

ANDREAS DETTMER

**DIATOMEEN-TAPHOZÖNOSEN
ALS ANZEIGER
PALÄO-OZEANOGRAPHISCHER
ENTWICKLUNGEN IM PLIOZÄNEN
UND QUARTÄREN NORDATLANTIK**

24

GEOMAR REPORT

Herausgeber: Jörn Thiede
Redaktion der Serie: Gerhard Haass
Umschlag: Kerstin Kreis, Harald Gross,
GEOMAR Technologie GmbH

Editor: Jörn Thiede
Managing Editor: Gerhard Haass
Cover: Kerstin Kreis, Harald Gross,
GEOMAR Technologie GmbH

GEOMAR REPORT
ISSN 0936 - 5788

GEOMAR REPORT
ISSN 0936 - 5788

GEOMAR
Forschungszentrum
für marine Geowissenschaften
D-2300 Kiel
Wischhofstr. 1-3
Telefon (0431) 7202-0
Telefax (0431) 72 53 91, 7 20 22 93, 72 56 50

GEOMAR
Research Center
for Marine Geosciences
D-2300 Kiel / Germany
Wischhofstr. 1-3
Telephone (49) 431 / 7202-0
Telefax (49) 431 / 72 53 91, 7 20 22 93, 72 56 50

GLIEDERUNG

0	ZUSAMMENFASSUNG/ABSTRACT	
1	EINLEITUNG	1
1.1	Fragestellung	1
1.2	Überblick über die rezente Hydrographie des nördlichen Nordatlantik	2
1.3	Erkenntnisse der Diatomeenforschung	3
1.3.1	Biologie der Diatomeen	3
1.3.2	Biogeographie der Diatomeen	6
1.3.3	Sedimentation von Diatomeen	7
2	MATERIAL UND METHODEN	9
2.1	Untersuchte Kerne und verwendete Daten	9
2.2	Probenbearbeitung	12
2.3	Quantitative Diatomeenanalyse	14
2.4	Gruppierung der Arten nach ökologischen Aspekten	15
2.5	Clusteranalysen	16
3	TAXONOMIE UND AUSZÄHLDATEN	19
3.1	Florenliste	19
3.2	Quantitative Diatomeenanalyse und paläo-ozeanographische Daten	25
3.3	Häufigkeiten paläo-ozeanographisch relevanter Arten	30
4	PRINZIPIELLE UNTERSCHIEDE DER BEOBACHTETEN DIATOMEEN-TAPHOZÖNOSEN	42
4.1	Gruppierung der Arten nach Habitaten und Klimazonen	42
4.2	Relative und absolute Variabilität der Gruppen	48
4.3	Klassifizierung der Proben anhand von Clusteranalysen	56
5	DIE PALÄO-OZEANOGRAPHISCHE BEDEUTUNG DER DIATOMEEN-TAPHOZÖNOSEN	74
5.1	Anzeichen für monsunale Verhältnisse	74
5.2	Anzeichen für erhöhte Produktivität	76
5.3	Anzeichen für die Intensivierung eines Warmwasser-Stromsystems	77
5.4	Anzeichen für Vereisungen	79

6	PALÄO-OZEANOGRAPHISCHE ENTWICKLUNG IM SPÄTPLIOZÄNEN NORDATLANTIK	82
6.1	Paläo-ozeanographische Entwicklung im spätpliozänen nordöstlichen Nordatlantik (4.0-2.4 MaBP) - Bohrung 610 A	82
6.2	Paläo-ozeanographische Entwicklung im spätpliozänen nordwestlichen Nordatlantik (3.5-2.0 MaBP) - Bohrung 646 B	85
6.3	Vergleich der spätpliozänen Entwicklung im nordöstlichen und nordwestlichen Nordatlantik	87
7	PALÄO-OZEANOGRAPHISCHE ENTWICKLUNGEN IM QUARTÄREN NORDATLANTIK	90
7.1	Paläo-ozeanographische Entwicklung im spätquartären östlichen Nordatlantik - Kern K708-7	90
7.2	Vergleich der spätpliozänen mit der spätquartären Situation	94
8	SCHLUßFOLGERUNGEN	96
9	DANKSAGUNG	98
10	LITERATURVERZEICHNIS	99
Anhang 1	(Tafeln)	
Anhang 2	(Abbildungsverzeichnis)	
Anhang 3	(Tabellenverzeichnis)	
Anhang 4	(Auszählraten)	

Zusammenfassung

Diatomeenanalysen wurden an drei Profilen vorgenommen, um paläo-ozeanographische Rekonstruktionen zu erarbeiten. Von den Bohrungen 610 A (Feni-Drift, DSDP-Leg 94) und 646 B (Labrador-See, ODP-Leg 105) sind Abschnitte des Oberpliozän, von Kern K708-7 (Rockall-Plateau) ein spätquartäres Profil untersucht worden.

Diatomeen wurden quantitativ analysiert. Die gefundenen Arten wurden anhand von Literaturangaben nach den Habitaten und Klimazonen klassifiziert, in denen sie bevorzugt auftreten. Diese Klassifizierung erbrachte sieben Gruppen: benthische Arten, neritische Kaltwasserarten, neritische Warmwasserarten, neritische Kosmopoliten, ozeanische Kaltwasserarten, ozeanische Warmwasserarten und ozeanische Kosmopoliten. Umgelagerte Arten und *Chaetoceros*-Dauerstadien bilden zwei zusätzliche Gruppen. Für jede untersuchte Probe wurde dann die Gruppenzusammensetzung berechnet. Die prinzipiellen Unterschiede der Diatomeen-Taphozönosen sind durch anschließende Clusteranalysen bestimmt worden.

Demnach lassen sich Taphozönosen durch ihre Anteile an neritischen Kosmopoliten, ozeanischen Warmwasserarten, benthischen Arten, *Chaetoceros*-Dauerstadien und neritischen Kaltwasserarten charakterisieren. Das Zustandekommen der einzelnen Taphozönosen wird als Ergebnis bestimmter paläo-ozeanographischer Situationen aufgefaßt. Aus den untersuchten Profilen ließen sich Taphozönosen unterscheiden, die auf verstärkte Zufuhr von gelöstem Siliziumdioxid durch Flüsse, auf Diatomeen-Hochproduktivität, auf ein intensives Warmwasser-Stromsystem und auf Vereisungen hinweisen.

Der spätpliozäne Nordatlantik ist im Zeitraum von 3.5 bis 2.5 Ma überwiegend durch ein intensives Warmwasser-Stromsystem gekennzeichnet. Dieses wird in der Labrador-See (Bohrung 646 B) ab 3.0 Ma häufiger durch langfristige Packeisbedeckungen unterbrochen. In Bohrung 610 A fand sich eine Taphozönose, die auf die Verstärkung der Nährstoffzufuhr über Flüsse hindeutet. Dies ist möglicherweise auf monsunale Klimaverhältnisse zurückzuführen. Diese Vergesellschaftung dominiert besonders im Zeitraum zwischen 2.7 und 2.5 Ma.

Ab 2.5 Ma ist in beiden untersuchten oberpliozänen Profilen (Bohrungen 610 A, 646 B) eine Erhöhung der paläo-ozeanographischen Veränderlichkeit zu verzeichnen. In der Labrador-See wird der Einfluß von Eisbergen auf die Sedimentation zu diesem Zeitpunkt deutlich verstärkt. Im Bereich der Feni-Drift lassen sich ab 2.47 Ma die ersten Anzeichen für packeistransportierte Diatomeen erkennen.

In den untersuchten spätquartären Sedimenten (Kern K708-7) sind die Diatomeen-Taphozönosen insgesamt schlechter überliefert als in den Bohrungen 610 A und 646 B. Als Ursache dafür wird eine generelle Abnahme der Produktivität seit dem Spätpliozän angenommen. Im O-Isotopenstadium 6 und im Holozän kam es zu Situationen mit erhöhter Diatomeenproduktivität. Im Stadium 6 kam es demnach häufig zu Eisrandblüten, im Holozän ist die Hochproduktivität im Bereich des Rockall-Plateaus möglicherweise durch eine ozeanographische Front geprägt.

Abstract

Quantitative diatom analyses of samples from DSDP-Hole 610 A (Feni Drift), ODP-Hole 646 B (Labrador Sea), and Core K708-7 (Rockall Plateau) enable us to reconstruct paleoceanographic changes. Late Pliocene changes in paleoceanography of the North Atlantic are characterized by the transition from a preglacial to a glacial ocean at about 2.6 Ma. This transition was accompanied by a decrease of the sedimentation of siliceous biogens. Diatoms are the most important components of siliceous biogens and were analysed for Upper Pliocene sections of Holes 610 A and 646 B. Investigations on Core K708-7 were made to compare the preglacial and glacial mode of paleoceanography.

The known preference of modern diatom species for benthic, neritic or oceanic environments and their tropical/subtropical, polar/subpolar or cosmopolitan distribution have been used to arrange the observed species in seven categories. These are named benthic species, neritic coldwater species, neritic warmwater species, neritic cosmopolitans, oceanic coldwater species, oceanic warmwater species, and oceanic cosmopolitans respectively. Reworked species and *Chaetoceros*-spores are additional categories. In order to display the differences of the diatom taphocoenoses cluster analyses have been accomplished. Arithmetic averages of category percentages and additional data ($\delta^{18}\text{O}$, coccolithophorids, cadmium, SSTw, %>63 μm where available) are used to distinguish the clusters and interpret them as typical parameters of the observed taphocoenoses.

The differences of diatom taphocoenoses have been interpreted as a result of paleoceanographic conditions. Indications for increased input of dissolved silica by rivers, times of high diatom productivity, an active warmwater current system, and glaciations could be discriminated.

Taphocoenoses with high percentages of oceanic warmwater species are dominant in the North Atlantic between 3.5 and 2.5 Ma. In the Labrador Sea (Hole 646 B), this situation was interrupted by long term sea-ice coverages since 3.0 Ma. The taphocoenoses from the Feni Drift (Hole 610 A) indicate an increased input of dissolved silica by rivers between 2.7 and 2.5 Ma.

In both investigated Upper Pliocene profiles (Holes 610 A, 646 B), an increase of paleoceanographic variability can be shown after 2.5 Ma. The sedimentation in the Labrador Sea became strongly influenced by glaciers at this time. Low amounts of diatoms and high percentages of benthic species indicate first intensive sea-ice covers of the northeastern North Atlantic (Hole 610 A) since 2.47 Ma.

The preservation of diatoms is mostly poor in Quaternary sediments from Core K708-7. As a reason a decrease in diatom productivity since the Late Pliocene can be assumed. The preservation is merely better in oxygen isotope Stage 6 and in the Holocene. The diatom taphocoenoses from these sections indicate a high productive situation at an ice edge for oxygen isotope Stage 6. The Holocene situation is probably characterized by an oceanic front.

1 Einleitung

Die paläoklimatische Entwicklung während des Känozoikums ist durch einen Abkühlungstrend gekennzeichnet, der sich weiträumig besonders in hohen geographischen Breiten nachweisen läßt. Folge dieses Abkühlungstrends war eine Verschärfung der Kontraste zwischen polaren und äquatorialen Gebieten. Die Abkühlung führte zur Bildung von Inlandsvereisungen, welche die Antarktis seit dem späten Eozän (Wise et al., 1985; Barron et al., 1991) und die Kontinentalgebiete um den Arktischen Ozean seit dem späten Miozän erfaßten (Shackleton et al., 1984; Clark, 1990; Thiede et al., 1990; Wolf & Thiede, 1991). Sedimentologische und paläontologische Befunde deuten darauf hin, daß die paläoklimatischen Veränderungen durch eine Reihe von Erwärmungs- und Abkühlungsphasen gekennzeichnet waren (Locker & Martini, 1989; Wolf, 1991).

Sedimente der Norwegisch-Grönländischen See und des Nordatlantik weisen auf einen drastischen Umschwung der Paläo-Ozeanographie im späten Pliozän hin. Henrich (1989) und Bohrmann et al. (1990) interpretieren diesen Umschwung bei 2.6 Ma als den Übergang von präglazialen zu glazialen Verhältnissen.

1.1 Fragestellung

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich schwerpunktmäßig mit der paläo-ozeanographischen und paläoklimatischen Entwicklung des nördlichen Nordatlantik im späten Pliozän (4-2 Ma). Besonderes Augenmerk liegt auf dem Zeitraum, der dem spätpliozänen Umschwung der Paläo-Ozeanographie vorausging. Ein Charakteristikum dieses Umschwungs ist die generelle Abnahme der Sedimentation kieseliger Biogene im Nordatlantik und der Norwegisch-Grönländischen See (Baldauf, 1985, 1987; Bohrmann, 1988). Der größte Anteil der kieseligen Biogene wird von Diatomeen gestellt, die gute Indikatoren für Produktivitäts- und Temperaturverhältnisse im Oberflächenwasser darstellen (u. a. Lisitzin, 1971; Maynard, 1976; Schrader & Koc Karpuz, 1990). Daher wurden an zwei oberpliozänen Kernen aus dem nordöstlichen und nordwestlichen Nordatlantik quantitative Diatomeenanalysen durchgeführt.

Es soll untersucht werden, welche Hinweise auf paläo-ozeanographische Entwicklungen sich anhand von quantitativen Diatomeenanalysen finden lassen. Die Frage nach den prinzipiellen Unterschieden der Diatomeen-Taphozönosen wird mittels einer Gruppierung der gefundenen Arten und Clusteranalysen angegangen (Kapitel 4). Sind diese Unterschiede anhand weiterer, meist für die identischen Proben vorliegender Daten paläo-ozeanographisch interpretierbar (Kapitel 5)? Welche Aussagen über die Entwicklung der Paläo-Ozeanographie und des

Paläoklimas lassen sich aus der Abfolge der Diatomeen-Taphozönosen ableiten (Kapitel 6)?

Weiterhin gilt es zu beantworten: Gibt es Unterschiede zwischen präglazialen und glazialen Verhältnissen in den Diatomeen-Taphozönosen? Um dieser Frage nachzugehen, wurde ein quartäres Kernprofil aus dem nordöstlichen Nordatlantik untersucht. Die Interpretation dieses Profiles erfolgte analog der Vorgehensweise bei den oberpliozänen Profilen (Kapitel 4, 5).

Schließlich soll analysiert werden, was ein Vergleich der untersuchten Kerne zeigt. Lassen sich für das späte Pliozän ähnliche Entwicklungen im nordöstlichen und nordwestlichen Nordatlantik erkennen (Kapitel 6)? Wie unterscheidet sich die quartäre von der spätpliozänen Paläo-Ozeanographie (Kapitel 7)?

1.2 Überblick über die rezente Hydrographie des nördlichen Nordatlantik

Das heutige Oberflächen-Stromsystem ist durch einen starken Kontrast zwischen den nordwestlichen Gebieten des nördlichen Nordatlantik mit überwiegend kalten Strömungen und den nordöstlichen Gebieten, die unter dem Einfluß der Nord-Atlantik-Drift stehen, charakterisiert.

Da eine Quantifizierung paläo-ozeanographischer Parameter (wie Temperatur und Salinität des Oberflächenwassers) hier nicht angestrebt wird, wird das heutige Strömungssystem lediglich in groben Zügen skizziert. Detaillierte Angaben über einzelne Wassermassen, deren Temperaturen, Salinitäten und sonstige Eigenschaften finden sich u. a. in den Arbeiten von Aagaard et al. (1985), Wenzel (1986) und Koltermann (1987).

Der Ostgrönlandstrom mit kaltem und niedrig salinem Wasser arktischen Ursprungs fließt durch die Dänemarkstraße zwischen Island und Grönland und beeinflusst dadurch wesentlich die Oberflächenwassermassen des nordwestlichen Nordatlantik. Diese Strömung fließt südlich von Grönland zunächst in nordwestliche Richtung, um dann mit kalten Wassermassen aus der Baffin Bay zusammenzukommen und schließlich zu einer nach Südosten gerichteten kalten Strömung, dem Labradorstrom beizutragen.

Der Golfstrom ist der westliche Anteil des großen nordatlantischen Wirbels (Worthington, 1976; Clarke et al., 1980). Eine nach Nordosten gerichtete Fortsetzung dieses Strömungssystems wird als Nord-Atlantik-Drift bezeichnet. Diese Strömung bestimmt den ozeanographischen Charakter des nordöstlichen Nordatlantik. Sie transportiert relativ warme Wassermassen mit hoher Salinität durch den Faröer-Shetland-Kanal in die Norwegisch-

Grönländische See, setzt sich dort als Norwegenstrom weiter fort und läßt sich bis in den Arktischen Ozean verfolgen (Wenzel 1986). Zwischen Nord-Atlantik-Drift und Ostgrönlandstrom bildet sich südlich von Island ein antizyklonaler Wirbel, dessen nördlicher Anteil als Irminger-Strom bekannt ist.

Die Abkühlung des salzreichen Norwegenstrom-Wassers in der Norwegisch-Grönländischen See führt zur Dichtezunahme und ist der wichtigste Prozeß bei der Erneuerung des Tiefenwassers (Swift, 1986). Daneben wird auch die Salinitätszunahme während der Meereisbildung als Prozeß diskutiert (Saryniga, 1972). Dieses zum größten Teil unter polaren Bedingungen entstandene Tiefenwasser verläßt die Norwegisch-Grönländische See über den Grönland-Schottland-Rücken als sogenanntes Overflow-Wasser und ist eine wesentliche Quelle des nordatlantischen Tiefenwassers (Meincke, 1983). Diese Wassermasse läßt sich anhand ihrer physikochemischen Eigenschaften in weiten Teilen des Weltmeeres nachweisen.

1.3 Erkenntnisse der Diatomeenforschung

1.3.1 Biologie der Diatomeen

Diatomeen sind autotrophe, einzellige Algen, die in fast allen aquatischen Lebensbereichen vorkommen. Die Zellen sind von einer mehr oder weniger stark verkieselten, zweischaligen Membran umgeben. Diese ist durch Areolen, Fortsätze, Rippen und andere Strukturen gegliedert und skulpturiert. Der Aufbau dieser Schalenstrukturen liefert wichtige Unterscheidungsmerkmale bei der Untersuchung von Diatomeen (Hustedt, 1930; Anonymous, 1975; Ross et al., 1979).

Einige Arten bilden Kolonien, die u. a. Kettenform aufweisen. Bestimmte Diatomeenarten weisen eine an das Substrat Meeresboden oder Wasserpflanzen gebundene Lebensformen auf (benthische Diatomeen). Andere Arten leben im Pelagial, also frei schwebend im Wasser (planktische Diatomeen). Als Pelagial werden alle Lebensräume in der freien Wassersäule zusammengefaßt. Es läßt sich lateral in den neritischen und den ozeanischen Bereich gliedern. Die Schelfkante markiert die Grenze dieser beiden Bereiche (s. Abb. 1.1; vgl. Kennett, 1982). Gemeinsam mit Coccolithophoriden stellen Diatomeen den Hauptteil des Phytoplanktons im Meer. Ihre Produktivität hat somit entscheidenden Einfluß auf die marinen Ökosysteme (Hustedt, 1930; Werner, 1977; Burckle, 1978).

Für die Produktivität von Diatomeen werden in der Literatur verschiedene ozeanographische Randbedingungen diskutiert. Einen wesentlichen Einfluß übt die Ausbildung einer relativ flach gelegenen Pyknokline aus. Neben der Schichtung und der Lichtintensität spielen die Konstanz der Windrichtungen sowie das Auftreten von Frühjahrsstürmen eine wichtige Rolle

und können das normalerweise beobachtete Einsetzen und die weitere Entwicklung der Planktonblüten durch Beeinflussung der Hydrographie modifizieren (Iverson et al., 1979; Rey, 1981; Sakshaug et al., 1981).

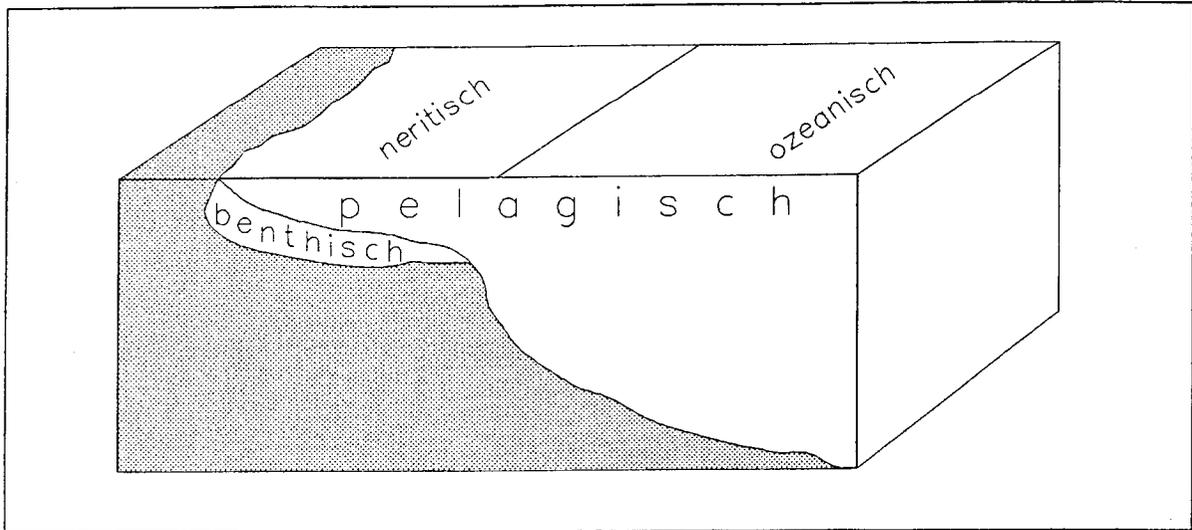


Abb. 1.1: Bezeichnungen für Habitate in Meeresgebieten (verändert nach Kennett, 1982).

In temperierten Meeresgebieten beginnt die Wachstums-Phase üblicherweise mit einer Diatomeenblüte in nährstoffreichen Gewässern. Diese entwickelt sich exponentiell bis die Nährstoffe nahezu verbraucht sind. Das Zooplankton lebt eine Zeitlang im Überflußkonsum (luxury consumption), so daß die Kotballen zum Teil völlig unverdaute Diatomeen enthalten (Schuette & Schrader, 1981; Boney, 1989). Die Diatomeenanzahlen nehmen einerseits durch den Fraßdruck des Zooplanktons andererseits durch die sich negativ verändernde Nährstoffsituation ab. Es tritt eine sommerliche Situation mit Recycling der organischen und mineralischen Stoffe ein. Durch episodisch verstärkte Flußzufuhr bzw. durch Eintrag von Verschmutzungen können sekundäre Blüten auftreten - ebenfalls durch Auftriebsprozesse (Sakshaug et al., 1981). Neben den geringen sommerlichen Diatomeenbeständen spielen jetzt Dinoflagellaten, Cryptophyceen und Chrysophyceen eine wesentliche Rolle.

Im Herbst kommt es durch die größere Turbulenz im Oberflächenwasser zur Vertiefung bzw. Auflösung der Pyknokline. Die damit verbundene Vergrößerung des Nährstoffangebotes verursacht eine zweite Phytoplanktonblüte mit einem größeren Anteil von Diatomeen. Im Winter kommt es zu einem drastischen Einbruch der Produktivität, gekoppelt mit einer durch Turbulenz verursachten Anreicherung der Nährstoffe (Raymont, 1980; Boney, 1989).

Diese generelle Sukzession der Produktivität kann in einzelnen Gebieten durch

unterschiedliche Einflußgrößen stark modifiziert sein. In Abb. 1.2 sind die Hauptfaktoren, welche für die Diatomeenproduktivität ausschlaggebend sind, dargestellt. Zentrale Bedeutung haben dabei die Nährstoffe. Die wichtigsten für autotrophe Organismen essentiellen Nährstoffe sind Phosphat und Nitrat. Diatomeen benötigen daneben gelöstes Siliziumdioxid für den Aufbau der Opalschalen (Silizium liegt nicht als Silikat-Ion sondern als instabiles Kieselsäuremonomer in der Form H_4SiO_4 in kolloidaler Lösung vor (Hollemann, 1976). In Anlehnung an die angelsächsische Literatur (dissolved silica) wurde für diese Arbeit die Bezeichnung "gelöstes Siliziumdioxid" gewählt).

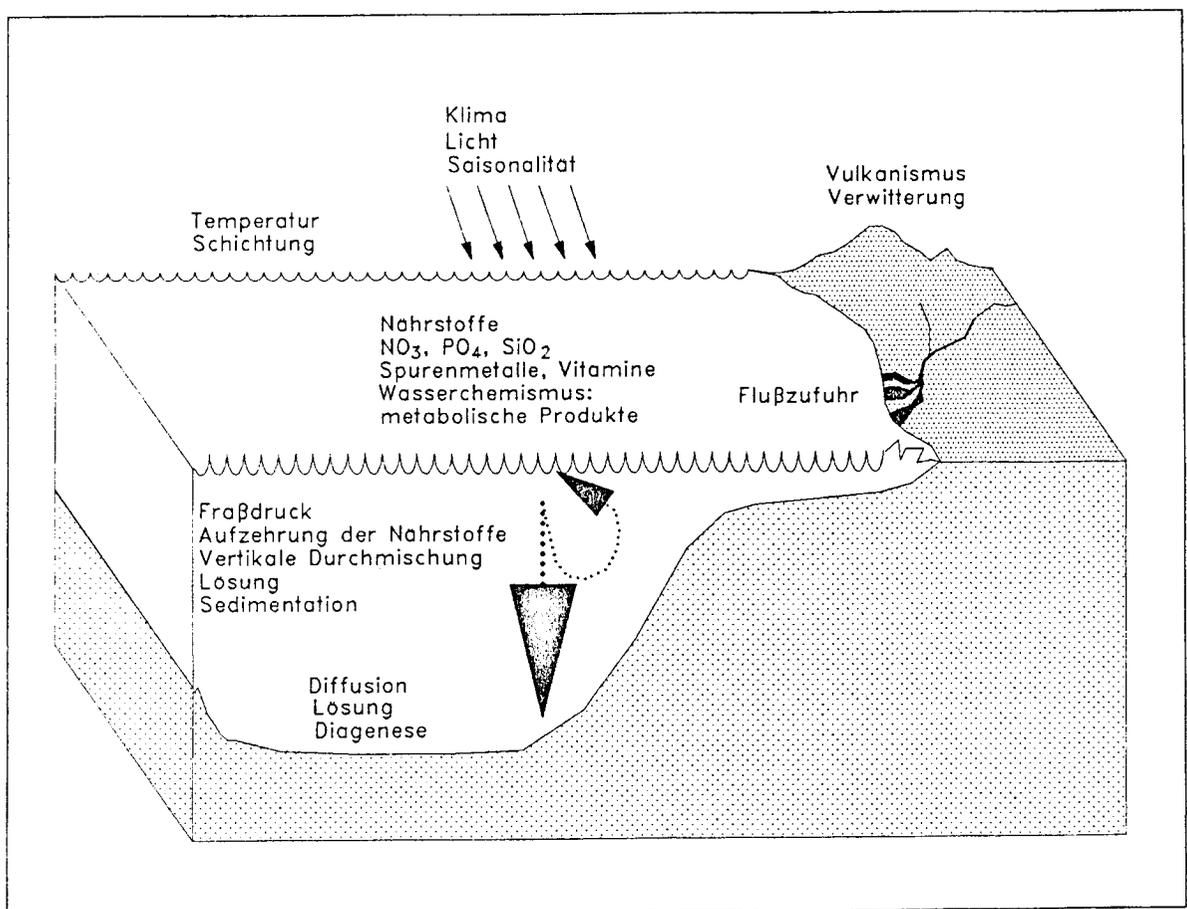


Abb. 1.2: Faktoren und Prozesse, welche die Produktivität und Erhaltung von Diatomeen beeinflussen.

Der Siliziumbedarf unterscheidet Diatomeen wesentlich von den beiden anderen großen Phytoplanktongruppen, den Coccolithophoriden und den Dinoflagellaten. Untersuchungen in der Nordsee unterstreichen die ökologische Bedeutung des gelösten Siliziumdioxids für die Diatomeenproduktion. Die Frühjahrsblüte in der Nordsee (April/Mai) ist durch Arten

charakterisiert, die ihr Wachstumsoptimum bei kalten Temperaturen haben. Die Frühjahrsblüte wird beendet, wenn eines oder auch mehrere der Nährsalze soweit aufgezehrt sind, daß sie ein weiteres Wachstum der Diatomeen limitieren. Langzeituntersuchungen vor Helgoland und in niederländischen Gewässern zeigen, daß dies häufig gelöstes Siliziumdioxid oder auch Phosphat sind. (Bennekom et al., 1974; Frantz & Verhagen, 1985; Bauerfeind et al., 1989; Radach et al., 1990). Dinoflagellaten brauchen kein Silizium, so daß sie massenhaft den Diatomeen folgen. In küstennahen Gewässern mit guter Nährstoffversorgung blühen Diatomeen auch im Sommer.

Neben den für alle Arten notwendigen Nährstoffen sind einzelne Diatomeenspezies auf ihre Abhängigkeit auch von anderen Stoffen untersucht worden. So konnte für bestimmte Diatomeenarten gezeigt werden, daß ihr Wachstum von Cobalamin (Vitamin B₁₂), Thiamin (Vitamin B₁), Schwefel, Eisen oder Mangan abhängt (u. a. Menzel & Spaeth, 1962a; 1962b; Carlucci & Bowes, 1970 a; 1970 b).

Die Aussagen über die ökologischen Einflüsse auf die Produktivität der Diatomeen lassen sich folgendermaßen zusammenfassen (u. a. Raymont, 1980):

Von zentraler Bedeutung sind die Nährstoffe (NO₃, PO₄, SiO₂, Spurenmetalle, Vitamine, einige organische Stoffe) und die Lichtintensität. Salinität und Temperatur haben einen starken Einfluß auf die Artzusammensetzung, spielen aber für die Produktivität eine untergeordnete Rolle. Weitere Beeinflussungen entstehen durch die metabolischen Produkte von Algen und Bakterien, welche inhibitorische, stimulierende oder toxische Wirkungen haben können. Die wichtigsten Prozesse, die diese physikochemischen Bedingungen entscheidend prägen, sind der Eintrag von Flußwasser, die Ausbildung von Pyknoklinen, Auftriebs- sowie Diffusionsprozesse. Die Sukzession im Plankton unterliegt also der Beeinflussung zahlreicher Faktoren und Prozesse. Simultane Interaktion einiger dieser Faktoren und Prozesse führt zu sehr variablen Situationen.

