse aller untersuchten Bohrungen gemittelt auf drei Zeitscheiben von 45-40, 40-36 und 36-26 Ma jeweils aufgetragen entsprechend ihres Alters (Tab. 10). Man beachte die im Vergleich zur Tiefenwassergeschichte veränderten Achsenmaßstäbe. Es wird unterstellt, daß die Änderungen der Position der Mittelwerte im Koordinatenkreuz relative Änderungen der Charakteristika der oberflächennahen Wassermassen in der Richtung widerspiegeln, die durch die Richtungspfeile an den Achsen angegeben ist (aus MACKENSEN & EHRMANN 1992).

Für die **mitteleozäne** Zeitscheibe zwischen 45 und 40 Ma ergeben niedrige $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse unter der Annahme von "eisfreien" Bedingungen Bodenwassertemperaturen von $5^\circ - 7^\circ\text{C}$. Deutlich sind an der tiefsten Bohrlokation 690 (eozäne Paläowassertiefe $\approx 2,2$ km, THOMAS 1990) im Weddellmeer die kältesten gemittelten Temperaturen auszumachen. Die im wesentlichen gleichen benthischen $\delta^{13}\text{C}$ -Mittelwerte deuten keinen Unterschied in Alter und Nährsalzgehalt der mitteleozänen Bodenwassermassen im atlantischen und indischen Sektor des antarktischen Ringozeans an. Die planktischen $\delta^{13}\text{C}$ -Mittelwerte sind etwas variabler und

deuten auf geringere lokale Produktivitätsunterschiede hin. Die oberflächennahen Temperaturen, wie sie aus den $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnissen der subbotiniden planktischen Foraminiferen unter Annahme "eisfreier" Bedingungen errechnet wurden, weisen recht kalte Werte zwischen 8 ° und 10 °C aus. Nur an Lokation 690 auf der Maudkuppe sind, genau wie beim Bodenwasser, etwas tiefere Temperaturen von etwa 6 °C angedeutet (Tab. 10., Abb. 26.).

Terrigene Sand- und Kiesanteile zusammen mit leicht erhöhten Anteilen detritischer Tonminerale in etwa 45,5 Ma alten Sedimenten von der Maudkuppe (Bohrpunkt 689) und vom Kerguelenrücken (Bohrpunkt 738) wurden als möglicherweise durch Eis transportiert interpretiert (EHRMANN & MACKENSEN 1992). Dies wären dann Anzeichen für eine mitteleozäne Vergletscherung unbekanntes Ausmaßes der Ostantarktis mit mehreren, Meeresniveau erreichenden Gletschern (vgl. auch EHRMANN 1994; BROWNING ET AL. 1996). Auch gibt es glazialmarine Sedimente auf King George Island, die lokale Vergletscherungen der höchsten Teile der antarktischen Halbinsel während des Paleozäns und des mittleren Eozäns vermuten lassen (BIRKENMAJER 1988). Ebenso nehmen OBERHÄNSLI ET AL. (1991) eine Flutung des abyssalen Südatlantiks mit kälteren Bodenwassermassen bereits um etwa 46 Ma an. Andererseits zeugen jedoch hohe Smektitgehalte von großen eisfreien Flächen mit chemischer Verwitterung unter relativ warmen und humiden Klimabedingungen (EHRMANN & MACKENSEN 1992). Auch die ziemlich kalten (<10 °C) Oberflächenwassertemperaturen, aber relativ warmen Tiefenwassermassen (7 °C) sind eher mit gemäßigttem Klima ohne Meereisbedeckung und ohne Schelfeisgebiete und deshalb ohne Bildung von kalten Bodenwassermassen in Einklang zu bringen. Außerdem würde eben die Annahme einer signifikanten Vereisung der Ostantarktis zu noch höheren, aus $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnissen errechneten Bodenwassertemperaturen führen und somit paradoxerweise eine Vereisung wieder unwahrscheinlicher machen.

Während des **späten Eozäns**, zwischen 40 und 36 Ma, schwanken die Bodenwassertemperaturen an allen bathyalen Kernlokationen um etwa 5 °C, nur die abyssale Bohrung 690 weist geringfügig kältere Temperaturen um 4 °C auf (Tab. 10; Abb. 26). Dies würde unter weiterhin "eisfreien" Bedingungen eine weitere Abkühlung der mittleren Bodenwassertemperaturen um etwa 2 °C bedeuten. Sollte im späten Eozän jedoch bereits eine kontinentale Eiskappe existiert haben, dann nur bedeutend kleiner und in einer anderen durchschnittlichen Isotopenzusammensetzung als heute, da bei Annahme des heutigen δ_w von etwa 0 ‰ SMOW eine Bodenwassererwärmung von 2 °C resultieren würde; eine unter Berücksichtigung anderer geologischer und paläozeanographischer Stellvertreterdaten ziemlich unrealistische Vorstellung.

Auch die Berechnung der Oberflächenwassertemperaturen unter "eisfreien" Bedingungen ergibt eine generelle Abkühlung von etwa 2 °C. Insgesamt ist im Vergleich zu den eher ein-

heitlichen Bedingungen im späten Mitteleozän ein größerer Unterschied zwischen den spät-eozänen Wassermassen der bathyalen Bohrlokationen auf dem Kerguelenrücken und der abyssalen Bohrung 690 auf der Maudkuppe festzustellen. MACKENSEN & EHRMANN (1992) diskutieren eine Reihe von paläoozeanographischen Interpretationsmöglichkeiten, auf die hier nur verwiesen werden soll.

Die leichte Abkühlung während des späten Eozäns, wie sie von den Sauerstoffisotopenverhältnissen angegeben wird, stimmt sehr gut mit einem leichten Anstieg des Chlorit- und Kaoliniteintrags in den antarktischen Ringozean um etwa 40 Ma überein. Der Anstieg dieser beiden Tonminerale wird als Hinweis auf eine Intensivierung der physikalischen Verwitterung auf dem antarktischen Kontinent unter aber immer noch humiden Klimabedingungen mit vorwiegend chemischer Verwitterung angesehen (EHRMANN & MACKENSEN 1992). Neben einer größeren Zahl neu auftretender sowie austerbender Arten im späten Eozän ist ein wichtiger Faunenwechsel an der Grenze zwischen mittlerem und spätem Eozän auszumachen (THOMAS 1990; MACKENSEN & BERGGREN 1992). An dieser Grenze verschwindet die *Stilostomella-Lenticulina* Vergesellschaftung, die nach einem kurzen Intervall der Stabilität und geringer Diversität von einer neuen, durch *Cibicidoides* spp. und *Astrononion pusillum* dominierten Fauna abgelöst wird. Diese Fauna wird dann schließlich im Oligozän durch Arten wie *Nuttallides umbonifer* und *Turrilina alsatica* charakterisiert (MACKENSEN & BERGGREN 1992).

Nach dem markanten $\delta^{18}\text{O}$ -Anstieg um 35,9 Ma sind in der **oligozänen** Zeitscheibe zwischen 36 und 26 Ma deutlich drei charakteristische Gruppen anhand ihrer gemittelten $\delta^{18}\text{O}/\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse zu unterscheiden (Abb. 26, Tab. 10). Zu der ersten Gruppe gehören die zwei Lokationen 689 und 690 auf der Maudkuppe, die charakterisiert werden können durch niedrige Temperaturen und altes, wenig ventiliertes Bodenwasser in abyssalen und bathyalen Wassertiefen. Die zweite Gruppe umfaßt die Bohrungen 748 und 749 vom Kerguelenrücken mit etwa 1 °C wärmeren und ebenfalls schlecht ventiliertem Tiefenwasser in mittleren Wassertiefen. Die dritte Gruppe schließlich setzt sich zusammen aus den tiefer gelegenen Bohrungen 744 und 738 vom Kerguelenrücken, die relativ warme und gut belüftete Bodenwassermassen anzeigen.

Abbildung 26. ist zu entnehmen, daß die Bodenwassermasse im tiefen atlantischen Sektor des antarktischen Ozeans (Bohrungen 689 und 690) und die Tiefenwassermassen im bathyalen indischen Sektor (Bohrungen 748 und 749) im Oligozän älter als im mittleren und im späten Eozän sind. Eine Erhöhung der Produktivität und eine dadurch verursachte Verringerung der benthischen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte ist eher auszuschließen, da die planktischen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte nicht anstei-

gen. Auch kann der Trend hin zu leichteren benthischen $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnissen im Oligozän nicht durch eine Änderung des globalen ozeanischen Kohlenstoffreservoirs erklärt werden, da die tiefer auf dem Kerguelenrücken gelegenen Bohrungen 744 und 738 diesem Trend nicht folgen. Demzufolge ist eine Änderung der antarktischen Tiefenwasserzirkulation die wahrscheinlichste Ursache für die beobachtete signifikante ^{13}C -Verarmung der tiefen Wassermassen. Die Öffnung und Vertiefung der Drakestraße, möglicherweise bereits im frühesten Oligozän (KENNETT & SHACKLETON 1976), sowie das Absinken der Tasmanschwelle (WEISSEL ET AL. 1977) führten zur Beseitigung der letzten Barrieren für einen zirkumpolaren Ringstrom und damit zur Entstehung des bis heute die Ozeanographie dominierenden ACC. Die endgültige Vertiefung und Ausweitung der Drakestraße erfolgte vermutlich jedoch erst im frühen Miozän (BARKER & BURRELL 1982). Auf jeden Fall läßt sich feststellen, daß im atlantischen Sektor alte (seit längerer Zeit ohne Kontakt mit der Atmosphäre) Tiefenwasserkörper mit niedrigen $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnissen vorherrschten. Genauso war die Situation auch in den mittleren Tiefen des Kerguelenrückens im indischen Sektors. Dort waren dagegen die tiefer gelegenen Bohrpunkte 738 und 744, die am dichtesten am antarktischen Kontinent liegen, mehr von einer gut ventilierten Bodenwasser-masse mit höheren $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnissen beeinflusst. Dieser salzhaltige und kalte Bodenwasserkörper stammte vermutlich aus der Prydzbucht, wo er unter Meereis und vielleicht vor einer Eiskante gebildet wurde (MACKENSEN & EHRMANN 1992).

Um 36,3 Ma, kurz vor dem starken und abrupten Anstieg der globalen $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse um 35,9 Ma, beginnt sich die Tonmineralzusammensetzung der Sedimente zu ändern. Die Smektitkonzentration nimmt drastisch ab, während der Gehalt an detritischem Illit zunimmt. Dieser Wechsel in der Zusammensetzung spiegelt den Umschwung von vorwiegend chemischer zu hauptsächlich physikalischer Verwitterung auf dem ostantarktischen Kontinent wider (EHRMANN & MACKENSEN 1992; EHRMANN ET AL. 1992b). Zwischen 36,0 und 35,8 Ma beinhalten die Sedimente der Bohrungen 744 und 748 eine sehr plötzlich erhöhte Anzahl eistransportierter Bestandteile (EHRMANN 1991; BREZA & WISE 1992), die exakt mit dem Sauerstoffisotopenereignis zusammentreffen (EHRMANN & MACKENSEN 1992). Ebenfalls parallel zum $\delta^{18}\text{O}$ -Anstieg um 36 Ma fällt der Karbonatgehalt von Werten $>90\%$ auf Prozentsätze, die zwischen 60 und 90% variieren. EHRMANN & MACKENSEN (1992) konnten nachweisen, daß diese reduzierten Karbonatgehalte durch syndimentäre Lösung verursacht werden, die wiederum im Zusammenhang mit der Entwicklung eines zirkumantarktischen Ringozeans und der daran geknüpften Ausbildung ozeanischer Fronten mit assoziierten Hochproduktionsgebieten und entsprechend hohen organisch-C-Flußraten zu sehen sind. Faßt man alle Argumente und Informationen aus Stellvertreterdaten zusammen, so ist als einheitliche und in sich konsistente Interpretation eine einschneidende Ausdehnung der Vergletscherung als vermut-

licher Beginn der kontinentalen Vereisung der Ostantarktis um etwa 36 Ma möglich (EHRMANN & MACKENSEN 1992; MACKENSEN & EHRMANN 1992; EHRMANN 1994).

Die Kombination sedimentologischer, mikropaläontologischer und isotopengeochemischer Stellvertreterdaten führt zu dem Schluß, daß seit dem frühesten Oligozän auf der Ostantarktis eine kontinentale Eiskappe existiert haben muß (u.a. KEIGWIN & CORLISS 1986; MILLER ET AL. 1987; MILLER ET AL. 1991; EHRMANN & MACKENSEN 1992; MACKENSEN & EHRMANN 1992; ZACHOS ET AL. 1992; EHRMANN 1994; ZACHOS ET AL. 1996). Auf der anderen Seite gibt es keine Hinweise auf eine kontinentale Vereisung vor dem frühen Oligozän, selbst wenn, wie durch eistransportiertes Material in den Sedimenten einiger Bohrkerne bewiesen wird, im späten Mittel-Eozän einige Gletscher Meeresspiegel erreicht haben müssen. Dies steht im Widerspruch zu den Berechnungen und Überlegungen von PRENTICE & MATTHEWS (1988; 1991), die von der Existenz einer größeren kontinentalen Eiskappe vor dem frühesten Oligozän überzeugt sind.

Um den größeren Teil des $\delta^{18}\text{O}$ -Hubes im frühesten Oligozän als Widerspiegelung einer geologisch plötzlichen, kontinentalen Vereisung der Ostantarktis zu interpretieren, muß eine Modellvorstellung so gestaltet sein, daß sie relativ warme Tiefenwassertemperaturen von 4 ° und 5 °C auf der Maudkuppe und dem Kerguelenrücken in Einklang bringt mit einer in unmittelbarer Nähe vorhandenen kontinentalen Eiskappe. MACKENSEN & EHRMANN (1992) schlugen ein Modell vor, das im frühen Oligozän eine im Vergleich zum holozänen AABW nur stark verringerte Bildungsrate von schweren Bodenwassermassen fordert, da es keine Hinweise auf Schelfeisgebiete im Ross- und im Weddellmeer gibt. Die Autoren nehmen daher an, daß ausreichend kalte und salzreiche Wassermassen nur nahe der Küste durch katabatische Winde und Meereisbildung gebildet wurden. Demzufolge würde dieser dichte Wasserkörper nur die abyssalen (>3 km) Bereiche des zirkumantarktischen Ozeans ausfüllen, also tiefer als die Bohrlokationen auf der Maudkuppe und dem Kerguelenrücken zu liegen kommen. Die kalte Bodenwassermasse könnte dann von einer wärmeren Tiefenwassermasse überlagert gewesen sein. Weiter ließe sich das mit 6 ° bis 8 °C relativ warme Oberflächenwasser auf Maudkuppe und Kerguelenrücken trotz einer vereisten Antarktis mit einem küstenparallelen Küstenstrom und der Annahme einer im wesentlichen temperierten Natur der Eiskappe, d.h. eines an der Basis feuchten Eisschildes, in Einklang bringen. Im Gegensatz dazu ist die heutige antarktische Eiskappe bis auf riesige Untereisseen in der zentralen Ostantarktis (KAPITSA ET AL. 1996) am Untergrund festgefroren. Die Hypothese eines temperierten oligozänen Eisschildes wurde zuerst von BARRETT ET AL. (1989) für das Rossmeer aufgestellt. Eishaushaltsmodelle, die von einer Jahresmitteltemperatur von 0 °C auf Meeresspiegelniveau ausgingen, führten zu einer Mächtigkeit der antarktischen Eiskappe von >4 km (OERLEMANS 1982). Solch eine

temperierte Vereisung unter relativ warmen klimatischen Bedingungen und mit mäßigen Meeresoberflächentemperaturen würde den Feuchtigkeitstransport auf den Kontinent erleichtern und somit zu einer erhöhten Akkumulationsrate von Eis und Schnee führen. Dies wiederum würde auch erklären helfen, wie es in einer geologisch extrem kurzen Zeit von weniger als 350.000 Jahren, oder gar nur 50.000 Jahren, zu einer kontinentalen Vereisung der Ostantarktis kommen konnte.

5.2.2. Zur miozänen Zirkulation um die Antarktis

Als zweites Beispiel für die kombinierte Interpretation mikropaläontologischer, isotopengeologischer und sedimentologischer Stellvertreterdaten werden hier kurz die wesentlichen Ergebnisse zur miozänen Paläozirkulation im tiefen antarktischen Ozean zusammengefaßt, wie sie sich nach Auswertung der ODP-Bohrungen 747, 748 und 751 auf dem Kerguelenplateau im Südindik darstellten (MACKENSEN 1992; MACKENSEN ET AL. 1992). Es soll, ähnlich wie bereits in Abschnitt 5.2.1 das globale Abkühlungsereignis an der Wende Eozän/Oligozän, nun das ebenfalls weltweit beschriebene "mittelmiozäne Abkühlungsereignis" (SAVIN ET AL. 1981) Mittelpunkt der Diskussion sein.

Etwa an der Oligozän/Miozän-Grenze eröffnete die plattentektonische Weitung und Vertiefung der Drakestraße den Weg für eine zirkumantarktische Tiefenwasserzirkulation (BARKER & BURRELL 1982). Durch einen nun entstandenen geschlossenen Zirkumpolarstrom wurde die thermische Isolation der Antarktis verstärkt und damit die weitere Vereisungsgeschichte der Antarktis maßgeblich beeinflußt (vgl. dazu EHRMANN 1994). Generell zeichnet sich das Miozän durch Phasen intensiven Eisaufbaus auf dem antarktischen Kontinent aus, die von Zeiten der Erwärmung und des Eisrückzuges unterbrochen werden. MILLER ET AL. (1991), WOODRUFF & SAVIN (1991) und WRIGHT ET AL. (1992) definierten mehrere Phasen deutlichen $\delta^{18}\text{O}$ -Anstiegs in benthischen und tropischen planktischen Foraminiferen als stratigraphisch nutzbare Intervalle miozänen Eiswachstums.

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse an den Bohrpunkten 751 aus 1634 m ($57^{\circ}43,6' \text{ S} / 79^{\circ}48,9' \text{ E}$) und 747 aus 1697 m Wassertiefe ($54^{\circ}48,7' \text{ S} / 76^{\circ}47,6' \text{ E}$) zeigen sowohl in planktischen wie auch in benthischen Foraminiferen abnehmende Werte gegen Ende des frühen Miozäns (MACKENSEN ET AL. 1992; WRIGHT & MILLER 1992) (Abb. 27). Würde man der in den 70-er Jahren üblichen Annahme einer Welt ohne nennenswerte kontinentale Vereisung vor dem mittleren Miozän folgen (SAVIN ET AL. 1975; SHACKLETON & KENNETT 1975), so würde das einer Erwärmung der Bodenwassermasse wie des Oberflächenwassers von etwa 3°C entsprechen. Da jedoch heute aufgrund einer wesentlich erweiterten Datenbasis von dem Beginn einer Verei-

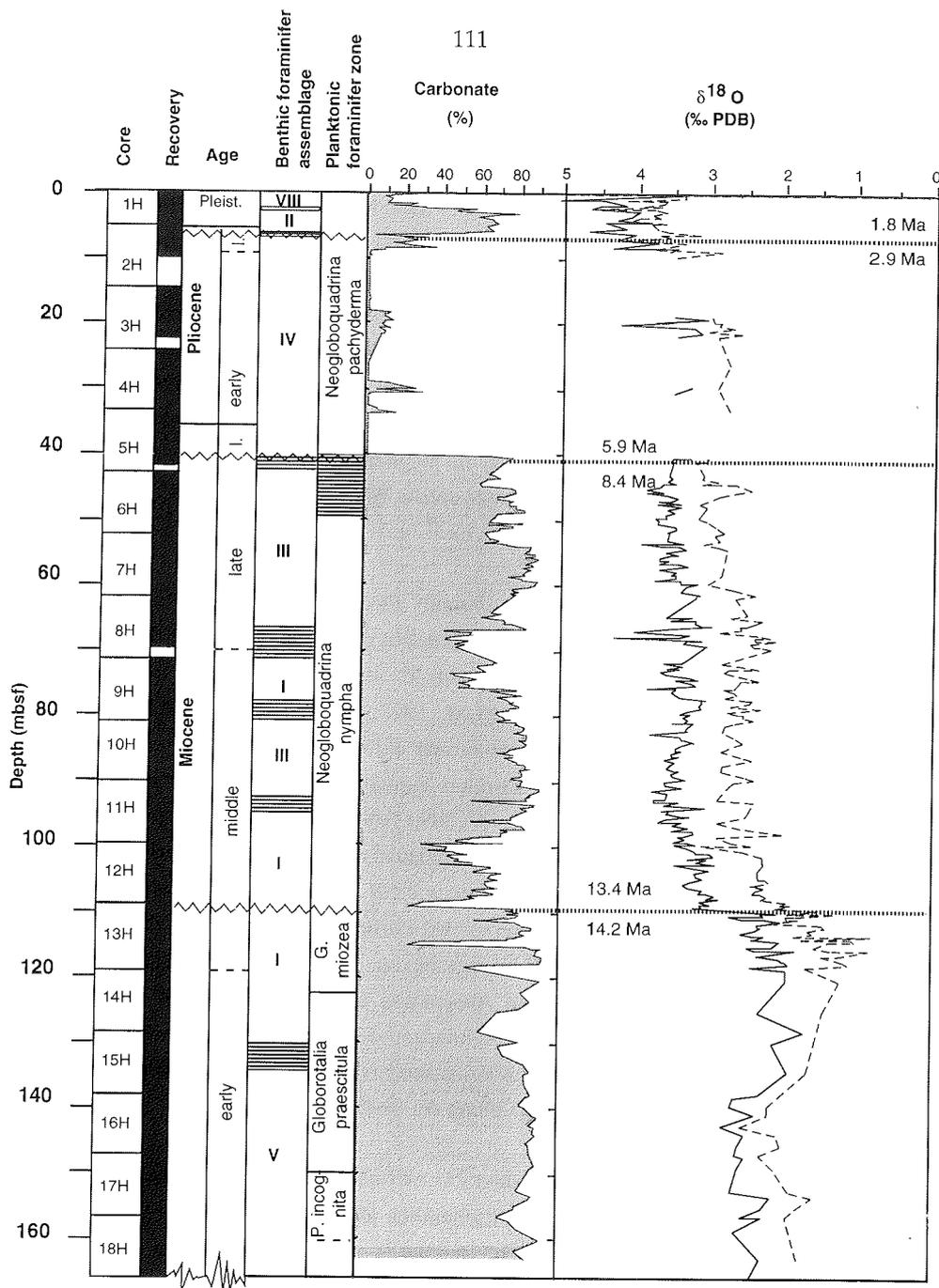


Abbildung 27: $\delta^{18}O$ -Verhältnisse in benthischen (durchgezogen) und planktischen (gestrichelt) Foraminiferen aus Bohrung 751A, aufgetragen gegen die Tiefe. Die benthischen Werte sind auf *Cibicides* spp. bezogen und um 0,69‰ PDB an Gleichgewichtsbedingungen angepaßt. Zum Vergleich sind die Kalziumkarbonatgehalte des Sediments, benthische Foraminiferenvergesellschaftungen (MACKENSEN 1992) und planktische Foraminiferenzonen (BERGGREN 1992) gegeben (aus MACKENSEN ET AL. (1992).

sung der Ostantarktis möglicherweise schon im späten mittleren Eozän, sicher aber seit dem frühesten Oligozän ausgegangen werden kann (siehe 5.1.1.) ist zur Zeit nicht zu entscheiden, ob es sich bei dem Isotopensignal um Temperatur- oder Eiseffekte oder um eine Kombination derselben handelt. Erhöhte Smektitgehalte auf dem Kerguelenrücken (EHRMANN 1991) könnten jedoch für eine leichte Erwärmung während dieser Zeit und für eisfreie Gebiete auf dem ostantarktischen Kontinent sprechen. Eine solche Phase möglicher Erwärmung gegen Ende des frühen Miozäns ist auf dem Kerguelenrücken durch eine von *Uvigerina* spp. dominierte Fauna (Assemblage V in Abb. 27), hohe Karbonatgehalte und ziemlich niedrige benthische wie planktische $\delta^{13}\text{C}$ -Werte gekennzeichnet. Große Differenzwerte im $\delta^{13}\text{C}$ -Signal benthischer und planktischer Foraminiferen, zusammen mit der Dominanz der *Uvigerina*-Fauna deuten auf eine Hochproduktionszone, die möglicherweise im Zusammenhang mit dem Auftrieb von Indischem Ozean Tiefenwasser sensu WOODRUFF & SAVIN (1989) gesehen werden kann (vgl. Kapitel 3 sowie 4.3. und 5.1.2.).

Das sogenannte mittelmiozäne Abkühlungsereignis als dominanter zweigipfliger Trend zwischen 14,5 und 12,5 Ma ist auf dem Kerguelenrücken durch einen Anstieg der durchschnittlichen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Benthos wie im Plankton um insgesamt etwa 1,2 ‰ dokumentiert (BARRERA & HUBER 1991; MACKENSEN ET AL. 1992; WRIGHT & MILLER 1992, Abb. 27). Wenn ein Anstieg des kontinentalen Eisvolumens auf etwa heutiges Niveau mit ähnlicher isotopischer Zusammensetzung der Eiskalotten angenommen wird, müßte der Anstieg der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte um mehr als 1 ‰ zusätzlich von einer Abkühlung der Wassermassen begleitet gewesen sein. Eine Quantifizierung des Eisvolumenanstieges ist aber, wenn überhaupt, nur unter Zuhilfenahme anderer Stellvertreterdaten, wie z.B. der Meeresspiegelkurve von HAQ ET AL. (1987) möglich. Danach ist der Meeresspiegel zwischen 15 und 12 Ma, ebenfalls in zwei deutlichen Phasen, global um etwa 100 m abgesunken. Jedoch würde bei Unterstellung derzeitiger klimatischer Verhältnisse diese Absenkung einer weit stärkeren Vereisung der Antarktis als heute entsprechen, da ein Abschmelzen des rezenten antarktischen Inlandeises den Meeresspiegel nur zwischen 70 m und 80 m ansteigen lassen würde (DREWRY 1991). Auch dies ist ein Hinweis auf eine globale Abkühlung der Bodenwassermassen.

Schichtlücken in den Kernen von Bohrpunkt 751 zwischen 14,2 und 13,4 Ma und Bohrpunkt 747 zwischen 13,6 und 11,1 Ma sind wahrscheinlich als Anzeiger einer im Gefolge polarer Abkühlung und entsprechend höherer zirkumpolarer Windgeschwindigkeiten erfolgten Intensivierung des Zirkumpolarstroms zu interpretieren. In Bohrkern 751A charakterisiert eine durch *Nuttallides umbonif.* dominierte Fauna (Assemblage I in Abb. 27) die benthische Foraminiferenvergesellschaftung während des gesamten späten frühen und frühen mittleren Miozäns, unbeeinflusst von Hiatus und mittelmiozänem Abkühlungsereignis. Die Verbreitung des

N. umbonifer ist heute beschränkt auf das Tiefenintervall zwischen Karbonatlysookline und CCD (3.4). Das Verbreitungsmuster der benthischen Foraminiferenfaunen insgesamt und besonders das Auftreten *N. umbonifers* als Anzeiger für karbonatkorrosive Bodenwassermassen antarktischer Herkunft zeigen, daß die Zwischen- und Bodenwasserzirkulation auf dem Kerguelenrücken sich schon deutlich vor dem mittelmiozänen Abkühlungsereignis geändert haben muß (SCHRÖDER-ADAMS 1991; MACKENSEN 1992; MACKENSEN ET AL. 1992). Auch haben sich offensichtlich die Bedingungen, wie sie im späten frühen Miozän geherrscht haben, kurzzeitig wieder an der Grenze zwischen mittlerem und spätem Miozän etablieren können (Abb. 27 und MACKENSEN ET AL. (1992).

Die Daten vom Kerguelenrücken zeigen, daß der Faunenumschwung im frühen mittleren Miozän nicht einfach als Reaktion auf eine globale Bodenwasserabkühlung zu sehen ist. Weit wahrscheinlicher erfolgten die Änderungen in der Zusammensetzung benthischer Foraminiferenfaunen (vgl. Kap. 3) als Reaktion auf eine Reihe spezifischer Umweltveränderungen, zu denen eine regionale Bodenwasserabkühlung zählen mag, die aber letztlich auf klimatisch und tektonisch gesteuerte Änderungen in den ozeanischen Zirkulations- und Produktionsverhältnissen zurückgeführt werden müssen (DOUGLAS & WOODRUFF 1981; WOODRUFF ET AL. 1981; WOODRUFF 1985; WOODRUFF & SAVIN 1989). In Übereinstimmung mit diesen Ergebnissen stehen die Ergebnisse aus dem äquatorialem Pazifischen Ozean, in dem sich die benthischen Faunen schon einige Millionen Jahre vor den mittelmiozänen Abkühlungsphasen zu ändern begannen (THOMAS & VINCENT 1987; THOMAS 1992a). Im Gegensatz zu den benthischen Foraminiferen auf dem Kerguelenrücken belegen jedoch planktische Nannofossilien durch eine Diversitätsabnahme und durch verstärktes Auftreten Kaltwasser liebender Arten eine Oberflächenwasserabkühlung, die einhergeht mit den mittelmiozänen Abkühlungsphasen (WISE ET AL. 1985).

Eine intensivierete Vereisung der mindestens seit dem untersten Oligozän vereisten Ostantarktis im Mittelmiozän könnte durch eine leichte Zunahme des eistransportierten Materials in Sedimenten von der Maudkuppe (KENNETT & BARKER 1990) und aus dem Südpazifik (MARGOLIS ET AL. 1977) angezeigt werden. Ein solcher Anstieg ist dagegen auf dem Kerguelenrücken nicht zu beobachten (EHRMANN 1991; BREZA & WISE 1992). Dort weist die Dominanz der detritischen Tonminerale Illit und Chlorit auf eine intensive physikalische Verwitterung auf dem antarktischen Kontinent hin (EHRMANN 1994).

Als hinreichend gesicherte Aussage zur ozeanischen Zirkulation läßt sich festhalten, daß karbonataggressive Tiefenwassermassen vermutlich antarktischer Herkunft bereits im späten frühen Miozän, lange vor dem herausragenden sogenannten "mittelmiozänen Abkühlungsereignis".

nis" den Kerguelenrücken geprägt haben. In welchem Maße eine globale Abkühlung des tiefen Ozeans mit einer Intensivierung der ostantarktischen Vereisung oder möglicherweise auch schon dem Beginn einer Vereisung der Westantarktis unter Ausbildung von Schelfeisgebieten in Weddell- und Rossmeer im mittleren Miozän einherging, bleibt weiterhin ungeklärt (vgl. hierzu EHRMANN 1994).

5.2.3. Zur spätquartären Zirkulation im Atlantik

Als letztes Beispiel für die paläoozeanographische Interpretation von Stellvertreterdaten aus benthischen Foraminiferen im Konzert mit solchen, die mit Hilfe sedimentologischer und geochemischer Methoden gewonnen wurden, soll hier ein kurzer Überblick über neuere Ergebnisse zur Tiefen- und Bodenwasserzirkulation des Südatlantiks im Spätquartär dienen. Es handelt sich dabei im wesentlichen um Arbeiten, die im Rahmen des Sonderforschungsgebietes 261 "Der Südatlantik im Spätquartär: Rekonstruktion von Stoffhaushalt und Stromsystemen" an der Universität Bremen in Kooperation mit dem Alfred-Wegener-Institut aus dem Teilprojekt B2 "Paläozirkulation des Boden- und Tiefenwassers" hervorgegangen sind (FÜTTERER & MACKENSEN 1995).

Zu den spannendsten Arbeitsbereichen in der modernen Paläoozeanographie gehört der Versuch, den Einfluß des Atlantiks im Spätquartär auf die Verstärkung oder Dämpfung sowohl der natürlichen pleistozänen Klimaschwankungen als auch des anthropogenen Einflusses auf eben diese natürlichen Klimaänderungen, abzuschätzen und quantitativ zu fassen. Innerhalb des Atlantiks stellt der Südatlantik das Bindeglied zwischen Antarktis und niederen Breiten dar. Der zirkumantarktische Ringozean wiederum ist für das weltweite Klimageschehen und für den Stoffhaushalt des Meeres von entscheidender Bedeutung. Im antarktischen Wassergürtel sind die Hauptbildungsgebiete der Erde für Zwischen- und Bodenwassermassen zu finden. Für die Rekonstruktion der spätquartären Konfiguration der Tiefen- und Bodenwassermassen und ihrer Zirkulationsmuster im Südatlantik müssen daher das Antarktische Bodenwasser (AABW), das Zirkumpolare Tiefenwasser (CPDW), das Nordatlantische Tiefenwasser (NADW) und das Antarktische Zwischenwasser (AAIW) berücksichtigt werden. Wichtig sind auch Daten über die Art der Bildung und die Menge des Ausstroms von Weddellmeertiefenwasser (WSDW) und Weddellmeerbodenwasser (WSBW), den Ausgangsgliedern des AABW.

In den letzten Jahren wurden lieb gewonnene und z.T. schon als gesichert geltende Vorstellungen über die Paläoozeanographie des Tiefen- und Bodenwassers im Südatlantik während

des letzten glazialen Maximums infrage gestellt oder mußten relativiert werden. So zum Beispiel die zuletzt noch von HODELL (1993) verfochtene traditionelle Denkweise, daß eine Intensivierung der NADW-Zufuhr die Erwärmung des antarktischen Ringozeans einleitet. Dieser kausale und zeitliche Zusammenhang ist durch Cd/Ca Messungen an benthischen Foraminiferen aus dem Kapbecken nicht zu belegen. Vielmehr zeigt sich dort, daß die NADW-Zufuhr während der Eisabschmelzphasen am geringsten ist (OPPO & ROSENTHAL 1994). Als besonders problematisch erwies sich auch die generelle Diskrepanz zwischen den Ergebnissen aus der Interpretation von Cd/Ca-Verhältnissen und den stabilen Kohlenstoffisotopenverhältnissen benthischer Foraminiferen aus dem antarktischen Ringozean (BOYLE 1992; BOYLE 1994; OPPO & ROSENTHAL 1994). Während $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse eine alte und sehr nährstoffreiche zirkumantarktische Wassermasse (isotopisch leichter als im NW-Pazifik) und damit eine drastische Umkehr der heutigen Zirkulation anzeigen, deuten Cd/Ca-Verhältnisse auf nur geringfügige Änderungen im Nährsalzgehalt im Vergleich zum rezenten unteren CPDW hin (siehe Abschnitte 4.3 und 5.1.3). Hypothesen zur Lösung dieser Widersprüche werden diskutiert und müssen weiter erarbeitet werden (BROECKER 1993).

Zunächst im Einklang mit der schon als widerlegt angesehenen Alkalitätshypothese (BROECKER & PENG 1989), die eine Erhöhung der Alkalität zur Erniedrigung des $p\text{CO}_2$ im antarktischen Oberflächenwasser fordert, um den glazialen $p\text{CO}_2$ der Atmosphäre um 80 ppm senken zu können, wiesen HOWARD & PRELL (1994) nach, daß in Gebieten, die heute von CPDW überstrichen werden, während der Glazialzeiten die Karbonatlösung erhöht war. Diese Änderungen in der Karbonaterhaltung gingen zwar mit einer Reduktion der NADW-Zufuhr einher, jedoch kann die Verminderung von jungem, ΣCO_2 -armem NADW die geringere glaziale Karbonationenkonzentration im CPDW nicht vollständig erklären. Außerdem soll die glaziale Lysoklinenvertiefung den Änderungen in den Zufuhraten von NADW in den antarktischen Ringozean vorseilen (HOWARD & PRELL 1994). Erst ARCHER & MAIER-REIMER (1994) konnten, durch Berücksichtigung der frühdiagenetischen Karbonatlösung im Sediment durch mikrobiellen Abbau organischen Materials, zeigen, daß die Alkalität im antarktischen Oberflächenwasser so erhöht werden kann, daß eine Erniedrigung des CO_2 Gehaltes der Atmosphäre auf glaziales Niveau möglich ist, ohne daß die CCD im globalen Mittel weit unter den interglazialen Stand sinken muß. Nach der Hypothese von ARCHER & MAIER-REIMER (1994) verursacht eine Verschiebung der organisch-C-Produktion zu Gunsten der kieselligen Primärproduzenten über die Reduktion des Karbonat/Kohlenstoffverhältnisses die Verringerung der Karbonatzufuhr in die Tiefsee und löst damit den Prozeß der "CaCO₃-Kompensation" aus. Der in diesem Szenario geforderte erhöhte pH der Tiefen- und Bodenwassermassen im Glazial konnte kürzlich durch die Bestimmung von Borisotopenverhältnissen in benthischen Foraminiferen wahrscheinlich gemacht werden (SANYAL ET AL. 1995). Schließlich

konnte die von einigen Hypothesen geforderte nordpazifische Tiefenwasserbildung im letzten glazialen Maximum (BOYLE 1992; HERGUERA ET AL. 1992; LAUTENSCHLAGER ET AL. 1992) durch die Interpretation des thermodynamisch verursachten Anteils im glazialen $\delta^{13}\text{C}$ -Signal benthischer Foraminiferen (siehe 4.3.1) als quasi-konservativer Tracer untermauert werden (LYNCH-STIEGLITZ & FAIRBANKS 1994).

Um die oben kurz angerissenen Fragen und Problemstellungen mit neuen Stellvertreterdaten und auf einer generell breiteren Datenbasis lösen zu helfen, wurden Sedimentkerne aus dem Südatlantik und dem Weddellmeer auf ihren Gehalt an benthischen Foraminiferen und deren C-Isotopenzusammensetzung hin untersucht. Die spätquartären Faunenwechsel wurden anhand der aus den Oberflächenproben abgeleiteten ökologischen Ansprüche der einzelnen Fo

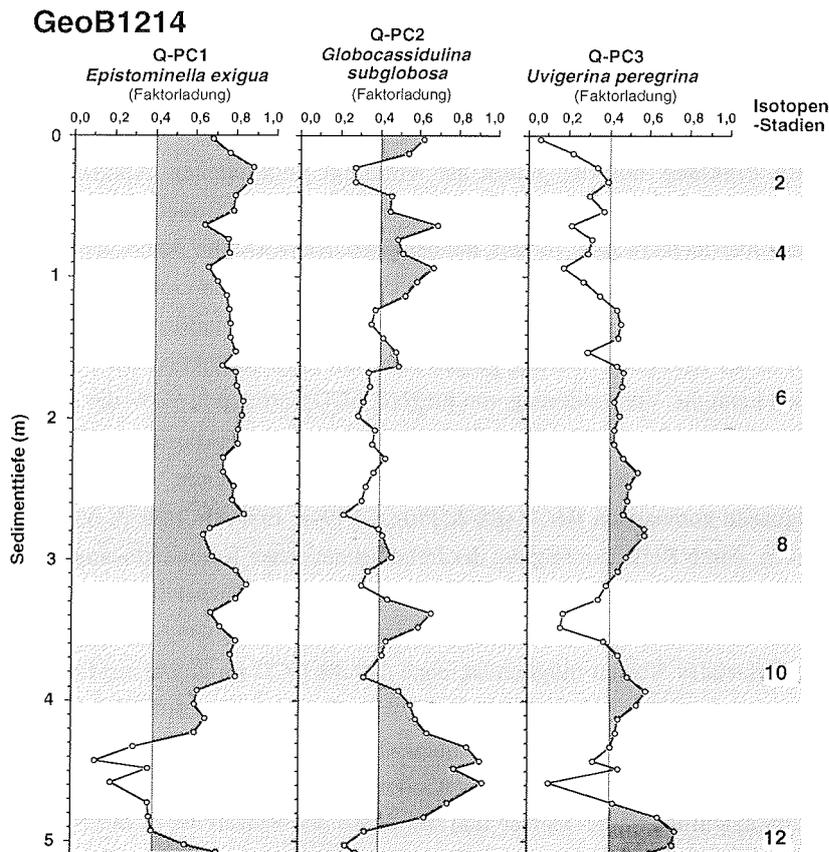


Abbildung 28: Benthische Foraminiferenvergesellschaftungen in Sedimenten aus 3210 m Wassertiefe vom Wal-fisch-Rücken (aus SCHMIEDL & MACKENSEN 1997)

raminiferenvergesellschaftungen interpretiert, so wie sie analog aus dem Südatlantik und dem Weddellmeer abgeleitet wurden (siehe 3.3.4. und 3.3.5.). Ebenso wurden die Ergebnisse zum $\delta^{13}\text{C}$ -Einbau in *F. wuellerstorfi* unter saisonaler Hochproduktion, wie sie aus der Analyse der Befunde in den antarktischen Polarfrontbereichen abgeleitet wurden (siehe Abschnitt 4.3.3.), bei der Interpretation von Sedimentkernmaterial aus dem östlichen Weddellmeer und dem Südatlantik berücksichtigt (BICKERT 1992; MACKENSEN ET AL. 1994a; SCHMIEDL & MACKENSEN 1997; BICKERT & WEFER im Druck).