1.3.2 Biogeographie der Diatomeen

Cleve (1897; 1900) und Gran (1902) begannen damit, biogeographische Aspekte in die Diatomeenforschung mit einzubeziehen. Die von diesen Autoren beschriebenen Vergesellschaftungen bieten jedoch nur sehr eingeschränkt die Möglichkeit, paläo-ozeanographische Rekonstruktionen vorzunehmen. Das liegt im wesentlichen daran, daß es sich um die Beschreibungen von Biozönosen handelt. Diese lassen sich aufgrund des Lösungseinflusses während der Ablagerung und im Sediment nur sehr bedingt mit fossilen Assoziationen vergleichen. Gran (1902) führte das Konzept ein, zwischen "Plankton-

Regionen" zu unterscheiden, die durch die Entfernung von der Küste sowie durch die klimatischen Bedingungen charakterisiert sind.

Eine gute Möglichkeit für die paläo-ozeanographische Interpretation fossiler Diatomeen bieten Arbeiten, die sich auf einzelne auch fossil überlieferte Arten sowie deren biologische Eigenschaften und Verbreitung beziehen. Hasle (1976) publizierte Verbreitungskarten für 26 Taxa, die sie als kosmopolitische Arten, Kaltwasser- oder Warmwasserarten klassifizierte. Ebenso zeigte Smayda (1958) die Verteilung verschiedener arktischer, antarktischer, tropischer und kosmopolitischer Arten und erläuterte deren Beziehungen zu Temperatur und Salinität. Weitere Arbeiten bezüglich der Zuordnung einzelner Arten zu bestimmten Lebensräumen sind in Kapitel 4.1 zitiert.

Kanaya & Koizumi (1966) untersuchten Diatomeen aus Oberflächensedimenten des Pazifiks und definierten Vergesellschaftungen, welche Rückschlüsse auf die Wassermassencharakteristik über den Probenpositionen zulassen. Mittels ihrer Artenassoziationen rekonstruierten sie dann die Klimaverhältnisse des Pleistozän im zentralen Nordpazifik. Imbrie und Kipp (1972) führten die Benutzung der Q-mode Faktorenanalyse für mikropaläontologische Analysen ein. Mittels dieser Methode definierten sie aus ihren Untersuchungen an Foraminiferen "Endglied"-Vergesellschaftungen (Faktoren), welche über Regressionsgleichungen die Berechnung ozeanographischer Parameter wie Durchschnittstemperaturen im Winter und im Sommer ermöglichten (Transfer-Funktions-Methode). Der Vorteil dieser Methode liegt darin, daß dadurch eine Quantifizierung paläo-ozeanographischer Parameter möglich gemacht wurde.

In der Folgezeit bedienten sich auch viele Diatomeenforscher/innen dieser Methode. So liegen für den gesamten Atlantik die Faktorenanalysen von Maynard & Kipp (1975) und Maynard (1976) vor. Vergesellschaftungen für einzelne Meeresgebiete und deren Wassermassen definierten Williams (1986) für die Baffin Bay und die Davis-Straße, Koc Karpuz & Schrader (1990) für die Norwegisch-Grönländische See, Pokras & Molfino (1986) für den tropischen und südöstlichen Südatlantik sowie Pichon et al. (1987) und Defelice & Wise (1981) für den atlantischen Sektor des Antarktischen Meeres.

1.3.3 Sedimentation von Diatomeen

Ähnlich komplex, wie sich ökologische Faktoren auf ihre Produktivität auswirken, bestimmen Prozesse in der Wassersäule und im Sediment über Sedimentation und Erhaltung von Diatomeen. Die Bildung von Kieselschlämmen als die extreme Form der Sedimentation von Diatomeen ist eng an hochproduktive Verhältnisse geknüpft, die in der Regel mit Auftriebsprozessen in Zusammenhang gebracht werden (Lisitzin, 1971; 1972; Calvert, 1974).

Meerwasser ist generell gegenüber Opal untersättigt, so daß eine ungeschützte Diatomeenschale praktisch sofort der Lösung unterworfen ist (Broecker & Peng, 1982). Außerdem wäre diese Schale während der Sedimentation nach dem Stokes'schen Gesetz sehr lange dem aggressiven Meerwasser ausgesetzt (ca. 100 Jahre; Schrader & Schuette, 1981). Protoplasmahüllen, die zunächst durch oxidative Vorgänge entfernt werden müssen, schützen die opalinen Schalen jedoch vor sofortiger Lösung. Außerdem sind Prozesse, welche die Sedimentation beschleunigen, für die Sedimentation und Erhaltung von ausschlaggebender Bedeutung. Dies sind die Bildung von Aggregaten während Blütensituationen einerseits (Honjo, 1982; Smetacek, 1985) und die Inkorporation in Kotballen andererseits (Schrader, 1971; Schrader & Schuette, 1981; Gersonde & Wefer, 1987).

Nach Broecker & Peng (1982) ist die Erhaltung von Opal-Skeletten nicht nur von der Opal-Sedimentationsrate, sondern auch von der Menge des nicht-opalinen Materials abhängig. So verbessern höhere Sedimentationsraten die Erhaltungschance durch eine schnellere Bedeckung. Auf und im Sediment ist die Lösungsintensität vom Konzentrationsgefälle zwischen Schale und umgebenden Poren- bzw. Bodenwasser abhängig. Der Lösungsprozeß führt dazu, daß durchschnittlich nur 1-5% der produzierten Diatomeen fossil überliefert werden. Die Lösungsintensität ist dabei oberhalb der Pyknokline und in den obersten Zentimetern der Sedimentsäule am größten (Calvert, 1974; Broecker & Peng, 1982; Schrader & Schuette, 1981). Neuere Untersuchungen an Sedimentfallenmaterial belegen außerdem, daß regional Lateraltransport und Resuspension die Diatomeensedimentation beeinflussen können (Samtleben & Schaefer, im Druck).

2 Material und Methoden

2.1 Untersuchte Kerne und verwendete Daten

Bei der Wahl der untersuchten Profile waren die Lage der Kernpositionen, vorliegende Datierungen der Profile, vorliegende Untersuchungen der Sauerstoffisotopen sowie weitere verwendbare Daten ausschlaggebend.

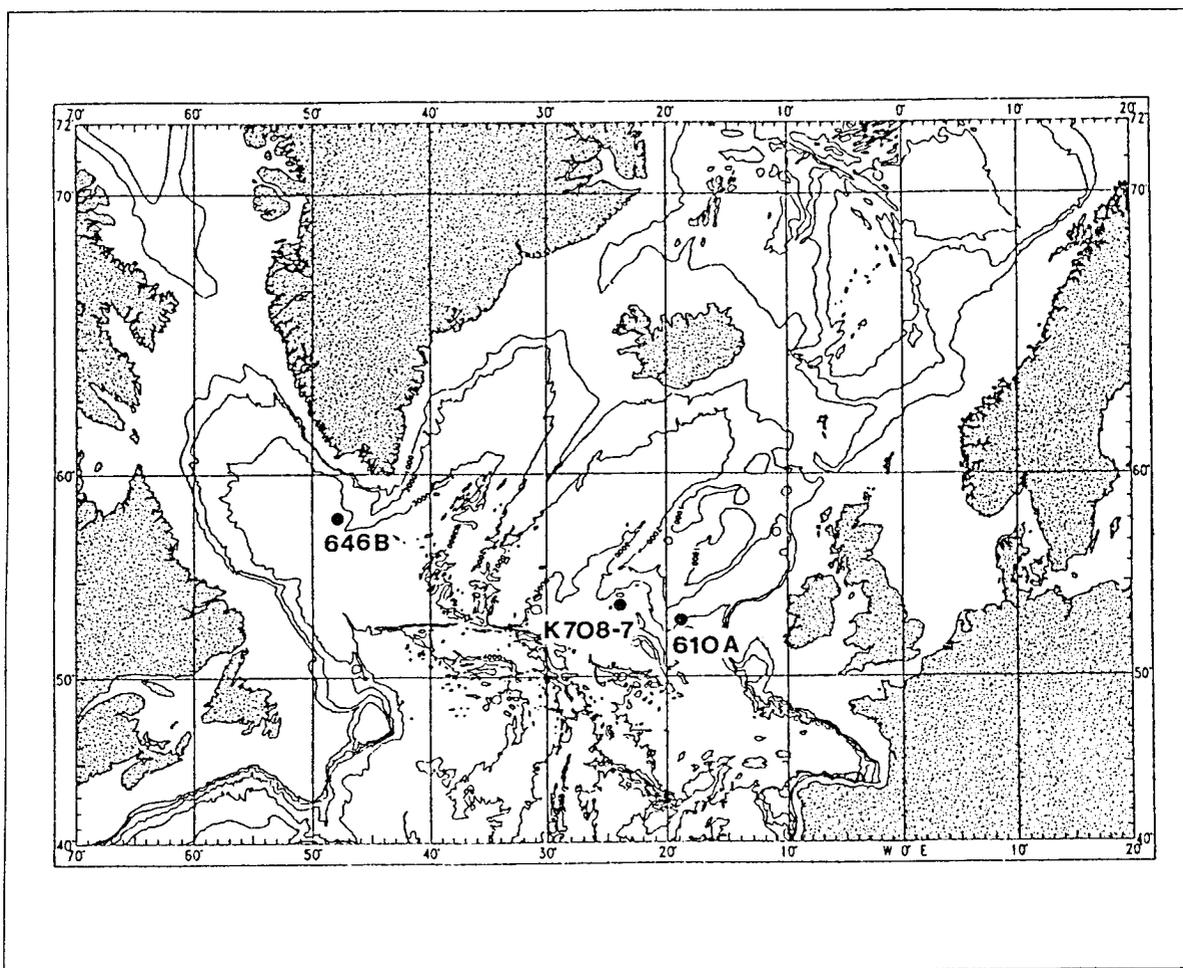


Abb. 2.1: Bathymetrische Karte des nördlichen Nordatlantik mit den geographischen Positionen der untersuchten Kerne

Bohrung 610 A (DSDP-Leg 94) wurde an der Feni-Drift im nordöstlichen Nordatlantik abgeteuft (Abb. 2.1, Tab. 2.1). Die Oberflächenwassermassen dieses Gebietes sind rezent durch die Nord-Atlantik-Drift beeinflusst. Für den gewählten Kern ist eine detaillierte Magnetostratigraphie vorhanden (Clement & Robinson, 1986). Sauerstoffisotopen-Untersuchungen wurden durch Jansen (pers. Mittl.) an identischen Proben vorgenommen. Im Gegensatz zu den Bohrungen von Leg 104 in der Norwegisch-Grönländischen See (Thiede et

al., 1989) treten in diesem Profil keine spätpliozänen Hiaten auf (Ruddiman et al., 1987 a). Hochauflösende Untersuchungen des oberpliozänen Abschnitts von Bohrung 610 A ermöglichen somit eine Rekonstruktion der präglazialen Entwicklung des Oberflächen-Strömungssystems im nordöstlichen Nordatlantik.

Tabelle 2.1: Grunddaten des bearbeiteten Kernmaterials und untersuchte Abschnitte.

Expedition	ODP-Leg 105	DSDP-Leg 94	Kane, 1970
Bohrung/Kern	646 B	610 A	K708-7
Breite	58°12,5' N	53°13,3' N	53°56,0' N
Länge	48°33,2' W	18°53,2' W	24°05,0' W
Wassertiefe	3451 m	2417 m	3502 m
Bearbeiteter Abschnitt	150,9-300,6 m	124,4-180,0 m	10-505 cm
Alter dieser Abschnitte	3,5-2,0 Ma	4,0-2,4 Ma	9-225 ka

Der spätpliozäne Abschnitt von Bohrung 646 B (ODP-Leg 105, s. Abb. 2.1, Tab. 2.1) wurde im Hinblick auf die Ausprägung und Entwicklung des paläo-ozeanographischen Kontrastes zwischen dem nordöstlichen und dem nordwestlichen Nordatlantik untersucht. Die Position von Bohrung 646 B in der Labrador-See unterliegt rezent dem Einfluß des Ostgrönlandstromes und des Ausstroms von Tiefenwasser durch die Dänemarkstraße. Untersuchungen der Sauerstoffisotopenverhältnisse und Grobfraktionsdaten (% >63µm) lagen für vergleichbare Probertiefen vor (Aksu & Hillaire-Marcel, 1989). Die zeitliche Einordnung der Sedimente erfolgte anhand der Magnetostratigraphie (Clement et al., 1989).

Driftsedimente belegen eine starke Einwirkung von Boden- und Tiefenwassermassen in den Gebieten von Bohrung 610 A (Kidd & Hill, 1987; Dickson & Kidd, 1987) und Bohrung 646 B (Srivastava et al., 1987; 1989) Die Tiefenwassermassen werden zum größten Teil durch die Erneuerung des Tiefenwassers in den polaren Bereichen der Norwegisch-Grönländischen See gespeist (u. a. Wenzel, 1986).

Die quartäre Entwicklung wurde anhand eines Abschnittes von Kern K708-7 (Rockall-Plateau) untersucht (Abb. 2.1, Tab. 2.1). Auf dieses Probenmaterial wurde zurückgegriffen, da zahlreiche paläo-ozeanographisch relevante Daten von anderen Bearbeitern vorlagen. An identischen Proben wurden auch Coccolithophoriden von Baumann (1990) und Cadmium peak/background-Werte an planktischen Foraminiferen von Nürnberg (1991) untersucht.

Sauerstoffisotopen-Verhältnisse und Wintertemperaturen des Oberflächenwassers stammen von Ruddiman et al. (1986).

Tabelle 2.2: Bohrungen 610 A und 646 B - Für die Datierung der Proben verwendete Altersangaben von Events der Magnetostratigraphie nach Clement & Robinson (1985; Bohrung 610 A) und Clement et al. (1989; Bohrung 646 B)

Event	Alter (Ma)	610 A-Teufe (mbsf)	646 B- Teufe (mbsf)
Bottom Jaramillo	0.98		81.7/83.6
Bottom Olduvai	1.88	97.88/99.38	
Matuyama/Gauss	2.47	126.68/128.18	190.4/192.6
Top Kaena	2.92	150.38/153.98	
Bottom Kaena	2.99	153.98/155.48	
Top Mammoth	3.08	156.98/158.48	
Bottom Mammoth	3.18	161.50/163.58	
Gauss/Gilbert	3.40	168.08/169.58	292.85/292.95
Top Cochiti	3.88	176.18/177.68	
Bottom Cochiti	3.97	179.18/180.28	
C4: Top N2	6.85		625.24/632.18

Tabelle 2.3: Kern K708-7 - Für die Datierung der Proben verwendete Altersangaben von Events der Sauerstoffisotopenstratigraphie.

Event	Alter (ka)	Teufe (cm)	Altersangaben nach:
1.1	8,6	5	Vogelsang, 1990
2.2	15,0	45	Bard et al., 1987
3.1	27,0	95	Vogelsang, 1990
3.3	50,2	185	Martinson et al., 1987
4.2	64,1	195	Martinson et al., 1987
5.51	122,6	285	Martinson et al., 1987
5.53	125,2	305	Martinson et al., 1987
6.2	135,1	335	Martinson et al., 1987
6.3	142,3	355	Martinson et al., 1987
6.5	175,1	405	Martinson et al., 1987
6.6	183,3	445	Martinson et al., 1987
7.3	215,5	485	Martinson et al., 1987
7.4	224,9	505	Martinson et al., 1987

Für stratigraphische Einordnungen wurde auf die veröffentlichten Daten zurückgegriffen (Bohrung 610 A: Clement & Robinson, 1987; Bohrung 646 B: Clement et al., 1989; Kern K708-7: Ruddiman et al., 1986; Martinson et al., 1987; Bard et al., 1987; Vogelsang, 1990). Die Publikationen enthalten datierte Umkehrungen des Erdmagnetfeldes (Magnetostratigraphie) bzw. datierte Ereignisse der Sauerstoffisotopen-Stratigraphie. Die Ermittlung der Probenalter erfolgte durch lineare Interpolation zwischen zwei datierten

Teufen. Die Tabellen 2.2 und 2.3 dokumentieren die benutzten Alters-Teufen-Punkte für die bearbeiteten Kernabschnitte.

Die Bearbeitung der Proben von Bohrung 610 A im Rahmen dieser Arbeit umfaßte zunächst 50 Proben mit einem Probenabstand von 1 m entsprechend ca. 20 ky. Diese Voruntersuchungen ergaben, daß sich palökologische Veränderungen im Abschnitt 2.7-2.4 Ma konzentrierten (Trend zur Abnahme warmadaptierter Arten, Umkehrung des Korrelationsmusters Sauerstoffisotopenverhältnisse/Diatomeenanzahl). Aus diesem Grund wurde im weiteren Verlauf der Arbeit dieser Abschnitt mit höherer Auflösung (15 cm/3 ky) untersucht.

In Bohrung 646 B war der Kerngewinn sehr unterschiedlich (z. T. nur im Core Catcher). Deshalb differieren die Beprobungsabstände auch relativ stark und reichen von 0.74 bis 13.22 m. Dies entspricht einer zeitlichen Auflösung von ca. 7 ky bis 134 ky.

Die Beprobungsabstände in Kern K708-7 reichen von 5 bis 20 cm. Die Entscheidung, welche Proben bearbeitet wurden, orientierte sich an interessanten Abschnitten in der Sauerstoffisotopen-Kurve und den Cadmium-peak/background-Werten. Der zeitliche Probenabstand beträgt minimal 0.8 und maximal 15.3 ky.

2.2 Probenbearbeitung

Die Proben von Bohrung 610 A lagen als getrocknete Restproben (von Dr. E. Jansen, Bergen) der Fraktion $<125 \mu\text{m}$ vor, Proben von Kern K708-7 waren getrocknete Teilproben und das Material von Bohrung 646 B waren Originalproben aus Lamont. Getrocknete Proben wurden mit H_2O demin. angefeuchtet, alle Proben gefriergetrocknet. Den weiteren Ablauf der Bearbeitung zeigt das Flußdiagramm in Abb. 2.2. Die Weiterbehandlung einer mittels Feinwaage gewägten Menge geschah in einem 400 ml Becherglas (hohe Form). Durch Zugabe von 10%-iger Salzsäure wurden Karbonate entfernt. Das anschließende Kochen in 30%-igem H_2O_2 bis zum Aussetzen der gaserzeugenden Reaktion eliminiert den organischen Kohlenstoffanteil.

Im Anschluß an diese Prozedur erfolgte das Auswaschen der Tonfraktion. Die Bechergläser sind so gewählt, daß eine volle Füllung (400 ml) genau die Höhe erreicht, die einer Falldauer von 8 Stunden für Partikel $>2 \mu\text{m}$ entspricht (berechnet nach dem Stokes'schen Gesetz). Die Zugabe des Dispersionsmittels Natriumpyrophosphat wurde jeweils nach etwa 6-7 Auswaschungen durchgeführt. Je nach Arbeitseinteilung waren die Gläser mit 200, 300 oder 400 ml gefüllt, und der Überstand wurde entsprechend nach 4, 6 oder 8 Stunden mittels einer

Wasserstrahlpumpe abgesaugt. Dieser Arbeitsgang wiederholte sich so lange, bis der Überstand klar blieb und somit die Tonfraktion aus der Probe entfernt war.

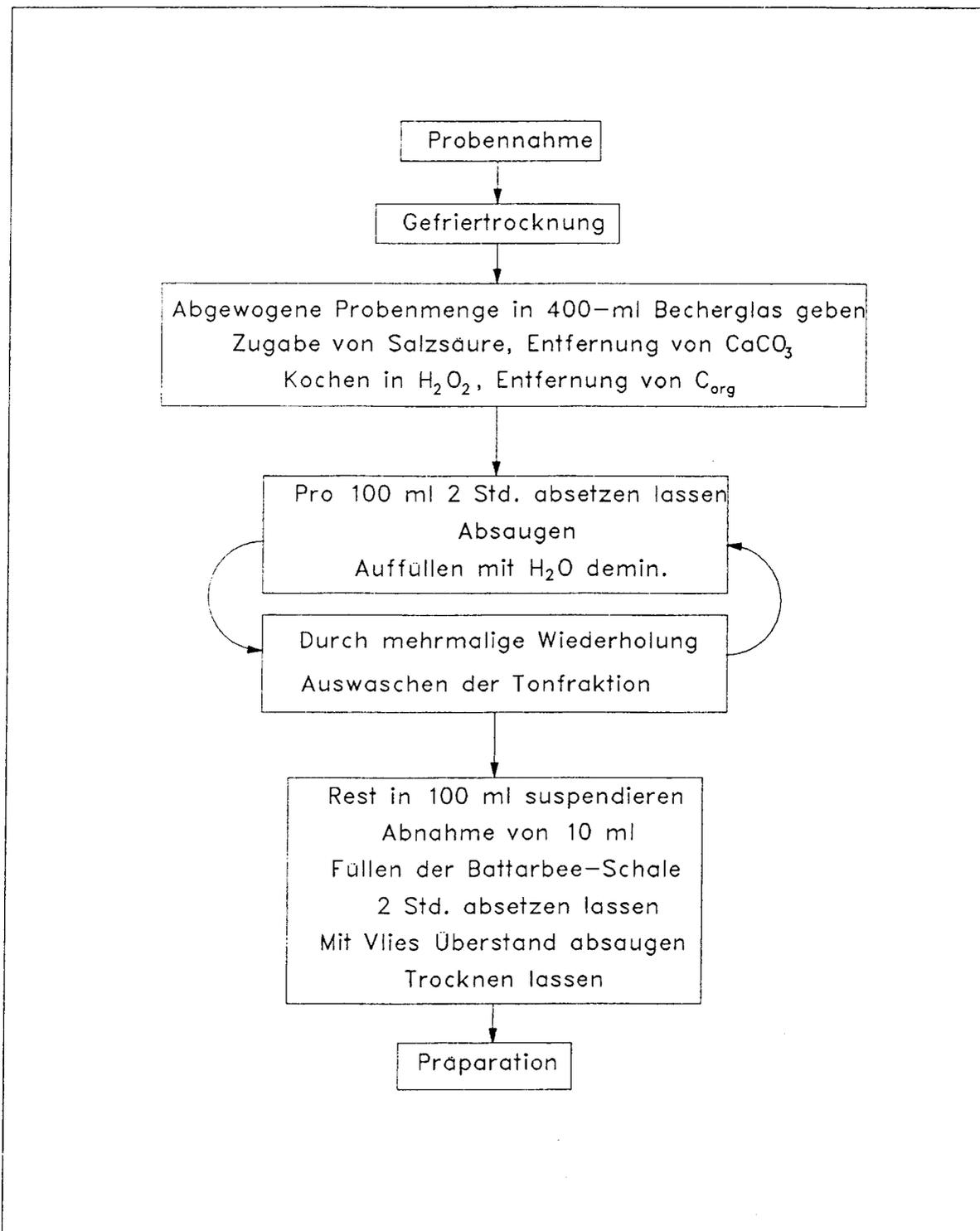


Abb. 2.2: Übersicht über den Arbeitsgang der Probenbearbeitung

Die CaCO_3 -, C_{org} - und tonfreie Restprobe wurde in 50 oder 100 ml Wasser suspendiert. Die Abnahme von genau 2,5, 5 oder 10 ml dieser Suspension (je nach Menge des Restes) ermöglicht den Rückschluß auf das gesamte Probengewicht. Für die Präparation wurden Battarbee-Schalen verwendet. Diese sind so konzipiert, daß Vertiefungen im Schalenboden runde Deckgläschen mit einem Durchmesser von 2 cm aufnehmen (Battarbee, 1973). Die Schalenfläche beträgt dabei das 25-fache der Deckglasfläche. Jeweils zwei Deckgläser pro Schale wurden vor dem Aufbringen der Proben mit etwas Wasser bedeckt, um Aufschwimmen zu verhindern. Nach zwei Stunden Absetzdauer erfolgte das Absaugen des Überstandes mit einem Vliesstreifen (nach Gersonde, mdl. Mittlg.).

Als Einbettungsmittel bei der Präparation fanden Hyrax ($n_D=1.71$) und Mountex ($n_D=1.67$) Verwendung. Der weitere Vorgang der Präparation bestand aus dem Aufbringen des Einbettungsmittels auf das Deckgläschen, das Eindampfen des Lösungsmittels unter dem Abzug und dem Übertragen auf einen Objektträger.

2.3 Quantitative Diatomeenanalyse

Die Durchsicht der Präparate erfolgte mit einem Zeiss-Axiophot Durchlichtmikroskop bei 1000-facher Vergrößerung. Meist wurde mit differentiellm Interferenzkontrast gearbeitet, es kamen aber auch Phasenkontrast- und Hellfeld-Mikroskopie zum Einsatz.

Es wurde angestrebt, bei der Auszählung der Präparate eine Anzahl von mindestens 200 Diatomeen-Valven (ohne *Chaetoceros*-Sporen) zu erreichen. In den Proben von Bohrung 646 B und Kern K708-7 war das in vielen Fällen nicht möglich. In Präparaten mit geringeren Diatomeen-Anzahlen wurden mindestens drei Traversen gezählt.

Die quantitativen Untersuchungen richteten sich nach Schrader & Gersonde (1978). Die Auszählung erfolgte über einem 140 μm breiten Maßstab für eine mittels einer Noniusskala gemessenen Strecke (mindestens 1 Traverse = 2 cm). Als Bestimmungsliteratur kamen überwiegend folgende Quellen zur Anwendung: Hustedt (1930), Hendey (1964), Simonsen (1972), Schrader (1973; 1974), Schrader & Fenner (1976), Hasle & Fryxell (1977), Fryxell & Hasle (1977; 1979; 1980), Hasle (1978), Sancetta (1982) und Fryxell et al. (1986).

Durch Errechnung der ausgezählten Fläche kann eine quantitative Angabe in der Form "Anzahl Diatomeen-Valven pro Gramm Trockensediment" gemacht werden, im Folgenden jeweils Mio/g abgekürzt (dabei muß beachtet werden, daß die Proben von Bohrung 610 A als Fraktion <125 μm vorlagen). Diese Berechnung erfolgt anhand folgender Formel:

$F_s * N_a$	$F_s =$	Fläche der Battarbee-Schale
-----	$F_a =$	ausgezählte Fläche
$= N_d$ mit:	$N_a =$	Auszählergebnis
$F_a * S\% * G_p$	$N_d =$	Diatomeen-Anzahl
	$S\% =$	Anteil der verwendeten Suspension
	$G_p =$	Probengewicht

2.4 Gruppierung der Arten nach ökologischen Aspekten

Etwa 90% der im Rahmen dieser Untersuchung in oberpliozänen Sedimenten des Nordatlantik bestimmten Arten leben auch in rezenten Ozeanen. Viele Arten erreichen ihr Wachstumsoptimum unter bestimmten klimatischen Verhältnissen in einem bevorzugten Habitat. Die Unterscheidung tropischer, subtropischer, temperierter, subpolarer und polarer Klimazonen sowie benthischer, tychopelagischer, neritischer und ozeanischer Habitate ermöglicht eine Gruppierung der Diatomeen (s. Abb 1.1, Tab. 4.9). Tychopelagische Arten leben überwiegend benthisch, können aber auch im Plankton auftreten (Cupp, 1940; Raymont, 1980). Dabei ist zu bedenken, daß die Verbreitung der meisten Arten mehrere Klimazonen und mehrere Habitate umfassen kann. In allen Klimazonen auftretende Arten werden als kosmopolitisch bezeichnet.

Die Datenauswertung bezüglich der bekannten Ökologie rezenter Arten erlaubt die Gliederung der beobachteten spätpliozänen und quartären Arten in neun Gruppen. Sieben Gruppen sind durch die Bevorzugung der in ihnen enthaltenen Arten für bestimmte Habitate bzw. Klimazonen charakterisiert. Dabei wurden die optimal im tropischen und subtropischen Klimagürtel gedeihenden Arten zusammenfassend als "Warmwasserarten" bezeichnet. Entsprechend wurden die in polaren und subpolaren Gewässern begünstigten Arten als "Kaltwasserarten" angesprochen. In der temperierten Klimazone treten Kaltwasserarten neben Warmwasserarten auf. Ein Wachstumsoptimum in der temperierten Zone ist nur für wenige Arten beschrieben. Um die Anzahl der Gruppen übersichtlich zu halten, wurden diese Arten jedoch nicht als eigene Gruppen definiert, sondern nach ihrer Verbreitung über die temperierte Zone hinaus den Warmwasser-, Kaltwasser- oder kosmopolitischen Arten zugeordnet. Benthische und tychopelagische Arten sind in einer Gruppe zusammengefaßt. Zwei weitere Gruppen enthalten die *Chaetoceros*-Sporen sowie umgelagerte Arten. Alle fossilen Arten sowie diejenigen, für die keine gesicherten ökologischen Daten vorlagen, sind als Sonstige zusammengefaßt.

2.5 Clusteranalysen

Zweck der Clusteranalyse ist es, die untersuchten Proben eines Datensatzes im Hinblick auf ihre Ähnlichkeit zu analysieren und eine Klassifizierung der Proben zu ermöglichen. Im Rahmen dieser Arbeit wurden drei Kernprofile im Hinblick auf die Veränderlichkeit der Ozeanographie untersucht und interpretiert. Gruppierung nach ökologischen Aspekten und die Anwendung von Clusteranalysen auf diese Daten erlauben eine Zuordnung jeder Probe zu einem Cluster. Dieses ist durch eine charakteristische Zusammensetzung der nach Habitaten und Klimazonen unterschiedenen Gruppen gekennzeichnet. Anhand der durchschnittlichen Gruppenanteile der Cluster lassen sich die Unterschiede der Taphozönosen palökologisch interpretieren.

Für die Ermittlung des Abstandes zweier Proben gibt es verschiedene Distanzmaße und verschiedene Methoden, den Abstand eines gebildeten Clusters zu den übrigen Proben bzw. Clustern neu zu berechnen (Agglomeration). Durch eine Standardisierung der Daten vor der Analyse kann verhindert werden, daß Merkmale (Gruppenanteile) mit relativ geringen Werten einen unangemessenen Einfluß auf die Abstandsberechnung haben (Henrion et al., 1988; Hartung & Elpelt, 1986).