Es seien hierzu zunächst zwei Sedimentkerne vorgestellt, deren Positionen so ausgewählt wurden, daß beide Kerne aus dem heutigen Einflußbereich des NADW entnommen wurden und somit mögliche Änderungen in der Tiefenwasserzirkulation beide Kerne gleichermaßen

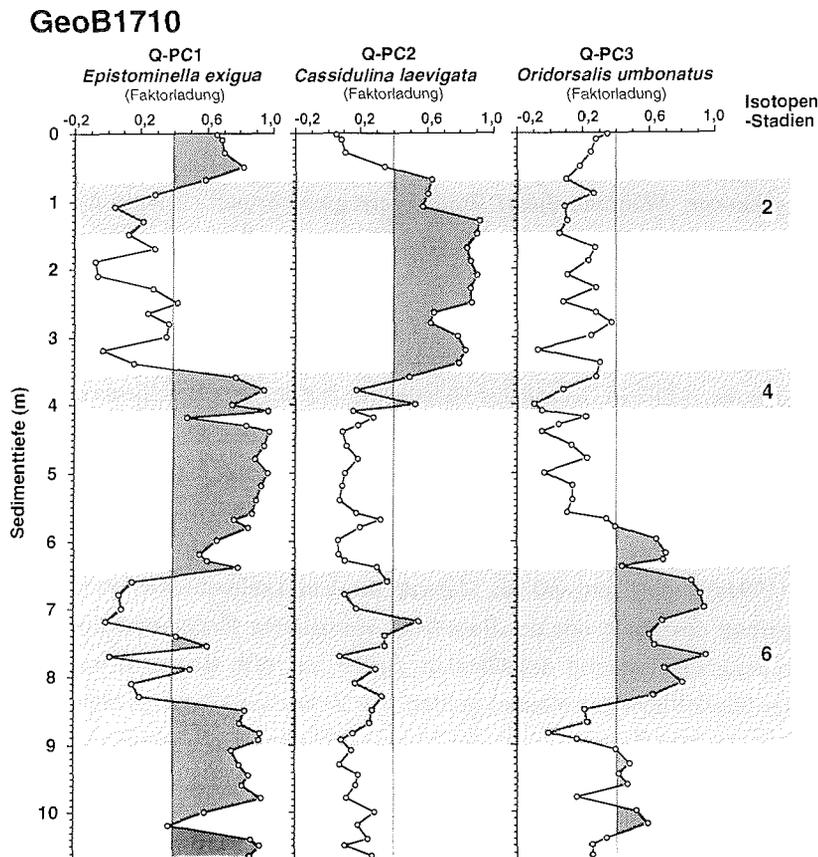


Abbildung 29: Benthische Foraminiferenvergesellschaftung in Sedimenten vom südwestafrikanischen Kontinentaltalhang aus 2987 m Wassertiefe (aus SCHMIEDL & MACKENSEN 1997).

betreffen (SCHMIEDL 1995; SCHMIEDL & MACKENSEN 1997). Die jeweiligen rezenten Nahrungsflüsse sind jedoch deutlich verschieden. Kern GeoB1214 stammt aus dem oligotrophen Regime des Walfisch-Rückens (Abb. 28), während Kern GeoB1710 aus dem Einflußbereich des Küstenauftriebs mit deutlich höheren Flußraten organischer Substanz stammt (Abb. 29).

Nach diesen Untersuchungen ist eine NADW-Ausbreitung, angezeigt durch charakteristische Faunen und hohe $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse benthischer Foraminiferen, im östlichen Südatlantik innerhalb des erfaßten Zeitraumes von etwa 450.000 Jahren ausschließlich während der Interglazialzeiten erkennbar und zeigt zudem noch Unterschiede zwischen den einzelnen Warmzeiten. Neben dem Isotopenstadium 1 belegen die Interglaziale 9 und 11 den stärksten NADW-Einfluß. Am unteren südwestafrikanischen Kontinentalhang, im Einflußbereich des Küstenauftriebs, zeigen charakteristische Faunen, daß die Glaziale durch einen erhöhten Fluß organischer Substanz zum Meeresboden gekennzeichnet sind, was auf eine kaltzeitliche Intensivierung des Küstenauftriebs zurückgeführt werden kann. Den Glazial-Interglazial-Zyklen sind höherfrequente Variationen der Hochproduktionsfaunen überlagert, die eine Periode von etwa 23.000 Jahren aufweisen. Eine erhöhte Produktivität im Oberflächenwasser ist auch in den älteren Glazialen 8, 10 und insbesondere 12 der küstenfernen Sedimente vom Walfisch-Rücken zu erkennen. Während dieser Zeiten gelangten vermutlich kalte nährstoffreiche Filamente und Wirbel aus dem Mischungsbereich des Küstenauftriebs nach Westen bis in den Bereich des zentralen Walfisch-Rückens.

BICKERT (1992) und BICKERT & WEFER (im Druck) konnten anhand einer Reihe von Sedimentkernen aus den östlichen Becken des Südatlantiks und aus dem Brasilienbecken nachweisen, daß das $\delta^{13}\text{C}$ -Signal in Kernen aus Hochproduktionsgebieten signifikant höhere Glazial-/Interglazialhübe aufweist als aus Referenzkernen, die zu keiner Zeit von hohen organisch-C-Flußraten beeinflusst waren. Erst eine Reduktion der $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse um etwa 0,4 ‰ in Zeiten hoher Produktion führte zu einer in sich konsistenten Interpretation der Daten. MACKENSEN ET AL. (1994a) konnten anhand von Material aus dem Agulhasbecken weiter zeigen, daß eine Verlagerung des heute mit der Polarfront assoziierten Hochproduktionsgürtels um mehrere Breitengrade während des Glazials zu der aus dem Rezenten nachgewiesenen Erhöhung des Glazial/Interglazialhubes geführt hat. Zusätzlich konnte gezeigt werden, daß langfristige spätquartäre Änderungen in den Nahrungsflüssen sich in entsprechenden charakteristischen Foraminiferenfaunen widerspiegeln und, daß starke Schwankungen dieser Faunen einhergehen mit hohen Amplituden im $\delta^{13}\text{C}$ Signal (MACKENSEN ET AL. 1989; MACKENSEN ET AL. 1994a; SCHMIEDL 1995, Abb. 30).

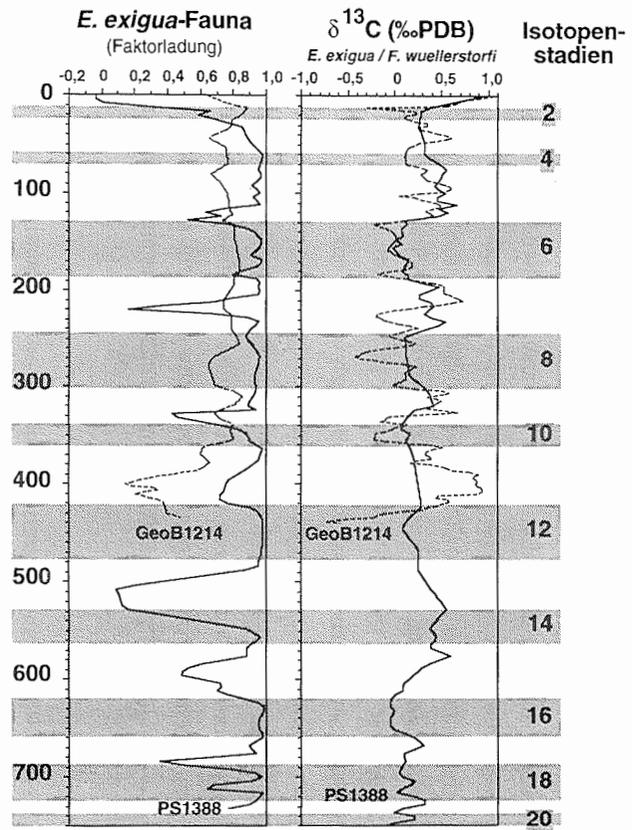
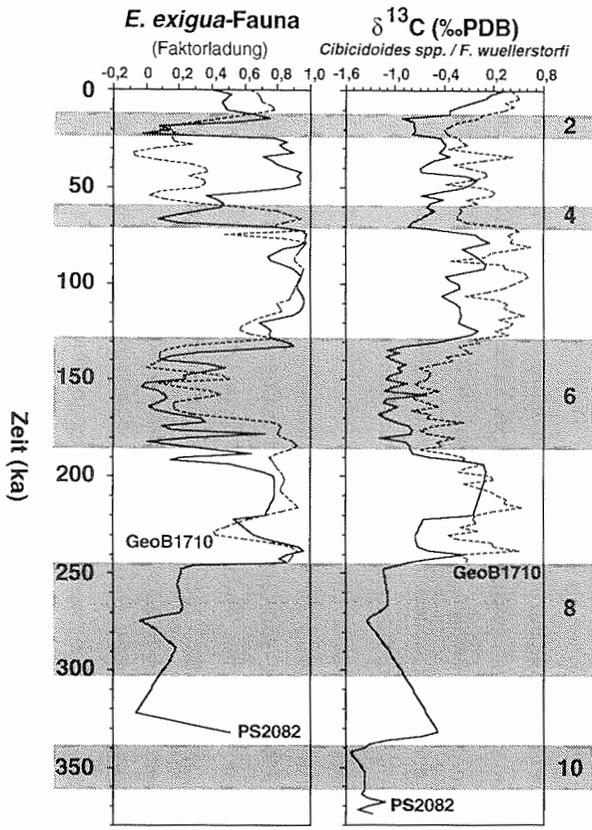


Abbildung 30. Spätquartäre Änderungen im Einfluß der *E. exigua*-Fauna und Variationen im $\delta^{13}\text{C}$ -Signal benthischer Foraminiferen am südwestafrikanischen Kontinentalhang (GeoB 1710), aus dem Agulhasbecken (PS2082), vom Walvischtrüben (GeoB1214) sowie vom antarktischen Kontinentalhang (PS1388). Nach SCHMIEDL (1995), Daten von BICKERT (1992, unveröffentlicht), SCHMIEDL (1995) und MACKENSEN ET AL. (1989, 1994).

Dies wiederum verstärkt den Verdacht, daß die niedrigen glazialen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte aus dem antarktischen Ringozean nicht die global älteste und nährstoffreichste Bodenwassermasse im letzten glazialen Maximum nachweisen, sondern daß diese niedrigen Werte durch eine erhöhte saisonale Produktivität an den entsprechenden Kernpositionen bedingt sind. In der Tat zeigt eine Zusammenstellung der wenigen Kerne mit den entsprechend hohen $\delta^{13}\text{C}$ -Hüben, die in der Literatur (CURRY ET AL. 1988; DUPLESSY ET AL. 1988; BOYLE 1992) als repräsentativ für den tiefen antarktischen Ringozean angesehen werden (südlich von 20°S), daß 6 von 10 Positionen von einer Verlagerung des Produktivitätsgürtels um die Antarktis betroffen wären, und weitere zwei Positionen durch nachgewiesene Produktivitätsänderungen in Folge von präzessionsgesteuerten Änderungen des Windfeldes beeinflusst waren. Es bleiben zwei Positionen mit hohem Hub ohne Produktivitätsänderungen übrig, die jedoch nur Sedimentationsraten von weniger als 1 cm/ka aufweisen und damit wieder anfällig für andere Artefakte sind.

Aus den rezenten Verbreitungsmustern charakteristischer Tonmineralvergesellschaftungen (PETSCHIK ET AL. 1996) läßt sich die paläoozeanographische Aussagekraft einzelner Tonminerale, d.h. deren Signifikanz als Indikator für Tiefen- und Bodenwasserzirkulationsänderungen im Wechsel zwischen Glazial- und Interglazialzeiten ableiten. Ausgehend von der Kenntnis der rezenten klima- und strömungsabhängigen Verbreitungsmuster werden dann Tonmineralverteilungen in ausgesuchten Sedimentkernen interpretiert (DIEKMANN ET AL. 1996). Die Aussagekraft der Fluktuationen in den relativen Anteilen der einzelnen Tonminerale ist jedoch sehr unterschiedlich. Die rezente Smektitverteilung deutet z.B. auf zwei unterschiedliche und geographisch entgegengesetzt liegende Herkunftsgebiete, zum einen die vulkanischen Gesteine der Antarktischen Halbinsel und Südamerikas und zum anderen die tropischen und subtropischen Regionen Afrikas, aus denen pedogene Tonminerale eingetragen werden. Dagegen zeigen signifikante Fluktuationen in Raum und Zeit und die eindeutigen Zuordnung des Herkunftsgebietes des Chlorits aus niedrig-metamorphen Gesteinen der Antarktischen Halbinsel dessen Brauchbarkeit als Tracer für die Ausbreitung von AABW und CPDW. Danach deuten höhere Chloritkonzentrationen während der Glazialzeiten im Südostatlantik auf eine weiter nach Norden reichende Ausdehnung des Bodenwassers südlichen Ursprungs. Dies steht zunächst im Gegensatz zu den Untersuchungen von JONES (1984), der im westlichen Südatlantik im Vemakanal höhere Chloritkonzentrationen während der Interglazialzeiten mit einem stärkeren AABW-Fluß verband. Im Südatlantik ist Kaolinit nur in geringen Prozentanteilen vertreten. Deshalb sind spätquartäre Schwankungen nicht sehr deutlich ausgeprägt. Grundsätzlich ist aber festzuhalten, daß vermutlich der größte Teil des Kaolinitis mit nördlichen Wassermassen advectiert wird.

Ein klarer und eindeutiger Anzeiger für Änderungen in der Tiefen- und Bodenwasserzirkulation im östlichen Südatlantik ist durch das Kaolinit/Chlorit Verhältnis gegeben (Abb. 31). Es zeigt sich deutlich eine Korrelation der Fluktuationen in den Kaolinit/Chlorit Verhältnissen mit den spätquartären Klimaschwankungen. Zusammenfassend läßt sich festhalten, daß in den abyssalen Bereichen des östlichen Südatlantiks eine nordwärtige Ausbreitung eines Bodewassers südlicher Herkunft bis auf 30 °S vermutlich die südwärtige Ausbreitung eines nördlichen Tiefenwassers während der letzten glazialen Maxima verhindert hat, beziehungsweise auf flachere Bereiche der Wassersäule beschränkt hat.

Im südöstlichen Weddellmeer wurden durch die Kartierung verschiedener Sediment-Echofaziestypen und der dazugehörigen maximalen Eindringtiefen des Schallsignals drei Sedimentrücken beschrieben, die sich bis zu 500 km in nordöstlicher Richtung erstrecken (KUHN & WEBER 1993; MELLES & KUHN 1993). Im Osten eines jeden Sedimentrückens ist eine Rinne

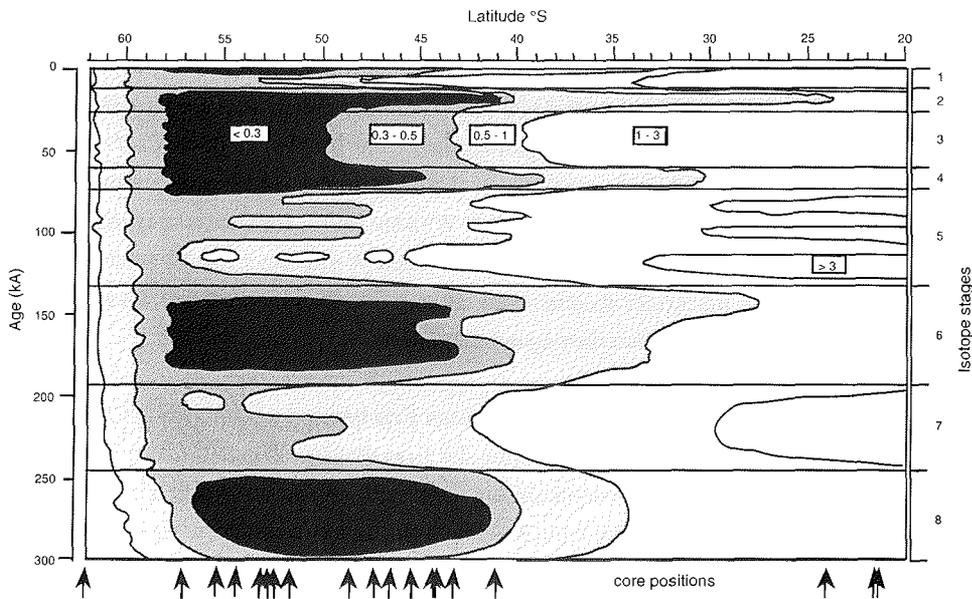


Abbildung 31: Zeitliche und meridionale Fluktuationen des Kaolinit/Chlorit-Verhältnisses im südöstlichen Südatlantik. Dargestellt sind gemittelte Werte aus 21 Sedimentkernen (aus DIEKMANN ET AL. im Druck).

vorgelagert. Abfließende Bodenströmungen, sowohl Trübeströme als auch Konturströme, die besonders im späten Quartär durch die Rinnen fließen, haben im Westen jeweils einen Levee aufgebaut und damit einen stark asymmetrischen Querschnitt erzeugt. Die holozänen

Sedimente der Sedimentrücken zeigen nur geringe Strömungsmerkmale. Sie sind bioturbat, nicht geschichtet, enthalten viel eistransportiertes Material und werden als hemipelagische Ablagerungen gedeutet. Im Gegensatz dazu sind die glazialen Sedimente klare Strömungsablagerungen. Sie sind feingeschichtet, nicht bioturbat und enthalten nur wenig eistransportiertes Material. Sie werden als Konturite mit einigen geringmächtigen Turbidit-Einschaltungen interpretiert. Es wird angenommen, daß die feinlaminierten Konturite durch thermohaline Strömungen mit jahreszeitlich wechselnder Intensität abgelagert wurden. Deshalb ist auch eine Deutung als Warven möglich (WEBER ET AL. 1994).

Im Glazial wird, bei niedrigem Meeresspiegelstand und bis an die Schelfkante vorgestoßenem Inlandeis, besonders viel Sediment angeliefert. Die Sedimentationsraten sind in den Ablagerungen des letzten glazialen Maximums auf den Sedimentrücken mit ca. 200 cm/ka sehr viel höher als im heutigen Interglazial mit ca. 8 cm/ka (WEBER ET AL. 1994). Die Sedimentquelle ist der Crary Fan nördlich des Filchner Schelfeises. Diese Sedimentmassen verstärken den Eintrag von terrigenem Material aus der Antarktis in den Südatlantik während der Glazialzeiten. Dagegen liegt während Interglazialzeiten das Hauptabflußgebiet für neugebildetes Bodenwasser im nordwestlichen Weddellmeer am Kontinentalfuß südlich des Süd Orkney Plateaus. Dies wird dort durch gröbere Sedimente und erhöhte Sedimentationsraten während der Interglazialzeiten belegt. Die sedimentechographischen Untersuchungen deuten auf eine Verschiebung des relativen Anteils unterschiedlicher Prozesse an der Bodenwasserbildung während Glazial- und Interglazialzeiten hin (KUHN & WEBER 1993). Im Glazial gewinnen Kontur- und Trübestrome in einem Rinnensystem im östlichen Weddellmeer an Bedeutung, während im Interglazial ein mächtiger Konturstrom entlang des Kontinentalfußes im nordwestlichen Weddellmeer die Bodenwasserbewegung dominiert.

Im folgenden seien zusammenfassend die wichtigsten Ergebnisse aus den verschiedenen methodischen Ansätzen, die für die Rekonstruktion der Bodenwasserzirkulation von Bedeutung sind, im paläoozeanographischen Zusammenhang dargestellt: Während Interglazialzeiten liegt das Hauptausstromgebiet für neugebildetes Bodenwasser im nordwestlichen Weddellmeer am Kontinentalfuß südlich des Süd Orkney Plateaus. Ein Konturstrom dominiert dort die Bodenwasserbewegung entlang des Kontinentalfußes. Im Glazial gewinnen dagegen Kontur- und Trübestrome in einem Rinnensystem im östlichen Weddellmeer an Bedeutung. Am antarktischen Kontinentalhang findet eine Oberflächenproduktion unter saisonal eisfreien Bedingungen auch während der letzten glazialen Maxima statt. Nur während der interglazialen Klimaoptima überwiegen kieselige Planktonproduzenten. Die Verschiebung des Karbonat zu organisch-C Verhältnisses zu Gunsten des organisch-C führte dann zu Karbonatlösung am Meeresboden und Anhebung der CCD am Übergang von Kalt- zu Warmzeiten (Grenzen zwischen

Sauerstoffisotopenstadien 8/7, 6/5, 2/1). Dagegen war im Agulhasbecken, in der heutigen subantarktischen Zone, die Produktion in den glazialen Maxima erhöht. Diese führte dann zu intensiverer Karbonatlösung am Übergang von Warm- zu Kaltzeiten (Grenzen zwischen Sauerstoffisotopenstadien 7/6, 5/4, 3/2) und in den anschließenden Glazialzeiten und damit zur Absenkung der CCD während der Interglazialzeiten. Dies steht im Einklang mit den Ergebnissen aus anderen Gebieten, z.B. im Indischen Ozean, die von CPDW überstrichen werden und unterstützt damit zunächst das von der Alkalitätshypothese geforderte Szenario.

Im Bereich des küstenfernen Walfisch-Rückens unterlagen die Nahrungsflüsse während der vergangenen 450.000 Jahre nur geringen Änderungen. Eine erhöhte Produktivität ist lediglich in den älteren Glazialen 8, 10 und insbesondere 12 zu erkennen. Während dieser Zeiten gelangten vermutlich kalte nährstoffreiche Filamente und Wirbel aus dem Mischungsbereich des Küstenauftriebs bis in küstenfernere Bereiche. Am südwestafrikanischen Kontinentalhang waren die Nahrungsflüsse während der letzten 250.000 Jahre in den glazialen Isotopenstadien 2 bis 3 und 6.0 bis 6.5 etwa doppelt so hoch wie in den Interglazialen. Den Glazial-Interglazial-Zyklen sind kürzerfristige Variationen der Nahrungsflüsse mit einer Periode von etwa 23.000 Jahren überlagert. Die Höhe der Produktivität wird über die Intensität und zonale Komponente der SE-Passatwinde gesteuert, die die laterale Ausdehnung des Küstenauftriebs vor Namibia kontrollieren.

In Glazialzeiten dringen südliche Tiefen- und Bodenwassermassen weit nach Norden vor. Sie lassen sich in ein unteres, sehr nährstoffreiches und ein oberes, etwas nährstoffärmeres Südkomponentenwasser unterteilen. Die Grenze zwischen beiden Wassermassen verlief am Äquator bei 3700 m mit nach Süden etwas ansteigender Tendenz. Die heutige Asymmetrie in der Bodenwasserausbreitung zwischen West- und Ostatlantik war in den letzten glazialen Maxima aufgehoben. Nur in wenigen warmen Interstadialen (3, 8.3, 8.5) sank die Grenze zwischen oberem und unterem Südkomponentenwasser unterhalb von 4000 m, so daß die trennenden Rückensysteme eine Füllung der nordöstlichen Becken mit dem tieferen südlichen Bodenwasserkörper verhindern konnten. Eine NADW-Ausbreitung im östlichen Südatlantik findet innerhalb des erfaßten Zeitraumes von etwa 450.000 Jahren ausschließlich während der Interglaziale statt, mit unterschiedlichem Einfluß während einzelner Warmzeiten. Neben dem Isotopenstadium 1 belegen die Interglaziale 9 und 11 den stärksten NADW-Fluß. Am südwestafrikanischen Kontinentalhang sind höherfrequente Fluktuationen in der NADW-Zufuhr dokumentiert. Dort ist NADW zwar in den warmen Interstadialen 5.1, 5.3, 5.5, 7.1 bis 7.3 und 7.5 nachzuweisen, nicht jedoch in den Kaltphasen 5.2, 5.4 und 7.4.

Die Tonmineral-, die Faunenanalyse und die Interpretation des $\delta^{13}\text{C}$ Signals sprechen in Glazialzeiten für eine drastische Verminderung der Zufuhr Nordatlantischen Tiefenwassers in den südöstlichen Südatlantik. Diese Ergebnisse sind im Einklang mit konventionellen globalen Rekonstruktionen, stehen aber im Widerspruch zu Cd/Ca Verhältnissen aus dem tiefen glazialen Kapbecken. Auch wenn starke Produktivitätsänderungen, wie von benthischen Foraminiferen belegt, bei der Berechnung des $\delta^{13}\text{C}$ Signals berücksichtigt werden, kann diese Interpretation bisher nur schwer mit den vom Cd-Gehalt benthischer Foraminiferen vorgegebenen, wenig geänderten Nährsalzkonzentrationen während des letzten Glazials in Einklang gebracht werden.

6. Schluß und Ausblick

Benthische Tiefseeforaminiferen besiedeln die gesamte Bandbreite unterschiedlicher, stratifizierter Mikrohabitate im, auf und direkt über dem Sediment. Die Verfügbarkeit von Nahrung und Sauerstoff ist entscheidend für die Habitattiefe. Es ist wahrscheinlich, daß sich auch in der Tiefsee die Habitattiefe im Jahresgang in Abhängigkeit von saisonaler oder episodischer Nahrungszufuhr ändert. Es ist dagegen unklar, ob fakultativ infaunale Arten im Lebenszyklus vertikal im Sediment migrieren und, für Paläoozeanographen entscheidend, in welchem Milieu sie den größten Teil ihres Gehäuses bauen. Weiterhin besteht zusätzlicher Forschungsbedarf in bezug auf die Auslösungsmechanismen für Kammerbau und Reproduktion von in der Regel epibenthisch lebenden Arten wie *Fontbotia wuellerstorfi* und Verwandten. Erst wenn zu diesen Fragestellungen mehr Daten gewonnen sind, kann eine verlässlichere Abschätzung der Vertrauenswürdigkeit der aus diesen Gehäusen gewonnenen geochemischen Stellvertreterdaten vorgenommen werden.

Die Zusammensetzung einer Gehäusevergesellschaftung benthischer Foraminiferen wird wesentlich bestimmt durch das physikochemische Milieu der Bodenwassermasse, das direkt die epibenthisch lebenden Arten kontrolliert und die Höhe der Exportproduktion, die, über den organisch-C-Fluß zum Meeresboden den Sauerstoffgehalt im Porenwasser und das Nahrungsangebot im Sediment, die Zusammensetzung der Infauna kontrolliert. Die Bildung und Verbreitung spezifischer fossil erhaltungsfähiger Faunen, denen eine bestimmte paläoozeanographisch rekonstruierbare Umwelt zugeordnet werden kann, wird durch folgende Hauptfaktoren gesteuert: Tiefen- und Bodenwasserventilation, Primärproduktion und organisch-C-Fluß zum Meeresboden, Karbonatlösung im Boden- und Porenwasser sowie energetischer Zustand an der Grenzfläche Meer/Meeresboden.

Von den geochemischen Stellvertretern aus benthischen Foraminiferen sind das $\delta^{13}\text{C}$ - und das Cd/Ca-Verhältnis die am häufigsten angewendeten und daher auch am besten überprüften paläoozeanographischen Werkzeuge. Beide müssen jedoch hinsichtlich der Eichung in hohen Breiten überprüft werden. Dies gilt sowohl für die Kalibrierung der rezenten Beziehungen im Wasser zwischen Phosphat und Cd, bzw. Phosphat und $\delta^{13}\text{C}$, als auch für den anschließenden Einbau in das Foraminiferengehäuse. Als zunehmend problematisch für die paläoozeanographische Modellierung erweist sich die in hohen Breiten aufgrund von thermodynamisch erhöhter Fraktionierung beim Gasaustausch zwischen Wasser und Atmosphäre zu beobachtende Entkoppelung des $\delta^{13}\text{C}$ -Signals des im Wasser gelösten anorganischen Kohlenstoffs vom Phosphatgehalt des Wassers. Genauso belastend für die Glaubwürdigkeit der Tiefen- und Bodenwasserrekonstruktionen scheinen die zunehmend bestätigten Kassandrarufe zu werden, die

das Cd/Ca-Verhältnis der bisher am häufigsten untersuchten Foraminiferenarten in karbonat-aggressivem Milieu frühdiagenetisch verändert sehen wollen.

Zweierlei sollte in dieser Zusammenzeichnung der verschiedenen Aspekte der Forschungsarbeiten rund um Tiefseeforaminiferen deutlich geworden sein. Erstens, benthische Tiefseeforaminiferen sind unverzichtbare Informationsträger und Datenspeicher für paläoozeanographische und -klimatische Rekonstruktionen und zweitens, es bedarf weiterhin intensiver biogeochemischer Forschung in der Wassersäule und an der Grenzfläche Meer/Meeresboden, um die fossilen Signale aus Foraminiferen stellvertretend für vergangene Wassermassen und Zirkulationsmuster richtig und besser interpretieren und in numerische Modelle eingliedern zu können.

7. Dank

Dem Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung und Prof. Dr. Dieter K. Fütterer sowie Prof. Dr. Horst D. Schulz vom Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen danke ich sehr herzlich für die Befürwortung und Unterstützung des Habilitationsvorhabens.

Ohne die Hilfe der Kollegen und der Besatzungen an Bord der Forschungsschiffe "Håkon Mosby", "JOIDES Resolution", "Meteor", "Polarstern", "Poseidon" und "Sea Watch" wäre das meiner wissenschaftlichen Arbeit über viele Jahre zugrunde liegende Probenmaterial nicht zu gewinnen und auch nicht zu bearbeiten gewesen. Auch wäre ohne die allseitige Einbindung in die maringeologischen Arbeitsgruppen am AWI und, über den Sonderforschungsbe-
reich 261, am Geologischen Institut in Bremen meine Arbeit undenkbar gewesen. Für ausgezeichnete Zusammenarbeit im SFB möchte ich diesem Sprecher Prof. Dr. Gerold Wefer danken.

Aus der freundschaftlichen und wissenschaftlichen Zusammenarbeit mit Priv.-Doz. Dr. Werner U. Ehrmann, Prof. Dr. Robert G. Douglas, Dr. Hannes Grobe, Priv.-Doz. Dr. Hans-W. Hubberten, Dr. Jürgen Pätzold, Prof. Dr. Hans-Petter Sejrup, Dr. Gerhard Schmiedl, Dr. Torsten Bickert, Dr. Jutta Wollenburg, Dr. Gerhard Kuhn und Priv.-Doz. Dr. Reiner Schlitzer sind oft neue Ideen erwachsen, von denen viele in diese Arbeit eingegangen sind. Auf die technische Unterstützung von Silvia Janisch, Dipl.-Ing. Günter Meyer, Gaby Traue, Marianne Warnkroß und Anja Wolf war immer Verlaß.

Allen genannten und nicht genannten Kollegen des Alfred-Wegener-Instituts und des Fachbereichs Geowissenschaften in Bremen gilt mein herzlicher und aufrichtiger Dank für 10 Jahre interessante Zusammenarbeit in Forschung und Lehre.

8. Literatur

- AAGAARD, K., BARRIE, L. A., CARMACK, E. C., GARRITY, C., JONES, E. P., LUBIN, D., MACDONALD, R. W., SWIFT, J. H., TUCKER, W. B., WHEELER, P. A. & WHRITNER, R. H. (1996, May 28). U.S., Canadian Researchers Explore Arctic Ocean. *EOS*, p. 209, 213.
- AAGAARD, K., FOLDVIK, A. & HILLMAN, S. R. (1987). The West-Spitsbergen Current: Disposition and water mass transformation. *J. Geophys. Res.*, **92**(C4), 3778-3784.
- AAGAARD, K., SWIFT, J. H. & CARMACK, E. C. (1985). Thermohaline circulation in the Arctic mediterranean seas. *J. Geophys. Res.*, **90**(C3), 4833-4846.
- AHRENS, M. J. (1994). *Benthische Foraminiferen in der Northeastwater-Polynya, Europäisches Nordmeer*. Diplomarbeit, Kiel, 120 S.
- ALMOGI-LABIN, A., SIMAN-TOV, R., ROSENFELD, A. & DEBARD, E. (1995). Occurrence and distribution of the foraminifer *Ammonia beccarii tepida* (Cushman) in water bodies, Recent and Quaternary, of the Dead Sea Rift. *Israel. Mar. Micropaleontol.*, **26**(1/4, Special Volume FORAMS 94), 153-159.
- ALTENBACH, A. V. (1991). *Glacial versus interglacial carbon cycling in the deep ocean: the foraminiferal response*. Report No. 15. GEOMAR, Kiel. 321-322 S.
- ALVE, E. & NAGY, J. (1986). Estuarine foraminiferal distribution in Sandebukta, a branch of the Oslo Fjord. *J. Foraminiferal Res.*, **16**(4), 261-284.
- ANDERSON, J. B. (1975). Ecology and distribution of foraminifera in the Weddell Sea of Antarctica. *Micropaleontology*, **21**(1), 69-96.
- ARCHER, D. & MAIER-REIMER, E. (1994). Effect of deep-sea sedimentary calcite preservation on atmospheric CO₂ concentration. *Nature*, **367**, 260-263.
- BANDY, O. L. & ECHOLS, R. J. (1964). Antarctic foraminiferal zonation. In *Biology of the Antarctic Seas*, Antarctic Research Series **1** (73-91).
- BANDY, O. L. & RODOLFO, K. S. (1964). Distribution of foraminifera and sediments, Peru-Chile Trench area. *Deep-Sea Res.*, **11**, 817-837.
- BARKER, P. F. & BURRELL, J. (1982). The influence upon southern ocean circulation, sedimentation, and climate of the opening of the Drake Passage. *Antarctic Geoscience, I.U.G.S.*, **B**(4), 377-385.
- BARKER, P. F. & KENNETT, J. P. (1990). *Proc. ODP, Sci. Results*. **113**. College Station, TX: Ocean Drilling Program, 1033 S.
- BARKER, R. W. (1960). Taxonomic notes on the species figured by H.B. Brady in his report on the foraminifera dredged by H.M.S. Challenger during the years 1873 - 1876. *Spec. Publ.*, **9**. SEPM, 238 S.
- BARMAWIDJAJA, D. M., JORISSEN, F. J., PUSKARIC, S. & VAN DER ZWAAN, G. J. (1992). Microhabitat selection by benthic foraminifera in the northern Adriatic Sea. *J. Foraminiferal Res.*, **22**(4), 297-317.
- 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.
- BARRERA, E. & HUBER, B. T. (1991). Paleogene and early Neogene oceanography of the Southern Ocean: Leg 119 foraminifer stable isotope results. In J. BARRON, B. LARSON ET AL. (Hrsg.), *Proc. ODP, Sci. Results*, **119** (693-717). College Station, TX: Ocean Drilling Program.
- BARRETT, P. J., HAMBREY, M. J., HARWOOD, D. M., PYNE, A. R. & WEBB, P.-N. (1989). Synthesis. In P. J. BARRETT (Hrsg.), *Antarctic Cenozoic History from the CIROS-1 Drillhole, McMurdo Sound, DSIR Bull.* **245** (241-251).
- BARRON, J. & LARSEN, B. (1991). *Proc. ODP, Sci. Results*. **119**. College Station, TX: Ocean Drilling Program, 1003 S.
- BARRY, R. G. (1989). The present climate of the Arctic Ocean and possible past and future states. In Y. HERMANN (Hrsg.), *The Arctic Seas, Climatology, Oceanography, Geology and Biology*, (1-46). New York: Van Nostrand Reinhold.
- BASOV, I. A. & KRASHENINNIKOV, V. A. (1983). Benthic Foraminifera in Mesozoic and Cenozoic sediments of the southwestern Atlantic as an indicator of paleoenvironment, Deep Sea Drilling Project Leg 71. In W. J. LUDWIG & V. A. KRASHENINNIKOV (Hrsg.), *Init. Repts. DSDP*, **71** (739-789).
- BATHMANN, U., FISCHER, G., MÜLLER, P. J. & GERDES, D. (1991). Short-term variations in particulate matter sedimentation off Kapp Norvegia, Weddell Sea, Antarctica: relation to water mass advection, ice cover, plankton biomass and feeding activity. *Polar Biology*, **11**, 185-195.

- BELANGER, P. E., CURRY, W. B. & MATTHEWS, R. K. (1981). Core-top evaluation of benthic foraminiferal isotopic ratios for paleo-oceanographic interpretations. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **33**, 205-220.
- BELANGER, P. E. & STREETER, S. S. (1980). Distribution and ecology of benthic foraminifera in the Norwegian-Greenland Sea. *Mar. Micropaleontol.*, **5**, 401-428.
- BERGER, W. H. (1989). Appendix. Global maps of ocean productivity. In W. H. BERGER, V. S. SMETACEK ET AL. (Hrsg.), *Productivity of the Ocean: Present and Past*, Dahlem Konferenzen (429-455). New York: John Wiley & Sons Ltd.
- BERGER, W. H., HERGUERA, J. C., LANGE, C. B. & SCHNEIDER, R. (1994). Palco-productivity: Flux proxies versus nutrient proxies and other problems concerning the Quaternary productivity record. In R. ZAHN, T. PEDERSEN ET AL. (Hrsg.), *Carbon Cycling in the Glacial Ocean: Constraints on the Ocean's Role in Global Change*, **17** (385-412). Heidelberg: Springer-Verlag.
- BERGER, W. H. & WEFER, G. (1990). Export production: seasonality and intermittency, and palcoceanographic implications. *Global and Planetary Change*, **3**(3), 245-254.
- BERGGREN, W. A. (1992). Neogene planktonic foraminifer magnetobiostratigraphy of the southern Kerguelen Plateau (Sites 747, 748, and 751). In S. W. WISE, JR., R. SCHLICH ET AL. (Hrsg.), *Proc. ODP, Sci. Results*, **120** (631-647). College Station, TX: Ocean Drilling Program.
- BERGGREN, W. A., KENT, D. V., FLYNN, J. J. & COUVERING, J. A. V. (1985). Cenozoic geochronology. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **96**, 1407-1418.
- BERGGREN, W. A., KENT, D. V., SWISHER, C. C. & AUBRY, M. P. (1995). A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In W. A. BERGGREN, D. V. KENT ET AL. (Hrsg.), *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlations: A unified temporal framework for an historical geology*, (129-212). Society for Sedimentary Geology Special Publication.
- BERGSTEN, H. (1994). Recent benthic foraminifera of a transect from the North Pole to the Yermak Plateau, eastern central Arctic Ocean. *Mar. Geol.*, **119**, 251-267.
- BERNHARD, J. M. (1986). Characteristic assemblages and morphologies of benthic foraminifera from anoxic, organic-rich deposits: Jurassic through Holocene. *J. Foraminiferal Res.*, **16**, 207-215.
- BERNHARD, J. M. & BOWSER, S. S. (1992). Bacterial biofilms as a trophic resource for certain benthic foraminifera. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **83**, 263-272.
- BICKERT, T. (1992). Rekonstruktion der spätquartären Bodenwasserzirkulation im östlichen Südatlantik über stabile Isotope benthischer Foraminiferen. *Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen*, **27**, 1-205.
- BICKERT, T. & WEFER, G. (im Druck). Late Quaternary deep water circulation in the South Atlantic: Reconstruction from carbonate dissolution and benthic stable isotopes. In G. WEFER, W. H. BERGER ET AL. (Hrsg.), *The South Atlantic: Present and Past Circulation*, Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag.
- BIRKENMAJER, K. (1988). Tertiary glacial and interglacial deposits, South Shetland Islands, Antarctica: geochronology versus biostratigraphy (a progress report). *Bull. Pol. Ac. Earth Sci.*, **36**(2), 133-144.
- BLACKMON, P. D. & TODD, R. (1959). Mineralogy of some foraminifera as related to their classification and ecology. *J. Paleont.*, **33**(1), 1-15.
- BOHRMANN, G., SPIEß, V., HINZE, H. & KUHN, G. (1992). Reflector "Pc" a prominent feature in the Maud Rise sediment sequence (eastern Weddell Sea): Occurrence, regional distribution and implications to silica diagenesis. *Mar. Geol.*, **106**, 69-87.
- BOLTOVSKOY, E. (1966). Depth at which foraminifera can survive in sediments. *Contribution from the Cushman Foundation to Foraminiferal Research*, **17**(2), 43-45.
- BOLTOVSKOY, E. (1978). Late Cenozoic benthonic foraminifera of the Ninetyeast Ridge (Indian Ocean). *Mar. Geol.*, **26**, 139-175.
- BOLTOVSKOY, E., GIUSSANI, G., WATANABE, S. & WRIGHT, R. (Hrsg.). (1980). *Atlas of benthic shelf foraminifera of the southwest Atlantic (147 S.)*. The Hague: Dr W. Junk bv Publishers.
- BOYLE, E., SCLATER, F. & EDMOND, J. M. (1976). On the marine geochemistry of Cadmium. *Nature*, **263**, 42-44.
- BOYLE, E. A. (1988). Cadmium: chemical tracer of deepwater paleoceanography. *Paleoceanography*, **3**(4), 471-489.
- BOYLE, E. A. (1992). Cadmium and $\delta^{13}\text{C}$ paleochemical ocean distributions during the stage 2 glacial maximum. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **20**, 245-287.