In Abb. 2.3 ist der Weg von der Datenerfassung bis zur paläo-ozeanographischen Interpretation schematisch dargestellt, in Abb. 2.4 anhand eines Beispielen erläutert. Als Distanzmaß wurde in allen Analysen der euklidische Abstand verwendet. In die Clusteranalysen gingen zunächst alle untersuchten Proben ein. In die Interpretation sind einige Proben wegen der zu geringen Diatomeenanzahl nicht mit einbezogen worden (s. Abschnitt 4.3)

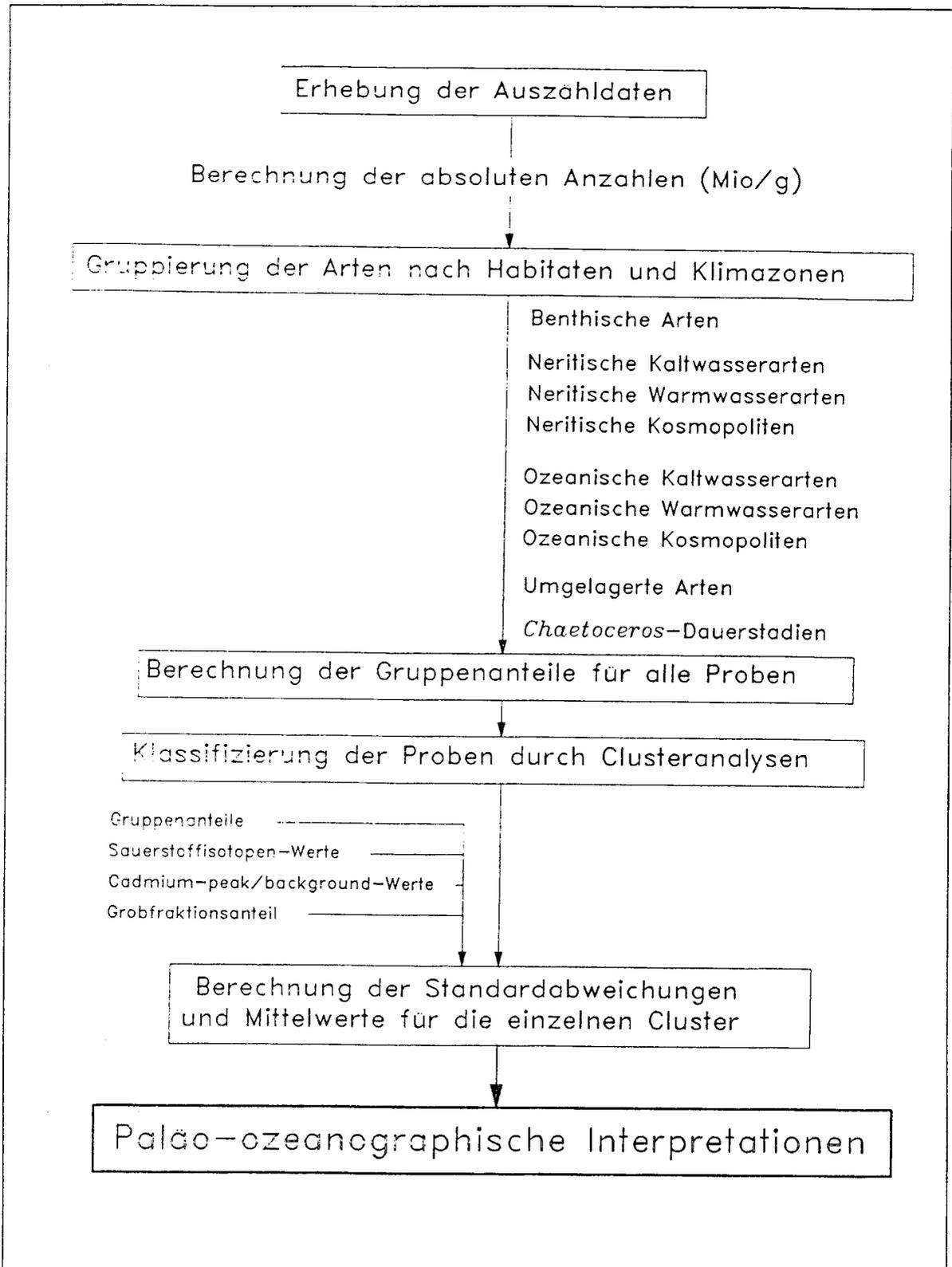


Abb. 2.3: Übersichtliche Darstellung der Datenverarbeitung

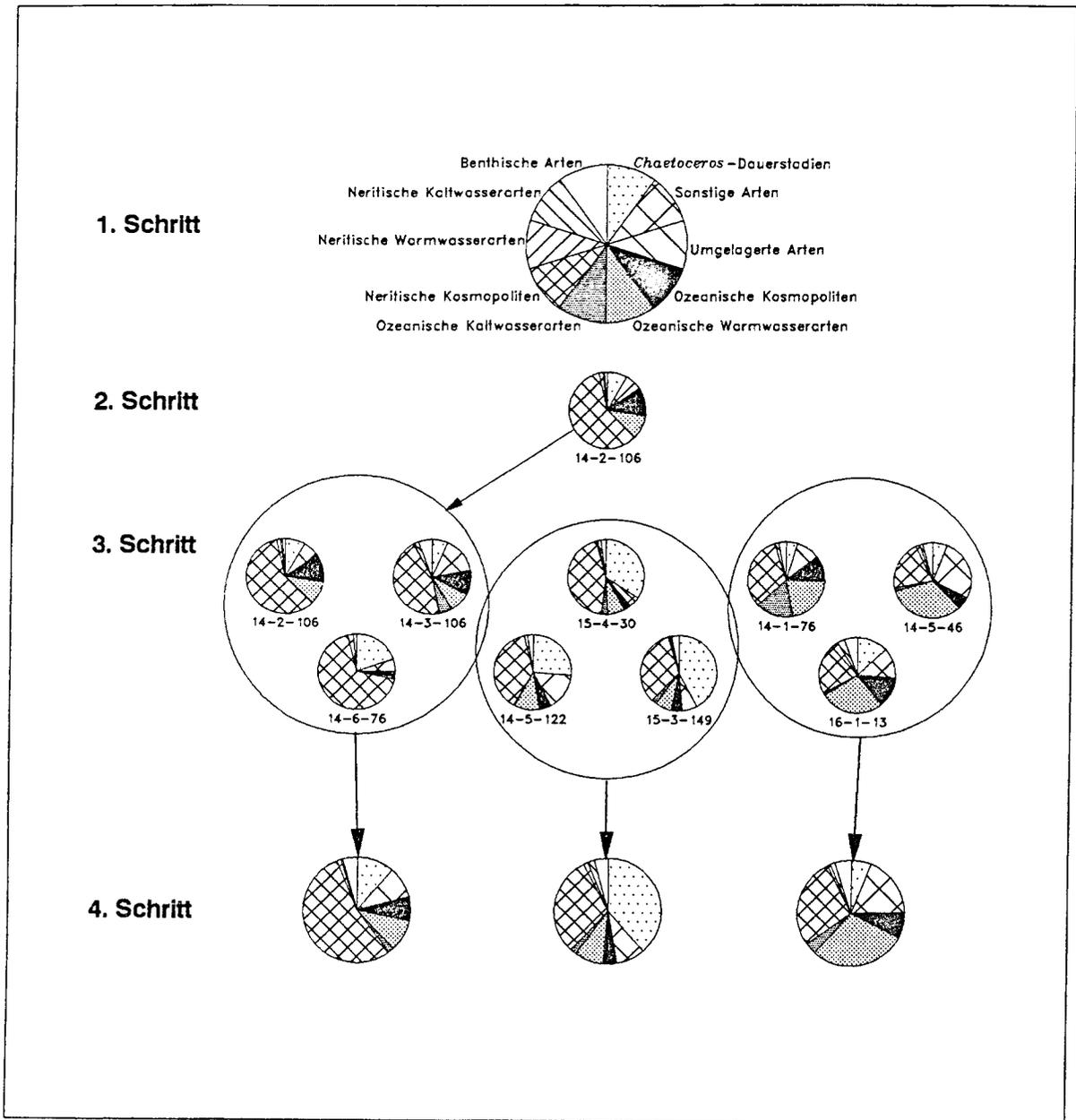


Abb. 2.4: Erläuterung der Vorgehensweise bei der paläo-ozeanographischen Interpretation anhand von 9 Proben des Datensatzes von Bohrung 610 A - 1. Schritt: Einteilung der Arten nach Habitaten und Klimazonen in Gruppen unter Verwendung von Literaturangaben, 2. Schritt: Bestimmung der Gruppenanteile für jede Probe, 3. Schritt: Klassifizierung der Proben anhand von Clusteranalysen, 4. Schritt: Mittelwertbestimmung der Gruppenanteile für die errechneten Cluster.

3 Taxonomie und Auszähltdaten

3.1 Florenliste

In der nachfolgenden Florenliste sind alle nachgewiesenen Arten zusammengestellt. Um die Übersichtlichkeit zu wahren, enthält diese Florenliste weder eine vollständige Aufzählung der teilweise sehr zahlreichen Synonyme noch eine umfassende Auflistung der vorliegenden Literatur. Für weitergehende Informationen wird auf Van Landingham (1967-78) verwiesen. In den meisten Fällen sind drei Zitate angegeben. Das erste Zitat weist auf die Einführung der validen Bezeichnung des gebrauchten Namens hin. Die anderen Referenzen sind so gewählt, daß Zitate mit aktualisierten Beschreibungen der Art und Zitate mit ökologischen Aussagen über die Art bevorzugt wurden. Synonyme sind in den Fällen aufgeführt, wenn sie noch in Arbeiten nach 1960 (z. B. DSDP- oder ODP-Bearbeitungen) Verwendung fanden.

***Actinocyclus* sp. Baldauf 1987**

Baldauf 1987, p. 754, pl. 4, fig. 5.

***Actinocyclus curvatulus* Janisch 1878**

Tafel 2, Fig. 1-5.

Janisch in A. S. Atlas 1878, pl. 57, fig. 31.

Sancetta 1982, p. 222, pl. 1 figs. 1-3.

Baldauf 1987, pl. 2, figs. 2, 14.

***Actinocyclus ehrenbergii* Ralfs 1861**

Ralfs in Pritchard 1861, p. 834.

Hustedt 1930, pp. 525-533, figs. 298-302.

***Actinocyclus ellipticus* Grunow 1883**

Grunow in van Heurck 1883, pl. 124, fig. 10.

Hustedt 1930, p. 533, fig. 302.

Schrader 1973, pl. 8, figs. 7-9, 12-14, 16, 17.

***Actinocyclus elongatus* Grunow 1883**

Grunow in van Heurck 1883, pl. 125, fig. 15.

Kolbe 1955, p. 164, pl. 2, figs. 20.

Simonsen 1974, p. 21, pl. 20, figs. 1-3.

***Actinocyclus ingens* Rattray 1890**

Rattray 1890, p. 149, pl. 11, fig. 7.

Kanaya 1971, p. 554, pl. 40.6, figs. 1-9.

Baldauf 1987, pl. 2, fig. 1.

***Actinocyclus oculatus* Jousé 1968**

Jousé 1968, p. 18, pl. 2, figs. 2-5.

Barron 1985a, p. 780, fig. 9.1.

Koizumi 1973, p. 831, pl. 2, figs. 8,9.

***Actinocyclus* spp.**

***Actinoptychus senarius* (Ehrenberg) Ehrenberg 1843**

Ehrenberg 1843, p. 166.

Sancetta 1982, p. 225, pl. 1, fig. 7.

Schrader 1973, pl. 22, figs. 4, 5, 12, 15.

(Syn.: *A. undulatus*)

***Asteromphalus flabellatus* (Brebisson) Greville 1859**

Greville 1859, p. 160, pl. 7, figs. 4, 5.

Hustedt 1930, p. 498, fig. 279.

Jousé 1977, pl. 18, fig. 2, pl. 39, fig. 3.

***Asteromphalus hookeri* Ehrenberg 1844**

Ehrenberg 1844, fig. 3.

Hustedt 1958, pp. 127-128, pl. 8, figs. 88-90.

Schrader 1973, pl. 21, fig. 6.

***Asteromphalus robustus* Castracane 1875**

Castracane 1875, p. 393, pl. 6, fig. 5.

Hustedt 1930, p. 496, fig. 278.

Sancetta 1982, p. 226, pl. 1, fig. 10.

***Asteromphalus* spp.**

***Azpeitia africana* (Janisch) Fryxell & Watkins 1986**

Fryxell et al. 1986, pp. 22-23, figs. 22, 23, 32(1,2).

Hustedt 1930, p. 428, fig. 231.

Koizumi 1986, pl. 2, fig. 9.

(Syn. *Coscinodiscus africanus*)

***Azpeitia neocrenulata* (Van Landingham) Fryxell & Watkins 1986**

Fryxell et al. 1986, p. 18, figs. 16, 30(2).

Simonsen 1974, p. 16, pl. 9, fig. 5.

Hustedt 1930, p. 411, fig. 219.

(Syn.: *Coscinodiscus crenulatus*)

***Azpeitia nodulifer* (Schmidt) Fryxell & Sims 1986**

Tafel 1, Fig. 2.

Fryxell et al. 1986, p. 19, figs. 17, 18(1,2,4,5), 30(3,4).

Baldauf 1987, pl. 1, figs. 3, 7.

Barron 1985a, figs. 10.10, 10.11.

(Syn.: *Coscinodiscus nodulifer*)

***Azpeitia praenodulifer* (Barron) Sims & Fryxell 1986**

Fryxell et al. 1986, p. 16.

Barron 1983, p. 511, pl. 3, figs. 9, 10; pl. 4, fig. 8.

(Syn.: *Coscinodiscus praenodulifer*)

***Azpeitia tabularis* (Grunow) Fryxell & Sims 1986**

Fryxell et al. 1986, p. 16, figs. 14, 15, 30(1).

Baldauf & Barron 1982, p. 69, pl. 4, figs. 6, 7.

Fenner et al. 1976, pl. 7, figs. 10-13.

(Syn.: *Coscinodiscus tabularis*)

***Azpeitia vetustissima* (Pantocsek) Sims 1986**

Fryxell et al. 1986, p. 16.

Hustedt 1930, p. 412, fig. 220.

Baldauf & Barron 1987, p. 69, pl. 3, figs. 5-7.

(Syn.: *Coscinodiscus vetustissimus*)

***Azpeitia* spp.**

***Bacteriastrum delicatulum* Cleve 1897**

Cleve 1897, p. 298, fig. 15.

Hustedt 1930, p. 612, fig. 353.

Hendey 1964, p. 139, pl. 6, fig. 1.

***Bacteriastrum hyalinum* Lauder 1864**

Lauder 1864, p. 8, pl. 3, fig. 7.

Hendey 1964, p. 139, pl. 6, fig. 1.

Baldauf 1987, pl. 6, fig. 10.

***Bacteriosira fragilis* Gran 1900**

Gran 1900, p. 114.

Sancetta 1982, p. 227, pl. 2, figs. 1-4.

Koizumi 1975, pl. 2, figs. 5, 6.

***Biddulphia aurita* (Lyngbye) Brebisson & Godey 1838**

Brebisson & Godey 1838, p. 12.

Hustedt 1930, p. 846, fig. 501.

Hendey 1964, p. 103, pl. 24, fig. 6.

***Biddulphia* spp.**

***Cestodiscus muhinae* Jousé 1974**

Tafel 4, Fig. 10.

Jousé 1974, p. 344-345, pl. 1, figs. 1-5.

Schrader & Fenner 1976, pl. 27, figs. 11, 12; pl. 29, fig. 4.

***Cestodiscus pulchellus* Greville 1866**

Greville 1866, p. 123, pl. 11, fig. 5.

Barron 1985a, fig. 10.15.

Baldauf 1987, pl. 4, fig. 10.

***Cestodiscus* spp.**

***Chaetoceros*-Dauerstadien**

Die überwiegend marinen, meist neritischen *Chaetoceros*-Arten sind durch ein hohes Variationsvermögen gekennzeichnet (Stockwell & Hargraves, 1986). Nach Hustedt (1930) sind *Chaetoceros*-Arten in den meisten Fällen nur bei Vorliegen vollständiger Ketten mit Endzellen, Chromatophoren und Dauerstadien sicher bestimmbar. Schon das Fehlen eines dieser drei Merkmale kann die Richtigkeit der Untersuchung in Frage

stellen. In den untersuchten Proben finden sich jedoch jeweils nur die Dauerstadien. Die Dauerstadien mancher Arten sind allerdings so charakteristisch, daß hier trotzdem Angaben über einzelne Arten gemacht werden, allerdings in jedem Fall mit der Einschränkung "cf." versehen.

***Chaetoceros* sp. cf. *C. cinctum* Gran 1897 (Dauerstadien)**

Gran 1897, p. 24, pl. 2, figs. 23-27.

Hustedt 1930, p. 748, fig. 432.

Hendey 1964, p. 135, pl. 11, fig. 4.

***Chaetoceros* sp. cf. *C. debile* Cleve 1894 (Dauerstadien)**

Tafel 5, Fig. 6-7.

Cleve 1894, p. 13, pl. 1, fig. 2.

Hustedt 1930, p. 740, fig. 428.

Hendey 1964, p. 133, pl. 14, fig. 7.

***Chaetoceros* sp. cf. *C. diadema* (Ehrenberg) Gran 1897 (Dauerstadien)**

Tafel 5, Fig. 4-5.

Gran 1897, p. 20, pl. 2, figs. 16-18.

Hustedt 1930, p. 709, fig. 404.

Hendey 1964, p. 128, pl. 10, fig. 1.

(Syn.: *C. subsecundus*)

***Chaetoceros* sp. cf. *C. mitra* (Bailey) Cleve 1896 (Dauerstadien)**

Tafel 5, Fig. 8.

Cleve 1896, p. 8, pl. 2, figs. 1, 2.

Hustedt 1930, p. 677, fig. 384.

Hendey 1964, p. 124, pl. 16, fig. 2.

***Chaetoceros* sp. 1 (Dauerstadien)**

Tafel 5, Fig. 1-2.

***Chaetoceros* sp. 2 (Dauerstadien)**

Tafel 5, Fig. 3.

vgl. *Periptera* sp. II in Hajos 1968, p. 138, pl. 38, fig. 9.

***Chaetoceros* sp. 3 (Dauerstadien)**

Tafel 5, Fig. 9-10.

***Chaetoceros* sp. 4 (Dauerstadien)**

Tafel 5, Fig. 11.

***Chaetoceros* sp. 5 (Dauerstadien)**

Tafel 5, Fig. 12.

***Chaetoceros* sp. 6 (Dauerstadien)**

Tafel 5, Fig. 13.

***Chaetoceros* spp. (Dauerstadien)**

***Cocconeis* spp.**

***Coscinodiscus asteromphalus* Ehrenberg 1844**

Ehrenberg 1844, p. 77.
Hustedt 1930, p. 452, fig. 250.

***Coscinodiscus decrescens* Grunow 1878**

Grunow in A. Schmidt Atlas 1878, pl. 61, figs. 7-10.
Hustedt 1930, p. 430, fig. 233.

***Coscinodiscus marginatus* Ehrenberg 1841**

Ehrenberg 1841, p. 142.
Fenner 1977, pl. 8, figs. 3, 7.
Baldauf 1987, pl. 1, fig. 1.

***Coscinodiscus oculus iridis* Ehrenberg 1839**

Ehrenberg 1839, p. 147.
Hendey 1964, p. 78, pl. 24, fig. 1.
Sancetta 1982, p. 229, pl. 2, fig. 11.

***Coscinodiscus plicatus* Grunow 1878**

Grunow in Schmidt et al. 1878, pl. 59, fig. 1.
Schrader 1973, p. 703, pl. 6, fig. 23.
Barron 1985a, figs. 10.1, 10.2.

***Coscinodiscus radiatus* Ehrenberg 1839**

Ehrenberg 1839, p. 148, pl. 3, figs. 1a-c.
Hustedt 1930, p. 420, fig. 225.
Akiba 1985, pl. 1, figs. 5, 6.

***Coscinodiscus salisburyanus* Lohman 1948**

Lohman 1948, p. 164, pl. 7, fig. 5.
Baldauf & Barron 1982, p. 69, pl. 4, fig. 4.
Barron 1985b, pl. 3, fig. 9.

***Coscinodiscus* spp.**

***Cosmioidiscus insignis* Jousé 1959**

Jousé 1959, pl. 4, fig. 9.
Akiba 1985, pl. 17, fig. 1.
Barron 1985a, p. 783, fig. 9.9.

***Cyclotella* spp.**

***Delphineis parallelica* (Schrader) Andrews 1987**

Andrews 1987, p. 200.
Schrader & Fenner 1976, p. 995, pl. 5, figs. 15-19.
(Syn.: *Raphoneis parallelica*)

***Delphineis surirella* (Ehrenberg) Andrews 1981**

Andrews 1981, p. 83, pls. 1+2, figs. 1-7.
Schrader 1973, pl. 25, figs. 4, 6.
Sancetta 1982, p. 236, pl. 4, figs. 3-4.
(Syn.: *Raphoneis surirella*)

***Delphineis surirelloides* Simonsen 1974**

Simonsen 1974, p. 35, pl. 23, figs. 2-8.
Andrews 1981, p. 86.

***Delphineis* spp.**

***Denticulopsis* spp.**

***Diploneis* spp.**

***Ethmodiscus rex* (Wallich) Hendey 1953**

Wiseman & Hendey 1953, p. 51, pl. 1, fig. 1-6; pl. 2, fig. 1.
Jousé 1977, pl. 36, fig. 11.
(nur Bruchstücke!)

***Hemiaulus arcticus* Grunow 1884**

Grunow 1884, p. 63, pl. 2, fig. 27.
Hustedt 1930, p. 879, fig. 524.

***Hemidiscus cuneiformis* Wallich 1860**

Tafel 1, Fig. 3.
Wallich 1860, p. 42, pl. 2, figs. 3, 4.
Fryxell et al. 1986, p. 25, fig. 26.
Baldauf 1987, pl. 4, figs. 7, 8.

***Hyalodiscus* spp.**

***Melosira granulata* (Ehrenberg) Ralfs 1861**

Tafel 4, Fig. 6.
Ralfs in Pritchard 1861, p. 820.
Hustedt 1930, p. 248, fig. 104.

***Melosira islandica* Müller 1906**

Tafel 4, Fig 7, 8?
Müller 1906, p. 56, pl. 1, figs. 3-6.
Hustedt 1930, p. 252, fig. 106.
Schrader & Fenner 1976, pl. 27, figs. 9, 10.

***Melosira westii* Smith 1856**

Smith 1856, p. 59, pl. 52, fig. 333.
Hendey 1964, p. 73, pl. 1, fig. 4; pl. 22, fig. 8.
Hustedt 1930, p. 268, fig. 113.

***Melosira* spp.**

***Navicula* spp.**

***Nitzschia bicapitata* Cleve 1900**

Cleve 1900, p. 933, fig. 12.
Hustedt 1958, p. 169, pl. 13, figs. 176-190.
Simonsen 1974, p. 50, pl. 35, figs. 3-15.

***Nitzschia fossilis* (Frenguelli) Kanaya 1970**

Kanaya & Koizumi 1970, p. 59.
Schrader 1973, p. 707, pl. 4, figs. 9-11, 24, 25.
Baldauf 1987, pl. 5, figs. 5, 7, 8.

***Nitzschia grunowii* Hasle 1972**

Hasle 1972, p. 115.
Sancetta 1982, p. 233, pl. 3, figs. 8-10.
Akiba 1985, pl. 24, figs. 19-21.

***Nitzschia interrupta* Heiden 1928**

Heiden & Kolbe 1928, p. 665, pl. 7, fig. 150.
Schrader 1974, pl. 15, figs. 1-7, 10-11.
Baldauf 1987, pl. 5, fig. 17.

- Nitzschia jouseae* Burckle 1972
Burckle 1972, p. 240, pl. 2, figs. 17-20.
Schrader 1974, pl. 7, figs. 14-23.
Baldauf 1985, pl. 6, figs. 13, 14.
- Nitzschia kolaczekii* Grunow 1877
Grunow 1877, p. 165, pl. 94, fig. 10.
Kolbe 1955, p. 174, pl. 2, figs. 22, 23.
Koizumi 1989, fig. 25.
- Nitzschia marina* Grunow 1880
Cleve & Grunow 1880, p. 70.
Hustedt 1958, p. 174, pl. 12, fig. 147.
Schrader 1974, pl. 5, figs. 1, 2, 5.
- Nitzschia miocenica* Burckle 1972
Burckle 1972, p. 240, pl. 2, figs. 10-15.
Barron 1985a, p. 802, fig. 13.5.
Schrader 1974, pl. 5, figs. 10, 11.
- Nitzschia panduriformis* Gregory 1857
Gregory 1857, p. 529, fig. 57.
Fenner 1977, pl. 32, figs. 27-29.
Baldauf 1985, pl. 5, fig. 8.
- Nitzschia reinholdii* Kanaya & Koizumi 1970
Kanaya & Koizumi 1970, p. 58.
Schrader 1974, pl. 5, figs. 3, 4, 6-9, 12, 13.
Koizumi 1986, pl. 1, fig. 6.
- Nitzschia* sp. cf. *N. cylindrica* Burckle 1972
Burckle 1972, p. 239, pl. 2, figs. 1-6.
Schrader 1973, p. 707, pl. 5, figs. 27, 32, 33.
- Nitzschia* sp. 2 Baldauf 1987
Baldauf 1987, pl. 5, figs. 18, 19.
- Nitzschia* spp.
- Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve 1873
Tafel 3, Figs. 5-9.
Cleve 1873, p. 7.
Hustedt 1930, p. 276, figs. 118, 119.
Sancetta 1982, p. 235, pl. 3, figs. 13-15.
(Syn.: *Melosira sulcata*)
- Planktoniella sol* (Wallich) Schütt 1893
Schütt 1893, p. 20, fig. 8.
Hustedt 1930, p. 465, fig. 259.
Fryxell & Hasle 1972, pl. 8, figs. 34-37.
- Pleurosigma* spp.
- Porosira glacialis* (Grunow) Jörgensen 1905
Jörgensen 1905, p. 97, pl. 6, fig. 7.
Schrader & Fenner 1976, pl. 16, figs. 2, 4.
Sancetta 1982, p. 235, pl. 3, figs. 16-18.
- Pseudoenotia doliolus* (Wallich) Grunow 1881
Grunow in van Heurck 1881, pl. 35, fig. 32.
Akiba 1985, pl. 22, figs. 1-2.
Barron 1985a, p. 788, fig. 13.2.
- Pseudopodosira wittii* (Schulz) Vekshina 1961
Vekshina 1961, p. 90.
Dzinoridze et al. 1978, pl. 15, figs. 16, 17.
Abbott & Andrews 1979, p. 246, pl. 4, fig. 23 (as *M. westii*).
Jousé 1977, pl. 15, fig. 18, 19.
- Raphoneis ampiceros* (Ehrenberg) Ehrenberg 1844
Ehrenberg 1844, p. 87.
Andrews 1975, p. 204, pl. 1, figs. 9-12.
Schrader 1973, pl. 25, figs. 2, 3.
- Raphoneis wicomicoensis* Lohman 1948
Lohman 1948, p. 183, pl. 11, fig. 9.
Andrews 1975, p. 216, pl. 3, fig. 51.
Schrader & Fenner 1976, pl. 7, fig. 11.
- Raphoneis* sp. cf. *Raphoneis diamantella* Andrews 1976
Andrews 1976, pl. 6, figs. 16-18.
Andrews 1975, p. 207, pl. 2, figs. 21-24; pl. 4, figs. 61-63.
- Raphoneis* sp. 1
Tafel 4, Fig. 11.
vgl.: *Raphoneis globosa* in Jousé 1977, pl. 30, fig. 8-10.
- Raphoneis* spp.
- Rhizosolenia barboi* (Brun) Tempère & Peragallo 1908
Tempère & Peragallo 1908, p. 26, fig. 47.
Donahue 1970, p. 136, pl. 1, figs. b, c.
Schrader & Fenner 1976, pl. 9, fig. 17.
(Syn.: *Rhizosolenia curvirostris* var. *inermis*)
- Rhizosolenia calcar avis* Schultze 1858
Schultze in Müllers 1858, p. 339, pl. 13, figs. 5-10.
Hustedt 1930, p. 592, fig. 339.
- Rhizosolenia bergonii* Peragallo 1892
Peragallo 1892, p. 110, pl. 15, fig. 5.
Hendey 1964, p. 151, pl. 3, fig. 4.
Schrader 1973, pl. 9, figs. 1-5.
- Rhizosolenia hebetata* forma *hiemalis* (Bailey) Gran 1905
Gran 1905, p. 55, fig. 67a.
Sancetta 1982, p. 237, pl. 4, figs. 5, 6.
Schrader 1973, pl. 9, figs. 11, 13-17, 24-25.
- Rhizosolenia hebetata* forma *semispina* (Hensen) Gran 1905
Gran 1905, p. 55, fig. 67 b.
Hustedt 1930, p. 592, fig. 338.
Schrader & Fenner 1976, pl. 7, fig. 2; pl. 9, fig. 15.
- Rhizosolenia praebarboi* Schrader 1973
Schrader 1973, p. 709, pl. 24, figs. 1-3.
Schrader & Fenner 1976, pl. 7, fig. 10, pl. 9, fig. 16.
- Rhizosolenia praebergonii* Muchina 1965
Muchina 1965, p. 24, pl. 2, figs. 3, 4.
Koizumi 1968, p. 217, pl. 34, figs. 20, 21.
Koizumi & Tanimura 1985, pl. 6, fig. 13.

***Rhizosolenia styliformis* Brightwell 1858**

Brightwell 1858, p. 95, pl. 5, figs. 5a,b.
Hendey 1964, p. 150, pl. 2, fig. 1.
Sancetta 1982, p. 238, pl. 4, figs. 7, 8.

***Rhizosolenia* spp.**

***Roperia tessellata* (Roper) Grunow 1883**

Tafel 1, Fig. 1.

Grunow in van Heurck 1883, pl. 118, figs. 6, 7.
Fryxell et al. 1986, p. 24, figs. 25, 32(3,4).
Fenner et al. 1976, pl. 12, figs. 1-14.

***Stellarima microtrias* Hasle & Sims 1986**

Hasle & Sims 1986, p. 111, figs. 18-27.
Baldauf & Barron 1982, pl. 4, fig. 1.
Akiba 1985, pl. 2, fig. 1.
(Syn.: *Coscinodiscus symbolophorus*)

***Stephanogonia hanazawae* Kanaya 1959**

Kanaya 1959, p. 118, pl. 11, figs. 3-7.
Schrader & Fenner 1976, pl. 13, figs 5, 7-8.