- BOYLE, E. A. (1994). A comparison of carbon isotopes and cadmium in the modern and glacial maximum ocean: can we account for the discrepancies? In R. ZAHN, T. F. PEDERSEN ET AL. (Hrsg.), Carbon Cycling in the Glacial Ocean: Constraints on the Ocean's Role in Global Change, NATO ASI Series I 17 (167-194). Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag.
- BOYLE, E. A. & KEIGWIN, L. D. (1985). Comparison of Atlantic and Pacific paleochemical records for the last 215,000 years: Changes in deep ocean circulation and chemical inventories. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **76**, 135-150.
- BOYLE, E. A., LABEYRIE, L. & DUPLESSY, J.-C. (1995). Calcitic foraminiferal data confirmed by cadmium in aragonitic *Hoeglundina*: Application to the last glacial maximum in the northern Indian Ocean. *Paleoceanography*, **10**(5), 881-900.
- BREMER, M. L. & LOHMANN, G. P. (1982). Evidence for primary control of the distribution of certain Atlantic Ocean benthonic foraminifera by degree of carbonate saturation. *Deep-Sea Res.*, **29**, 987-998.
- BREZA, J. & WISE, S. W., JR. (1992). Lower Oligocene ice-rafted debris on the Kerguelen Plateau: Evidence for East Antarctic continental glaciation. In S. W. WISE, JR., R. SCHLICH ET AL. (Hrsg.), Proc. ODP, Sci. Results, **120** (161-178). College Station, TX: Ocean Drilling Program.
- BROECKER, W. S. (1982). Glacial to interglacial changes in ocean chemistry. *Prog. Oceanog.*, **11**, 151-197.
- BROECKER, W. S. (1993). An oceanographic explanation for the apparent carbon isotope-cadmium discordancy in the glacial Antarctic? *Paleoceanography*, **8**(2), 137-139.
- BROECKER, W. S. & MAIER-REIMER, E. (1992). The influence of air and sea exchange on the carbon isotope distribution in the sea. *Global Biogeochem. Cycles*, **6**(3), 315-320.
- BROECKER, W. S. & PENG, T.-H. (1974). Gas exchange rates between air and sea. *Tellus*, **26**, 21-35.
- BROECKER, W. S. & PENG, T.-H. (1989). The cause of the glacial to interglacial atmospheric CO₂ change: a polar alkalinity hypothesis. *Global Biogeochem. Cycles*, **3**(3), 215-239.
- BROECKER, W. S. & TAKAHASHI, T. (1985). Sources and flow patterns of deep-ocean waters as deduced from potential temperature, salinity, and initial phosphate concentration. *J. Geophys. Res.*, **90**(C4), 6925-6939.
- BROWNING, J. V., MILLER, K. G. & PAK, D. K. (1996). Global implications of lower to middle Eocene sequence boundaries on the New Jersey coastal plain: The icehouse cometh. *Geology*, **24**(7), 639-642.
- BURCKLE, L. H. & CIRILLI, J. (1987). Origin of diatom ooze belt in the Southern Ocean: Implications for late Quaternary paleoceanography. *Micropaleontology*, **33**(1), 82-86.
- CANDE, S. C. & KENT, D. V. (1992). A new geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, **97**(B10), 13917-13951.
- CARALP, M. H. (1984). Quaternary calcareous benthic foraminifers, leg 80. In P. C. D. GRACIANSKY, C. W. POAG ET AL. (Hrsg.), Init. Repts. DSDP, **80** (725-755). Washington, D.C.: U.S. Govt. Printing Office.
- CARMACK, E. C. (1974). A quantitative characterization of water masses in the Weddell Sea during summer. *Deep-Sea Res.*, **21**, 431-443.
- CARMACK, E. C. & FOSTER, T. D. (1975). On the flow of water out of the Weddell Sea. *Deep-Sea Res.*, **22**, 711-724.
- CARMACK, E. C. & FOSTER, T. D. (1977). Water masses and circulation in the Weddell Sea. In M. J. DUNBAR (Hrsg.), *Polar Oceans*, (151-165). Calgary, Alberta, Canada: Arctic Institute of N. America.
- CHARLES, C. D. & FAIRBANKS, R. G. (1990). Glacial-interglacial changes in the isotopic gradients of Southern Ocean surface water. In U. BLEIL & J. THIEDE (Hrsg.), *The Geologic History of Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*, NATO ASI Ser **308** (519-538). Norwell, Mass.: Kluwer Academic.
- CHARLES, C. D., WRIGHT, J. D. & FAIRBANKS, R. G. (1993). Thermodynamic influences on the marine carbon isotope record. *Paleoceanography*, **8**(6), 691-197.
- CHAVE, K. E. (1954). Aspects of biochemistry of magnesium: 1. Calcareous marine organisms. *J. Geol.*, **62**, 266-283.
- CLYMER, A. K., BICE, D. M. & MONTANARI, A. (1996). Shocked quartz from the late Eocene: Impact evidence from Massignano, Italy. *Geology*, **24**(6), 483-486.
- COLONY, R. & THORNDIKE, A. S. (1985). Sea ice motion as a drunkard's walk. *J. Geophys. Res.*, **90**(C1), 965-974.
- CORLISS, B. H. (1979a). Size variation in the deep-sea benthonic foraminifer *Globocassidulina subglobosa* (Brady) in the southeast Indian Ocean. *J. Foraminiferal Res.*, **9**(1), 50-60.
- CORLISS, B. H. (1979b). Taxonomy of Recent deep-sea benthonic foraminifera from the southeast Indian Ocean. *Micropaleontology*, **25**(1), 1-19.

- CORLISS, B. H. (1983). Quaternary circulation of the Antarctic Circumpolar Current. *Deep-Sea Res.*, **30**(1), 47-61.
- CORLISS, B. H. (1985). Microhabitats of benthic foraminifera within deep-sea sediments. *Nature*, **314**, 435-438.
- CORLISS, B. H. (1991). Morphology and microhabitat preferences of benthic foraminifera from the northwest Atlantic Ocean. *Mar. Micropaleontol.*, **17**, 195-236.
- CORLISS, B. H. & CHEN, C. (1988). Morphotype patterns of Norwegian Sea deep-sea benthic foraminifera and ecological implications. *Geology*, **16**, 716-719.
- CORLISS, B. H. & EMERSON, S. (1990). Distribution of Rose Bengal stained deep-sea benthic foraminifera from the Nova Scotian continental margin and Gulf of Maine. *Deep-Sea Res.*, **37**(3), 381-400.
- CORLISS, B. H. & VAN WEERING, T. C. E. (1993). Living (stained) benthic Foraminifera within surficial sediments of the Skagerrak. *Mar. Geol.*, **111**, 323-335.
- COULL, B. C., ELLISON, R. L., FLEEGER, J. W., HIGGINS, R. P., HOPE, W. D., HUMMON, W. D., RIEGER, R. M., STERRER, W. E., THIEL, H. & TIETJEN, J. H. (1977). Quantitative estimates of the Meiofauna from the deep sea off North Carolina, USA. *Mar. Biol.*, **39**, 233-240.
- CRAIG, H. & GORDON, L. (1965). Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and marine atmosphere. In E. TONGIORGI (Hrsg.), *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures - Spoleto 1965*, (9-130). Pisa: CNR.
- CREASE, J. (1965). The flows of the Norwegian Sea Water through the Faroe Bank Channel. *Deep-Sea Res.*, **12**, 143-150.
- 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 ΣCO_2 between the last glaciation and the Holocene. *Paleoceanography*, **3**(3), 317-341.
- DEFELICE, D. R. & WISE, S. W., JR. (1981). Surface lithofacies, biofacies, and diatom diversity patterns as models for delineation of climatic change in the southeast Atlantic Ocean. *Mar. Micropaleontol.*, **6**, 29-70.
- DICKSON, R. R. & BROWN, J. (1994). The production of North Atlantic Deep Water: sources, rates, and pathways. *J. Geophys. Res.*, **99**(C3), 12319-12341.
- DIEKMANN, B., PETSCHICK, R., GINGELE, F. X., FÜTTERER, D. K., ABELMANN, A., BRATHAUER, U., GERSONDE, R. & MACKENSEN, A. (1996). Clay mineral fluctuations in Late Quaternary sediments of the southeastern South Atlantic: Implications for past changes of deep water advection. In G. WEFER, W. H. BERGER ET AL. (Hrsg.), *The South Atlantic: Present and Past Circulation*, (621-644). Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag.
- DIESTER-HAASS (1995). Middle Eocene to early Oligocene paleoceanography of the Antarctic Ocean (Maud Rise, ODP Leg 113, Site 689): change from a low to high productivity ocean. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **113**, 311-334.
- DIETRICH, G., KALLE, K., KRAUSS, W. & SIEDLER, G. (1975). *Allgemeine Meereskunde*. Berlin: Gebrüder Borntraeger, 593 S.
- DOUGLAS, R. G. (1979). Benthic foraminiferal ecology and paleoecology: a review of concepts and methods. In J. H. LIPPS, W. H. BERGER ET AL. (Hrsg.), *Foraminiferal Ecology and Paleoecology*, SEPM Short Course Notes No. 6 (21-53). Houston, Texas: SEPM.
- DOUGLAS, R. G., WALL, L. & COTTON, M. L. (1978). *The influence of sample quality and methods on the recovery of live benthic foraminifera in the southern California bight*. Report No. Vol. 2. Bureau of Land Management, Washington, D.C. S.
- DOUGLAS, R. G. & WOODRUFF, F. (1981). Deep-sea benthic foraminifera. In C. EMILIANI (Hrsg.), *The Oceanic Lithosphere, The Sea*, **7** (1233-1327). New York, N.Y.: Wiley-Interscience.
- DREWRY, D. J. (1991). The response of the Antarctic ice sheet to climatic change. In C. M. HARRIS & B. STONEHOUSE (Hrsg.), *Antarctic and Global Climatic Change*, (91-106). London: Belhaven Press.
- DUPLESSY, J. C., LABEYRIE, L., 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., MOYES, J. & PUJOL, C. (1980). Deep water formation in the North Atlantic Ocean during the last ice age. *Nature*, **286**, 479-482.
- DUPLESSY, J. C., SHACKLETON, N. J., FAIRBANKS, R. G., LABEYRIE, L., 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.

- DUPLESSY, J. C., SHACKLETON, N. J., MATTHEWS, R. K., PRELL, W., RUDDIMAN, W. F., CARALP, M. H. & HENDY, C. H. (1984). ^{13}C record of benthic foraminifera in the last interglacial ocean: implications for the carbon cycle and the global deep water circulation. *Quat. Res.*, **21**, 225-243.
- ECHOLS, R. J. (1971). Distribution of foraminifera in sediments of the Scotia Sea area, Antarctic waters. In J. L. REID (Hrsg.), *Antarctic Oceanology*, Antarctic Research Series **15** (93-168). Washington, D.C.: American Geophysical Union.
- EHRMANN, W. U. (1991). Implications of sediment composition on the southern Kerguelen Plateau for paleoclimate and depositional environment. In J. BARRON & B. LARSEN (Hrsg.), *Proc. ODP, Sci. Results*, **119** (185-210). College Station, TX: Ocean Drilling Program.
- EHRMANN, W. U. (1994). Die kanozoische Vereisungsgeschichte der Antarktis. *Ber. Polarforsch.*, **137**, 152.
- EHRMANN, W. U., HAMBREY, M. J., BALDAUF, J. G., BARRON, J., LARSEN, B., MACKENSEN, A., WISE, S. W., JR. & ZACHOS, J. C. (1992a). History of Antarctic glaciation: An Indian Ocean perspective. In R. A. DUNCAN, D. K. REA ET AL. (Hrsg.), *Synthesis of Results from Scientific Drilling in the Indian Ocean*, Geophysical Monograph **70** (423-446). Washington, D.C.: American Geophysical Union.
- EHRMANN, W. U. & MACKENSEN, A. (1992). Sedimentological evidence for the formation of an East Antarctic ice sheet in Eocene/Oligocene time. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **93**, 85-112.
- EHRMANN, W. U., MELLES, M., KUHN, G. & GROBE, H. (1992b). Significance of clay mineral assemblages in the Antarctic Ocean. *Mar. Geol.*, **107**, 249-273.
- ELLIS, B. F. & MESSINA, A. (1940). *Catalogue of Foraminifera, and supplements*. New York: American Museum of Natural History, 74360 S.
- EMILIANI, C. (1955). Pleistocene temperatures. *J. Geol.*, **63**(6), 538-578.
- EPPLEY, R. W. & PETERSEN, B. J. (1979). Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep ocean. *Nature*, **282**, 677-680.
- EPSTEIN, S., BUCHSBAUM, R., LOWENSTAMM, H. A. & UREY, H. C. (1953). Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **64**, 1315-1325.
- EPSTEIN, S. & MAYEDA, T. (1953). Variations of ^{18}O content of waters from natural sources. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **4**, 213-224.
- EREZ, J. & LUZ, B. (1983). Experimental paleotemperature equation for planktonic foraminifera. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**, 1025-1031.
- FAHRBACH, E., ROHARDT, G., SCHEELE, N., SCHRÖDER, M., STRASS, V. & WISOTZKI, A. (1995). Formation and discharge of deep and bottom water in the northwestern Weddell Sea. *Journal of Marine Research*, **53**(4), 515-538.
- 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.
- FOLDVIK, A. & GAMMELSRÖD, T. (1988). Notes on Southern Ocean hydrography, sea-ice and bottom water formation. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **67**, 3-17.
- FOLDVIK, A., GAMMELSRÖD, T. & TØRRESEN, T. (1985). Circulation and water masses on the southern Weddell Sea shelf. In S. S. JACOBS (Hrsg.), *Oceanology of the Antarctic continental shelf*, Antarctic Research Series **43** (5-20). Washington, DC: American Geophysical Union.
- FOSTER, T. D., FOLDVIK, A. & MIDDLETON, J. H. (1987). Mixing and bottom water formation in the shelf break region of the southern Weddell Sea. *Deep-Sea Res.*, **34**, 1771-1794.
- FRITZ, P. & FONTES, J. C. (Hrsg.). (1989). *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, 3, The Marine Environment, A (428 S.). Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo: Elsevier.
- FÜTTERER, D. K. (Hrsg.). (1994). *Berichte zur Polarforschung*, 149, Die Expedition ARCTIC '93. Der Fahrtabschnitt ARK-IX/4 mit FS "Polarstern" 1993. Bremerhaven: Alfred-Wegener-Institut.
- FÜTTERER, D. K., GROBE, H. & GRÜNIG, S. (1988). Quaternary sediment patterns in the Weddell Sea: relations and environmental conditions. *Paleoceanography*, **3**(5), 551-561.
- FÜTTERER, D. K. & MACKENSEN, A. (1995). *Arbeits- und Ergebnisbericht des TP B2 "Paläozirkulation des Boden- und Tiefenwassers" im SFB 261*. Report No. 1992-1995. Sonderforschungsbereich 261. 373-422.
- GAGE, J. D. & TYLER, P. A. (1991). *Deep-Sea Biology*. New York: Cambridge University Press, 504 S.
- GIERLOFF-EMDEN, H. G. (1982). *Das Eis des Meeres*. Berlin: Walter de Gruyter, 767-940.
- GILL, A. E. (1973). Circulation and bottom water production in the Weddell Sea. *Deep-Sea Res.*, **20**, 111-140.
- GOFAS, S. (1978). *Une approche du paléoenvironnement océanique: les foraminifères benthiques calcaires, traçeurs de la circulation abyssale*. Thèse doctorale, Université de Bretagne Occidentale Brest, 149 S.

- GOLDSTEIN, S. T. & MOODLEY, L. (1993). Gametogenesis and the life cycle of the foraminifer *Ammonia beccarii* (Linné) forma *tepida* (Cushman). *J. Foraminiferal Res.*, **23**(4), 213-220.
- GOODAY, A. J. (1986). Meiofaunal foraminiferans from the bathyal Porcupine seabight (northeast Atlantic): size structure, standing stock, species diversity and vertical distribution in the sediment. *Deep-Sea Res.*, **33**(10), 1345-1373.
- GOODAY, A. J. (1993). Deep-sea benthic foraminiferal species which exploit phytodetritus: Characteristic features and controls on distribution. *Mar. Micropaleontol.*, **22**, 187-205.
- GOODAY, A. J., BETT, B. J. & PRATT, D. N. (1993). Direct observation of episodic growth in an abyssal xenophyophore (Protista). *Deep-Sea Res.*, **40**(11/12), 2131-2143.
- GOODAY, A. J. & LAMBSHEAD, P. J. D. (1989). Influence of seasonally deposited phytodetritus on benthic foraminiferal populations in the bathyal northeast Atlantic: the species response. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **58**, 53-67.
- GORDON, A. L. (1986). Interocean exchange of thermocline water. *J. Geophys. Res.*, **91**, 5037-5046.
- GORDON, A. L., WEISS, R. F., SMETHIE, W. M. & WARNER, M. J. (1992). Thermocline and intermediate communication between the South Atlantic and Indian Oceans. *J. Geophys. Res.*, **97**(C5), 7223-7240.
- GRAHAM, D. W., CORLISS, B. H., BENDER, M. L. & KEIGWIN, L. D., JR. (1981). Carbon and oxygen isotopic disequilibria of Recent deep-sea benthic foraminifera. *Mar. Micropaleontol.*, **6**, 483-497.
- GREEN, K. E. (1960). Ecology of some Arctic foraminifera. *Micropaleontology*, **6**, 57-78.
- GROBE, H. & MACKENSEN, A. (1992). Late Quaternary climatic cycles as recorded in sediments from the Antarctic continental margin. In J. P. KENNETT & D. A. WARNKE (Hrsg.), *The Antarctic Paleoenvironment: A Perspective on Global Change*, Antarctic Research Series **56** (349-376). Washington, D.C.: American Geophysical Union.
- GROSSMAN, E. L. (1984). Carbon isotopic fractionation in live benthic foraminifera — comparison with inorganic precipitate studies. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**, 1505-1512.
- GROSSMAN, E. L. (1987). Stable isotopes in modern benthic foraminifera: a study of vital effect. *J. Foraminiferal Res.*, **17**, 48-61.
- GUILDERTSON, T. P., FAIRBANKS, R. G. & RUBENSTONE, J. L. (1994). Tropical temperature variations since 20,000 years ago: Modulating interhemispheric climate change. *Science*, **263**, 663-665.
- HAAKE, F.-W., COULBOURN, T. & BERGER, W. H. (1982). Benthic Foraminifera: Depth Distribution and Redeposition. In V. U. RAD, K. HINZ ET AL. (Hrsg.), *Geology of the Northwest African Continental Margin*, (632-657). Berlin: Springer-Verlag.
- HAAKE, F.-W. & PFLAUMANN, U. (1989). Late Pleistocene foraminiferal stratigraphy on the Vøring Plateau, Norwegian Sea. *Boreas*, **18**, 343-356.
- HAAKE, F. W. (1980). Benthische Foraminifere in Obeflächensedimenten und Kernen des Ostatlantiks vor Senegal/Gambia (Westafrika). *Meteor. Forsch.-Ergebn. C*, **32**, 1-29.
- HAAKE, F. W. (1982). Occurrences of living and dead salt marsh foraminifera in the interior of northern Germany. *Senckenbergiana marit.*, **14**, 217-225.
- HAMBREY, M. J., BARRETT, P. J., EHRMANN, W. U. & LARSEN, B. (1992). Cenozoic sedimentary processes on the Antarctic continental margin and the record from deep drilling. *Z. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd.*, **86**, 77-103.
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. (1987). Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, **235**, 1156-1167.
- HARLOFF, J. & MACKENSEN, A. (1997). Recent benthic foraminiferal associations and ecology of the Scotia Sea and Argentine Basin. *Mar. Micropaleontol.*, **31**(1,2), 1-29.
- HAYS, J. D., IMBRIE, J. & SHACKLETON, N. J. (1976). Variations in the earth's orbit: pacemaker of the ice ages. *Science*, **194**, 1121-1132.
- HELLAND-HANSEN, B. & NANSEN, F. (1909). The Norwegian Sea. Its physical oceanography based upon the Norwegian researches 1900-1904. *The Norwegian Report on Norwegian Fisheries and Marine Investigations.*, **2**. 359 S.
- HELLMER, H. H. (1985). "The Southern Ocean"; A survey of oceanographic and marine meteorological research work. *Ber. Polarforsch.*, **26**.
- HERB, R. (1971). Distribution of Recent benthic foraminifera in the Drake Passage. In A. LLANO & I. E. WALLEN (Hrsg.), *Biology of the Antarctic Seas IV*. Antarctic Research Series **17** (251—300). American Geophysical Union.

- HERGUERA, J. C. & BERGER, W. H. (1991). Paleoproductivity from benthic foraminifera abundance: Glacial to postglacial change in the west-equatorial Pacific. *Geology*, **19**, 1173-1176.
- HERGUERA, J. C., JANSEN, E. & BERGER, W. H. (1992). Evidence for a bathyal front at 2000 m depth in the glacial Pacific, based on a depth transect on Ontong Java Plateau. *Paleoceanography*, **7**(3), 273-288.
- HIBLER, W. D. (1989). Arctic ice-ocean dynamics. In Y. HERMANN (Hrsg.), *The Arctic Seas, Climatology, Oceanography, Geology, and Biology*, (47-91). Van Nostrand Reinhold.
- HODELL, D. A. (1993). Late Pleistocene paleoceanography of the South Atlantic sector of the southern ocean: Ocean Drilling Program Hole 704A. *Paleoceanography*, **8**(1), 47-67.
- HOEFS, J. (1997). *Stable isotope geochemistry*. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 201 S.
- HOWARD, W. R. & PRELL, W. L. (1994). Late Quaternary CaCO₃ production and preservation in the Southern Ocean: Implications for oceanic and atmospheric carbon cycling. *Paleoceanography*, **9**(3), 453-482.
- HUNT, A. S. & CORLISS, B. H. (1993). Distributions and microhabitats of living (stained) benthic foraminifera from the Canadian Arctic Archipelago. *Mar. Micropaleontol.*, **20**, 321-345.
- IMBRIE, J., BERGER, A., BOYLE, E. A., CLEMENS, S. C., DUFFY, A., HOWARD, W. R., KUKLA, G., KUTZBACH, J., MARTINSON, D. G., MCINTYRE, A., MIX, A. C., MOLFINO, B., MORLEY, J. J., PETERSON, L. C., PISIAS, N. G., PRELL, W. L., RAYMO, M. E., SHACKLETON, N. J. & TOGGWEILER, J. R. (1993). On the structure and origin of major glaciation cycles, 2, The 100,000-year cycle. *Paleoceanography*, **8**(6), 699-735.
- IMBRIE, J., BOYLE, E. A., CLEMENS, S. C., DUFFY, A., HOWARD, W. R., KUKLA, G., KUTZBACH, J., MARTINSON, D. G., MCINTYRE, A., MIX, A. C., MOLFINO, B., MORLEY, J. J., PETERSON, L. C., PISIAS, N. G., PRELL, W. L., RAYMO, M. E., SHACKLETON, N. J. & TOGGWEILER, J. R. (1992). On the structure and origin of major glaciation cycles, 1, Linear responses to Milankovitch forcing. *Paleoceanography*, **7**(6), 701-738.
- ISHMAN, S. E. & DOMACK, E. W. (1994). Oceanographic controls on benthic foraminifers from the Bellinghousen margin of the Antarctic Peninsula. *Mar. Micropaleontol.*, **24**(2), 119-155.
- JACOBS, S. S., FAIRBANKS, R. G. & HORIBE, Y. (1985). Origin and evolution of water masses near the Antarctic continental margin: Evidence from H₂¹⁸O/H₂¹⁶O ratios in seawater. In S. S. JACOBS (Hrsg.), *Oceanology of the Antarctic Continental Shelf, Antarctic Research Series 43* (59-85). Washington, DC: American Geophysical Union.
- JARKE, J. (1958). Sedimente und Mikrofaunen im Bereich der Grenzschwelle zweier ozeanischer Räume, dargestellt an einem Schnitt über den Island-Faröer-Rücken (Nordatlantischer Ozean - Rosengarten - Europäisches Nordmeer). *Geol. Rundschau*, **47**(1), 234-248.
- JOHANNESSEN, O. M. (1986). Brief overview of the physical oceanography. In B. G. HURDLE (Hrsg.), *The Nordic Seas*, (102-127). Springer.
- JONES, G. A. (1984). Advective transport of clay minerals in the region of the Rio Grande Rise. *Mar. Geol.*, **58**, 187-212.
- JONES, R. W. & CHARNOCK, M. A. (1985). "Morphogroups" of agglutinated foraminifera. Their life positions and feeding habits and potential applicability in (paleo)ecological studies. *Revue de Paléobiologie*, **4**, 311-320.
- JORISSEN, F. J., BARMAWIDJAJA, D. M., PUSKARIC, S. & VAN DER ZWAAN, G. J. (1992). Vertical distribution of benthic foraminifera in the northern Adriatic Sea: The relation with the organic flux. *Mar. Micropaleontol.*, **19**, 131-146.
- JORISSEN, F. J., DE STIGTER, H. C. & WIDMARK, J. G. V. (1995). A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats. *Mar. Micropaleontol.*, **26**(1/4), 3-15.
- KAIHO, K. (1994). Benthic foraminiferal dissolved-oxygen index and dissolved-oxygen levels in the modern ocean. *Geology*, **22**(8), 719-722.
- KAMINISKI, M. A. (1985). Evidence for control of abyssal agglutinated foraminiferal community structure by substrate disturbance: results from the HEBBLE area. *Mar. Geol.*, **66**, 113-131.
- KAMINSKI, M. A., GRASSLE, J. F. & WHITLATCH, R. B. (1988). Life history and recolonization among agglutinated foraminifera in the Panama Basin. *Abh. Geol., B.-A.*, **41**, 229-243.
- KAPITSA, A. P., RIDLEY, J. K., ROBIN, G. D. Q., SIEGERT, M. J. & ZOTIKOV, I. A. (1996). A large deep freshwater lake beneath the ice of central East Antarctica. *Nature*, **381**, 684-686.
- KEIGWIN, L. D. & CORLISS, B. H. (1986). Stable isotopes in late middle Eocene to Oligocene foraminifera. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **97**(3), 335-345.

- KELLOGG, T. B. (1987). Glacial-Interglacial changes in global deepwater circulation. *Paleoceanography*, **2**, 259-271.
- KENNETT, J. P. & BARKER, P. F. (1990). Latest Cretaceous to Cenozoic climate and oceanographic developments in the Weddell Sea, Antarctica: An ocean-drilling perspective. In P. F. BARKER, J. P. KENNETT ET AL. (Hrsg.), *Proc. ODP, Sci. Results*, **113** (937-960). College Station, TX: Ocean Drilling Program.
- KENNETT, J. P. & SHACKLETON, N. S. (1976). Oxygen isotopic evidence for the development of the psychrosphere 38 Myr. ago. *Nature*, **260**, 513-515.
- KILLWORTH, P. D. (1977). Some models of bottom water formation. In M. J. DUNBAR (Hrsg.), *Polar Oceans*, (179-189). Canada: Arctic Institute of N. America.
- KILLWORTH, P. D. (1979). On "chimney" formations in the oceans. *J. Phys. Oceanogr.*, **9**, 531-554.
- KILLWORTH, P. D. (1983). Deep convection in the world ocean. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **21**, 1-26.
- KIPFSTUHL, J. (1991). Zur Entstehung von Unterwassereis und das Wachstum und die Energiebilanz des Meereises in der Atka Bucht, Antarktis. *Ber. Polarforsch.*, **85**, 1-88.
- KLEIN, R. T., LOHMANN, K. C. & THAYER, C. W. (1996). Bivalve skeletons record sea-surface temperature and $\delta^{18}\text{O}$ via Mg/Ca and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios. *Geology*, **24**(5), 415-418.
- KROOPNICK, P. (1974). The dissolved O_2 - CO_2 - ^{13}C system in the eastern equatorial Pacific. *Deep-Sea Res.*, **21**, 211-227.
- KROOPNICK, P. (1980). The distribution of ^{13}C in the Atlantic Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **49**, 469-484.
- KROOPNICK, P. M. (1985). The distribution of ^{13}C of total CO_2 in the world oceans. *Deep-Sea Res.*, **32**(1), 57-84.
- KUHN, G. & WEBER, M. E. (1993). Acoustical characterization of sediments by Parasound and 3.5kHz systems: Related sedimentary processes on the southeastern Weddell Sea continental slope, Antarctica. *Mar. Geol.*, **113**, 201-217.
- KUMAR, N., ANDERSON, R. F., MORTLOCK, R. A., FROELICH, P. N., KUBIK, P., DITTRICH-HANNEN, B. & SUTER, M. (1995). Increased biological productivity and export production in the glacial Southern Ocean. *Nature*, **378**, 675-680.
- LABEYRIE, L. D., DUPLESSY, J. C. & BLANC, P. L. (1987). Variations in mode of formation and temperature of oceanic deep waters over the past 125,000 years. *Nature*, **327**, 477-482.
- LAGOE, M. B. (1977). Recent benthic foraminifera from the central Arctic Ocean. *J. Foraminiferal Res.*, **7**, 106-130.
- LAGOE, M. B. (1980). Recent Arctic foraminifera: an overview. In M. E. FIELD, A. H. BOUMA ET AL. (Hrsg.), *Quaternary depositional environments of the Pacific coast. Pacific Coast Paleogeographic Symposium 4*, Pacific Section, Los Angeles (33-42). Los Angeles: S.E.P.M.
- LAUTENSCHLAGER, M., MIKOLAJEWICZ, U., MAIER-REIMER, E. & HEINZE, C. (1992). Application of ocean models for the interpretation of atmospheric general circulation model experiments on the climate of the last glacial maximum. *Paleoceanography*, **7**(6), 769-782.
- LEA, D. & BOYLE, E. (1989). Barium content of benthic foraminifera controlled by bottom-water composition. *Nature*(338), 751-753.
- LEA, D. W. (1993). Constraints on the alkalinity and circulation of glacial Circumpolar Deep Water from benthic foraminiferal barium. *Global Biogeochem. Cycles*, **7**, 695-710.
- LEA, D. W. & BOYLE, E. A. (1991). Barium in planktonic foraminifera. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**, 3321-3331.
- LEA, D. W. & BOYLE, E. A. (1993). Reply to the Comment by N.E. Pingitore Jr. on "Barium in planktonic foraminifera". *Geochim. Cosmochim. Acta*, **57**, 471-473.
- LEA, D. W. & SPERO, H. J. (1994). Assessing the reliability of paleochemical tracers: Barium uptake in the shells of planktonic foraminifera. *Paleoceanography*, **9**(3), 445-452.
- LEE, A. J. (1967). Temperature and salinity distributions as shown by sections normal to the Iceland-Faroe Ridge. In J. B. TAIT (Hrsg.), *The Iceland-Faroe Ridge International (ICES) "Overflow" Expedition, May-June, 1960.*, *Rapports et Procès-Verbaux des Reunions* **157** (100-134). Copenhagen: Andr. Fred. Høst & Fils.
- LEUTENEGGER, S. & HANSEN, H. J. (1979). Ultrastructural and radiotracer studies of pore function in foraminifera. *Mar. Biol.*, **54**, 11-16.
- LINKE, P. & LUTZE, G. F. (1993). Microhabitat preferences of benthic foraminifera—a static concept or a dynamic adaptation to optimize food acquisition? *Mar. Micropaleontol.*, **20**, 215-134.

- LIPPS, J. H. (1983). Biotic interactions in benthic foraminifera. In M. J. S. TEVESZ & MCCALL (Hrsg.), *Biotic Interactions in Recent and Fossil Benthic Communities*, New York & London (331-376). New York & London: Plenum Press.
- LIPPS, J. H. & DELACA, T. E. (1980). Shallow-water foraminiferal ecology, Pacific Ocean. In M. E. FIELD, A. H. BOUMA ET AL. (Hrsg.), *Pacific Coast Paleogeographic Symposium 4, Quaternary depositional environments of the Pacific coast (325-340)*. Los Angeles: Pacific Section, S.E.P.M.
- LJØEN, R. N., O. (1969). On the hydrography of the shelf waters off Møre and Helgeland. *Fiskeridirektoratets Skrifter, Serie Havundersøkelser*, **15**, 285-294.
- LOEBLICH, A. R. & TAPPAN, H. (1953). Studies of Arctic foraminifera. *Smithon. Miscell. Coll.*, **121**, 1-150.
- LOEBLICH, A. R., JR. & TAPPAN, H. (1964). Protista 2. Sarcodina. Chiefly "Thecamoebians" and Foraminiferida. In R. C. MOORE (Hrsg.), *Treatise on Invertebrate Paleontology*, (1410). University of Kansas Press.
- LOEBLICH, A. R., JR. & TAPPAN, H. (1988). *Foraminiferal genera and their classification*. New York: Van Nostrand Reinhold Company, 869 S.
- LOHMANN, G. P. (1978). Abyssal benthonic foraminifera as hydrographic indicators in the western South Atlantic Ocean. *J. Foraminiferal Res.*, **8**, 6-34.
- LONSDALE, P. & HOLLISTER, C. D. (1979). A near-bottom traverse of Rockall Trough hydrographic and geological inferences. *Oceanol. Acta*, **2**, 11-105.
- LOUBERE, P. (1987). Late Pliocene variations in the carbon isotope values of North Atlantic benthic foraminifera: biotic control of the isotopic record? *Mar. Geol.*, **76**, 45-56.
- LOUBERE, P. (1991). Deep-sea benthic foraminiferal assemblage response to a surface ocean productivity gradient: a test. *Paleoceanography*, **6**(2), 193-204.
- LOUBERE, P. (1994). Quantitative estimation of surface ocean productivity and bottom water oxygen concentration using benthic Foraminifera. *Paleoceanography*, **9**(5), 723-738.
- LUKASHINA, N. P. (1983). The distribution of recent bottom-dwelling foraminifera in the northeast Atlantic. *Oceanology*, **23**(1), 72-75.
- LUKASHINA, N. P. (1988). Benthic Foraminifera communities and water masses of the North Atlantic and the Norway-Greenland Basin. *Oceanology*, **28**(5), 612-617.
- LUTERBACHER, H. P. (1984). Paläobathymetrie: Konzepte, Methoden, Möglichkeiten, Probleme. In H. P. LUTERBACHER (Hrsg.), *Paläobathymetrie, Paläontologische Kursbücher 2 (1-38)*. München: Paläontologische Gesellschaft Selbstverlag.
- LUTZE, G. F. (1964). Zum Färben rezenter Foraminiferen. *Meyniana*, **14**, 43-47.
- LUTZE, G. F. (1974). Benthische Foraminiferen in Oberflächen-Sedimenten des Persischen Golfes. Teil 1: Arten. *Meteor. Forsch.-Ergebn. C*, **17**, 1-66.
- LUTZE, G. F. (1986). *Uvigerina* species of the eastern North Atlantic. In G. J. V. D. ZWAAN, F. J. JORISSEN ET AL. (Hrsg.), *Atlantic-European Oligocene to Recent Uvigerina*, **35** (21-46). *Utrecht Micropaleontological Bulletins*.
- LUTZE, G. F. & ALTENBACH, A. (1991). Technik und Signifikanz der Lebendfärbung benthischer Foraminiferen mit Bengalrot. *Geol. Jahrb., A*, **128**, 251-265.
- LUTZE, G. F. & COULBOURN, W. T. (1984). Recent benthic foraminifera from the continental margin of northwest Africa: community structure and distribution. *Mar. Micropalaeontol.*, **8**, 361-401.
- LUTZE, G. F., MACKENSEN, A. & WEFER, G. (1983). Foraminiferen der Kieler Bucht: 2. Salinitätsansprüche von *Eggerella scabra* (Williamson). *Meyniana*, **35**, 55-65.
- LUTZE, G. F. & SALOMON, B. (1987). Foraminiferen-Verbreitung zwischen Norwegen und Grönland: ein Ost-West Profil. *Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel*, **6**, 69-78.
- LUTZE, G. F. & THIEL, H. (1987). *Cibicidoides wuellerstorfi* and *Planulina ariminensis*, *elevated epibenthic Foraminifera*. Report No. 6. Sonderforschungsbereich 313, Universität Kiel. S.
- LYNCH-STIEGLITZ, J. & FAIRBANKS, R. G. (1994). A conservative tracer for glacial ocean circulation from carbon isotope and paleonutrient measurements in benthic foraminifera. *Nature*, **369**, 308-310.
- LYNCH-STIEGLITZ, J., FAIRBANKS, R. G. & CHARLES, C. D. (1994). Glacial-interglacial history of Antarctic Intermediate Water: Relative strengths of Antarctic versus Indian Ocean sources. *Paleoceanography*, **9**(1), 7-30.
- LYNCH-STIEGLITZ, J., STOCKER, T. F., BROECKER, W. S. & FAIRBANKS, R. G. (1995). The influence of air-sea exchange on the isotopic composition of oceanic carbon: Observations and modeling. *Global Biogeochem. Cycles*, **9**(4), 653-665.

- MACDONALD, A. M. & WUNSCH, C. (1996). An estimate of global ocean circulation and heat fluxes. *Nature*, **382**, 436-439.
- MACDONALD, R. (1996). Awakenings in the Arctic. *Nature*, **380**, 286-287.
- MACKENSEN, A. (1987a). Benthic foraminifera in the eastern Weddell Sea. In D. K. FÜTTERER (Hrsg.), *Die Expedition Antarktis IV mit FS "Polarstern" 1985/86*. Ber. Polarforsch., **33** (89-94). Bremerhaven:
- MACKENSEN, A. (1987b). Benthische Foraminiferen auf dem Island-Schottland Rücken: Umwelt-Anzeiger an der Grenze zweier ozeanischer Räume. *Paläontol. Z.*, **61**(3/4), 149-179.
- MACKENSEN, A. (1992). Neogene benthic foraminifers from the southern Indian Ocean (Kerguelen Plateau): biostratigraphy and paleoecology. In S. W. WISE, JR., R. SCHLICH ET AL. (Hrsg.), *Proc. ODP, Sci. Results*, **120** (649-674). College Station, TX: Ocean Drilling Program.
- MACKENSEN, A., BARRERA, E. & HUBBERTEN, H.-W. (1992). Neogene circulation in the Southern Indian Ocean: evidence from benthic foraminifers, carbonate data, and stable isotope analyses (Site 751). In S. W. WISE, JR., R. SCHLICH ET AL. (Hrsg.), *Proc. ODP, Sci. Results*, **120** (867-880). College Station, TX: Ocean Drilling Program.
- MACKENSEN, A. & BERGGREN, W. A. (1992). Paleogene benthic foraminifers from the Southern Indian Ocean (Kerguelen Plateau): biostratigraphy and paleoecology. In S. W. WISE, JR., R. SCHLICH ET AL. (Hrsg.), *Proc. ODP, Sci. Results*, **120** (603-630). College Station, TX: Ocean Drilling Program.
- MACKENSEN, A. & DOUGLAS, R. G. (1989). Down-core distribution of live and dead deep-water benthic foraminifera in box cores from the Weddell Sea and the California continental borderland. *Deep-Sea Res.*, **36**(6), 879-900.
- MACKENSEN, A. & EHRMANN, W. U. (1992). Middle Eocene through early Oligocene climate history and paleoceanography in the Southern Ocean: Stable oxygen and carbon isotopes from ODP sites on Maud Rise and Kerguelen Plateau. *Mar. Geol.*, **108**, 1-27.
- MACKENSEN, A., FÜTTERER, D. K., GROBE, H. & SCHMIEDL, G. (1993a). Benthic foraminiferal assemblages from the eastern South Atlantic Polar Front region between 35° and 57°S: Distribution, ecology and fossilization potential. *Mar. Micropaleontol.*, **22**, 33-69.
- MACKENSEN, A., GROBE, H., HUBBERTEN, H.-W. & KUHN, G. (1994a). Benthic foraminiferal assemblages and the $\delta^{13}\text{C}$ -signal in the Atlantic sector of the southern ocean: Glacial-to-interglacial contrasts. In R. ZAHN, T. PEDERSEN ET AL. (Hrsg.), *Carbon Cycling in the Glacial Ocean: Constraints on the Ocean's Role in Global Change*. NATO ASI Series **I 17** (105-144). Heidelberg: Springer-Verlag.
- MACKENSEN, A., GROBE, H., HUBBERTEN, H.-W., SPIESS, V. & FÜTTERER, D. K. (1989). Stable isotope stratigraphy from the Antarctic continental margin during the last one million years. *Mar. Geol.*, **87**, 315-321.
- MACKENSEN, A., GROBE, H., KUHN, G. & FÜTTERER, D. K. (1990). Benthic foraminiferal assemblages from the eastern Weddell Sea between 68 and 73°S: distribution, ecology and fossilization potential. *Mar. Micropaleontol.*, **16**, 241-283.
- MACKENSEN, A. & HALD, M. (1988). *Cassidulina teretis* Tappan and *C. laevigata* d'Orbigny: their living and late Quaternary distribution in northern seas. *J. Foraminiferal Res.*, **18**(1), 16-24.
- MACKENSEN, A., HUBBERTEN, H.-W., BICKERT, T., FISCHER, G. & FÜTTERER, D. K. (1993b). The $\delta^{13}\text{C}$ in benthic foraminiferal tests 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.
- MACKENSEN, A., HUBBERTEN, H.-W., SCHEELE, N. & SCHLITZER, R. (1996). Decoupling of $\delta^{13}\text{C}\Sigma\text{CO}_2$ and phosphate in Recent Weddell Sea Deep and Bottom Water: Implications for glacial southern ocean paleoceanography. *Paleoceanography*, **11**(2), 203-215.
- MACKENSEN, A., KOPSCH, C., NAM, S., NOTHOLT, H. & WEBER, M. (1994b). Marine Geology. In H.-J. HIRCHE & G. KATTNER (Hrsg.), *Die Nordostwasser-Polynja-Expedition 1993*. Ber. Polarforsch., **142** (134-141).
- MACKENSEN, A. & QVALE, G. (1985). Differences between the depth distribution of living and dead benthic foraminifera along the Norwegian continental slope. *Terra cognita*, **5**(1), 73.
- MACKENSEN, A., SCHMIEDL, G., HARLOFF, J. & GIESE, M. (1995). Deep-sea Foraminifera in the South Atlantic Ocean: ecology and assemblage generation. *Micropaleontology*, **41**(4), 342-358.
- MACKENSEN, A., SEJRUP, H. P. & JANSEN, E. (1985). The distribution of living benthic foraminifera on the continental slope and rise off southwest Norway. *Mar. Micropaleontol.*, **9**, 275-306.