***Stephanogonia* spp.**

***Stephanopyxis dimorpha* Schrader 1973**

Schrader 1973, p. 711, pl. 15, figs. 9-11, 19, 20; pl. 16, figs. 1-3, 8-11.
Akiba 1985, pl. 4, fig. 13.
Barron 1980, pl. 2, figs. 13, 14.

***Stephanopyxis horridus* Koizumi 1972**

Koizumi 1972, p. 348, pl. 42, figs. 1, 2.
Barron 1985a, p. 790, fig. 12.13.
Monjanel & Baldauf 1989, pl 3, fig. 13.

***Stephanopyxis turris* (Greville & Arnott) Ralfs 1861**

Tafel 1, Fig. 4.
Ralfs in Pritchard 1861, p. 826, pl. 5, fig. 74.
Sancetta 1982, p. 238, pl. 4, figs. 9-10.
Schrader 1973, pl. 15, figs. 1-7.

***Stephanopyxis* spp.**

***Synedra* spp.**

***Thalassionema nitzschioides* (Grunow) Peragallo & Peragallo 1901**

Tafel 1, Fig. 8-9.

Peragallo & Peragallo 1901, p. 320.
Sancetta 1982, p. 239, pl. 4, figs. 11-13.
Baldauf 1985, pl. 6, fig. 2, 3.

***Thalassionema nitzschioides* var. *parva* Heiden & Kolbe 1928**

Heiden & Kolbe 1928, p. 564, pl. 5, fig. 118.
Koizumi 1985, pl. 6, fig. 11.

***Thalassiosira angulata* (Gregory) Hasle 1978**

Hasle 1978, p. 93, figs. 4, 41, 70-99.
Hasle & Syvertsen 1990, pl. 11.6, fig. 3.

***Thalassiosira antarctica* Comber 1896**

Comber 1896, p. 491, figs. 3-6.
Hasle & Heimdal 1968, p. 357, figs 1-21.
Fryxell & Johansen 1990, pl. 11.9, fig. 1-3.

***Thalassiosira convexa* Muchina 1965**

Muchina 1965, p. 22, pl. 11, figs. 1, 2.
Koizumi 1975, pl. 4, figs. 15-18.
Baldauf 1987, pl. 2, fig. 5.

***Thalassiosira convexa* var. *aspinosa* Schrader 1974**

Schrader 1974, p. 916, pl. 2, figs. 8-9, 13a-21.

***Thalassiosira decipiens* (Grunow) Jörgensen 1905**

Jörgensen 1905, p. 96, pl. 6, fig. 3.
Sancetta 1982, p. 241, pl. 5, figs. 1-3.
Hasle 1979, figs. 14-16, 20-30, 33-35.

***Thalassiosira eccentrica* (Ehrenberg) Cleve 1904**

Cleve 1904, p. 216.
Fryxell & Hasle 1972, p. 300, figs. 1-18.
Simonsen 1974, p. 9, pl. 2, figs. 1-3.
(Syn.: *Coscinodiscus eccentricus*)

***Thalassiosira* sp. cf. *T. exigua* Fryxell & Hasle 1977**

Hasle & Fryxell 1977, p. 30, figs. 66-73.

***Thalassiosira ferelineata* Hasle & Fryxell 1977**

Hasle & Fryxell 1977, p. 26, figs. 46-53.
Schrader 1974, pl. 10, fig. 9?

***Thalassiosira gravida* Cleve 1896**

Tafel 3, Fig. 4.
Cleve 1896, p. 12, pl. 2, figs. 14-16.
Hustedt 1930, p. 325, fig. 161.
Hasle 1968, , fig. 3.

***Thalassiosira grunowii* Akiba & Yanagisawa 1985**

Akiba & Yanagisawa 1985, p. 493, pl. 27, fig. 5, pl. 29, figs. 1-8b, pl. 30, figs. 1-10.
Barron 1985a, p. 782, figs. 10.1-10.2.

***Thalassiosira* sp. cf. *T. hendeyi* Hasle & Fryxell 1977**

Hasle & Fryxell 1977, p. 25, figs. 35-45.

***Thalassiosira hyalina* (Grunow) Gran 1897**

Gran 1897, p. 4, pl. 1, figs. 17, 18.
Hustedt 1930, p. 323, fig. 159.
Hasle & Heimdal 1968, fig. 22.

***Thalassiosira jacksonii* Koizumi & Barron 1980**

Koizumi 1980, p. 396, pl. 1, figs. 11-14.
Schrader & Fenner 1976, pl. 17, figs. 5, 10.
Baldauf 1985, pl. 5, fig. 11.

***Thalassiosira kryophila* (Grunow) Jörgensen 1905**

Jörgensen 1905, p. 96, pl. 6, fig. 6.
Hustedt 1930, p. 324, fig. 160.
Koizumi 1989, fig. 11?

- Thalassiosira leptopus* (Grunow) Hasle & Fryxell 1977
Hasle & Fryxell 1977, p. 20, figs. 1-14, 94-96.
Simonsen 1974, p. 17, pl. 9, figs. 3, 4.
Akiba 1985, pl. 14, fig. 12.
(Syn.: *Coscinodiscus lineatus*)
- Thalassiosira lindstroemii* Bodén 1992
Bodén 1992, p. 198, pl. 5, figs. 8, 10; pl. 6, figs. 6-10.
Monjanel & Baldauf 1989, pl. 1, fig. 7?
- Thalassiosira lineata* Jousé 1968
Jousé 1968, p. 13, pl. 1, figs. 1-2.
Simonsen 1974, p. 9, pl. 1, figs. 6, 7.
Hasle & Fryxell 1977, p. 22, figs. 15-25.
- Thalassiosira* sp. cf. *T. nanolineata* (Mann) Fryxell & Hasle 1977
Hasle & Fryxell 1977, p. 32, figs. 74-80.
- Thalassiosira* sp. cf. *T. nodulolineata* (Hendey) Hasle & Fryxell 1977
Hasle & Fryxell 1977, p. 35, figs. 86-93.
- Thalassiosira nidulus* (Tempère & Brun) Jousé 1961
Jousé 1961, p. 3, pl. 1, figs. 3-4.
Akiba 1985, pl. 6, figs. 5-7.
- Thalassiosira nordenskiöldii* Cleve 1873
Cleve 1873, p. 7, pl. 1, fig. 11.
Sancetta 1982, p. 243, pl. 5, figs. 8, 9.
Hasle 1978, p. 79, figs. 1, 5-20, 35-37.
- Thalassiosira oestrupii* (Ostenfeld) Hasle 1972
Tafel 1, Fig. 5-7.
Hasle 1972, p. 544.
Fryxell & Hasle 1980, p. 805, figs. 1-10.
Baldauf 1987, pl. 2, fig. 4, 6.
- Thalassiosira* sp. cf. *T. pacifica* Gran & Angst 1931
Gran & Angst 1931, p. 437, fig. 12.
Hasle 1978, p. 88, figs. 3, 40, 42-69.
- Thalassiosira plicata* Schrader 1974
Schrader 1974, p. 917, pl. 3, figs. 1, 2, 4-9.
Baldauf 1987, pl. 4, fig. 1.
- Thalassiosira* sp. cf. *T. simonsenii* Hasle & Fryxell 1977
Hasle & Fryxell 1977, p. 23, figs. 26-34, 97.
- Thalassiosira symbolophora* Schrader 1974
Schrader 1974, p. 917, pl. 4, figs. 1-8.
Baldauf 1987, pl. 4, fig. 2.
- Thalassiosira* sp. cf. *T. tenera* Proschkina-Lavrenko 1961
Proschkina-Lavrenko 1961, p. 33, pl. 1, figs. 1-4, pl. 2, figs. 5-7.
Hasle & Fryxell 1977, p. 28, figs. 54-65.
- Thalassiosira trifulta* Fryxell 1979
Tafel 3, Fig. 1-3.
Fryxell & Hasle 1979, p. 16, figs. 1-24.
- Sancetta 1982, p. 244, pl. figs. 10-12; pl. 6, figs. 1, 2.
Monjanel & Baldauf 1989, pl. 1, figs. 2, 5.
- Thalassiosira zabelinae* Jousé 1959
Jousé 1959, p. 41, pl. 2, figs. 1a-1b.
Akiba 1985, pl. 8, fig. 11.
Barron 1985a, fig. 11.10.
(keine Unterscheidung von *T. usatchevii*, siehe Barron, 1980b)
- Thalassiosira yabei* (Kanaya) Akiba & Yanagisawa 1985
Akiba & Yanagisawa 1985, p. 493, pl. 27, figs. 1-2; pl. 28, figs. 1-9.
Kanaya 1959, pl. 5, figs. 6-9.
(Syn.: *Coscinodiscus yabei*)
- Thalassiosira* sp. 1
Tafel 4, Fig. 1-2.
- Thalassiosira* sp. 2
Tafel 4, Fig. 3-5.
- Thalassiosira* spp.
- Thalassiothrix longissima* (Cleve) Cleve & Grunow 1880
Tafel 1, Fig. 10.
Cleve & Grunow 1880, p. 108.
Schrader 1973, pl. 23, figs. 7, 17, 18.
Sancetta 1982, p. 245, pl. 6, figs. 3, 4.
- Thalassiothrix miocenica* Schrader
Tafel 4, Fig. 9.
Schrader 1973, p. 713, pl. 23, figs. 2-5.
Schrader & Fenner 1976, pl. 5, fig. 1.
Bodén 1992, pl. 1, fig. 1.
- Triceratium cinnamomeum* Greville var. *minor* Grunow 1880
Grunow in van Heurck 1880, pl. 126, fig. 2.
Schrader 1974, pl. 19, figs. 11-13; pl. 20, fig. 5-7.

3.2 Quantitative Diatomeenanalyse und paläo-ozeanographische Daten

Bohrung 610 A

Die Anzahl der Diatomeen in Bohrung 610 A ist starken Schwankungen unterworfen und liegt zwischen 0.01 und 10 Mio/g. Abb. 3.1 zeigt die Auszählraten für Bohrung 610 A sowie die dazugehörigen Sauerstoffisotopenwerte.

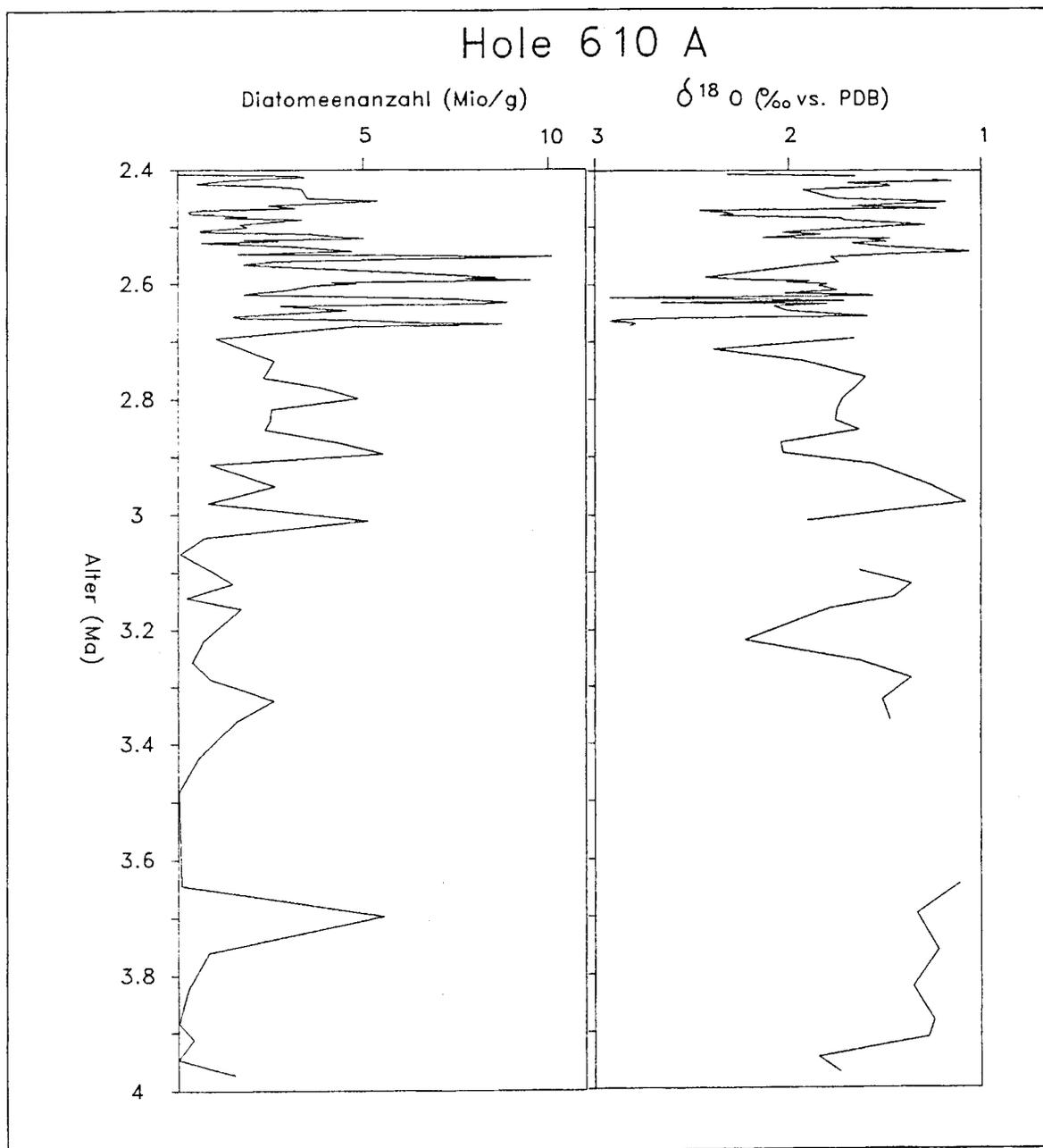


Abb. 3.1: Bohrung 610 A Diatomeenanzahl (Mio/g) und Sauerstoffisotopen-Verhältnisse (Jansen, pers. Mittlg.)

Die kleinste Anzahl Diatomeen fand sich in der jüngsten bearbeiteten Probe (610A-14-1-15; 2.4 Ma). Weitere Werte <0.1 Mio/g fanden sich bei 3.07 Ma, 3.48 Ma, 3.88 Ma sowie 3.94 Ma. Im Zeitraum 4 bis 3.05 Ma wird in nur einer Probe bei 3.7 Ma ein Wert über 5 Mio/g erreicht, ansonsten schwanken die Werte zwischen 0.01 und 2.5 Mio/g.

Der Zeitraum 3.05 bis 2.7 Ma ist durch Werte zwischen 1 und 5 Mio/g charakterisiert. Besonders auffällig sind die darauf folgenden 4 Maxima mit je 9-10 Mio/g im Zeitraum 2.7 bis 2.55 Ma. Zwischen diesen Maxima nimmt die Anzahl der Diatomeen bis auf 2 Mio/g ab. Der Zeitraum 2,55 bis 2,4 Ma ist wiederum durch Werte gekennzeichnet, die zwischen 5 und 1 Mio/g liegen. Eine Ausnahme bildet lediglich die schon oben angesprochene jüngste Probe mit nur 0.01 Mio/g.

Bohrung 646 B

Grobfraktionsanteile ($>63\mu\text{m}$) und Sauerstoffisotopenverhältnisse (Aksu & Hillaire-Marcel, 1989) sowie die Auszählraten der Diatomeenanalyse von Bohrung 646 B sind in Abb. 3.2 dokumentiert. Die größte Variabilität der Diatomeenanzahlen zeigt sich im Abschnitt zwischen 3.5 und 3.3 Ma mit einer Schwankungsbreite von <1 bis >20 Mio/g. Die Sauerstoffisotopen-Verhältnisse weisen in diesem Zeitabschnitt leichte Werte auf.

Eine Veränderung der Sauerstoffisotopen-Verhältnisse von ca. 1.5 zu 3 ‰ vs. PDB im Zeitraum 3.3 bis 3.1 Ma korreliert mit einer Abnahme der maximalen Diatomeenanzahlen, die bis auf Werte kleiner als 0.5 Mio/g zurückgehen. Bis 2.7 Ma wurde nur in einem Fall ein höherer Wert erreicht. Dieser Zeitraum mit geringer Überlieferung von Diatomeen ist durch einen Trend der Sauerstoffisotopenkurve hin zu relativ leichteren Werten geprägt.

Zwischen 2.6 und 2.7 Ma korrelieren wiederum leichte Isotopenwerte mit einem Maximum der Diatomeenanzahl, das fast den Wert 10 Mio/g erreicht. Im Zeitraum zwischen 2.6 und 2.4 Ma sind Diatomeen wiederum kaum vertreten. Während der Grobfraktionsanteil zwischen 3.5 und 2.55 Ma bis auf ein Maximum bei 3.4 Ma relativ konstante, niedrige Werte um 2 % aufweist, steigt er in der Zeit zwischen 2.55 und 2.3 Ma bis auf über 12% an, ist dabei jedoch starken Schwankungen unterworfen. Die höchsten Maxima werden im Zeitraum zwischen 2.45 und 2.3 Ma erreicht und korrelieren mit den schwersten Sauerstoffisotopenverhältnissen.

Gleichzeitig erreichen auch die Diatomeen wieder hohe Anzahlen um 8 Mio/g, diese Werte treten aber in Abschnitten mit geringen Grobfraktionsanteilen auf. Der Zeitraum von 2.3 bis 2.1 Ma ist nur schlecht überliefert (Kerngewinn nur im CC). In den darüberliegenden untersuchten Proben sind die Diatomeenanzahlen extrem niedrig.

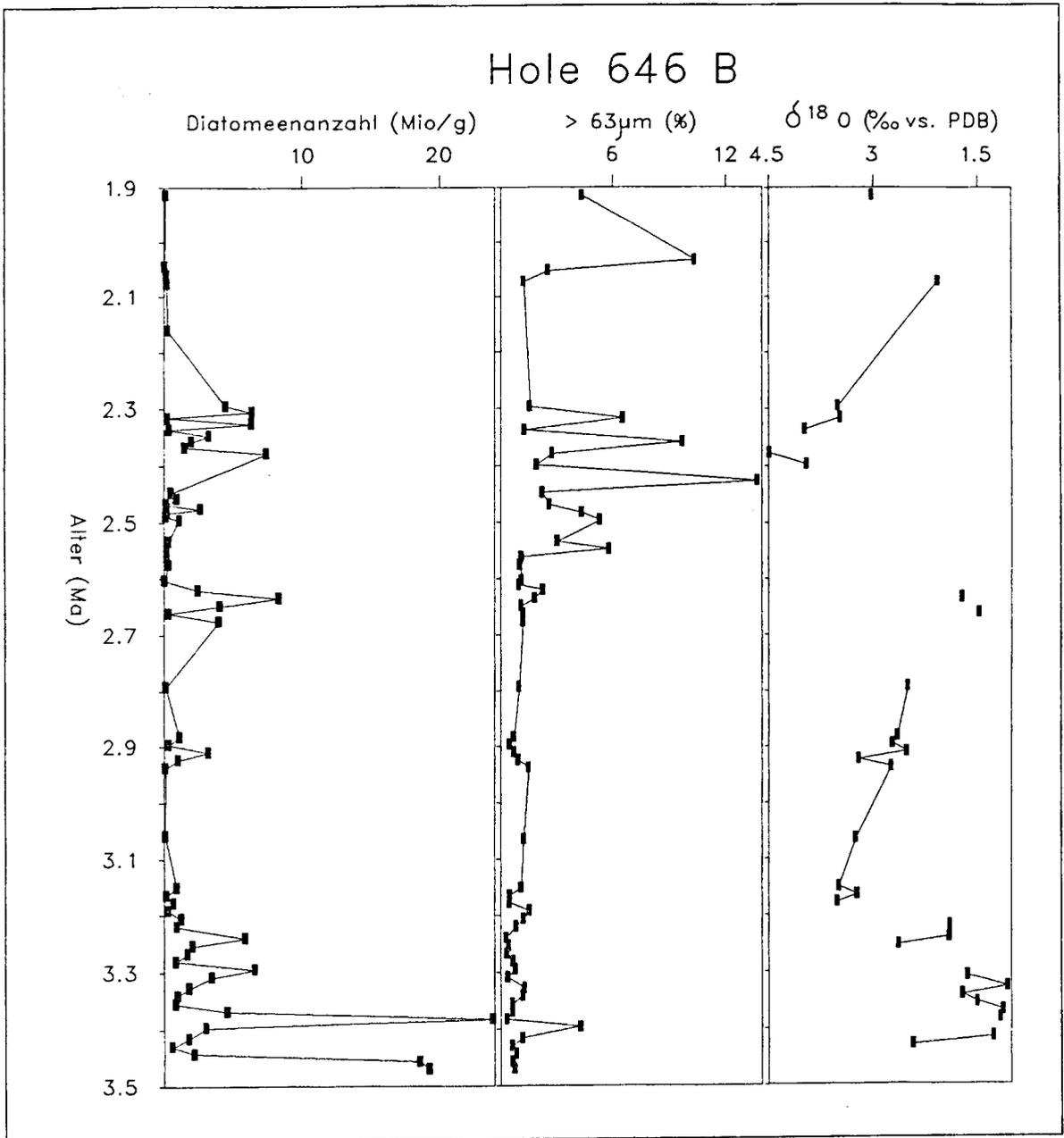


Abb. 3.2: Bohrung 646 B - Diatomeenanzahlen sowie Grobfraktionsanteile und Sauerstoffisotopen-Verhältnisse (Aksu & Hillaire-Marcel, 1989)

Kern K708-7

Die Anzahl Diatomeen pro Gramm Sediment (Mio/g) für Kern K708-7 sind in Abb. 3.3 wiedergegeben und den Sauerstoffisotopen- sowie Cadmium-Daten gegenübergestellt. Die untersten bearbeiteten Proben weisen geringe Anzahlen zwischen 0 und 0.5 Mio/g auf und repräsentieren den jüngeren Anteil des Stadium 7 (225-190 ka).

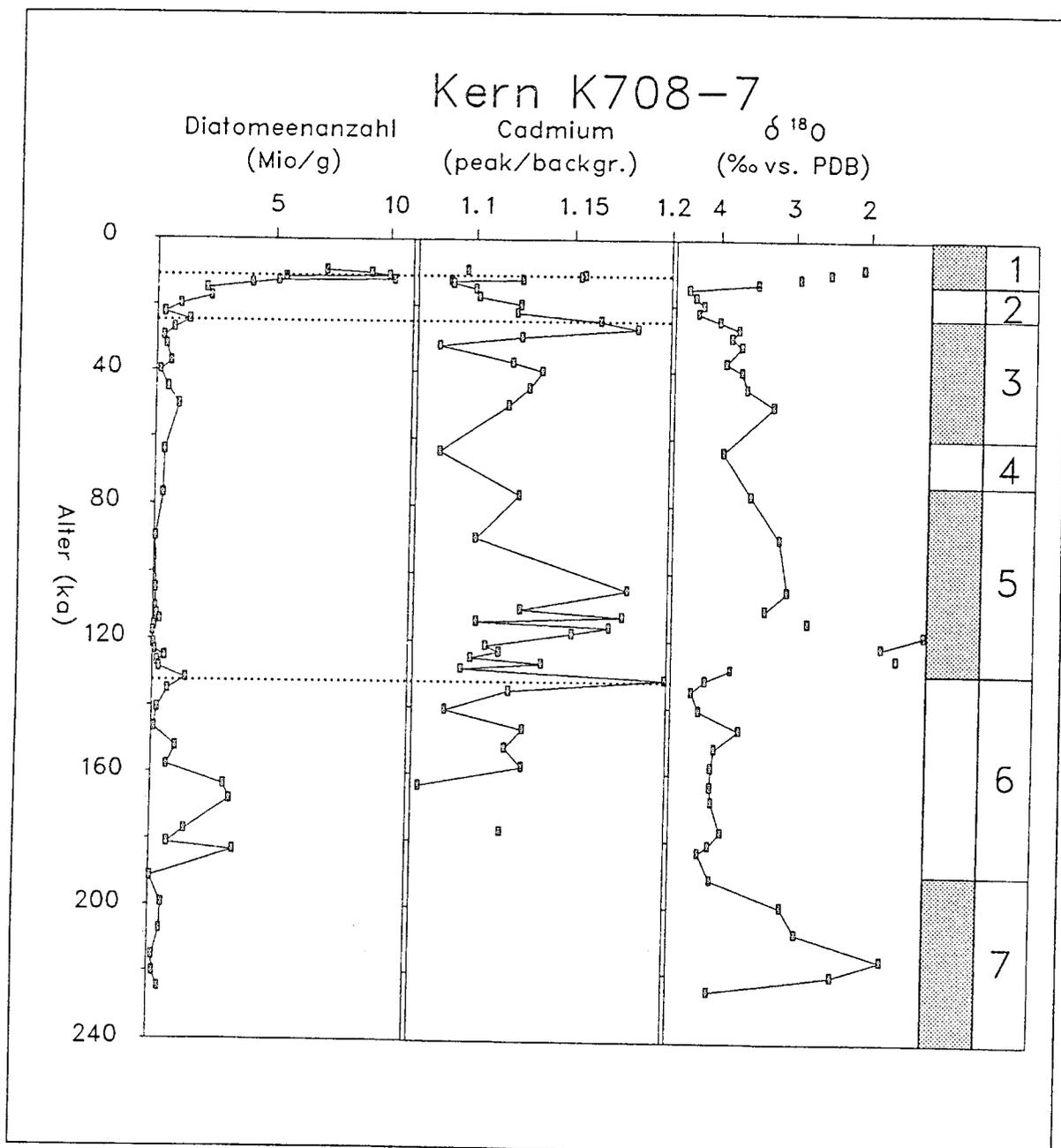


Abb. 3.3: Kern K708-7 - Diatomeenanzahlen sowie Cadmium Peak/Background-Werte (Nürnberg, 1991) und Sauerstoffisotopen-Verhältnisse (Ruddiman et al., 1986).

Ein Anstieg bis auf >3 Mio/g tritt im unteren Abschnitt des Stadiums 6 (183 ka) auf und wiederholt sich im mittleren Stadium 6 (164-168 ka). Im oberen Abschnitt des Stadiums 6 tritt bei 132 ka ein weniger stark ausgeprägtes Maximum mit 1.4 Mio/g auf. Darüber sind die Anzahlen gering und schwanken zwischen 0 und 1 Mio/g. Erst ab Stadium 2 (seit 24.6 ka) steigen die Werte wieder über 1 Mio/g bis schließlich auf über 10 Mio/g im frühen Holozän (10.2-11 ka).

Der Vergleich mit den an planktischen Foraminiferen gemessenen Cadmium peak/background-Werten (Nürnberg, 1991) zeigt, daß das frühholozäne Maximum mit maximalen Cadmium-Werten korreliert. Am Übergang von Stadium 3 zu Stadium 2 um 27 - 24.6 ka korreliert wiederum ein Cadmium-Maximum mit einem schwach ausgeprägten Maximum der Diatomeenanzahlen. Auch das Diatomeenmaximum im oberen Stadium 6 entspricht einem Maximum der Cadmium-Kurve in der gleichen Probe. Die übrigen Maxima der Cadmium-Werte (zwischen 130 und 27 ka) finden keine Entsprechung in den Diatomeenanzahlen.

3.3 Häufigkeiten paläo-ozeanographisch relevanter Arten

Roperia tessellata, *Azpeitia nodulifer*, *Hemidiscus cuneiformis* (Tafel 1, Fig. 1-3)

Die Bestimmung von *R. tessellata*, *A. nodulifer*, und *H. cuneiformis* erfolgte in Anlehnung an Fryxell et al. (1986). Alle drei Arten bevorzugten rezente warme, ozeanische Verhältnisse. Sie erreichen in Bohrung 610 A Anzahlen um 0.3 Mio/g (Abb. 3.4). Obwohl alle drei Arten mehr oder weniger ähnlichen Lebensverhältnissen zugeordnet werden können, zeigt ihre Verteilung über den untersuchten Kernabschnitt von Bohrung 610 A ein differenziertes Bild. *H. cuneiformis* erreicht über das gesamte Profil immer wieder Anzahlen zwischen 0.2 und 0.3 Mio/g. Drei deutlich ausgeprägte Maxima der Werte von *A. nodulifer* konzentrieren sich dagegen im Zeitraum zwischen 2.9 und 2.5 Ma. Während die Anzahlen von *A. nodulifer* im Anschluß an 2.5 Ma deutlich zurückgehen, erreicht *R. tessellata* im Abschnitt zwischen 2.5 und 2.4 Ma erstmals anhaltend hohe Werte zwischen 0.2 und 0.3 Mio/g.

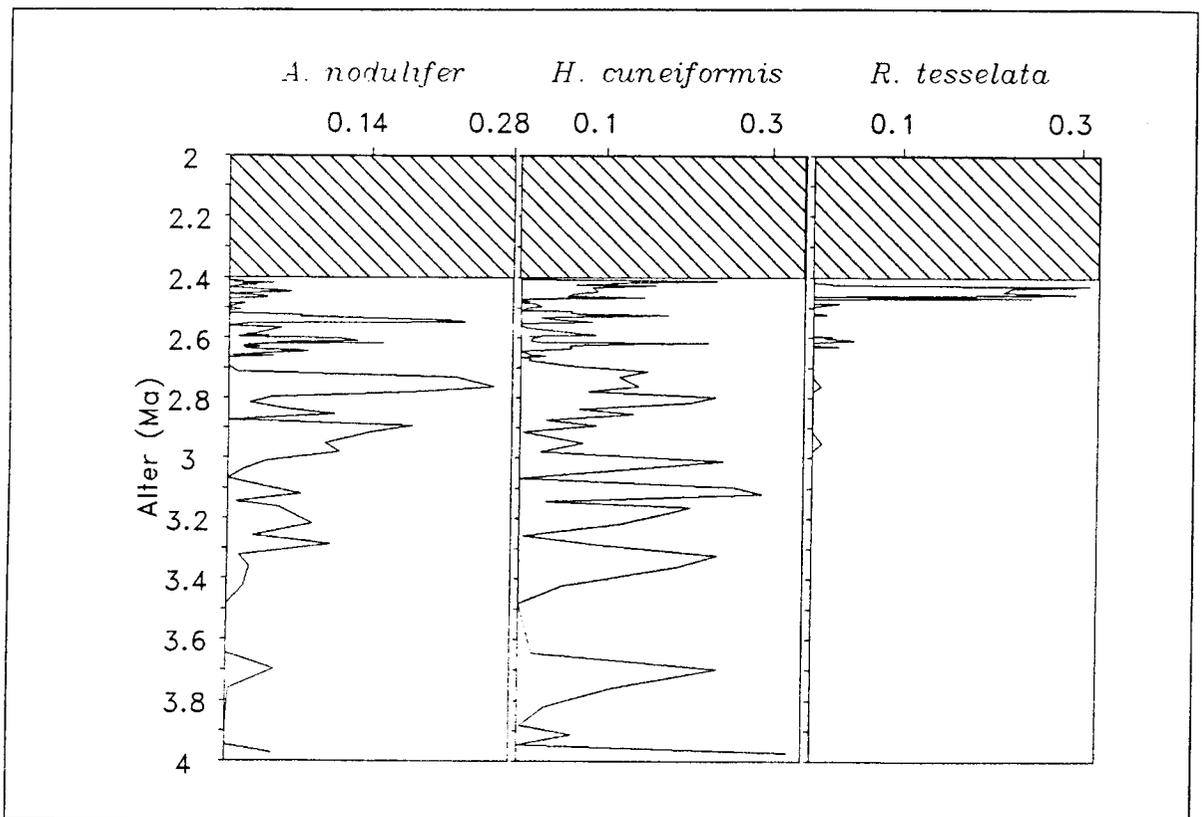


Abb. 3.4: Bohrung 610 A - Wichtige Warmwasserarten (Mio/g; schraffierte Bereiche nicht beprobt).

Diese Veränderung der Häufigkeiten der Warmwasserarten in Bohrung 610 A hat sich bis ins Quartär fortgesetzt. In Kern K708-7 findet sich *A. nodulifer* lediglich in zwei Proben und weist nur noch geringe Anzahlen von etwas mehr als 0.06 Mio/g auf. Die beiden Proben liegen in Stadium 7 und im Holozän. *H. cuneiformis* erreicht etwa doppelt so hohe Werte.

Diese Art ist ebenfalls aus Stadium 7 und häufiger aus dem Holozän nachweisbar. Zusätzlich findet sie sich am Übergang von Stadium 6 in Stadium 5 (Termination II). *R. tessellata* tritt wiederum im Stadium 7 und im Holozän in Erscheinung. Dabei erreicht sie in den holozänen Proben mit 0.2 Mio/g vergleichbare Werte, wie zwischen 2.5 und 2.4 Ma in Bohrung 610 A (Abb. 3.5). In Bohrung 646 B konnte keine der drei Arten beobachtet werden.

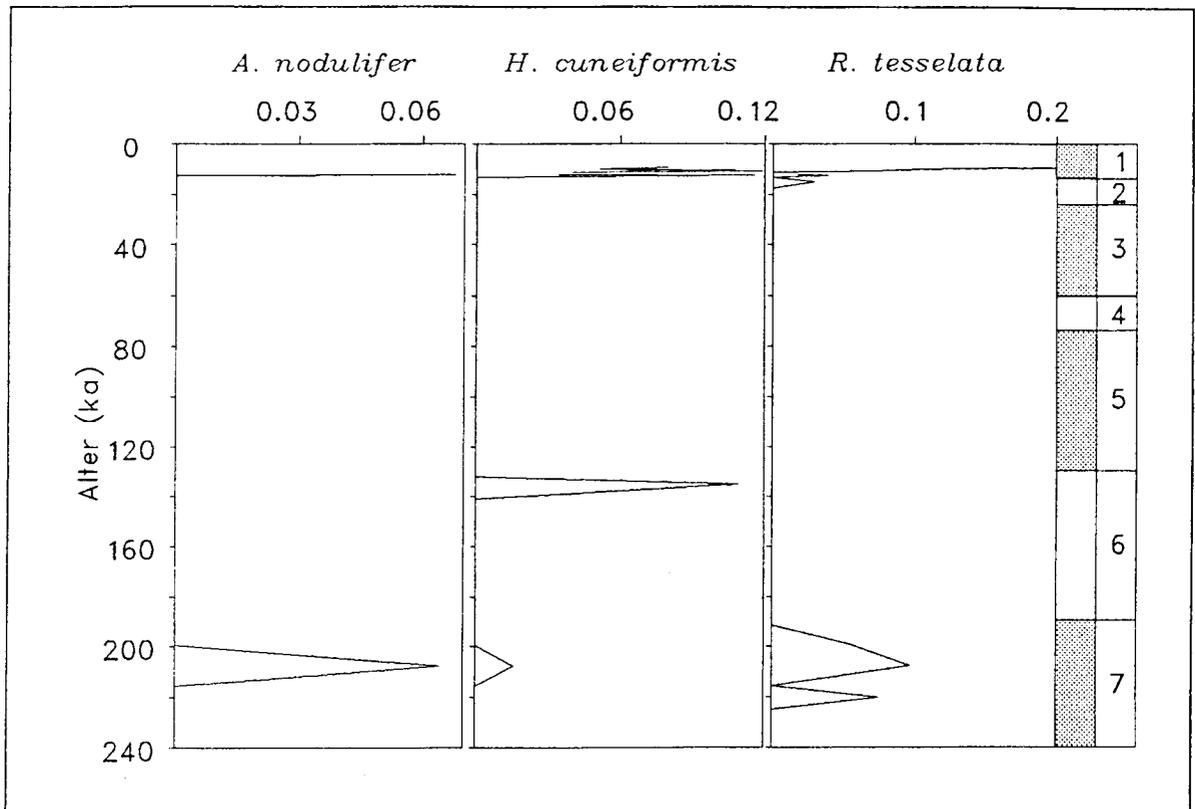


Abb. 3.5: Kern K708-7 - Wichtige Warmwasserarten (Mio/g).

Thalassiosira oestrupii (Tafei 1, Fig 5-7)

Fryxell & Hasle (1980) lieferten eine sehr detaillierte Beschreibung von *T. oestrupii*, die u. a. auf elektronenmikroskopischen Beobachtungen basiert. Für diese Arbeit wurde versucht, sich möglichst eng an diese Beschreibung zu halten. Als *T. oestrupii* sind nur diejenigen Exemplare gezählt, welche dichtständige marginale Stützenfortsätze (mindestens 5 in 10 μm) aufwiesen. Bei lichtmikroskopischen Untersuchungen fossilen Materials sind diese filigranen Strukturen jedoch häufig nicht mehr sichtbar. Vor allen Dingen in Proben mit schlechter Erhaltung war daher die Abgrenzung zu *T. ferelineata* und *T. trifulta* sehr schwierig.

Häufig wird *T. oestrupii* als charakteristisch für warme Gewässer angesprochen. So ordneten Kanaya & Koizumi (1966) die Art ihrer tropisch/subtropischen Vergesellschaftung zu. Koc Karpuz (1989) interpretiert das Auftreten von *T. oestrupii* in der Norwegisch-Grönländischen

See als Anzeichen für den Einfluß der Nord-Atlantik-Drift. Fryxell & Hasle (1980) fanden die Art jedoch lebend im Packeis der Weddell See und Venrick (1969) im subarktischen Pazifik und diese Funde weisen eher auf einen kosmopolitischen Charakter dieser Art hin.

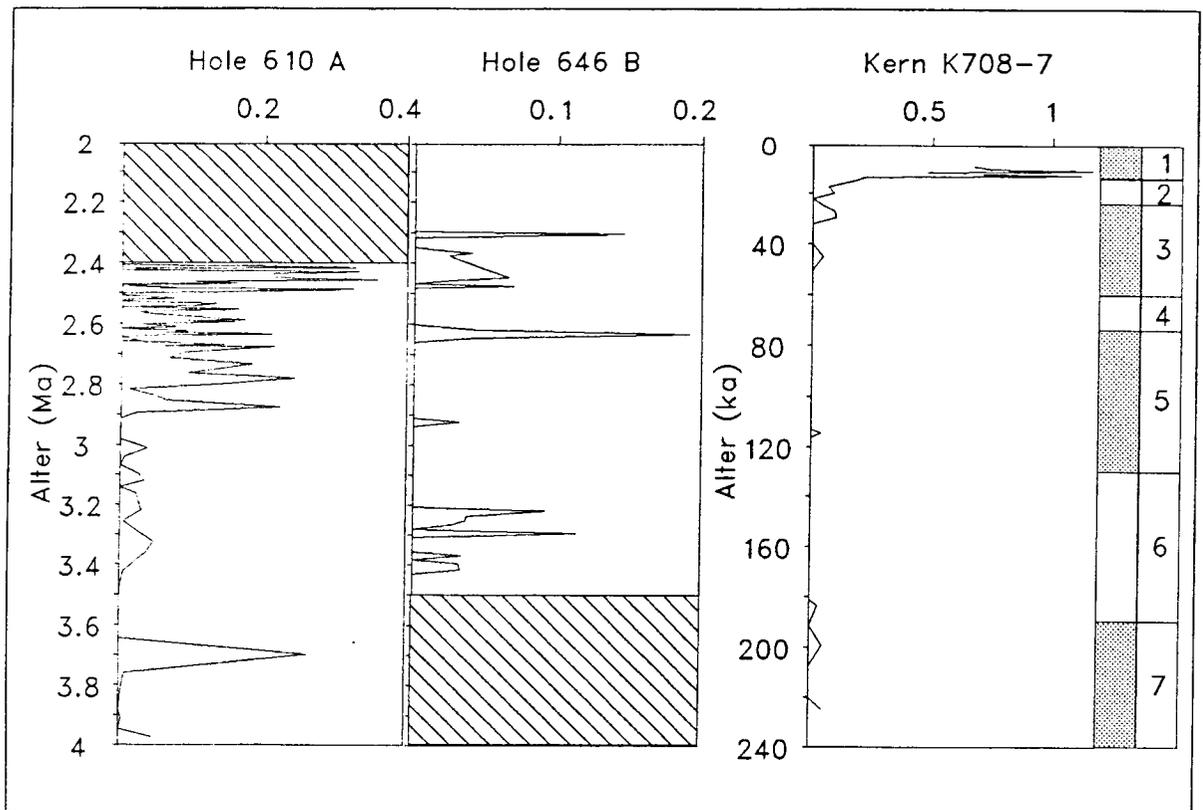


Abb. 3.6: Anzahlen (Mio/g) von *Thalassiosira oestrupii* in den untersuchten Kernen (schraffierte Bereiche nicht beprobt).

Diese Auffassung bestätigt sich durch die Ergebnisse dieser Arbeit, die zeigen, daß *T. oestrupii* im Gegensatz zu den vorgenannten Warmwasser-Arten auch in Bohrung 646 B auftritt. Sie erreicht dort ein Maximum von 0.2 Mio/g (Abb. 3.6). Im untersuchten Abschnitt von Bohrung 610 A zeigt die Art zwischen 2.5 und 2.4 Ma maximale Anzahlen um 0.3 Mio/g. Im Holozän von Kern K708-7 findet sich *T. oestrupii* mit einer Anzahl von über 1 Mio/g. Die Art ist allerdings in sehr viel geringerer Häufigkeit auch aus Stadium 6 und Stadium 2 belegt.

Stephanopyxis turris (Tafel 1, Fig. 4)

Nach Hendey (1964) ist *S. turris* charakteristisch für temperierte Gewässer, sie soll allerdings "südlichen Ursprungs" sein und an nordeuropäischen Küsten nur als "Gast" auftreten (Hustedt, 1930). Grunow (1884) beschreibt eine Reihe von Varietäten aus arktischen Gewässern, von denen sich jedoch im untersuchten Material keine fand. So wurde diese Art

hier als temperierte und eher warme Verhältnisse anzeigend aufgefaßt.

Die Zeiten zwischen 3.4-3.2 Ma und 2.7-2.6 Ma in Bohrung 646 B sind durch hohe Anzahlen (0.8-1.6 Mio/g) von *S. turris* gekennzeichnet. In Bohrung 610 A ist die Art im Zeitraum von 3.2 bis 2.6 Ma häufiger zu finden. Sie erreicht Werte um 0.2 (bis maximal 0.4) Mio/g (Abb. 3.7). In den von Kern K708-7 bearbeiteten Proben fehlt sie.

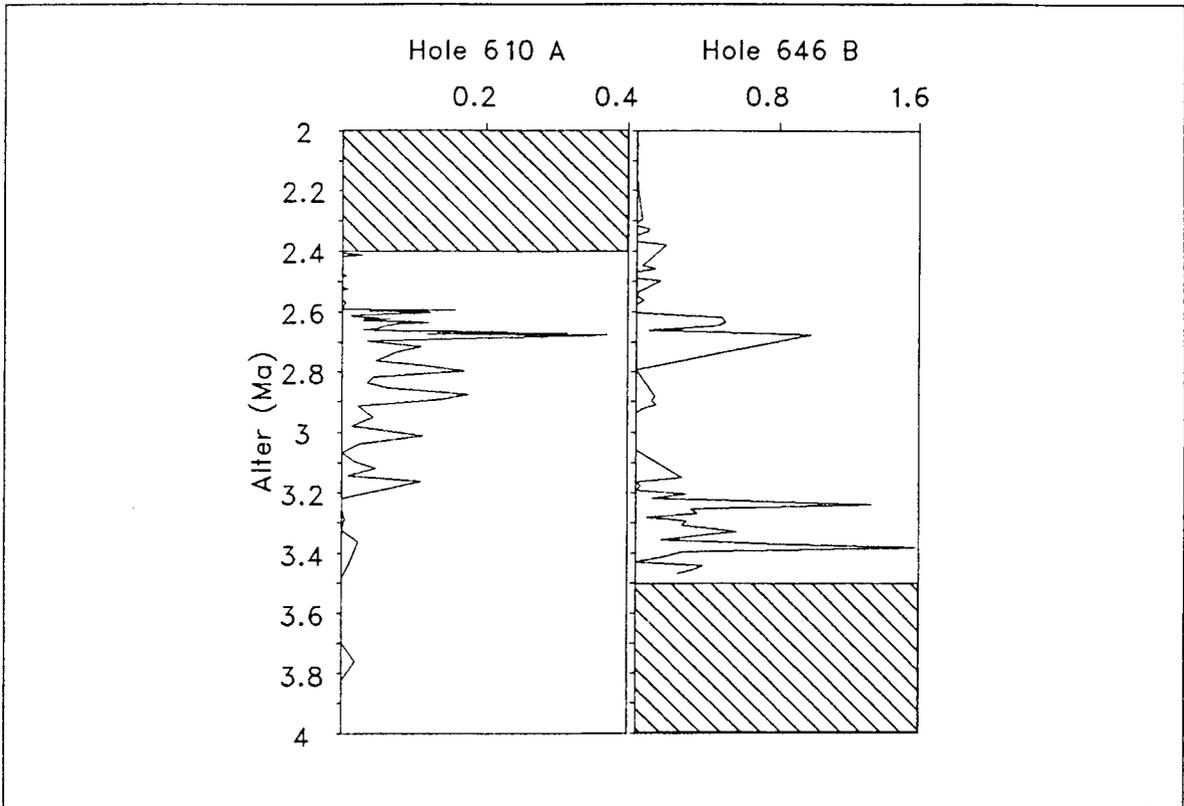


Abb. 3.7: Anzahlen (Mio/g) von *Stephanopyxis turris* in Bohrung 610 A und Bohrung 646 B (schraffierte Bereiche nicht beprobt).

Thalassionema nitzschioides (Tafel 1, Fig. 8, 9)

Vollständige Exemplare von *T. nitzschioides* sind aufgrund der länglichen, leicht zerbrechlichen Form der Art relativ selten in fossilem Material zu finden. Aus diesem Grund werden die Pole als 1/2 Valve gezählt (Schrader & Gersonde, 1978). Einzelne Varietäten, wie sie von Grunow (1881) und Heiden & Kolbe (1928) beschrieben wurden, sind bis auf *T. n.* var. *parva* nicht unterschieden worden. *T. nitzschioides* wird aus vielen Gebieten des Weltmeeres beschrieben und ist als klassisches Beispiel für eine kosmopolitische Art anzusehen. Diese Art ist nach Smayda (1958) eurytherm und euryhalin. Daraus erklärt sich die weltweite Verbreitung.

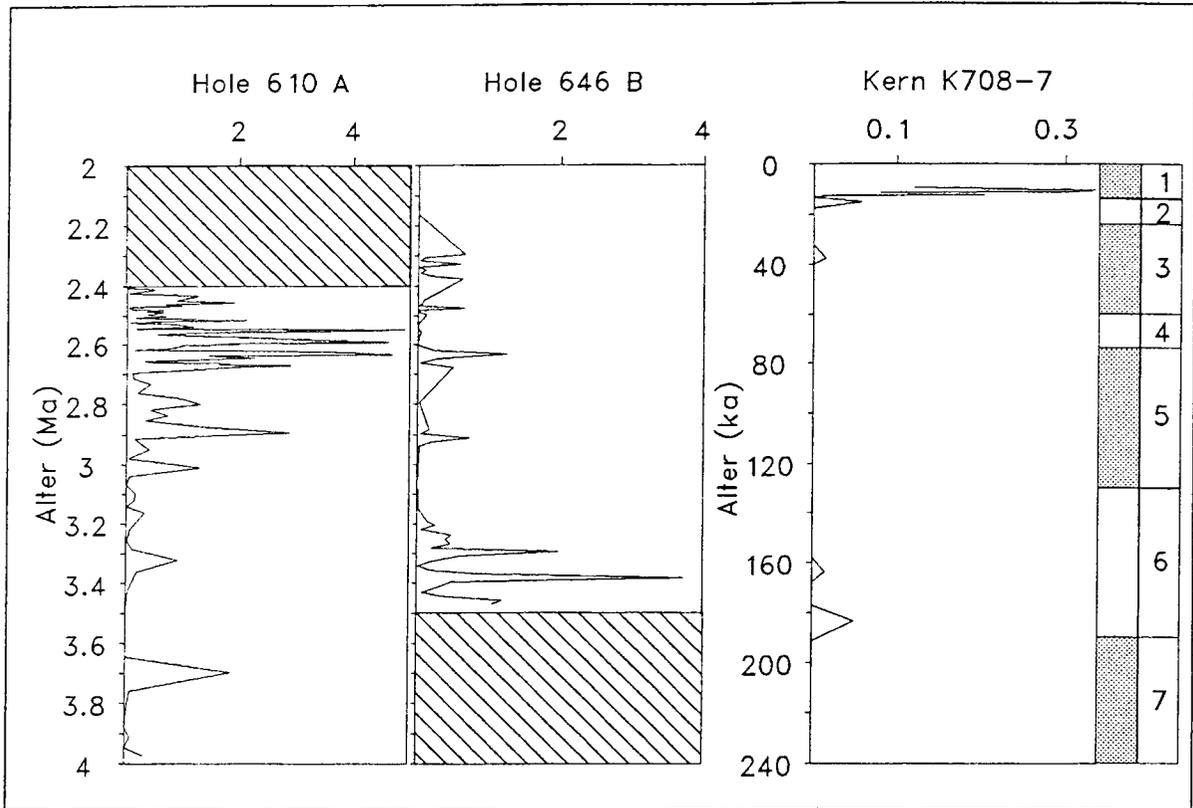


Abb. 3.8: Anzahlen (Mio/g) von *Thalassionema nitzschioides* in den untersuchten Kernabschnitten (schraffierte Bereiche nicht beprobt).

In Bohrung 610 A ist *T. nitzschioides* die bei weitem häufigste Art. Sie erreicht maximale Anzahlen von knapp 5 Mio/g. Die größte Häufigkeit dieser Art ließ sich für die Zeit zwischen 2.7 und 2.5 Ma nachweisen. Vergleichbar hohe Werte weist sie bei 3.4 Ma im Bohrung 646 B auf. Dagegen liegt das Maximum dieser Art im Kern K708-7 lediglich bei 0.3 Mio/g im Holozän (Abb. 3.8).

Thalassiothrix longissima (Tafel 1, Fig. 10)

Die Schalen von *T. longissima* haben eine bipolare Struktur. In fossilem Probenmaterial sind die Schalen dieser Art jedoch meist zerbrochen, so daß Bipolarität nicht feststellbar ist. Aus diesem Grund wurden nur die Pole (als 1/2 Valve) gezählt, welche deutlich durch ihre Klauen von *T. nitzschioides* zu unterscheiden waren. Auch *T. longissima* ist eine kosmopolitische Art, findet sich jedoch häufiger im ozeanischen Bereich (Sancetta, 1982).

Diese Art erreicht in den Bohrungen 610 A und 646 B insgesamt nur etwa ein Zehntel der Häufigkeit von *T. nitzschioides*. Ihre maximalen Werte zeigt die Art in Proben, in denen *T. nitzschioides* nur mittlere Anzahlen aufweist, in Bohrung 610 A bei 2.98 Ma und in Bohrung 646 B bei 2.9 Ma.

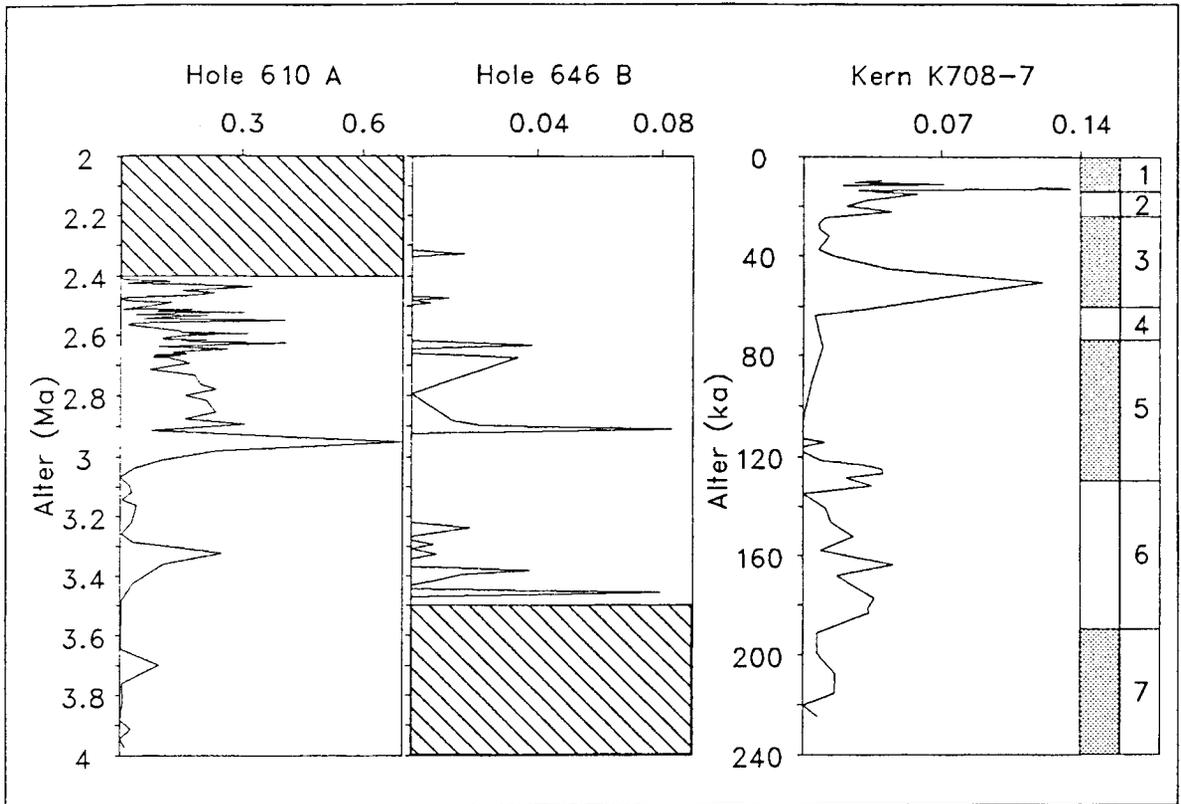


Abb. 3.8: Anzahlen (Mio/g) von *Thalassiothrix longissima* in den untersuchten Kernabschnitten (schraffierte Bereiche nicht beprobt).

Verglichen mit den anderen bearbeiteten Profilen ist *T. longissima* in Kern K708-7 etwas häufiger. Sie findet sich dort außerdem in fast jeder Probe. Maximale Anzahlen um 0.13 Mio/g finden sich jeweils am Beginn von Stadium 3 und am Beginn des Holozäns (Abb. 3.9).

Actinocyclus curvatus (Tafel 2, Fig. 1-5)

Die artspezifischen Merkmale von *A. curvatus* weisen eine außerordentlich große Variabilität auf. Dies betrifft besonders die Anordnung der Areolen (in leicht gekrümmten oder geraden Bündeln) sowie die Sichtbarkeit des Pseudonodus und der randlichen Lippenfortsätze im Lichtmikroskop (Simonsen, 1974; Sancetta, 1982). Gerade diese Merkmale sind jedoch die wichtigsten Unterscheidungskriterien bei der Ansprache als *Coscinodiscus curvatus* oder *A. divisus*. Es erscheint daher sinnvoll, diese früher differenzierten Arten sowie deren Varietäten (insbesondere *C. curvatus* var. *minor*, Grunow 1884) als Synonyme von *A. curvatus* aufzufassen. In diesem Sinne wird Sancetta (1982) gefolgt.

A. curvatus wird häufig als Kaltwasserform angesprochen (z. B. Koizumi, 1989). Da Simonsen (1974) über das allerdings seltene Vorkommen der Art sogar im Persischen Golf

berichtet, wurde *A. curvatulus* für diese Arbeit als eher kosmopolitische Art aufgefaßt. Im Material von Bohrung 610 A war der Pseudonodus lichtmikroskopisch so gut wie nie sichtbar, während sich in Bohrung 646 B und Kern K708-7 wenige Exemplare fanden, bei denen dieses Merkmal deutlich erkennbar war. Die in Bohrung 610 A häufig beobachtete Art weist dort einen typischen Durchmesser von 30-50 μ m auf und entspricht damit eher den früheren Beschreibungen von *Coscinodiscus curvatulus* (Hustedt, 1930).

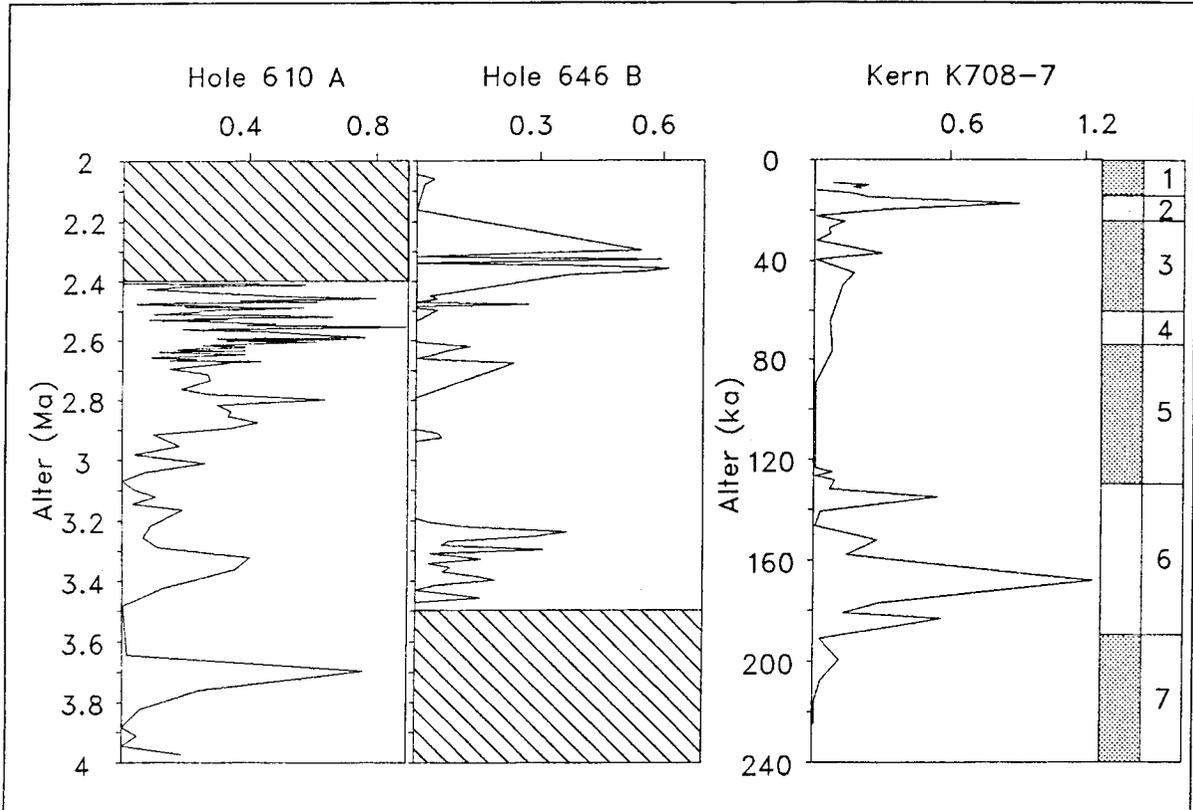


Abb. 3.10: Anzahlen (Mio/g) von *Actinocyclus curvatulus* in den untersuchten Kernabschnitten (schraffierte Bereiche nicht beprobt).

A. curvatulus ist in zahlreichen Proben von Bohrung 610 A und von Bohrung 646 B beobachtet worden. In der Labrador-See nimmt ihre Häufigkeit nach 2.4 Ma deutlich zu. In Kern K708-7 ist mit 1.2 Mio/g das Maximum doppelt so hoch wie in Bohrung 646 B. Die Art tritt charakteristisch im mittleren und oberen Abschnitt des Stadiums 6 auf und erreicht ebenfalls am Übergang von Stadium 2 zu 1 maximale Werte.

Thalassiosira trifulta (Tafel 3, Fig. 1-3)

Nach den Studien von Fryxell & Hasle (1979), die *T. trifulta* neu beschrieben haben, handelt es sich um eine ozeanische Kaltwasserform. In Bohrung 610 A weist *T. trifulta* ein Erscheinungsbild auf, das *T. oestrupii* sehr ähnelt. Sie hat dort nur einen zentralen Stützenfortsatz, und der submarginale Lippenfortsatz ist nur 4 Areolen vom Zentrum entfernt (bei *T. oestrupii* 2-3 Areolen). Der deutlichste Unterschied gegenüber *T. oestrupii* ist der gerippte, gut abgesetzte Rand, sowie die weitständigeren, größeren marginalen Stützenfortsätze.