- MACKENSEN, A. & SPIEGLER, D. (1992). Middle Eocene to early Pliocene *Bolboforma* (Algae?) from the Kerguelen Plateau, Southern Indian Ocean. In S. W. WISE, JR., R. SCHLICH ET AL. (Hrsg.), Proc. ODP, Sci. Results, **120** (675-682). College Station, TX: Ocean Drilling Program.
- MACKENSEN, A., VAN ENST, J. W. A., LENSCH, N. & BLOME, D. (1988). Marine Geologie. In D. K. FÜTTERER (Hrsg.), Die Expedition ANTARKTIS-VI mit PS "Polarstern" 1987/88. Ber. Polarforsch., **58** (53-56).
- MADSEN, H. B. & KNUDSEN, K. L. (1994). Recent foraminifera in shelf sediments of the Scoresby Sund fjord, East Greenland. *Boreas*, **23**, 495-504.
- MANTYLA, A. W. & REID, J. L. (1983). Abyssal characteristics of the world ocean waters. *Deep-Sea Res.*, **30**, 805-833.
- MARGOLIS, S. V., KROOPNICK, P. M. & GOODNEY, D. E. (1977). Cenozoic and late Mesozoic paleoenvironmental and paleoglaciation history recorded in circum-Antarctic deep-sea sediment. *Mar. Geol.*, **25**, 131-148.
- MCCORKLE, D. C., EMERSON, S. R. & QUAY, P. D. (1985). Stable carbon isotopes in marine porewaters. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **74**, 13-26.
- MCCORKLE, D. C. & KEIGWIN, L. D. (1994). Depth profiles of $\delta^{13}\text{C}$ in bottom water and core-top *C. wuellerstorfi* on the Ontong-Java Plateau and Emperor Seamounts. *Paleoceanography*, **9**(2), 197-208.
- MCCORKLE, D. C., KEIGWIN, L. D., CORLISS, B. H. & EMERSON, S. R. (1990). The influence of microhabitats on the carbon isotopic composition of deep-sea benthic foraminifera. *Paleoceanography*, **5**(2), 161-185.
- MCCORKLE, D. C. & KLINKHAMMER, G. P. (1991). Pore water Cadmium geochemistry and the pore water Cadmium: $\delta^{13}\text{C}$ relationship. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**, 161-168.
- MCCORKLE, D. C., MARTIN, P. A., LEA, D. W. & KLINKHAMMER, G. P. (1995). Evidence of a dissolution effect on benthic foraminiferal shell chemistry: $\delta^{13}\text{C}$, Cd/Ca, Ba/Ca, and Sr/Ca results from the Ontong Java Plateau. *Paleoceanography*, **10**(4), 699-714.
- MCCORKLE, D. C., VEEH, H. H. & HEGGIE, D. T. (1994). Glacial-Holocene paleoproductivity off western Australia: a comparison of proxy records. In R. ZAHN, T. PEDERSEN ET AL. (Hrsg.), Carbon Cycling in the Glacial Ocean: Constraints on the Ocean's Role in Global Change, NATO ASI Series **117** (443-480). Heidelberg: Springer-Verlag.
- MEAD, G. A. (1985). Recent benthic foraminifera in the Polar Front region of the southwest Atlantic. *Micropaleontology*, **31**(3), 221-248.
- MEAD, G. A. & KENNETT, J. P. (1987). The distribution of Recent benthic foraminifera in the Polar Front region, southwest Atlantic. *Mar. Micropaleontol.*, **11**, 343-360.
- MEDIOLI, F. S. & SCOTT, D. B. (1978). Emandation of the genus *Discanomalina* Asano and its implications on the taxonomy of some of the attached foraminiferal forms. *Micropaleontology*, **24**(3), 291-302.
- MEINCKE, J. (1983). The modern current regime across the Greenland-Scotland Ridge. In M. H. P. BOTT, S. SAXOW ET AL. (Hrsg.), Structure and Development of the Greenland-Scotland Ridge, (637-650). New York & London: Plenum Press.
- MELLES, M. & KUHN, G. (1993). Sub-bottom profiling and sedimentological studies in the southern Weddell Sea, Antarctic: evidence for large-scale erosional/depositional processes. *Deep-Sea Res.*, **40**(4), 739-760.
- MILLER, K. G., FAIRBANKS, R. G. & MOUNTAIN, G. S. (1987). Tertiary oxygen isotope synthesis, sea level history, and continental margin erosion. *Paleoceanography*, **2**(1), 1-19.
- MILLER, K. G. & LOHMANN, G. P. (1982). Environmental distribution of Recent benthic foraminifera on the northeast United States continental slope. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **93**(3), 200-206.
- MILLER, K. G., WRIGHT, J. D. & FAIRBANKS, R. G. (1991). Unlocking the ice house: Oligocene-Miocene oxygen isotopes, eustasy, and marginal erosion. *J. Geophys. Res.*, **96**(B4), 6829-6848.
- MOODLEY, L., TROELSTRA, S. R. & VAN WEERING, T. C. E. (1992). Benthic foraminiferal response to environmental change in the Skagerrak, northeastern North Sea. In L. MOODLEY (Hrsg.), Experimental Ecology of Benthic Foraminifera in Soft Sediments and its (Paleo) Environmental Significance, (41-58). Dissertation, Vrije Universiteit, Amsterdam.
- MOOK, W. G. (1978). *Stable carbon and oxygen isotopes in natural waters of the Netherlands*. Report No. 129. International Atomic Energy Agency. 163-190 S, Vienna 1978
- MOOK, W. G., BOMMERSON, J. C. & STAVERMAN, W. H. (1974). Carbon isotope fractionation between dissolved bicarbonate and gaseous carbon dioxide. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **22**, 169-176.
- MORKHOVEN, F. P. C. M. V., BERGGREN, W. A. & EDWARDS, A. S. (1986). Cenozoic cosmopolitan deep-water benthic foraminifera. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, Mem.*, **11**, 421 S.

- MUDIE, P. J., KEEN, C. E., HARDY, I. A. & VILKS, G. (1984). Multivariate analysis and quantitative paleoecology of benthic foraminifera in surface and Late Quaternary shelf sediments, northern Canada. *Mar. Micropaleontol.*, **8**, 283-313.
- MURRAY, J. W. (1973). *Distribution and Ecology of Living Benthic Foraminiferids*. London: Heinemann, 288 S.
- MURRAY, J. W. (1984). Paleogene and Neogene benthic foraminifera from Rockall Plateau. In D. G. ROBERTS & D. SCHNITKER (Hrsg.), *Init. Repts. DSDP*, **81** (503-534). Washington: U.S. Government Printing Office.
- MURRAY, J. W. (1991). *Ecology and Palaeoecology of Benthic Foraminifera*. New York: Longman Scientific & Technical, John Wiley & Sons Inc., 397 S.
- NØRVANG, A. (1945). *The zoology of Iceland, Foraminifera*. **2/2**. Copenhagen & Reykjavik: Ejnar Munksgaard, 79 S.
- NÜRNBERG, D. (1991). *Haupt- und Spurenelemente in Foraminiferengehäusen - Hinweise auf klimatische und ozeanographische Änderungen im nördlichen Nordatlantik während des Spätquartärs*. Dissertation, University Kiel, 1-117 S.
- NYHOLM, K.-G. (1953). Morphogenesis and biology of the foraminifer *Cibicides lobatulus*. *Zool. Bidrag*, **33**, 157-200.
- O'NEIL, J. R. (1968). Hydrogen and oxygen isotope fractionation between ice and water. *Nature*, **72**, 3683-3684.
- O'NEIL, J. R., CLAYTON, R. N. & MAYEDA, T. K. (1969). Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *J. Chem. Phys.*, **31**, 5547-5558.
- OBERHÄNSLI, H., MÜLLER-MERZ, E. & OBERHÄNSLI, R. (1991). Eocene paleoceanographic evolution at 20-30°S in the Atlantic Ocean. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **83**, 173-215.
- OERLEMANS, J. (1982). A model of the Antarctic ice sheet. *Nature*, **297**, 550-553.
- 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 $\delta^{13}\text{C}$ variability. *Paleoceanography*, **5**, 43-54.
- OPPO, D. W. & ROSENTHAL, Y. (1994). Cd/Ca changes in a deep Cape Basin core over the past 730,000 years: Response of circumpolar deepwater variability to northern hemisphere ice sheet melting? *Paleoceanography*, **9**(5), 661-676.
- ORSI, A., NOWLIN, W. D., JR. & WHITWORTH, T., III. (1993). On the circulation and stratification of the Weddell Gyre. *Deep-Sea Res.*, **40**(1), 169-203.
- OSTERMAN, L. E. & NELSON, A. R. (1989). Latest Quaternary and Holocene paleoceanography of the eastern Baffin Island continental shelf, Canada: benthic foraminiferal evidence. *Can. J. Earth Sci.*, **26**, 2236-2248.
- ÖSTLUND, H. G., CRAIG, C., BROECKER, W. S. & SPENCER, D. (Hrsg.). (1987). *GEOSECS Atlas Series, 7*, GEOSECS Atlantic, Pacific, and Indian Ocean Expeditions, Shorebased Data and Graphics (200 S.). Washington, D.C.: Government Printing Office.
- PETERSON, R. G. & STRAMMA, L. (1991). Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Prog. Oceanog.*, **26**, 1-73.
- PETERSON, W. H. & ROOTH, C. G. H. (1976). Formation and exchange of deep waters in the Greenland and Norwegian seas. *Deep-Sea Res.*, **23**, 273-283.
- PETSCHIK, R., KUHN, G. & GINGELE, F. (1996). Clay mineral distribution in surface sediments of the South Atlantic: sources, transport, and relation to oceanography. *Mar. Geol.*, **130**, 203-229.
- PHLEGER, F. B. (1952). Foraminifera distribution in some sediment samples from the Canadian and Greenland Arctic. *Contrib. Cushman Found. Foraminifera*, **3**, 80-89.
- PHLEGER, F. B., PARKER, F. L. & PEIRSON, J. F. (1953). North Atlantic Foraminifera. *Reports Swedish Deep Sea Expedition*, **7**, 122 S.
- PISIAS, N. G., PRELL, W., PRAHL, F., DELANEY, M., LEA, D., JASPER, J., POPP, B., RAU, G., MURRAY, R., MCCORKLE, D., REA, D., DERRY, L. & WORKSHOP-PARTICIPANTS (1995). *MESH Proxy Development Workshop Report*. Report No. NSF OCE-9410900. Oregon State University. 75 S, Sept. 1995
- PLATT, T. & HARRISON, G. (1985). Biogenic fluxes of carbon and oxygen in the ocean. *Nature*, **318**, 55-58.
- POAG, C. W. (1981). *Ecologic atlas of benthic foraminifera of the Gulf of Mexico*. *Marine Science International*, Woods Hole, Massachusetts: Academic Press, 174 S.

- POLZIN, K. L., SPEER, K. G., TOOLE, J. M. & SCHMITT, R. W. (1996). Intense mixing of Antarctic Bottom Water in the equatorial Atlantic Ocean. *Nature*, **380**, 54-57.
- PRENTICE, M. L. & MATTHEWS, R. K. (1988). Cenozoic ice-volume history: development of a composite oxygen isotope record. *Geology*, **16**, 963-966.
- PRENTICE, M. L. & MATTHEWS, R. K. (1991). Tertiary ice sheet dynamics: the snow gun hypothesis. *J. Geophys. Res.*, **96**(B4), 6811-6827.
- QUADFASEL, D., GASCARD, J. & KOLTERMANN, K. P. (1987). Large mesoscale oceanography in Fram Strait during the 1984 Marginal Ice Zone Experiment. *J. Geophys. Res.*, **92**(C7), 6719-6728.
- 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.
- REID, J. L., NOWLIN, W. D., JR. & PATZERT, W. C. (1977). On the characteristics and circulations of the Southwestern Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **7**, 62-91.
- REIMNITZ, E., MARINKOVICH, L., JR., MCCORMICK, M. & BRIGGS, W. M. (1992). Suspension freezing of bottom sediment and biota in the Northwest Passage and implications for Arctic Ocean sedimentation. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **29**, 693-703.
- RESIG, J. M. (1981). Biogeography of benthic foraminifera of the northern Nazca plate and adjacent continental margin. *Geol. Soc. Am. Mem.*, **154**, 619-666.
- RICHTER, G. (1961). Beobachtungen zur Ökologie einiger Foraminiferen des Jade-Gebietes. *Natur und Volk*, **91**, 163-170.
- RICHTER, G. (1964). Zur Ökologie der Foraminiferen. *Natur und Museum*, **94**, 343-353.
- RINTOUL, S. R. (1991). South Atlantic interbasin exchange. *J. Geophys. Res.*, **96**(C2), 2675-2692.
- ROBERT, C. & MAILLOT, H. (1990). Paleoenvironments in the Weddell Sea area and Antarctic climates; as deduced from clay mineral associations and geochemical data, ODP Leg 113. In P. F. BARKER, J. P. KENNETT ET AL. (Hrsg.), *Proc. ODP, Sci. Results*, **113** (51-70). College Station, TX: Ocean Drilling Program.
- ROSENTHAL, Y. (1994). *Late Quaternary Paleochemistry of the Southern Ocean: Evidence from Cadmium Variability in Sediments and Foraminifera*. Doctoral dissertation, Massachusetts Institute of Technology/Woods Hole Oceanographic Institution, 186 S.
- ROSOFF, D. B. & CORLISS, B. H. (1992). An analysis of Recent deep-sea benthic foraminiferal morphotypes from the Norwegian and Greenland seas. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **91**, 13-20.
- ROSTEK, F., RUHLAND, G., BASSINOT, F. C., MÜLLER, P. J., LABEYRIE, L., LANCELOT, Y. & BARD, E. (1993). Reconstructing sea surface temperature and salinity using $\delta^{18}\text{O}$ and alkenone records. *Nature*, **364**, 319-321.
- RUDELS, B. (1989). The formation of polar surface water, the ice export and the exchange through the Fram Strait. *Prog. Oceanogr.*, **22**, 205-248.
- SAIDOVA, K. M. (1988). Foraminifera communities from the northern shelf of the Bering Sea. *Okenanologia*, **28**, 311-315.
- SAIDOVA, K. M. (1990). The Chuckchee Sea foraminifera communities. *Okenanologia*, **30**, 450-454.
- SANYAL, A., HEMMING, N. G., HANSON, G. N. & BROECKER, W. S. (1995). Evidence for a higher pH in the glacial ocean from boron isotopes in foraminifera. *Nature*, **373**, 234-236.
- SARNTHEIN, M. & ALTENBACH, A. (1995). Late Quaternary changes in surface water and deepwater masses of the nordic seas and northeastern North Atlantic - a review. *Geol. Rundsch.*, **84**, 89-107.
- SARNTHEIN, M., WINN, K., DUPLESSY, J.-C. & FONTUGNE, M. R. (1988). Global variations of surface ocean productivity in low and mid latitudes: influence on CO₂ reservoirs of the deep ocean and atmosphere during the last 21,000 years. *Paleoceanography*, **3**(3), 361-399.
- SARNTHEIN, M., WINN, K., JUNG, S. J. A., DUPLESSY, J.-C., LABEYRIE, L., ERLLENKEUSER, H. & GANSEN, G. (1994). Changes in east Atlantic deepwater circulation over the last 30,000 years: Eight time slice reconstructions. *Paleoceanography*, **9**(2), 209-267.
- SATHYENDRANATH, S., LONGHURST, A., CAVERHILL, C. M. & PLATT, T. (1995). Regionally and seasonally differentiated primary production in the North Atlantic. *Deep-Sea Res.*, **42**(10), 1773-1802.
- SAVIN, S. M., DOUGLAS, R. G., KELLER, G., KILLINGLEY, J. S., SHAGNESSY, L., SOMMER, M. A., VINCENT, E. & WOODRUFF, F. (1981). Miocene benthic foraminiferal isotope records: a synthesis. *Mar. Micropaleontol.*, **6**, 423-450.

- SAVIN, S. M., DOUGLAS, R. G. & STEHLI, F. G. (1975). Tertiary marine paleotemperatures. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **86**, 1499-1520.
- SCHAFER, C. T. & COLE, F. E. (1982). Living benthic foraminifera distributions on the continental slope and rise east of Newfoundland, Canada. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **93**(3), 207-217.
- SCHIEBEL, R. (1992). Rezente benthische Foraminiferen in Sedimenten des Schelfes und des oberen Kontinentalhanges im Golf von Guinea (Westafrika). *Berichte Geologisch-Paläontologisches Institut, Universität Kiel*, **51**, 1-179.
- SCHLITZER, R. (1987). Renewal rates of East Atlantic Deep Water estimated by inversion of ^{14}C data. *J. Geophys. Res.*, **92**(C3), 2935-2969.
- SCHLITZER, R. (1996). Mass and heat transports in the South Atlantic derived from historical hydrographic data. In G. WEFER, W. H. BERGER ET AL. (Hrsg.), *The South Atlantic: Present and Past Circulation*, (305-323). Heidelberg: Springer.
- SCHLITZER, R., ROETHER, W., WEIDMANN, U., KALT, P. & LOOSLI, H. H. (1985). A meridional ^{14}C and ^{39}Ar section in Northeast Atlantic Deep Water. *J. Geophys. Res.*, **90**(C4), 6945-6952.
- SCHMIEDL, G. (1995). Rekonstruktion der spätquartären Tiefenwasserzirkulation und Produktivität im östlichen Südatlantik anhand benthischer Foraminiferen. *Ber. Polarforsch.*, **160**, 1-207.
- SCHMIEDL, G. & MACKENSEN, A. (1993). *Cornuspiroides striolatus* (Brady) and *C. rotundus* nov. spec.: Large miliolid foraminifera from Arctic and Antarctic oceans. *J. Foraminiferal Res.*, **23**(4), 221-230.
- SCHMIEDL, G. & MACKENSEN, A. (1997). Late Quaternary paleoproductivity and deep water circulation in the eastern South Atlantic Ocean: Evidence from benthic foraminifera. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **130**(1-3), 43-80.
- SCHMIEDL, G., MACKENSEN, A. & MÜLLER, P. J. (1997). Recent benthic foraminifera from the eastern South Atlantic Ocean: Dependence on food supply and water masses. *Mar. Micropaleontol.*, im Druck.
- SCHNITKER, D. (1974a). Ecotypic variation in *Ammonia beccarii* (Linné). *J. Foraminiferal Res.*, **4**, 217-223.
- SCHNITKER, D. (1974b). West Atlantic abyssal circulation during the past 120,000 years. *Nature*, **248**, 385-387.
- SCHNITKER, D. (1979). The deep waters of the western North Atlantic during the past 24,000 years, and the reinitiation of the Western Boundary Undercurrent. *Mar. Micropaleontol.*, **4**, 265-280.
- SCHNITKER, D. (1994). Deep-sea benthic foraminifers: food and bottom water masses. In R. ZAHN, M. KAMINSKI ET AL. (Hrsg.), *Carbon Cycling in the Glacial ocean: Constraints on the Ocean's Role in Global Change*, NATO ASI Series I **17** (539-554). Heidelberg: Springer-Verlag.
- SCHRÖDER, C. J. (1986). Deep-water arenaceous foraminifera in the northwest Atlantic Ocean. *Can. Tech. Rep. Hydrogr. Ocean Sci.*, **71**, 1-191.
- SCHRÖDER-ADAMS, C. J. (1991). Middle Eocene to Holocene benthic foraminifer assemblages from the Kerguelen Plateau (southern Indian Ocean). In J. BARRON, B. LARSEN ET AL. (Hrsg.), *Proc. ODP, Sci. Results*, **119** (611-630). College Station, TX: Ocean Drilling Program.
- SCHRÖDER-ADAMS, C. J., COLE, F. E., MEDIOLI, F. S., MUDIE, P. J., SCOTT, D. B. & DOBBIN, L. (1990). Recent Arctic shelf foraminifera: seasonally ice covered vs. perennially ice covered areas. *J. Foraminiferal Res.*, **20**(1), 8-36.
- SCOTT, D. B., MUDIE, P. J., BAKI, V., MACKINNON, K. D. & COLE, F. E. (1989). Biostratigraphy and late Cenozoic paleoceanography of the Arctic Ocean: Foraminiferal, lithostratigraphic, and isotopic evidence. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **101**, 260-277.
- SCOTT, D. B. & VILKS, G. (1991). Benthic foraminifera in the surface sediments of the deep-sea Arctic Ocean. *J. Foraminiferal Res.*, **21**(1), 20-38.
- SEIDENKRANTZ, M.-S. (1995). *Cassidulina teretis* Tappan and *Cassidulina neoteretis* new species (Foraminifera): stratigraphic markers for the deep sea and outer shelf areas. *J. Micropaleontol.*, **14**(2), 145-157.
- SEJRUP, H. P., FJØRAN, T., HALD, M., BECK, L., HAGEN, J., MILJETEIG, J., MORVIK, I. & NORVIK, O. (1981). Benthic foraminifera in surface samples from the Norwegian continental margin between 62°N and 65°N. *J. Foraminiferal Res.*, **11**(4), 277-295.
- SEJRUP, H. P. & GUILBAULT, J.-P. (1980). *Cassidulina reniforme* and *C. obtusa* (Foraminifera), taxonomy, distribution, and ecology. *Sarsia*, **65**, 79-85.
- SEN GUPTA, B. K. (1989). Morphology and generic placement of the foraminifer "Anomalina" wuellerstorfi Schwager. *J. Paleont.*, **63**(5), 706-713.
- SEN GUPTA, B. K. & MACHAIN-CASTILLO, M. L. (1993). Benthic foraminifera in oxygen-poor habitats. *Mar. Micropaleontol.*, **20**, 183-201.