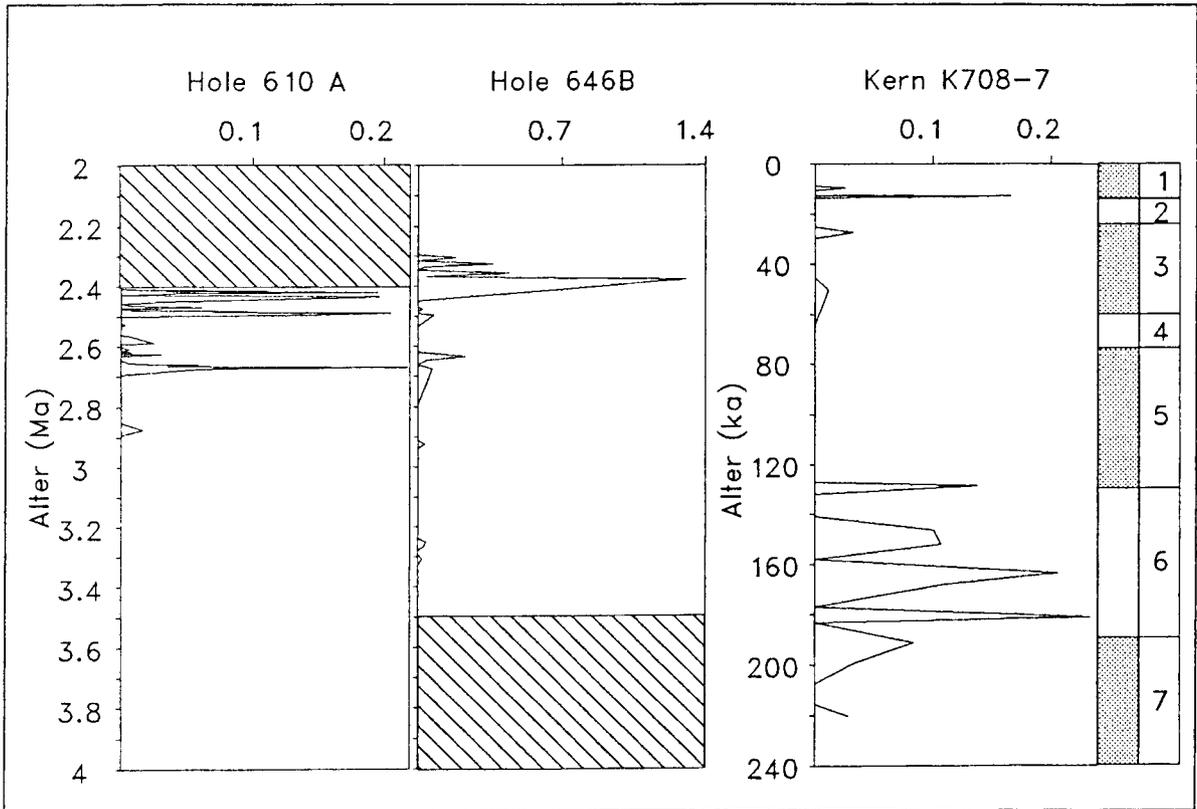


Abb. 3.11: Anzahlen (Mio/g) von *Thalassiosira trifulta* in den untersuchten Kernabschnitten (schraffierte Bereiche nicht beprobt)

T. trifulta weist in Bohrung 646 B bei 2.4 Ma einen Wert von 1.4 Mio/g auf und ist damit etwa siebenmal häufiger als die maximalen Werte von Bohrung 610 A. In beiden Bohrungen findet sich die Art vor 2.7 Ma nur sporadisch (Abb. 3.11). Ab 2.7 Ma wird ein deutlicher Zuwachs der Häufigkeit verzeichnet, der in Bohrung 610 A bei 2.67 Ma und zwischen 2.5 und 2.4 Ma, in Bohrung 646 B bei 2.63 Ma und 2.4-2.3 Ma liegt.

In Kern K708-7 zeigt die Art besonders im Stadium 6 ein ähnliches Muster wie *A. curvatulus* (Abb. 3.10, 3.11). Williams (1986) beschreibt einen Faktor, der *A. curvatulus* und *T. trifulta*

als kennzeichnende Arten enthält. Dieser Faktor zeigt eine Situation mit sommerlichem Packeis in der Baffin Bay an.

Thalassiosira gravida (Tafel 3, Fig 4), *Thalassiosira nordenskiöldii*

Beide Arten sind nach Hasle (1978) und Hasle & Syvertsen (1990) als Kaltwasserformen anzusprechen. Koc Karpuz & Schrader (1990) beschreiben *T. gravida* als charakteristische Art für ein Gebiet in der Norwegisch-Grönländischen See, wo sich atlantisches und arktisches Wasser mischen.

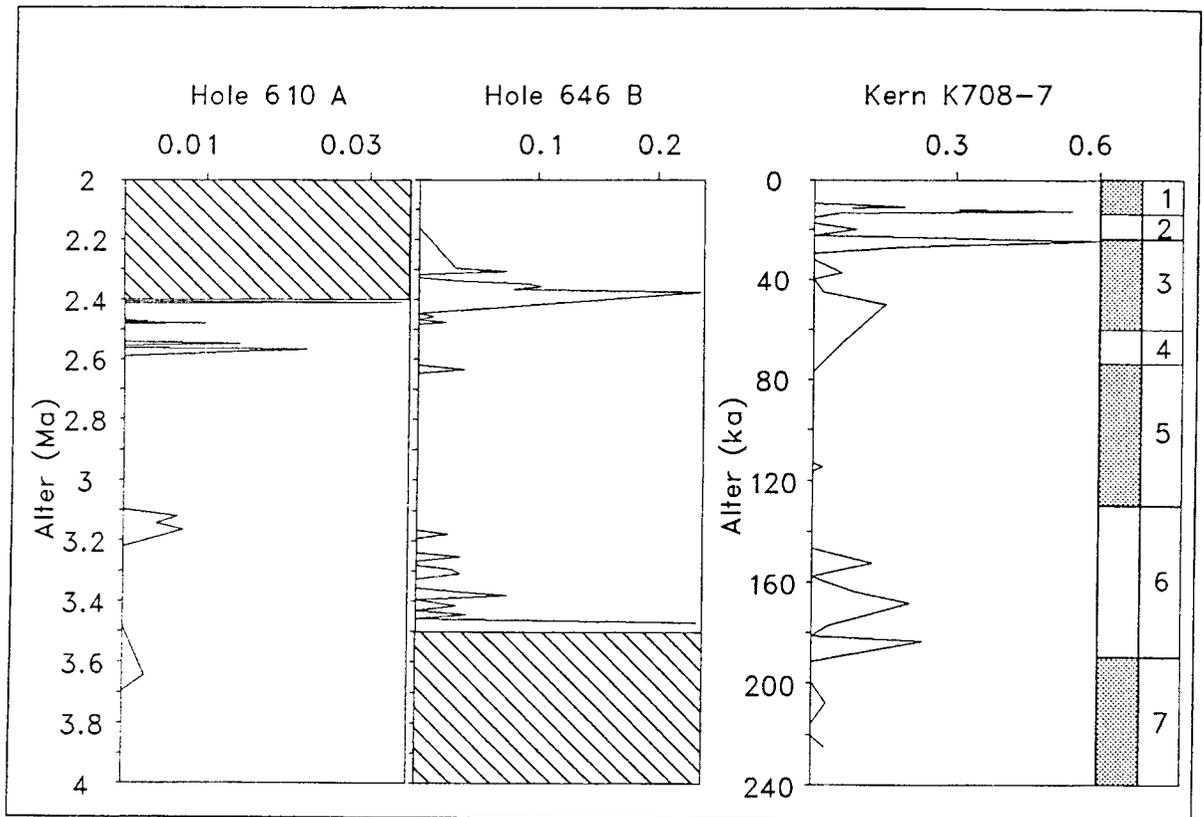


Abb. 3.12: Anzahlen (Mio/g) von *Thalassiosira gravida* (veg.) in den untersuchten Kernabschnitten (schraffierte Bereiche nicht beprobt).

In Bohrung 610 A fanden sich beide Arten nur sehr selten und in schlechter Erhaltung, so daß die Werte nicht interpretierbar sind. In Bohrung 646 B tritt dagegen insbesondere *T. nordenskiöldii* in größeren Anzahlen bis zu 1 Mio/g bei 3.45 Ma und 2.65 Ma auf (Abb. 3.12 und 3.13). Kern K708-7 enthält dagegen die höchsten Anzahlen von *T. gravida* mit bis zu 0.6 Mio/g am Ende von Stadium 3 und im frühen Holozän. Die Funde von *T. nordenskiöldii* in Kern K708-7 sind dagegen sporadisch.

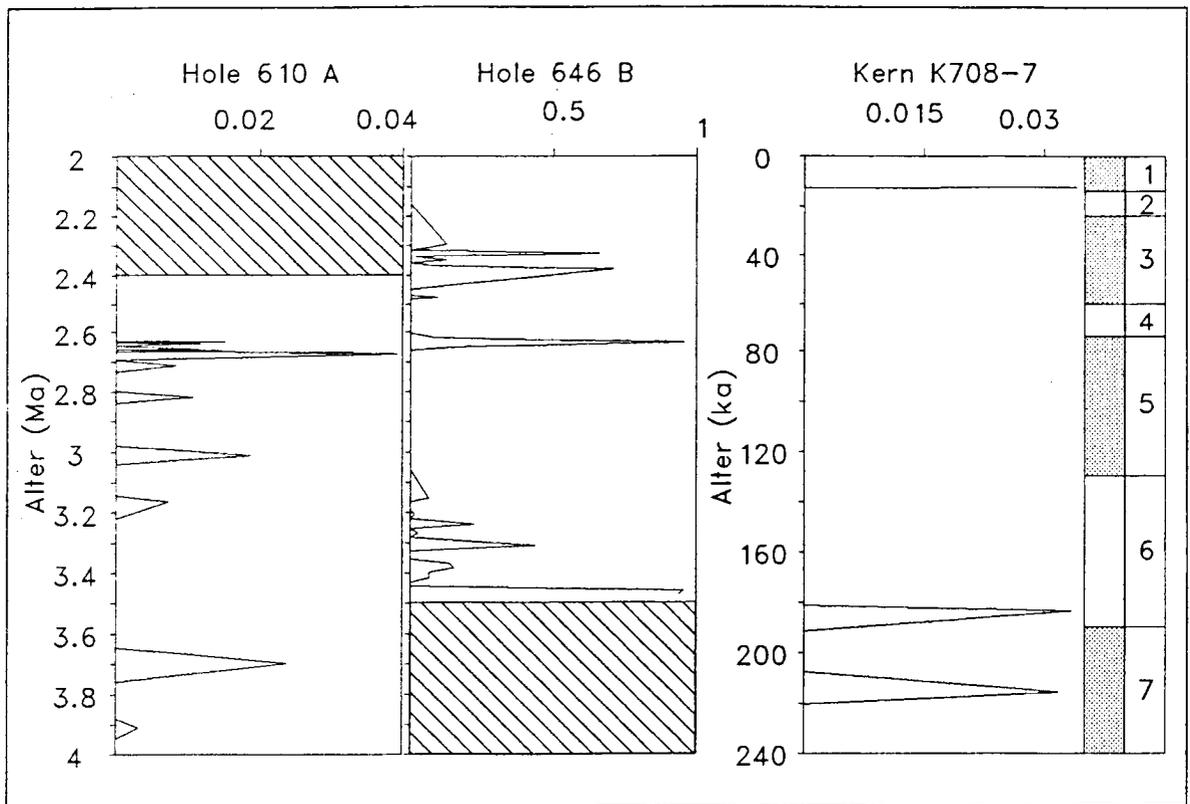


Abb. 3.13: Anzahlen (Mio/g) von *Thalassiosira nordenskiöldii* in den untersuchten Kernabschnitten (schraffierte Bereiche nicht beprobt).

Paralia sulcata (Tafel 3, Fig. 5-9)

Diese Art lebt nach Crawford (1979) epibenthisch, kommt aber ebenfalls im Plankton vor und ist eine sehr weit verbreitete Art (Grunow, 1884; Hustedt, 1930; Sancetta, 1982). Sie besteht aus einer zum Teil sehr dicken Opalmembran und ist daher sehr lösungsresistent. In Tiefseesedimenten ist sie häufig die einzige gut erhaltene Art, welche sich in Proben mit sehr wenigen Diatomeen findet. Ein Grund dafür liegt möglicherweise in der prozentualen Anreicherung dieser Art während der Lösung.

Daß dies nicht ausschließlich der Grund für Anreicherungen von *P. sulcata* im Sediment sein kann, zeigt Abb. 3.14. Die Art weist in den Bohrungen 610 A und 646 B deutliche Maxima auf, die darauf hinweisen, daß sie in diesen Zeiten primär vermehrt in das Sediment gelangt ist. In Bohrung 610 A kommt es nach 2.8 Ma zu wiederholten Maxima der absoluten Anreicherung von *P. sulcata*. Diese Maxima liegen bei 2.78 Ma, 2.5 Ma und 2.4 Ma und ihr Wert steigt von 0.2 bis auf 0.8 Mio/g. Teilweise sind in diesen Proben Ketten mit >10 Schalen vertreten (s. Pfeile in Abb. 3.14). In Bohrung 646 B ist die Art durch ähnliche Durchschnittswerte gekennzeichnet, weist aber nicht den in Bohrung 610 A sichtbaren Trend in der Zeit zwischen 2.8 und 2.4 Ma auf. In Kern K708-7 sind die Werte ca. 10-fach geringer.

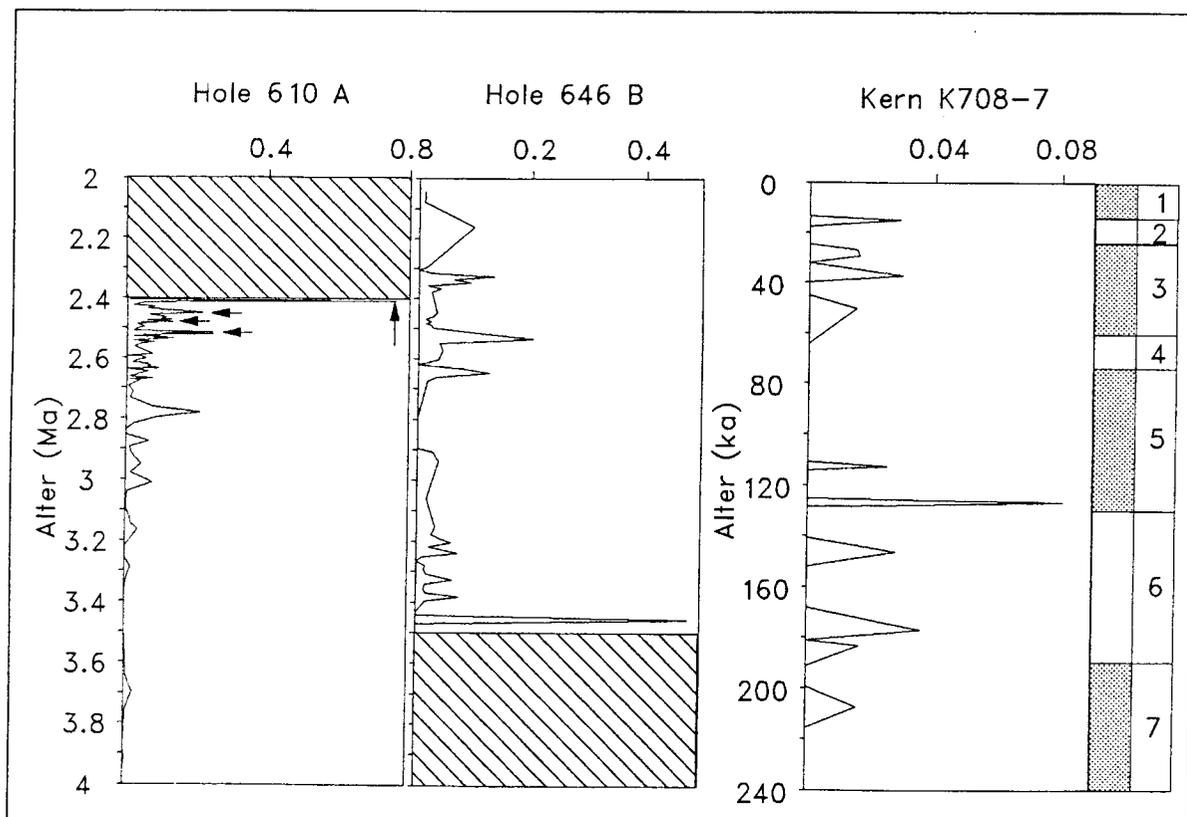


Abb. 3.14: Anzahlen (Mio/g) von *Paralia sulcata* in den untersuchten Kernabschnitten (schraffierte Bereiche nicht beprobt).

Melosira granulata, *Melosira islandica* (Tafel 4, Fig. 6-8)

Diese beiden Arten sind nach Hustedt (1930) Süßwasserformen, die in Seen bzw. Flüssen leben. In dieser Bearbeitung sind beide Arten zusammengefaßt. Ihr Auftreten ist nur sporadisch, aber aufgrund ihrer Ökologie geben sie wichtige Hinweise auf Transportmechanismen während der Zeiten, für die sie belegt sind. In Bohrung 610 A erreichen die Arten bei 2.4 Ma 0.06 Mio/g. Ihr Auftreten konzentriert sich auf die Zeiträume zwischen 3.6 und 3.4 Ma sowie 2.65 und 2.4 Ma. Sehr ähnlich verhält es sich mit dem Auftreten der Art in Bohrung 646 B, wo ein Maximum bei 3.3 Ma verzeichnet wurde. Häufiger finden sich die beiden Arten nach 2.6 Ma. In Kern K708-7 wurde keine der beiden Arten beobachtet.

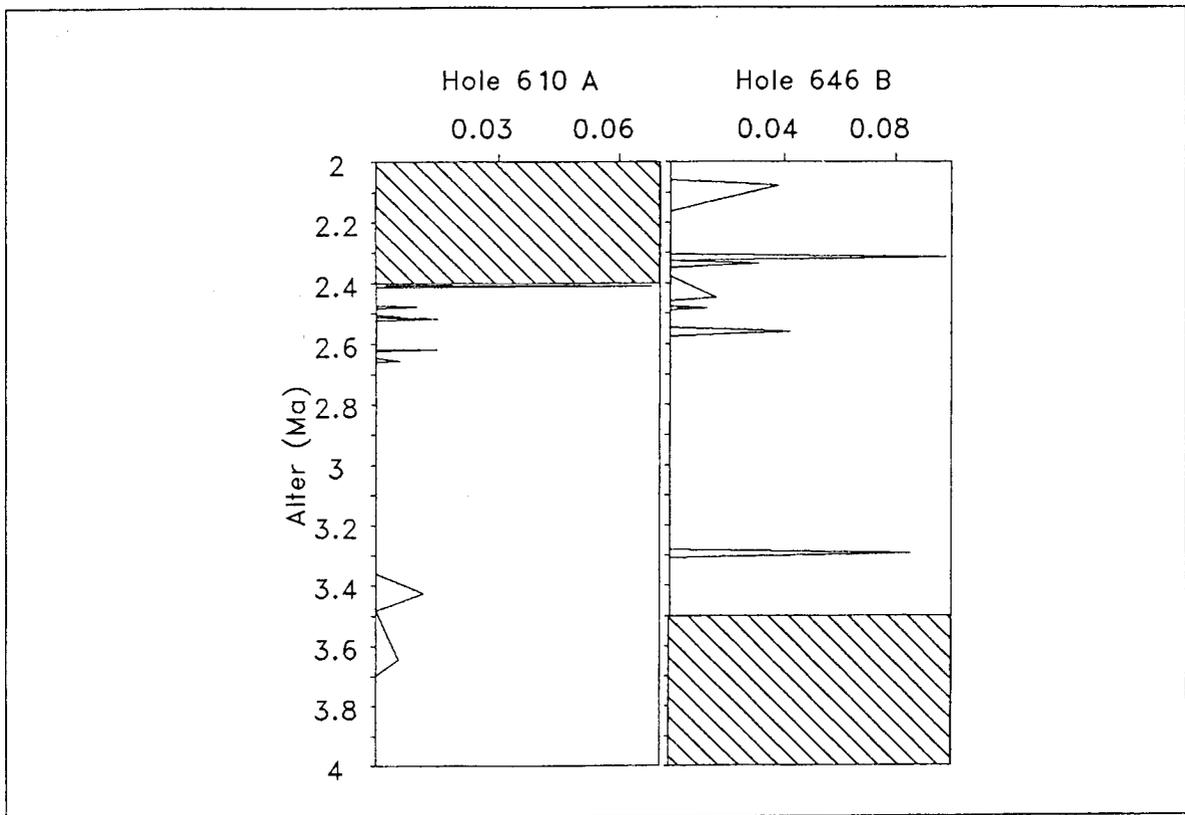


Abb. 3.15: Anzahlen (Mio/g) von *Melosira granulata* + *Melosira islandica* in den untersuchten Kernabschnitten (schraffierte Bereiche nicht beprobt).

4 Prinzipielle Unterschiede der beobachteten Diatomeen-Taphozönosen

4.1 Gruppierung der Arten nach Habitaten und Klimazonen

Nach der in Kapitel 2.4 beschriebenen Methode erfolgte die Einordnung möglichst vieler der beobachteten Arten in eine der Gruppen. In den folgenden Tabellen sind die Arten, ihre bevorzugten Habitate und Klimazonen sowie die Literatur, aus der die entsprechenden Angaben entnommen wurden, aufgeführt.

Benthische und tychopelagische Arten (Benth), Tabelle 4.1

In dieser Gruppe sind die am Boden lebenden (benthischen) Arten und die zwar überwiegend benthisch lebenden, aber gelegentlich auch im Küstenplankton reproduzierenden (tychopelagischen) Arten zusammengefaßt. Häufigste Vertreter dieser Gruppe sind *Paralia sulcata* und *Delphineis surirella* (nur in Bohrung 610 A).

Neritische Kaltwasserarten (NeKal), Tabelle 4.2

Diese Gruppe beinhaltet *Thalassiosira hyalina* und *Thalassiosira kryophila* als Arten, die auf direkte Nähe von Packeis hinweisen (Hustedt, 1930). Daneben umfaßt sie eine Reihe von Arten, welche zumindest kalte Gewässer eindeutig bevorzugen. Dies sind *Porosira glacialis*, *Thalassiosira antarctica*, *Thalassiosira grava* und *Thalassiosira nordenskiöldii*. Andererseits hat die Art *Melosira westii* ihr Wachstumsoptimum in der temperierten Zone, tendiert aber mehr in den subpolaren als in den subtropischen Bereich (Hendey, 1964).

Von den Arten dieser Gruppe erreichen *Thalassiosira nordenskiöldii* in Bohrung 646 B und *Melosira westii* in Bohrung 610 A die höchsten Anzahlen. Mit Ausnahme von *M. westii* sind die Arten dieser Gruppe in Bohrung 610 A nur sporadisch vertreten. In Kern K708-7 finden sie sich dagegen abschnittsweise mit mittleren Anzahlen, während sie in Bohrung 646 B relativ häufig auftreten.

Neritische Warmwasserarten (NeWar), Tabelle 4.3

Diese aus relativ wenigen Arten bestehende und insgesamt nur selten vertretene Gruppe enthält *Actinocyclus ellipticus* als sporadisch auftretende, aber sehr charakteristische Art, sowie *Bacteriastrum hyalinum* als relativ häufig beobachtete Art. Die Bestimmung von *Thalassiosira hendeyi* ist unsicher, diese Art tritt nur sehr vereinzelt auf. *A. ellipticus* und *T. hendeyi* wurden nur in Bohrung 610 A beobachtet.

Neritische Kosmopoliten (NeKos), Tabelle 4.4

Obwohl nur wenige Arten in dieser Gruppe zusammengefaßt sind, ist sie die bedeutendste in Bohrung 610 A. Hierzu gehört die in Bohrung 610 A häufigste Diatomeenart überhaupt, *Thalassionema nitzschioides*. *Actinocyclus curvatulus* wurde in diese Gruppe und nicht zu den Kaltwasserarten gestellt. Dies basiert einerseits auf der weitgefaßten taxonomischen Einordnung, andererseits auf den Beobachtungen von Simonsen (1974) (s. Kapitel 3.2).

Ozeanische Kaltwasserarten (OzKal), Tabelle 4.5

Wichtige Vertreter dieser Gruppe sind *Rhizosolenia hebetata* f. *hiemalis*, *Azpeitia tabularis* und *Thalassiosira trifulta*. Diese drei Arten konnten in allen drei bearbeiteten Kernen beobachtet werden.

Ozeanische Warmwasserarten (OzWar), Tabelle 4.6

Die häufigsten Arten dieser Gruppe in Bohrung 610 A und Kern K708-7 sind *Azpeitia nodulifer*, *Hemidiscus cuneiformis*, *Roperia tessellata*, *Rhizosolenia bergonii*, *Stephanopyxis turris* und *Thalassiosira ferelineata*. In Bohrung 646 B dominiert dagegen allein *S. turris*, wobei die Diversität innerhalb dieser Gruppe insgesamt geringer ist, als in Bohrung 610 A und Kern K708-7. *A. nodulifer* und *H. cuneiformis* sind beispielsweise in den bearbeiteten Proben von Bohrung 646 B nicht vertreten.

Ozeanische Kosmopoliten (OzKos), Tabelle 4.7

In dieser Gruppe finden sich *Coscinodiscus marginatus* und *Thalassiosira oestrupii*. *C. marginatus* wird häufig als Kaltwasserart angeprochen (z. B. Koizumi, 1989), aus dem Atlas von Jousé (1977) geht jedoch hervor, daß die Art in allen Klimazonen auftritt. *T. oestrupii* wird dagegen häufig als warmes Wasser anzeigende Art interpretiert (z. B. Koc Karpuz, 1989), Fryxell & Hasle (1980) berichten jedoch von Funden auch im zerbrochenen Packeis der Weddell-See und bezeichnen die Art als kosmopolitisch.

Die häufigsten Arten dieser Gruppe sind *Thalassiothrix longissima*, *Nitzschia bicapitata* (nicht in Bohrung 646 B) sowie *Thalassiosira oestrupii*.

Umgelagerte Arten (Umgel), Tabelle 4.8

In Bohrung 610 A finden sich sehr selten die fossilen Arten *Cestodiscus mukinae* (Oligozän) und *Raphoneis wicomicoensis* (Miozän). Daneben finden sich etwas häufiger die Süßwasserarten *Melosira islandica* und *M. granulata*, die auch in Bohrung 646 B auftreten. Diese Arten wurden als umgelagert angeprochen.

Sonstige Arten (Sonst)

Diese Gruppe enthält alle diejenigen Arten, die zwar beobachtet, aber nicht in eine der anderen Gruppen eingeordnet werden konnten. Es sind dies alle fossilen Arten, die nicht umgelagert sind, sowie alle Arten, deren rezente Ökologie zu wenig bekannt ist (s. Florenliste, Kapitel 3.1).

Gruppe 10: *Chaetoceros*-Dauerstadien

Dauerstadien von *Chaetoceros*-Arten sind in unterschiedlichen Anteilen in den untersuchten Proben vertreten. Aufgrund prinzipieller Schwierigkeiten bei der genauen Artfassung sind alle *Chaetoceros*-Dauerstadien in einer Gruppe zusammengefaßt, obwohl einzelne Arten bestimmt werden konnten (s. Florenliste, Kapitel 3.1).

Erklärung des in den Tabellen verwendeten Code:

Habitate (Hab.):

- 1: benthisch
- 2: tychopelagisch
- 3: neritisch
- 4: ozeanisch

Klimazonen (Klz.):

- 1: polar
- 2: subpolar
- 3: temperiert
- 4: subtropisch
- 5: tropisch
- 6: kosmopolitisch

Tabelle 4.1: Benthische und tychopelagische Arten

Spezies	Hab.	Klz.	Literatur
<i>Actinocyclus ehrenbergii</i>	1-3	2-4	Koizumi (1985)
<i>Asteromphalus flabellatus</i>	2	4-5	Jousé (1977)
<i>Hemiaulus arcticus</i>	1?	1?	Hustedt (1930)
<i>Delphineis surirella</i>	2	2-3	Andrews (1981)
<i>D. surirelloides</i>	1-2	6	Simonsen (1974)
<i>D. spp</i>	1-2	?	Andrews (1981)
<i>Nitzschia panduriformis</i>	1	2-3	Fenner (1977)
<i>Paralia sulcata</i>	1-2	6	Sancetta (1982)
<i>Raphoneis aculeifera</i>	1	4	Jousé (1977)
<i>R. amphiceros</i>	1	6	Andrews (1974)
<i>R. globosa</i>	1	4	Jousé (1977)
<i>R. spp</i>	1-2	?	Andrews (1974)

Tabelle 4.2: Neritische Kaltwasserarten

Spezies	Hab.	Klz.	Literatur
<i>Bacteriosira fragilis</i>	3	1-2	Sancetta (1982)
<i>Coscinodiscus decrescens</i>	3	2	Hustedt (1930)
<i>Melosira westii</i>	3	2-4?	Hustedt (1930)
<i>Nitzschia grunowii</i>	3	1-2	Sancetta (1982)
<i>Porosira glacialis</i>	3	1	Sancetta (1982)
<i>Thalassiosira antarctica</i>	3	1-2	Sancetta (1982)
<i>T. gravida</i>	3	2-3	Hasle & Syvertsen (1990)
<i>T. hyalina</i>	3	1-2	Sancetta (1982)
<i>T. kryophila</i>	3	1-2?	Hustedt (1930)
<i>T. nordenskiöldii</i>	3	1-2	Hasle (1978)
<i>T. pacifica</i>	3	2-3	Hasle (1978)

Tabelle 4.3: Neritische Warmwasserarten

Spezies	Hab.	Klz.	Literatur
<i>Actinocyclus ellipticus</i>	3	3-5	Hustedt (1930)
<i>Bacteriastrum hyalinum</i>	3	3-4	Hendey (1964)
<i>Thalassiosira hendeyi</i>	3	4-5	Fryxell & Hasle (1977)

Tabelle 4.4: Neritische Kosmopoliten

Spezies	Hab.	Klz.	Literatur
<i>Actinocyclus curvatulus</i>	3	6	Simonsen (1974)
<i>Biddulphia aurita</i>	3	2-4	Hustedt (1930)
<i>Thalassionema nitzschioides</i>	3	6	Smayda (1958)
<i>Thalassiosira decipiens</i>	3	6	Sancetta (1982)
<i>T. eccentrica</i>	3	6	Simonsen (1984)
<i>T. tenera</i>	3	6	Fryxell & Hasle (1977)

Tabelle 4.5: Ozeanische Kaltwasserarten

Spezies	Hab.	Klz.	Literatur
<i>Asteromphalus robustus</i>	4	2-4	Sancetta (1982)
<i>Azpeitia tabularis</i>	4	1-3	Fenner et al. (1976)
<i>Rhizosolenia h. f. hiemalis</i>	4	1-3	Sancetta (1982)
<i>Thalassiosira angulata</i>	4	1-4	Hasle (1978)
<i>T. trifulta</i>	4	2-3?	Sancetta (1982)

Tabelle 4.6: Ozeanische Warmwasserarten

Spezies	Hab.	Klz.	Literatur
<i>Actinocyclus elongatus</i>	4	5	Simonsen (1974)
<i>Azpeitia africana</i>	4	4-5	Fryxell et al. (1986)
<i>A. neocrenulata</i>	1?-4	4-5	Fryxell et al. (1986)
<i>A. nodulifer</i>	4	4-5	Fryxell et al. (1986)
<i>Bacteriastrum delicatulum</i>	4	3-4	Hendey (1964)
<i>Hemidiscus cuneiformis</i>	4	3?-5	Fryxell et al. (1986)
<i>Nitzschia interupta</i>	4	5	Heiden & Kolbe (1927)
<i>N. kolaczekii</i>	4	5	Kolbe (1955)
<i>N. marina</i>	4	3-5	Koizumi (1989)
<i>Planktoniella sol</i>	4	4-5	Hustedt (1930)
<i>Pseudoeunotia doliolus</i>	4	4-5	Simonsen (1974)
<i>Rhizosolenia bergonii</i>	4	3-5	Koizumi (1986)
<i>R. h. f. semispina</i>	4	3-4	Hendey (1964)
<i>Roperia tessellata</i>	4	3-5	Fryxell et al. (1986)
<i>Stephanopyxis turris</i>	3-4	3-5	Sancetta (1982)
<i>Thalassiosira lineata</i>	4	4-5	Hasle & Fryxell (1977)
<i>T. ferelineata</i>	4	5	Hasle & Fryxell (1977)
<i>T. exigua</i>	4	4-5	Hasle & Fryxell (1977)
<i>T. leptopus</i>	4	4-5	Simonsen (1974)
<i>T. nanolineata</i>	4	4-5	Hasle & Fryxell (1977)
<i>Triceratium cinnamoneum</i>	4	4-5	Kolbe (1955)

Tabelle 4.7: Ozeanische Kosmopoliten

Spezies	Hab.	Klz.	Literatur
<i>Coscinodiscus marginatus</i>	4	6	Jousé (1977)
<i>Coscinodiscus oculus iridis</i>	4	6	Hendey (1964)
<i>Coscinodiscus radiatus</i>	4	6	Hustedt (1930)
<i>Nitzschia bicapitata</i>	4	6	Hustedt (1958)
<i>Rhizosolenia calcar-avis</i>	4	2-4	Hustedt (1930)
<i>Rhizosolenia styliformis</i>	4	6	Hendey (1964)
<i>Thalassiosira oestrupii</i>	4	6	Fryxell & Hasle (1980)
<i>Thalassiothrix longissima</i>	4	6	Sancetta (1982)

Tabelle 4.8: Umgelagerte Arten

Spezies		Literatur
<i>Cestodiscus mukinae</i>	Oligozän	Schrader & Fenner (1976)
<i>Melosira islandica</i>	Süßwasser	Hustedt (1930)
<i>M. granulata</i>	Süßwasser	Hustedt (1930)
<i>Raphoneis wicomicoensis</i>	U/M-Miozän	Andrews (1975)

Tabelle 4.9: Zusammenstellung der Charakteristika der unterschiedlichen Habitate und Temperaturen (in Anlehnung an Burckle, 1972; Imbrie & Kipp, 1972; Kennett, 1982 u.a.) sowie der häufigsten Arten in den untersuchten Kernen.

Gruppe	Idealisierte Charakteristik	Temperatur (°C)	Häufigste Arten im untersuchten Material
Benthische Arten	euryhalin	-	<i>Delphineis</i> spp. <i>Paralia sulcata</i>
Neritische Kaltwasserarten	euryhalin stenotherm	0-12	<i>Thalassiosira nordenskiöldii</i> <i>Thalassiosira gravida</i>
Neritische Warmwasserarten	euryhalin stenotherm	12->25	<i>Bacteriastrium hyalinum</i>
Neritische Kosmopoliten	euryhalin eurytherm	0->25	<i>Thalassionema nitzschioides</i> <i>Actinocyclus curvatus</i>
Ozeanische Kaltwasserarten	stenohalin stenotherm	0-12	<i>Thalassiosira trifulta</i> <i>Rhizosolenia</i> h. f. <i>hiemalis</i>
Ozeanische Warmwasserarten	stenohalin stenotherm	12->25	<i>Azpeitia nodulifer</i> <i>Hemidiscus cuneiformis</i> <i>Roperia tessellata</i> <i>Stephanopyxis turris</i>
Ozeanische Kosmopoliten	stenohalin eurytherm	0->25	<i>Nitzschia bicapitata</i> <i>Thalassiothrix longissima</i> <i>Thalassiosira oestrupii</i>
Umgelagerte Arten	Süßwasser	-	<i>Melosira islandica</i> <i>Melosira granulata</i>
<i>Chaetoceros</i> Dauerstadien	euryhalin ??	-	<i>Chaetoceros</i> sp. cf. <i>C. debilis</i>

4.2 Relative und absolute Variabilität der Gruppen

Der Anteil benthischer Arten schwankt im untersuchten Zeitraum zwischen 5 und 10%. Zwei akzentuierte Maxima bei 2.48 bzw. 2.41 Ma übertreffen diese Durchschnittswerte (Abb. 4.1).

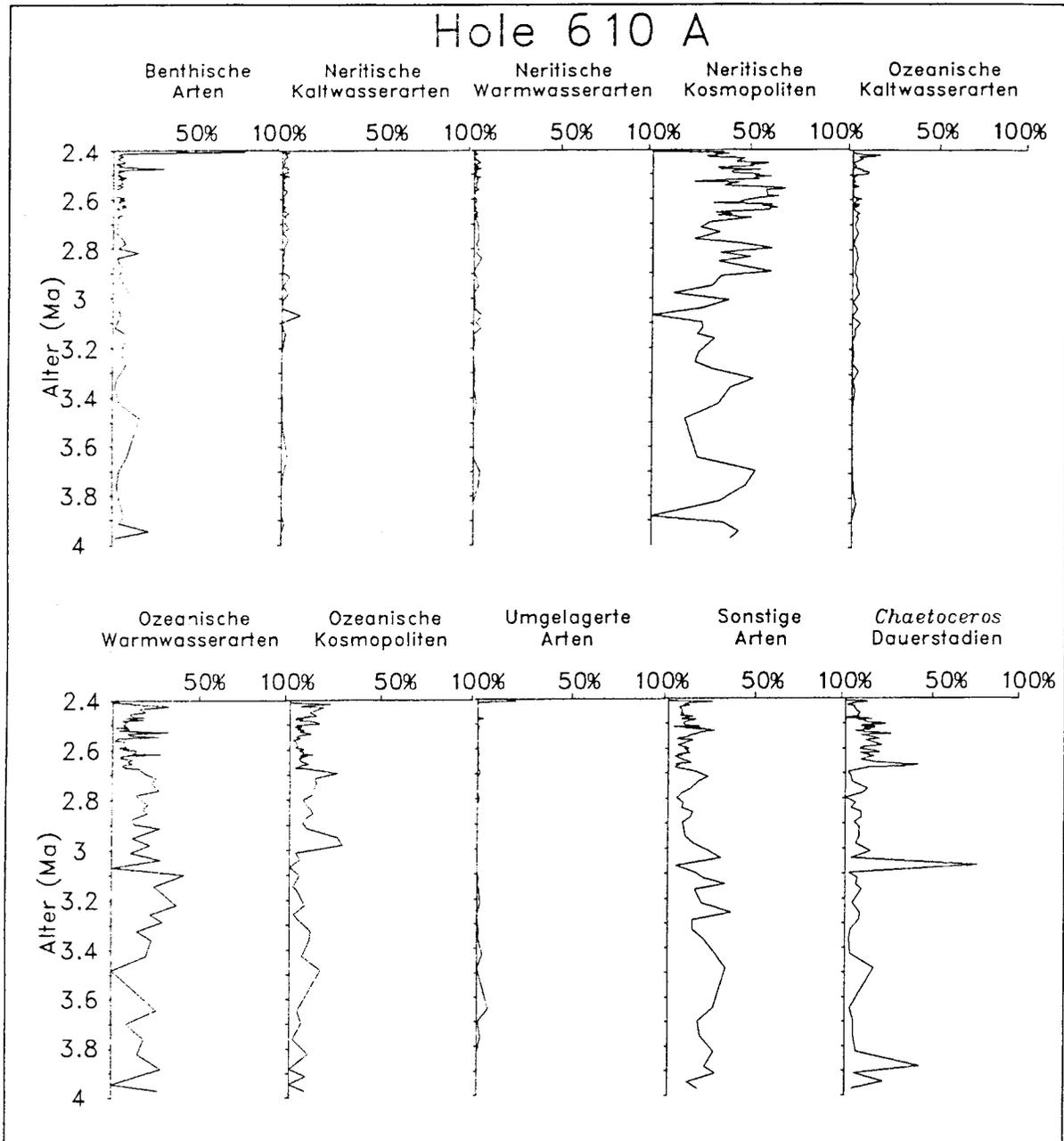


Abb. 4.1: Bohrung 610 A - Anteile (in % der Gesamtanzahl) der nach Habitaten und Klimazonen unterschiedenen Gruppen.

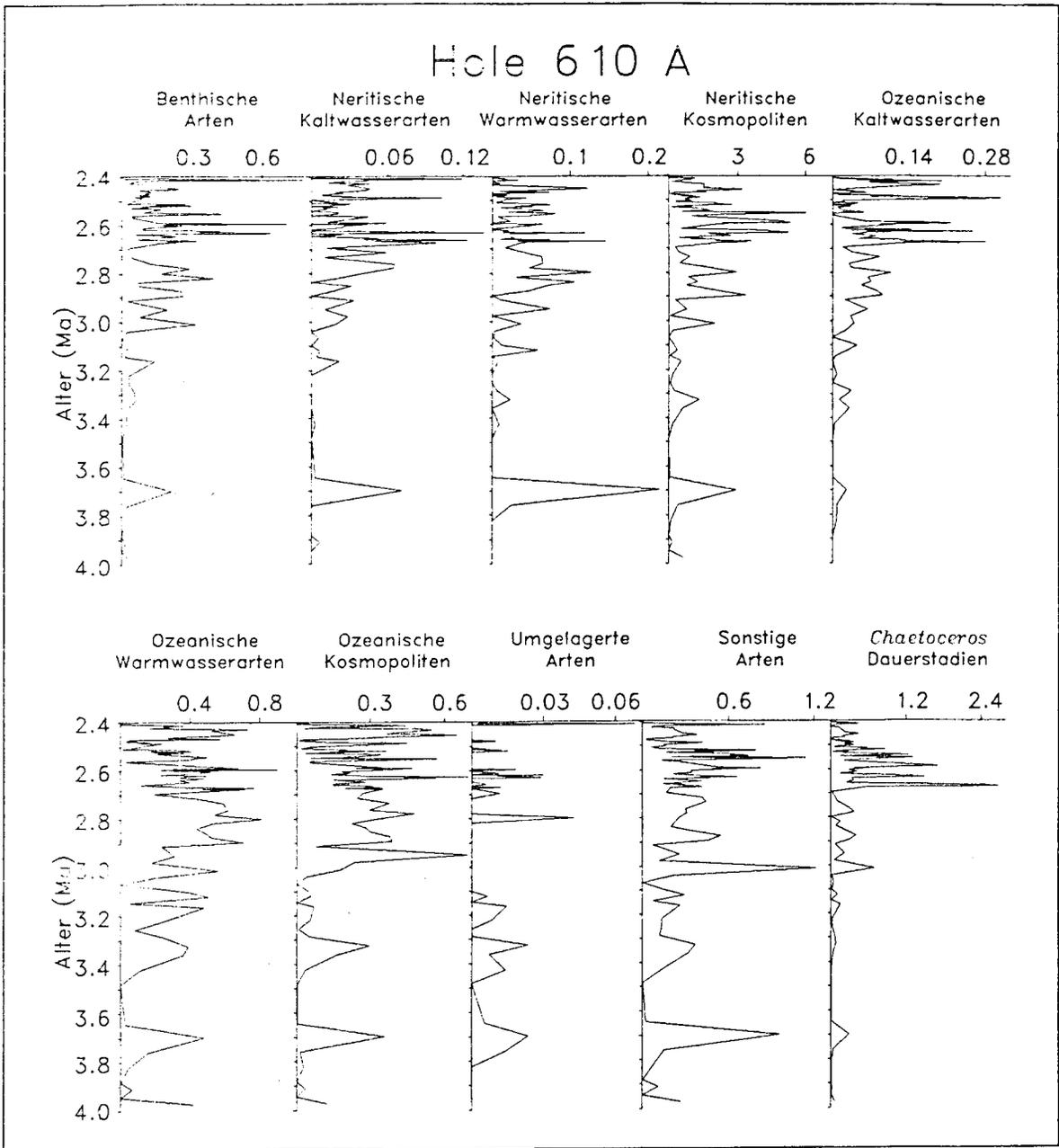


Abb. 4.2: Bohrung 610 A - Anzahlen (in Mio/g) der nach Habitaten und Klimazonen unterschiedenen Gruppen.

Neritische Arten erreichen hohe Anteile in Bohrung 610 A, wobei aber die neritischen Kosmopoliten deutlich überwiegen. Neritische Kaltwasser- und Warmwasserarten sind durchgehend spärlich mit 0-3% vertreten. Die neritischen Kosmopoliten erreichen ein Maximum von nahezu 70%. Ihr Anteil unterliegt starken Schwankungen. In drei Proben fehlt diese Gruppe völlig, in den meisten übrigen Proben liegen die Werte zwischen 20 und 60%. Die Zeiten um 3.7 Ma, um 3.3 Ma, von 2.9-2.75 Ma und 2.65-2.46 Ma sind durch maximale Werte >60% gekennzeichnet und durch Abschnitte unterbrochen, in denen diese Gruppe

geringere Anteile aufweist.

Die ozeanischen Arten bieten ein differenzierteres Bild. Die Kurve der ozeanischen Kaltwasserarten schwankt bis 2.5 Ma in vergleichbaren Größenordnungen wie die neritischen Kaltwasser- und Warmwasserarten. Bei 2.49 Ma und 2.43 Ma steigt der Anteil dieser Gruppe jedoch auf Werte über 10% bis maximal 15%. Ozeanische Warmwasserarten erreichen maximale Anteile um 40%. Die Werte liegen meist im Bereich zwischen 10 und 30%, fallen aber auch zeitweise auf 0% ab. Ein Vergleich mit den neritischen Kosmopoliten zeigt, daß die Anteile beider Gruppen sich gegenläufig verhalten (Abb. 6.2). Der Anteil ozeanischer Kosmopoliten schwankt zwischen 3 und 15%. Bei 2.70 Ma und 2.98 Ma liegt ihr Anteil bei maximal >25%.

Umgelagerte Arten treten nur sporadisch mit Werten bis 3% auf. Auffällig steigt der Prozentsatz dieser Gruppe auf fast 10% bei 3.65 Ma sowie 20% bei 2.41 Ma.

Die Kurve der Anteile an *Chaetoceros*-Dauerstadien zeigt drei auffällige Maxima bei 3.88 Ma (40%), 3.07 Ma (80%) und 2.67 Ma (40%). In den übrigen Abschnitten liegt der Anteil zwischen 5 und 15%. Lediglich im Zeiraum zwischen 2.68 und 2.50 Ma erreichen die Werte Maxima >20%.

Die quantitative Auswertung zeigt, daß die Gruppe der neritischen Kosmopoliten mit Werten bis 6 Mio/g die quantitativ bedeutendste Gruppe ist. Sehr hohe Anzahlen werden insbesondere im Zeitraum zwischen 2.7 und 2.5 Ma erreicht. Die Gruppen der ozeanischen Warmwasserarten und ozeanischen Kosmopoliten erreichen Maxima um 0.8 bzw. 0.7 Mio/g und sind daher für die paläo-ozeanographische Rekonstruktion wichtige Anzeiger. Einmalig erreicht die Gruppe der *Chaetoceros*-Dauerstadien eine Anzahl von >2.4 Mio/g bei 2.67 Ma.

Die Maxima der ozeanischen Kaltwasserarten und der *Chaetoceros*-Dauerstadien zeigen nach 2.7 Ma einen drastischen Anstieg um mehr als das Dreifache. Um das Doppelte steigen die Anzahlen der neritischen Kosmopoliten und Kaltwasserarten und der benthischen Arten. Bleiben die Maxima der benthischen, neritischen und ozeanischen Kaltwasserarten auf einem gleichbleibend hohen Niveau, sinken die der neritischen Kosmopoliten und besonders der *Chaetoceros*-Dauerstadien zum Jüngerem deutlich ab.

Bohrung 646 B

Chaetoceros-Dauerstadien sind prozentual und absolut die wichtigste Gruppe in Bohrung 646 B (Abb. 4.3 und 4.4). Ihr Anteil schwankt zwischen 3.5 und 3.0 Ma von 20 bis 65%. Zwischen 2.9 Ma und 1.9 Ma nehmen die maximalen Anteile sukzessive von 60% bis auf

etwa 10% ab.

Hohe Anteile benthischer Arten sind in Proben mit geringen Diatomeenanzahlen zu verzeichnen. Bei 2.6 Ma ist diese Gruppe als einzige in der Probe vertreten. Umgelagerte Arten erreichen ab 2.65 Ma größere Anteile bis zu 40%.

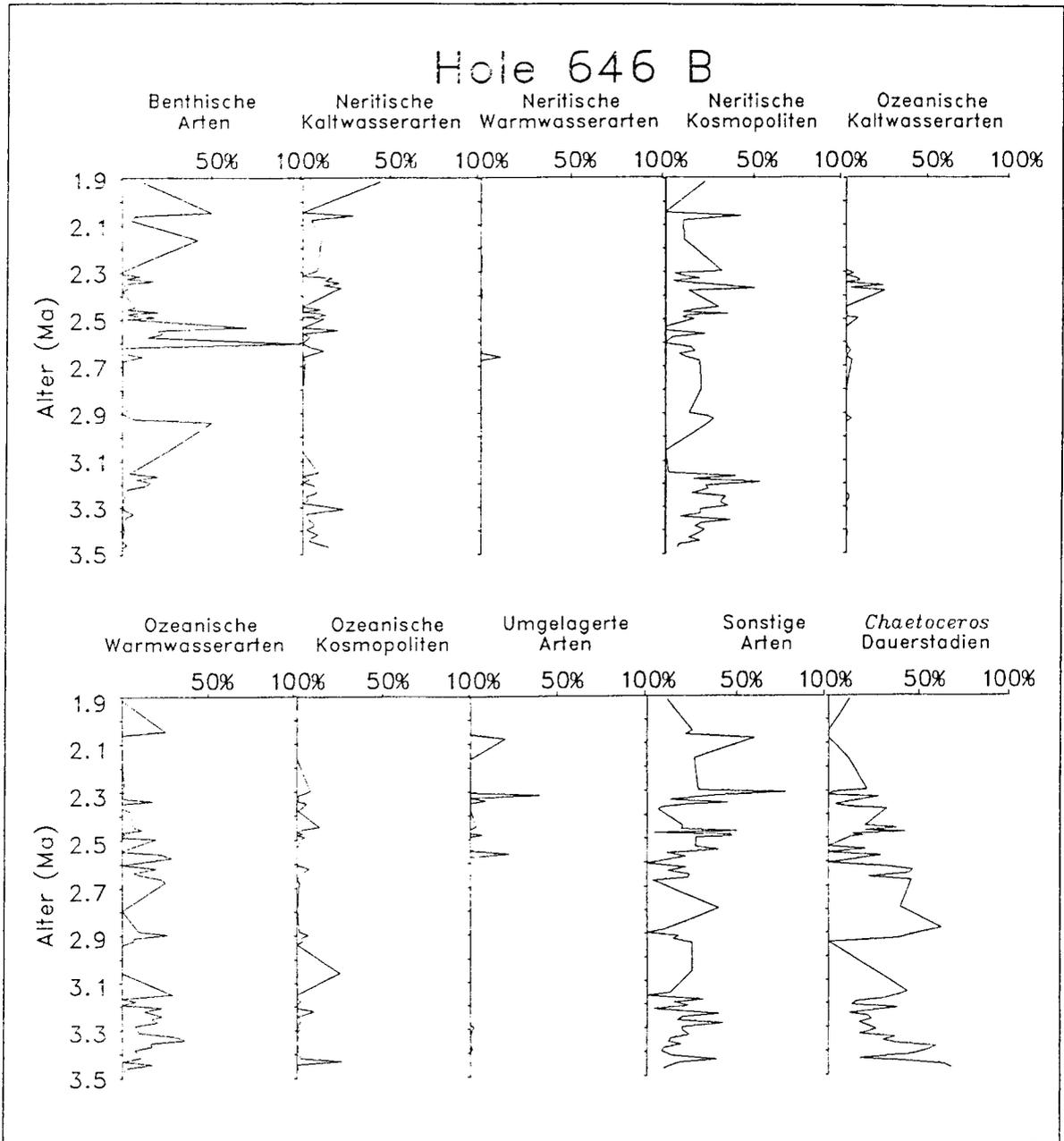


Abb. 4.3: Bohrung 646 B - Anteile (in % der Gesamtanzahl) der nach Habitaten und Klimazonen unterschiedenen Gruppen.

Die Anteile neritischer Arten in Bohrung 646 B sind insgesamt etwas geringer als in Bohrung

610 A. Neritische Kaltwasserarten sind jedoch wesentlich häufiger zu finden und weisen Anteile zwischen 0% und 45% auf. Die Anteile neritischer Kosmopoliten schwanken zwischen 0% und knapp über 50%. Im Vergleich zu Bohrung 610 A werden Werte um 50% wesentlich seltener erreicht. Die neritischen Warmwasserarten sind gering vertreten.

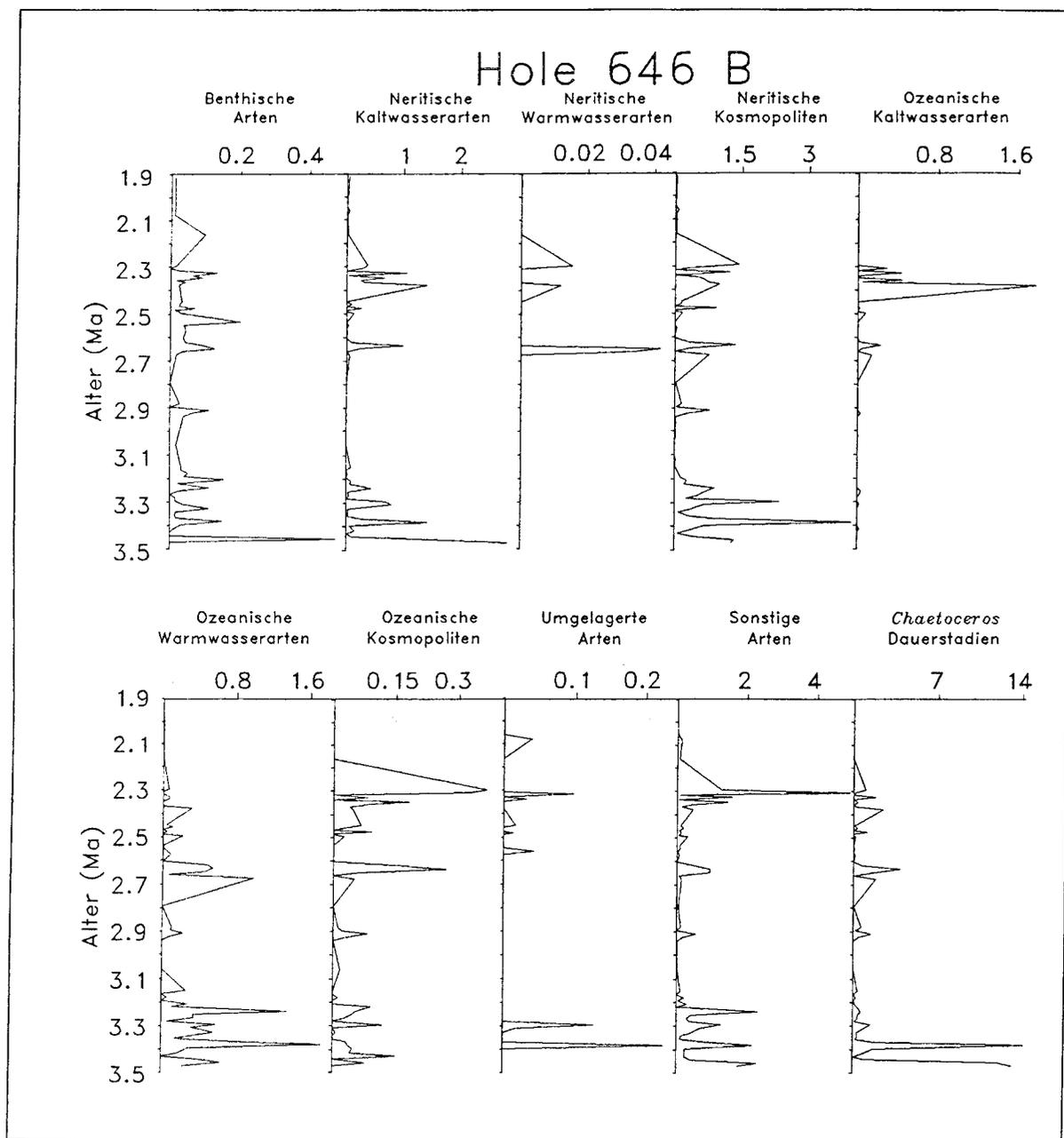


Abb. 4.4: Bohrung 646 B - Anzahlen (in Mio/g) der nach Habitaten und Klimazonen unterschiedenen Gruppen.

Unter den ozeanischen Spezies sind die Warmwasserarten auch in Bohrung 646 B die bedeutendste Gruppe, sie erreichen häufig Werte um 30%. Insbesondere sind die Zeiten

zwischen 3.4 und 3.1 Ma sowie 2.7-2.3 Ma durch hohe maximale Anteile gekennzeichnet. Die ozeanischen Kosmopoliten erreichen nur in zwei Proben mehr als 20%. Große Ähnlichkeit mit der Kurve der ozeanischen Kaltwasserarten von Bohrung 610 A zeigt die prozentuale Verteilung dieser Gruppe in Bohrung 646 B. Auch hier ist die Gruppe bis 2.5 Ma unbedeutend und danach steigt ihr Anteil auf zwei Maxima größer als 20%.

Die Anzahlen der einzelnen Gruppen belegen die besondere Bedeutung der neritischen Kaltwasserarten, die in Bohrung 646 B mehr als 10-fach höhere Maximalwerte aufweisen als in Bohrung 610 A. Auch die ozeanischen Kaltwasserarten und die *Chaetoceros*-Dauerstadien weisen in einem bzw. zwei Fällen mindestens 5-fach höhere Werte auf, als die Maxima in Bohrung 610 A.

Die maximalen Anzahlen ozeanischer Warmwasserarten nehmen zwischen 3.4 und 2.1 Ma kontinuierlich von 1.6 bis auf <0.1 Mio/g ab. Stattdessen steigen die Maxima der ozeanischen Kosmopoliten auf etwa das Doppelte (0.3 Mio/g). *Chaetoceros*-Dauerstadien zeigen bei 3.47 Ma und 3.38 Ma zwei Maxima von 14 Mio/g. Nach 3.38 Ma erreichen die Anzahlen nur noch Maxima um 3 Mio/g. Eine ähnliche, weniger drastische Entwicklung zeigen die neritischen Kosmopoliten.

Kern K708-7

Neritische Kosmopoliten sowie *Chaetoceros*-Dauerstadien machen in einzelnen Proben von Kern K708-7 rund 80% aus (Abb. 4.5). Somit sind diese beiden Gruppen auch in Kern K708-7 die wichtigsten Gruppen. Während jedoch *Chaetoceros*-Dauerstadien in den Stadien 7, 6 und 1 bis über 50% der Arten ausmachen, ist das für die neritischen Kosmopoliten nur im Stadium 6 der Fall.

Das Probenmaterial von Kern K708-7 enthielt nur in den Stadien 6 und 1 genug Diatomeen, um statistisch abgesicherte Aussagen zu machen. Dies wird aus den insgesamt geringen Diatomeenanzahlen im Zeitraum zwischen 132 und 20 ka deutlich (s. a. Abb. 3.3). Trotzdem geben die Anteile der neritischen Kaltwasserarten in diesen Proben Hinweise für die Rekonstruktion des Paläoklimas.

Die Diatomeen-Taphozönosen aus Stadium 6 sind durch maximale Anzahlen von neritischen und ozeanischen Kaltwasserarten sowie von benthischen Arten und neritischen Kosmopoliten geprägt. Dagegen weisen diejenigen von Stadium 1 maximale Anzahlen von ozeanischen Warmwasserarten und Kosmopoliten sowie von *Chaetoceros*-Dauerstadien und neritischen Warmwasserarten auf.

Ein Vergleich mit den Daten von Bohrung 610 A dokumentiert die Zunahme der neritischen Kaltwasserarten, die in Kern K708-7 etwa 5-fach höhere Werte erreichen. Daneben zeigt sich eine Abnahme der neritischen Kosmopoliten, deren maximale Anzahlen in Kern K708-7 auf etwa 1/5 zurückgehen.