- SEVERIN, K. P. (1983). Test morphology of benthic foraminifera as a discriminator of biofacies. *Mar. Micropaleontol.*, **8**, 65-76.
- SEVERIN, K. P. (1987). Laboratory observations of the rate of subsurface movement of a small miliolid foraminifer. *J. Foraminiferal Res.*, **17**(2), 110-116.
- SHACKLETON, N. J. & KENNETT, J. P. (1975). Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotope analyses in DSDP Sites 277, 279, and 281. In J. P. KENNETT, R. E. HOUTZ ET AL. (Hrsg.), *Init. Rep. DSDP*, **29** (743-755). Washington: Governm. Print. Office.
- SHANNON, L. V. & CHAPMAN, P. (1991). Evidence of Antarctic Bottom Water in the Angola Basin at 32°S. *Deep-Sea Res.*, **38**(10), 1299-1304.
- SKARBØ, O. (1980). *Bentiske foraminiferer som indikatorer på glasial/postglasial - responsen i bunnvannmassene i syd-østre del av Norske Havet*. Cand. real. thesis, Universitetet i Oslo, 81 S.
- SLITER, W. V. (1972). Cretaceous foraminifers - depth habitats and their origin. *Nature*, **239**(5374), 514-515.
- SMART, C. W., KING, S. C., GOODAY, A. J., MURRAY, J. W. & THOMAS, E. (1994). A benthic foraminiferal proxy of pulsed organic matter paleofluxes. *Mar. Micropaleontol.*, **23**, 89-99.
- SNIDER, L. J., BURNETT, B. R. & HESSLER, R. R. (1984). The composition and distribution of meiofauna and nanobiota in a central North Pacific deep-sea area. *Deep-Sea Res.*, **31**(10), 1225-1249.
- SPERO, H. J. (1992). Do planktic foraminifera accurately record shifts in the carbon isotopic composition of seawater ΣCO_2 ? *Mar. Micropaleontol.*, **19**, 275-285.
- STRAIN, P. M. & TAN, F. C. (1993). Seasonal evolution of oxygen isotope relationships in high-latitude surface waters. *J. Geophys. Res.*, **98**(C8), 14589-14598.
- STREETER, S. S. (1973). Bottom water and benthonic foraminifera in the North Atlantic - Glacial - Interglacial contrasts. *Quat. Res.*, **3**, 131-141.
- STREETER, S. S., BELANGER, P. E., KELLOGG, T. B. & DUPLESSY, J. C. (1982). Late Pleistocene paleoceanography of the Norwegian-Greenland sea: benthic foraminiferal evidence. *Quat. Res.*, **18**, 72-90.
- STREETER, S. S. & LAVERY, S. A. (1982). Holocene and latest glacial benthic foraminifera from the slope and the rise off eastern North America. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **93**(3), 190-199.
- STREETER, S. S. & SHACKLETON, N. J. (1979). Paleocirculation of the deep North Atlantic: 150,000 yr record of benthic foraminifera and oxygen-18. *Science*, **203**, 168-171.
- SUESS, E. (1980). Particulate organic carbon flux in the oceans. Surface productivity and oxygen utilization. *Nature*, **288**, 260-263.
- SVARVARSSON, J., GUDMUNDSSON, G. & BRATTEGARD, T. (1993). Feeding by ascelote isopods (Crustacea) on foraminifera (Protozoa) in the deep sea. *Deep-Sea Res.*, **40**, 1225-1240.
- SWIFT, J. H. (1984). The circulation of the Denmark Strait and Iceland-Scotland overflow waters in the North Atlantic. *Deep-Sea Res.*, **31**(11), 1339-1355.
- SWIFT, J. H., AAGAARD, K. & MALMBERG, S. A. (1980). The contribution of the Denmark Strait overflow to the deep North Atlantic. *Deep-Sea Res.*, **27A**, 29-42.
- TAKAHASHI, T., BROECKER, W. S. & LANGER, S. (1985). Redfield Ratio based on chemical data from isopycnal surfaces. *J. Geophys. Res.*, **90**(C4), 6907-6924.
- TANS, P. P. (1980). On calculating the transfer of carbon-13 in reservoir models of the carbon cycle. *Tellus*, **32**, 464-469.
- THIEL, H. (1975). The size structure of the deep-sea. *Int. Rev. Ges. Hydrobiol.*, **60**, 575-606.
- THIEL, H., PFANNKUCHE, O., SCHRIEVER, G., LOCHTE, K., GOODAY, A. J., HEMLEBEN, C., MANTOURA, R. F. G., TURLEY, C. M., PATCHING, J. W. & RIEMANN, F. (1989). Phytodetritus on the deep-sea floor in a central oceanic region in the northeast Atlantic. *Biological Oceanography*, **6**, 203-239.
- THIES, A. (1991). Die Benthos-Foraminiferen im Europäischen Nordmeer. *Berichte Sonderforschungsbereich 313*, **31**, 97.
- THOMAS, E. (1989). Development of Cenozoic deep-sea benthic foraminiferal faunas in Antarctic waters. In *Origins and Evolutions of Antarctic Biota*, **47** (283-296). London: Geol. Soc. Spec. Publ.
- THOMAS, E. (1990). Late Cretaceous through Neogene deep-sea benthic foraminifers (Maud Rise, Weddell Sea, Antarctica). In P. F. BARKER, J. P. KENNETT ET AL. (Hrsg.), *Proc. ODP, Sci. Results*, **113** (571-594). College Station, TX: Ocean Drilling Program.
- THOMAS, E. (1992a). Cenozoic deep-sea circulation: evidence from deep-sea benthic foraminifera. In J. P. KENNETT & D. A. WARNKE (Hrsg.), *Antarctic Research Series, Antarctic Research Series* **56** (141-165). American Geophysical Union.

- THOMAS, E. (1992b). Middle Eocene-Late Oligocene bathyal benthic foraminifera (Weddell Sea): faunal changes and implications for ocean circulation. In D. R. PROTHERO & W. A. BERGGREN (Hrsg.), *Eocene-Oligocene Climatic and Biotic Evolution*, (245-271). New Jersey: Princeton University Press.
- THOMAS, E. & GOODAY, A. J. (1996). Cenozoic deep-sea benthic foraminifers: Tracers for changes in oceanic productivity? *Geology*, **24**(4), 355-358.
- THOMAS, E. & VINCENT, E. (1987). Equatorial Pacific deep-sea benthic foraminifera: faunal changes before the middle Miocene polar cooling. *Geology*, **15**(11), 1035-1039.
- THOMAS, F. C., MEDIOLI, F. S. & SCOTT, D. B. (1990). Holocene and latest Wisconsinan benthic foraminiferal assemblages and paleocirculation history, lower Scotian slope and rise. *J. Foraminiferal Res.*, **20**(3), 212-245.
- THOMAS, F. C. & SCHAFER, C. T. (1982). Distribution and transport of some common foraminiferal species in the Minas Basin, eastern Canada. *J. Foraminiferal Res.*, **12**(1), 24-38.
- THOMSEN, L. & ALTENBACH, A. V. (1993). Vertical and areal distributions of foraminiferal abundance and biomass in microhabitats around inhabited tubes of marine echinurids. *Mar. Micropaleontol.*, **20**, 303-309.
- TIMM, S. (1992). Recent Tiefsee-Benthosforaminiferen aus Oberflächensedimenten des Golfes von Guinea (Westafrika) — Taxonomie, Verbreitung, Ökologie und Korngrößenfraktionen. *Berichte - Reports, Geol.-Paläontol. Inst. Univ. Kiel*, **59**, 1-192.
- TODD, R. & LOW, D. (1966). Foraminifera from the Arctic Ocean off the eastern Siberian coast. U.S. Geol. Survey Prof. Paper, **550-C**, C79-C85.
- TODD, R. & LOW, D. (1980). Foraminifera from the Kara and Greenland Seas, and review of Arctic studies. U.S. Geol. Survey Prof. Paper, **1070**, 1-30.
- TUCHOLKE, B. E. & EMBLEY, R. W. (1984). Cenozoic regional erosion of the abyssal sea floor off South Africa. In J. S. SCHLEE (Hrsg.), *Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation*, **36** (145-164). Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.
- TUCHOLKE, B. E., HOLLISTER, C. D., BISCAYE, P. E. & GARDNER, W. D. (1985). Abyssal current character determined from sediment bedforms on the Nova Scotian continental rise. In A. R. M. NOWELL & C. D. HOLLISTER (Hrsg.), *Deep Ocean Sediment Transport - Preliminary Results of the High Energy Benthic Boundary Layer Experiment*, *Marine Geology* **66** (43-57). Amsterdam: Elsevier.
- UCHIO, T. (1960). Biological results of the Japanese Antarctic Research Expedition, benthonic Foraminifera of the Antarctic Ocean. *Seto Marine Biol. Lab. Spec. Publ.*, **12**, 1-21.
- VAN BENNEKOM, A. J. & BERGER, G. W. (1984). Hydrography and silica budget of the Angola Basin. *Netherlands Journal of Sea Research*, **17**(2-4), 149-200.
- VAN GEEN, A., MCCORKLE, D. C. & KLINKHAMMER, G. P. (1995). Sensitivity of the phosphate-cadmium-carbon isotope relation in the ocean to cadmium removal by suboxic sediments. *Paleoceanography*, **10**(2), 159-169.
- VAN LEEUWEN, R. J. W. (1989). Sea-floor distributions and Late Quaternary faunal patterns of planktonic and benthic foraminifers in the Angola Basin. *Utrecht Micropaleontological Bulletins*, **38**, 1-287.
- VILKS, G. (1969). Recent foraminifera in the Canadian Arctic. *Micropaleontology*, **15**(1), 35-60.
- VILKS, G. (1989). Ecology of Recent foraminifera on the Canadian continental shelf of the Arctic Ocean. In Y. HERMAN (Hrsg.), *The Arctic Seas, Climatology, Oceanography, Geology and Biology*, (497-569). Van Nostrand Reinhold.
- VILKS, G., DEONARINE, B., WAGNER, F. J. & WINTERS, G. V. (1982). Foraminifera and Mollusca in surface sediments of the southeastern Labrador shelf and Lake Melville, Canada. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **93**(3), 225-238.
- WALTON, W. R. (1952). Techniques for recognition of living Foraminifera. *Contrib. Cushman Found. Foraminif. Res.*, **3**, 56-60.
- WALTON, W. R. (1955). Ecology of living benthonic foraminifera, Todos Santos Bay, Baja California. *J. Paleontol.*, **29**, 952-1018.
- WEBER, M. E., BONANI, G. & FÜTTERER, D. K. (1994). Sedimentation processes within channel-ridge systems, southeastern Weddell Sea, Antarctica. *Paleoceanography*, **9**(6), 1027-1048.
- WEFER, G. & BERGER, W. H. (1991). Isotope paleontology: growth and composition of extant calcareous species. *Mar. Geol.*, **100**, 207-248.
- WEFER, G. & FISCHER, G. (1991). Annual primary production and export flux in the Southern Ocean from sediment trap data. *Mar. Chem.*, **35**(1-4), 597-613.

- WEISS, R. F., ÖSTLUND, H. G. & CRAIG, H. (1979). Geochemical studies of the Weddell Sea. *Deep-Sea Res.*, **26A**, 1093-1120.
- WEISSEL, J. K., HAYES, D. E. & HERRON, E. M. (1977). Plate tectonics synthesis: The displacement between Australia, New Zealand, and America since the Late Cretaceous. *Mar. Geol.*, **25**, 231-277.
- WESTON, J. F. (1985). Comparison between Recent benthic foraminiferal faunas of the Porcupine Seabight and Western Approaches continental slope. *J. Micropalaeontol.*, **4**(2), 165-183.
- WHEELER, P. A., GOSSELIN, M., SHERR, E., THIBAUT, D., KIRCHMAN, D. L., BENNER, R. & WHITLEDGE, T. E. (1996). Active cycling of organic carbon in the central Arctic Ocean. *Nature*, **380**, 697-699.
- WHITWORTH, T., III. & NOWLIN, W. D., JR. (1987). Water masses and currents of the Southern Ocean at the Greenwich Meridian. *J. Geophys. Res.*, **92**(C6), 6462-6476.
- WILLIAMSON, M. A. (1985). Recent foraminiferal diversity on the continental margin off Nova Scotia, Canada. *J. Foraminiferal Res.*, **15**(1), 43-51.
- WILLIAMSON, M. A., KEEN, C. E. & MUDIE, P. J. (1984). Foraminiferal distribution on the continental margin off Nova Scotia. *Mar. Micropalaeontol.*, **9**, 219-239.
- WISE, S. W., JR., GOMBOS, A. M. & MUZA, J. P. (1985). Cenozoic evolution of polar water masses, southwest Atlantic Ocean. In K. J. HSÜ & H. J. WEISSERT (Hrsg.), *South Atlantic Paleooceanography*, (283-324). Cambridge: Cambridge University Press.
- WISE, S. W., JR. & SCHLICH, R. (1992). *Proc. ODP, Sci. Results*, **120**. College Station, TX: Ocean Drilling Program, 1155 S.
- WOLLENBURG, I. (1993). Sedimenttransport durch das arktische Meereis: Die rezente lithogene und biogene Materialfracht. *Ber. Polarforsch.*, **127**, 1-159.
- WOLLENBURG, J. (1992). Zur Taxonomie von rezenten benthischen Foraminiferen aus dem Nansen Becken, Arktischer Ozean. *Ber. Polarforsch.*, **112**, 1-130.
- WOLLENBURG, J. (1995). Benthische Foraminiferenfaunen als Wassermassen-, Produktions- und Eisdriftnanzeiger im Arktischen Ozean. *Ber. Polarforsch.*, **179**, 1-227.
- WOODRUFF, F. (1985). Changes in Miocene deep-sea benthic foraminiferal distribution in the Pacific Ocean: relationship to paleooceanography. *Geol. Soc. Am. Mem.*, **163**, 131-175.
- WOODRUFF, F. & SAVIN, S. (1985). $\delta^{13}\text{C}$ values of Miocene Pacific benthic foraminifera: correlations with sea level and biological productivity. *Geology*, **13**, 119-122.
- WOODRUFF, F., SAVIN, S. & DOUGLAS, R. G. (1980). Biological fractionation of oxygen and carbon isotopes by recent benthic foraminifera. *Mar. Micropalaeontol.*, **5**, 3-11.
- WOODRUFF, F., SAVIN, S. & DOUGLAS, R. G. (1981). Miocene stable isotope record: a detailed deep Pacific Ocean study and its paleoclimatic implications. *Science*, **212**, 665-668.
- WOODRUFF, F. & SAVIN, S. M. (1989). Miocene deepwater oceanography. *Paleoceanography*, **4**(1), 87-140.
- WOODRUFF, F. & SAVIN, S. M. (1991). Mid-Miocene isotope stratigraphy in the deep sea: High-resolution correlations, paleoclimatic cycles, and sediment preservation. *Paleoceanography*, **6**(6), 755-806.
- WRIGHT, J. D. & MILLER, K. G. (1992). Miocene stable isotope stratigraphy, Site 747, Kerguelen Plateau. In S. W. WISE, JR., R. SCHLICH ET AL. (Hrsg.), *Proc. ODP, Sci. Results*, **120** (855-866). College Station (TX): Ocean Drilling Program.
- WRIGHT, J. D., MILLER, K. G. & FAIRBANKS, R. G. (1992). Early and middle Miocene stable isotopes: implications for deepwater circulation and climate. *Paleoceanography*, **7**(3), 357-389.
- WÜST, G. (1935). Die Stratosphäre. In *Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition auf dem Vermessungs- und Forschungsschiff "Meteor" 1925-1927*, **6**(1, 2), 109-288.
- YU, E.-F., FRANCOIS, R. & BACON, M. P. (1996). Similar rates of modern and last-glacial ocean thermohaline circulation inferred from radiochemical data. *Nature*, **379**, 689-694.
- ZACHOS, J. C., BERGGREN, W. A., AUBRY, M.-P. & MACKENSEN, A. (1992). Isotope and trace element geochemistry of Eocene and Oligocene foraminifers from Site 748, Kerguelen Plateau. In S. W. WISE, JR., R. SCHLICH ET AL. (Hrsg.), *Proc. ODP, Sci. Results*, **120** (839-854). College Station, TX: Ocean Drilling Program.
- ZACHOS, J. C., QUINN, T. M. & SALAMY, K. A. (1996). High-resolution (10^4 years) deep-sea foraminiferal stable isotope records of Eocene-Oligocene climate transition. *Paleoceanography*, **11**(3), 251-266.
- ZAHN, R. & MIX, A. C. (1991). Benthic foraminiferal $\delta^{18}\text{O}$ in the ocean's temperature-salinity-density field: constraints on the ice age thermohaline circulation. *Paleoceanography*, **6**(1), 1-20.

- ZAHN, R., WINN, K. & SARNTHEIN, M. (1986). Benthic foraminiferal $\delta^{13}\text{C}$ and accumulation rates of organic carbon: *Uvigerina peregrina* group and *Cibicidoides wuellerstorfi*. *Paleoceanography*, **1**(1), 27-42.
- ZHANG, J., QUAY, P. D. & WILBUR, D. O. (1995). Carbon isotope fractionation during gas-water exchange and dissolution of CO_2 . *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**(1), 107-114.

Abkürzungen

Ozeanographische Abkürzungen

| | | |
|-------|-------------------------------|------------------------------------|
| AW | Atlantic Water | Atlantisches Wasser |
| AABW | Antarctic Bottom Water | Antarktisches Bodenwasser |
| AAIW | Antarctic Intermediate Water | Antarktisches Zwischenwasser |
| ABW | Arctic Bottom Water | Arktisches Bodenwasser |
| ASW | Arctic Surface Water | Arktisches Oberflächenwasser |
| ACC | Antarctic Circumpolar Current | Antarktischer Zirkumpolarstrom |
| CPDW | Circumpolar Deep Water | Zirkumpolares Tiefenwasser |
| CWB | Continental Water Boundary | Kontinentalwassergrenze |
| GSDW | Greenland Sea Deep Water | Grönlandseetiefenwasser |
| ESW | Eastern Shelf Water | Östliches Schelfwasser |
| ISW | Ice Shelf Water | Eisschelfwasser |
| LCPDW | Lower Circumpolar Deep Water | Unteres Zirkumpolares Tiefenwasser |
| MWDW | Modified Weddell Deep Water | Modifiziertes Weddelltiefenwasser |
| NAW | North Atlantic Water | Nordatlantisches Wasser |
| NADW | North Atlantic Deep Water | Nordatlantisches Tiefenwasser |
| NEADW | Northeast Atlantic Deep Water | Nordostatlantisches Tiefenwasser |
| NSDW | Norwegian Sea Deep Water | Norwegenseetiefenwasser |
| PF | Polar Front | Polarfront |
| SAF | Subantarctic Front | Subantarktische Front |
| STF | Subtropical Front | Subtropische Front |
| UCPDW | Upper Circumpolar Deep Water | Oberes Zirkumpolares Tiefenwasser |
| WGB | Weddell Gyre Boundary | Weddellwirbelgrenze |
| WDW | Weddell (Warm) Deep Water | Weddelltiefenwasser |
| WSBW | Weddell Sea Bottom Water | Weddellmeerbodenwasser |
| WSDW | Weddell Sea Deep Water | Weddellmeertiefenwasser |
| WW | Winter Water | Winterwasser |

Paläoozeanographische Abkürzungen

| | | |
|-------|---|---|
| GNAIW | Glacial North Atlantic Intermediate Water | Glaziales Nordatlantisches Zwischenwasser |
| IPDW | Indopacific Deep Water | Indopazifisches Tiefenwasser |
| LGM | Last Glacial Maximum | Letztes Glaziales Maximum |
| NCW | Northern Component Water | Nordkomponentenwasser |
| NPDW | North Pacific Deep Water | Nordpazifisches Tiefenwasser |
| SCW | Southern Component Water | Südkomponentenwasser |

Andere Abkürzungen

| | | |
|--------|---|--------------------------|
| CCD | Calcite Compensation Depth | Kalzitkompensationstiefe |
| GEBCO | General Bathymetric Chart of the Ocean | |
| NBS | National Bureau of Standards | |
| PC | Principal Component | Hauptkomponente |
| PDB | Pee Dee Belemnite | |
| SMOW | Standard Mean Ocean Water | |
| V-SLAP | Vienna-Standard Light Antarctic Precipitation | |
| V-SMOW | Vienna-Standard Mean Ocean Water | |