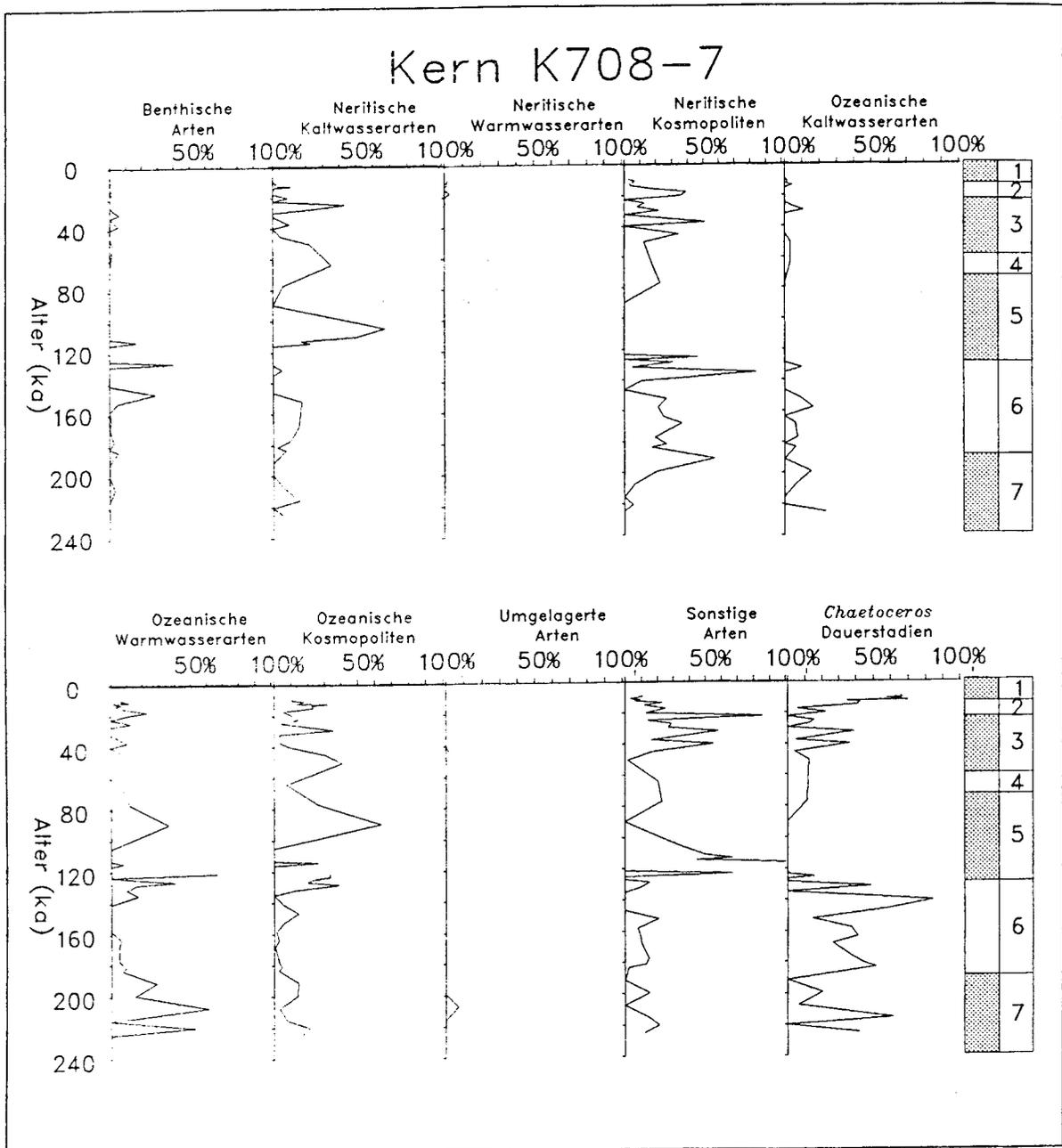


Abb. 4.5: Kern K708-7 - Anteile (in% der Gesamtanzahl) der nach Habitaten und Klimazonen unterschiedenen Gruppen.

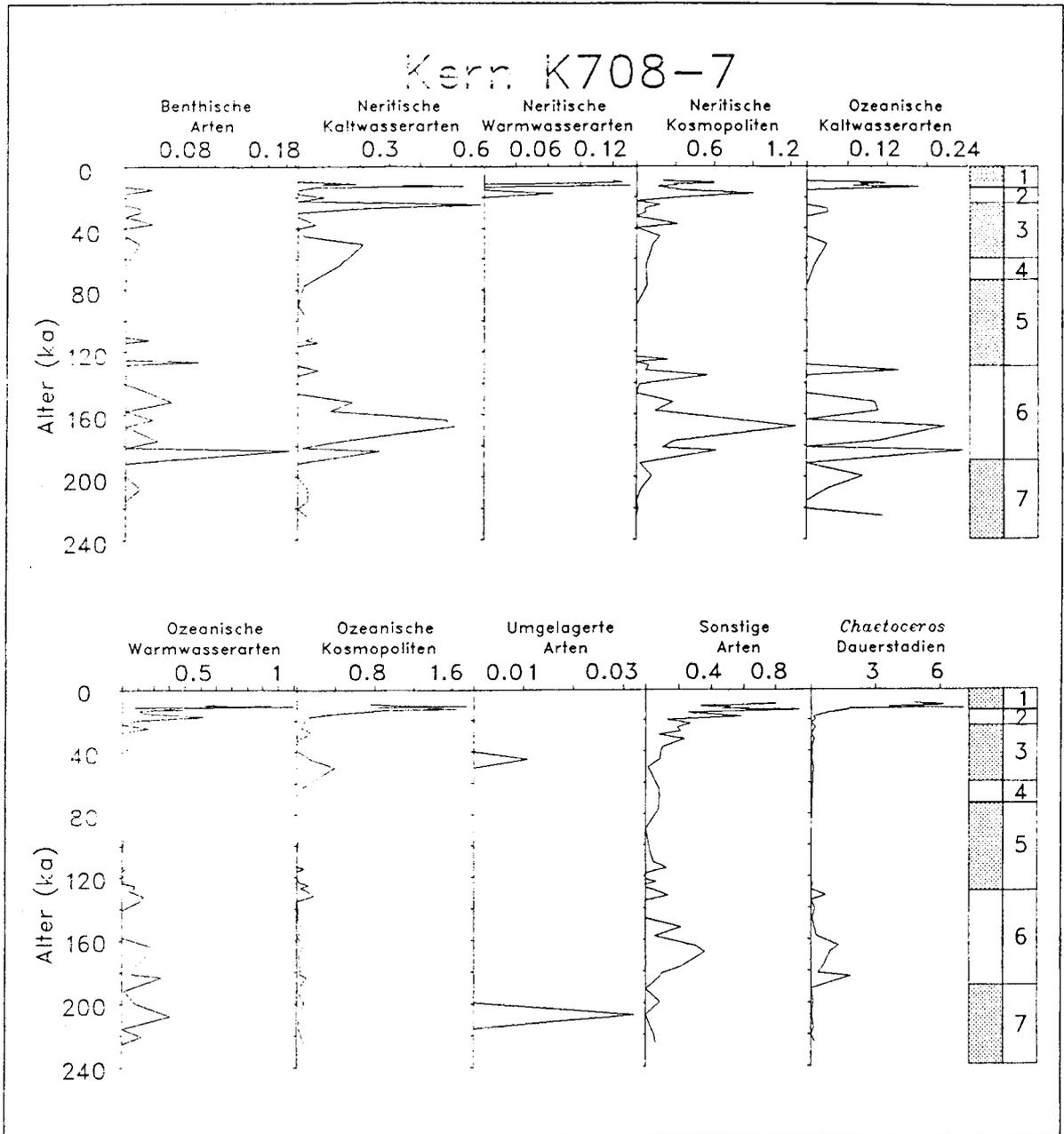


Abb. 4.6: Kern K708-7 - Anzahlen (in Mio/g) der nach Habitaten und Klimazonen unterschiedenen Gruppen.

4.3 Klassifizierung der Proben anhand von Clusteranalysen

In diesem Abschnitt sind die Ergebnisse von sechs Clusteranalysen dargestellt. Nach der Gruppeneinteilung der beobachteten Diatomeenarten (Kap. 4.1) wurden für jede bearbeitete Probe die Anteile der einzelnen Gruppen berechnet. Die Verwendung dieser Daten in Clusteranalysen ermöglichte Klassifizierungen der untersuchten Proben.

Einzelne Cluster sind dabei durch charakteristische Gruppenzusammensetzungen gekennzeichnet. Anhand der durchschnittlichen Gruppenanteile und zusätzlicher Daten lassen sich die Cluster palökologisch interpretieren und somit die paläo-ozeanographische Entwicklung nachzeichnen.

Am Datensatz von Bohrung 610 A wurden die beiden Agglomerationsverfahren Wards Methode und Complete Linkage getestet, sowie die Frage untersucht, ob eine Standardisierung im vorliegenden Fall angebracht ist oder nicht. Das weitere Vorgehen für Bohrung 646 B und Kern K708-7 orientierte sich am Ergebnis dieser Untersuchung.

Eine weiterer Typ der Clusteranalyse errechnet die Ähnlichkeit aller Proben eines Datensatzes zu frei wählbaren Zentroiden. Diese Methode ermöglichte die Definition von Zentroiden aus den Ergebnissen von Bohrung 610 A und deren Anwendung auf Bohrung 646 B.

Die Ergebnisse der Clusteranalysen sind jeweils in Dendrogrammen dargestellt. Für die Proben einzelner Cluster wurden jeweils die Mittelwerte und Standardabweichungen für alle Gruppenanteile und zusätzlich vorliegende Daten ($\delta^{18}\text{O}$, Grobfraktionsanteil, Cadmium) berechnet und tabellarisch aufgeführt (Tabellen 4.10-4.15). Die wesentlichen Unterschiede der Mittelwerte im Vergleich mit denen der anderen Cluster sind in den Tabellen jeweils durch Unterstreichungen hervorgehoben. Die sonstigen Arten wurden nicht hervorgehoben, da sie nicht paläo-ozeanographisch interpretierbar sind. Im Folgenden sind jeweils die Mittelwerte aus den Berechnungen angegeben.

Analyse 1 - Bohrung 610 A (Wards, unstandardisierte Daten)

Analyse 1 wurde mit dem Agglomerationsverfahren nach Wards anhand unstandardisierter Daten von Bohrung 610 A durchgeführt. Das Dendrogramm (Abb. 4.7) legt die Definition von fünf Clustern nahe.

Cluster 1 enthält 42 Proben. Diese sind durch ihren Anteil neritischer Kosmopoliten von 54.0% sowie eine Diatomeenanzahl von 4.3 Mio/g gekennzeichnet (Tab. 4.10). Verglichen mit den anderen Proben sind dies die maximal erreichten Durchschnittswerte. Der hohe Anteil

neritischer Kosmopoliten übersteigt dabei die Anteile aller anderen Cluster um fast 20%.

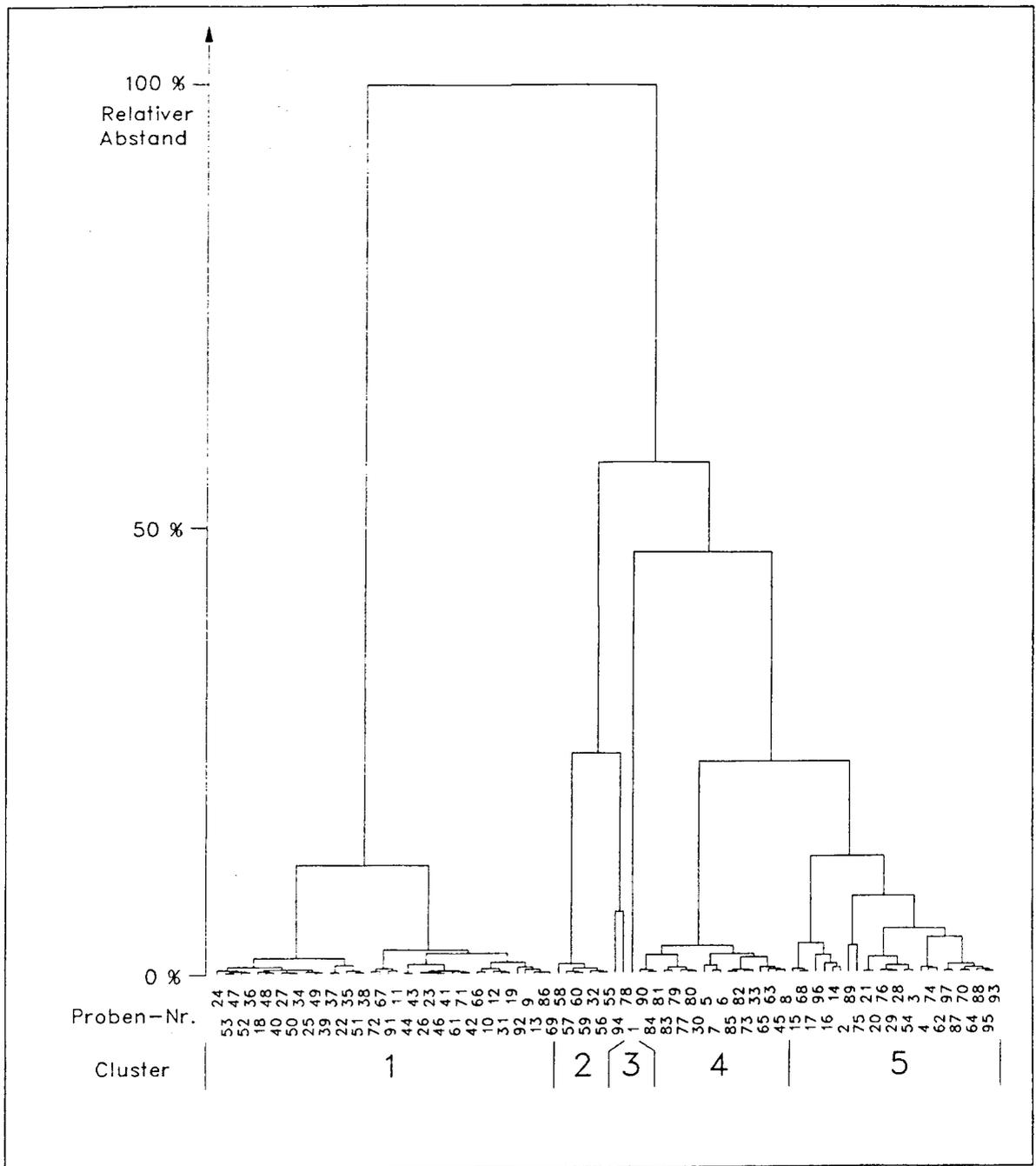


Abb. 4.7: Bohrung 610 A - Dendrogramm der Clusteranalyse 1 nach der Wards Methode mit unstandardisierten Daten. Probennummern sind mit den dazugehörigen Probenbezeichnungen und -altern in Abb. 4.10 aufgeführt.

Cluster 2 umfaßt 9 Proben, die 38.4% *Chaetoceros*-Dauerstadien und 4.2 Mio/g Diatomeen aufweisen. Die Diatomeenanzahl erreicht also eine ähnliche Größenordnung, wie in Cluster 1,

der Anteil an *Chaetoceros*-Dauerstadien zeigt jedoch ein ausgeprägtes Maximum, das alle anderen Proben um mehr als 25% übersteigt.

Die Proben 78 und 94 haben zu den übrigen Proben dieses Clusters einen etwas größeren Abstand als die Cluster 4 und 5 voneinander. Trotzdem sind sie in Cluster 2 mit einbezogen, da der gemeinsame Abstand vom nächsten Cluster noch einmal mehr als doppelt so groß ist und die Definition von Clustern mit geringer Probenzahl unübersichtlich ist.

Tabelle 4.10: Bohrung 610 A - Clusteranalyse 1 (Wards, unstandardisierte Daten): Mittelwerte und Standardabweichungen der Sauerstoffisotopen-Werte (in ‰ vs. PDB), Diatomeenanzahlen (in Mio/g) und Gruppenanteile (in %); Cluster 3 enthält nur eine Probe und ist nicht aufgeführt.

Cluster	1	2	4	5
δ ¹⁸ O	1.8 ± 0.4	2.4 ± 0.7	1.6 ± 0.3	1.7 ± 0.4
Diat.	4.3 ± 2.5	4.2 ± 2.8	1.1 ± 0.7	1.7 ± 1.3
Benth	4.4 ± 1.9	4.3 ± 1.6	5.0 ± 2.1	9.3 ± 8.2
NeKal	0.7 ± 0.8	2.1 ± 2.7	1.5 ± 1.2	1.4 ± 1.3
NeWar	1.2 ± 1.1	1.3 ± 1.3	0.9 ± 1.1	1.2 ± 1.1
NeKos	<u>54.0 ± 6.0</u>	30.3 ± 16.4	27.4 ± 4.7	<u>34.7 ± 7.3</u>
OzKal	1.8 ± 1.6	1.8 ± 1.2	3.6 ± 4.2	2.5 ± 2.4
OzWar	9.8 ± 4.7	8.9 ± 7.4	<u>29.1 ± 4.9</u>	<u>14.0 ± 6.8</u>
OzKos	7.1 ± 3.3	4.1 ± 2.7	7.6 ± 4.3	11.1 ± 7.5
Umgel	0.2 ± 0.4	0.1 ± 0.1	0.4 ± 1.3	0.4 ± 0.8
Sonst	9.6 ± 4.2	8.6 ± 5.7	18.4 ± 8.4	16.8 ± 6.9
Chaet	11.2 ± 5.2	<u>38.4 ± 14.4</u>	6.1 ± 3.1	8.6 ± 5.5

Cluster 3 ist nur durch eine einzige Probe vertreten. Probe 1 weist als einzelne Probe einen extremen Abstand zu den (bei etwa dem halben Abstand) zusammengefaßten Clustern 4 und 5 auf. Dies läßt sich auf die für Bohrung 610 A außergewöhnliche Zusammensetzung dieser Probe mit 80% benthischen und 20% umgelagerten Arten zurückführen.

Cluster 4 enthält 19 Proben. Diese sind durch den hohen Anteil ozeanischer Warmwasserarten von 29.1% charakterisiert. Damit erreichen die Anteile dieser Gruppe mindestens das Doppelte der Werte in den anderen Clustern. Daneben weisen die Proben dieses Clusters die leichtesten Sauerstoffisotopenwerte auf.

Cluster 5 beinhaltet 26 Proben. Diese haben sowohl relativ hohe Anteile an neritischen Kosmopoliten (34.7%) als auch an ozeanischen Warmwasserarten (14.0%) gemeinsam. Cluster 5 vermittelt seiner Zusammensetzung nach zwischen Cluster 4 und 1, ist bei dieser Analyse jedoch Cluster 4 ähnlicher.

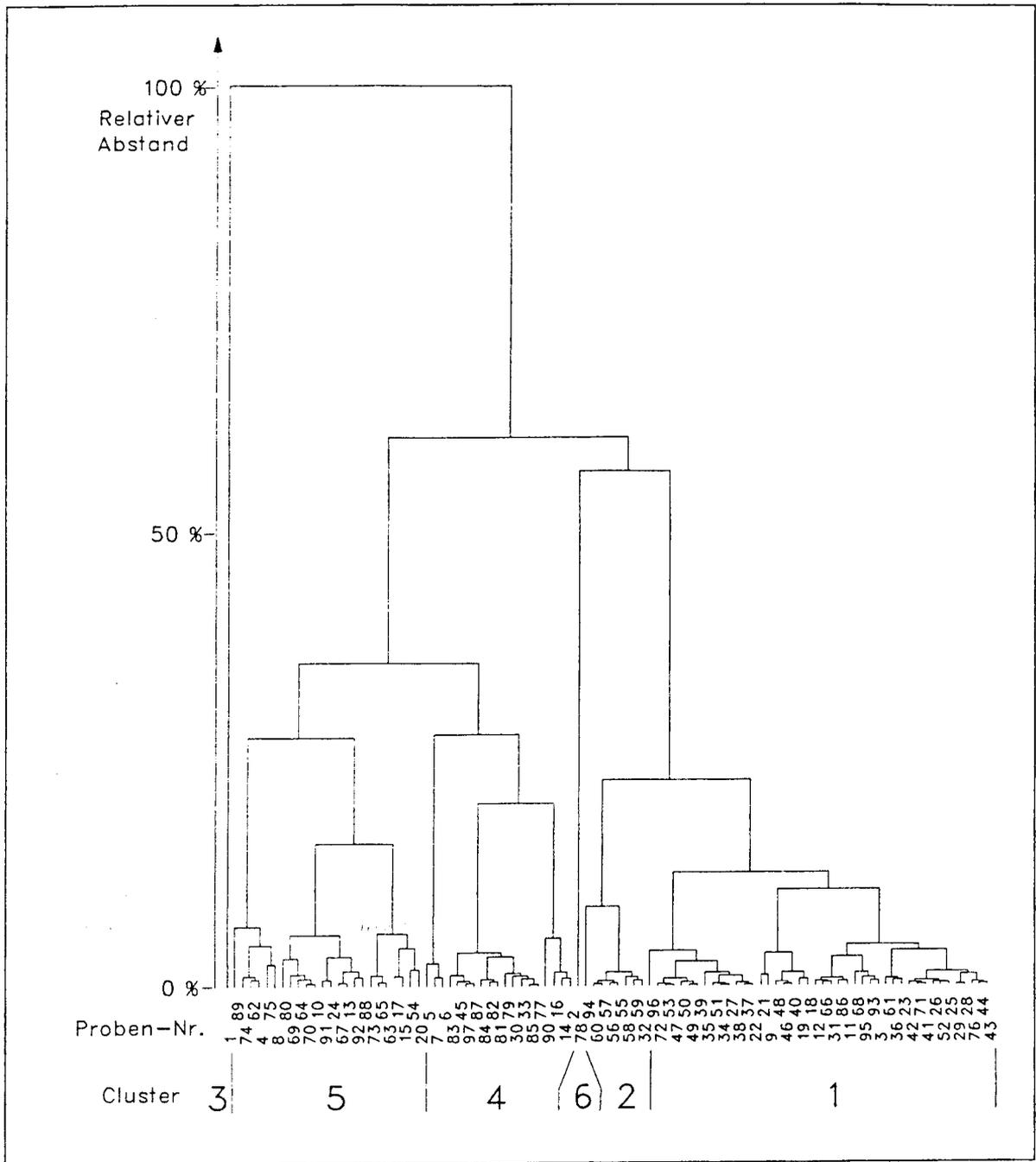


Abb. 4.8: Bohrung 610 A - Dendrogramm der Clusteranalyse 2 nach der Wards Methode mit standardisierten Daten. Probennummern sind mit den dazugehörigen Probenbezeichnungen und -altern in Abb. 4.10 aufgeführt.

Analyse 2: Bohrung 610 A (Wards, standardisierte Daten)

Dieser Analyse liegen die standardisierten Daten von Bohrung 610 A zugrunde. Aus dem Dendrogramm (Abb. 4.8) ist die Einteilung in sechs Cluster ersichtlich. Die Bezeichnung der Cluster 1-5 wurde nach der Ähnlichkeit der Cluster mit den in Analyse 1 definierten gewählt.

Tabelle 4.11: Bohrung 610 A - Clusteranalyse 2 (Wards, standardisierte Daten): Mittelwerte und Standardabweichungen der Gruppenanteile (in %), Sauerstoffisotopenwerte (in ‰ vs. PDB) und Diatomeenanzahlen (in Mio/g). Cluster 3 und 6 enthalten jeweils nur eine Probe und sind nicht aufgeführt.

Cluster	1	2	4	5
δ ¹⁸ O	1.8 ± 0.2	2.4 ± 0.7	1.7 ± 0.3	1.6 ± 0.4
Diat.	4.1 ± 2.6	4.7 ± 2.6	1.0 ± 0.7	2.0 ± 1.4
Benth	5.2 ± 3.5	4.2 ± 1.6	8.2 ± 7.6	5.6 ± 4.9
NeKal	0.7 ± 0.7	1.2 ± 0.8	1.2 ± 1.2	1.5 ± 1.2
NeWar	0.7 ± 0.6	0.9 ± 0.5	0.3 ± 0.5	2.3 ± 1.1
NeKos	<u>50.8 ± 8.8</u>	34.1 ± 13.1	30.7 ± 6.9	<u>36.2 ± 12.4</u>
OzKal	1.9 ± 1.9	2.0 ± 1.1	3.3 ± 4.3	2.4 ± 1.9
OzWar	9.5 ± 4.3	10.0 ± 7.1	<u>25.6 ± 8.8</u>	<u>17.5 ± 8.1</u>
OzKos	7.2 ± 3.4	4.6 ± 2.3	6.0 ± 2.9	12.4 ± 7.3
Umgel	0	0	0.7 ± 1.4	0.4 ± 0.6
Sonst	11.3 ± 6.2	9.0 ± 5.8	18.3 ± 8.1	14.3 ± 6.6
Chaet	12.2 ± 4.7	<u>33.6 ± 5.8</u>	5.4 ± 3.2	6.9 ± 4.3

Cluster 1 enthält 44 Proben. Diese weisen wiederum den höchsten Anteil der neritischen Kosmopoliten mit 50.8% auf (Tab. 4.11).

Cluster 2 mit 8 Proben ist durch hohe *Chaetoceros*-Anteile von 33.6% charakterisiert. In dieser Analyse hat Cluster 2 einen relativ geringen Abstand zu Cluster 1. Es ist trotzdem als eigenes Cluster aufgeführt, weil die meisten Proben in der Analyse 1 ebenfalls ein Cluster gebildet haben.

Cluster 3 ist wiederum nur durch Probe 1 belegt.

Cluster 4 umfaßt 19 Proben. Diese sind durch ihren höchsten Anteil an ozeanischen Warmwasserarten (25.6%) gekennzeichnet.

Cluster 5 beinhaltet 24 Proben. Diese weisen wie in Analyse 1 relativ hohe Anteile an neritischen Kosmopoliten (36.2%) und ozeanischen Warmwasserarten (17.5%) auf.

Cluster 6 wird nur durch eine Probe (78) gebildet, die in dieser Analyse verglichen mit Analyse 1 von dem Cluster 2 einen deutlich größeren Abstand hat.

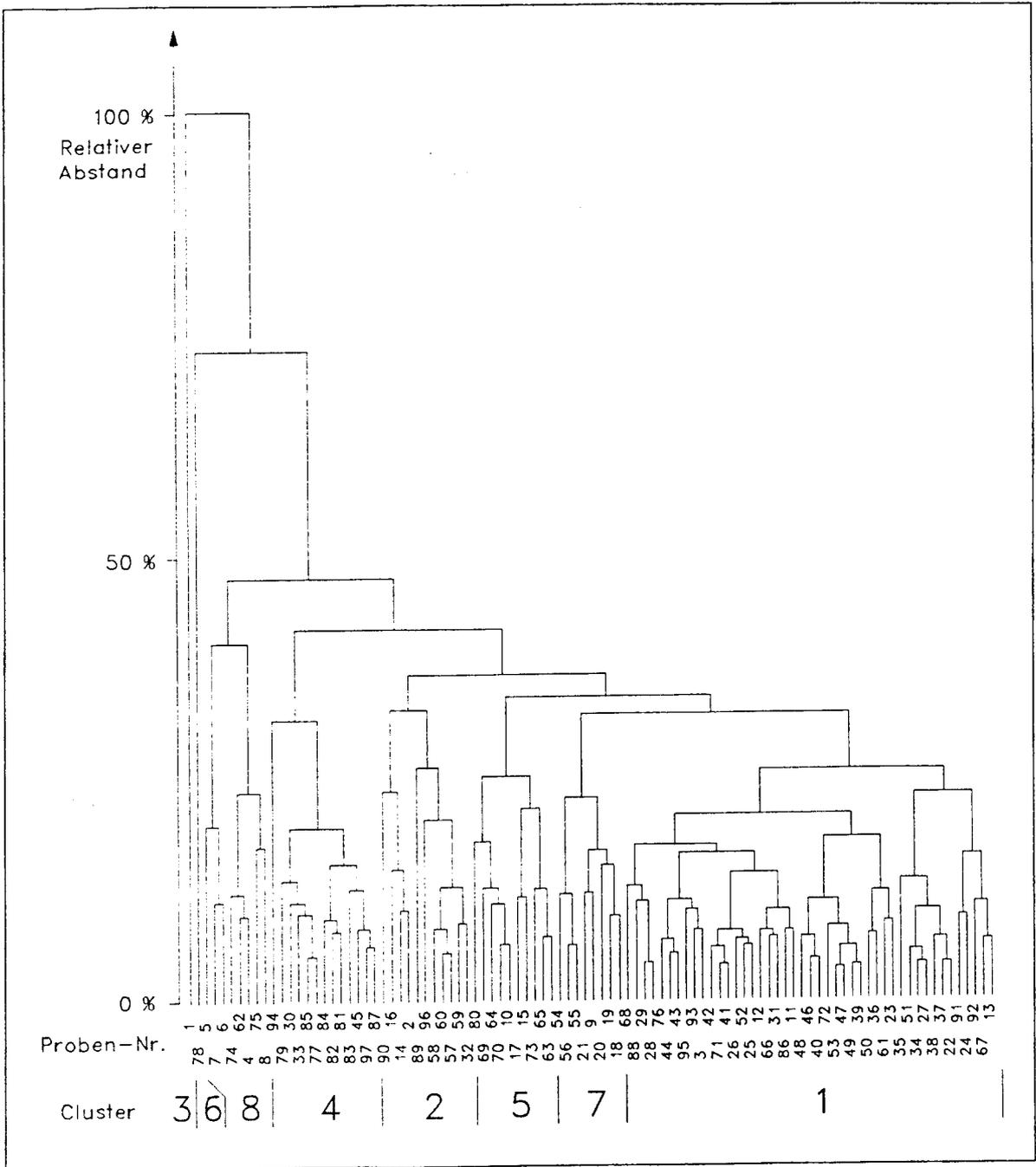


Abb. 4.9: Bohrung 610 A - Dendrogramm der Clusteranalyse 3 nach der Complete Linkage Methode mit standardisierten Daten. Probennummern sind mit den dazugehörigen Probenbezeichnungen und -altern in Abb. 4.10 aufgeführt.

Analyse 3 - Bohrung 610 A (Complete Linkage, standardisierte Daten)

Grundlage dieser dritten Analyse sind wiederum die Daten von Bohrung 610 A. Als Agglomerationsverfahren wurde für Analyse 3 Complete Linkage auf den standardisierten Datensatz angewendet. Das Dendrogramm (Abb. 4.9) ermöglicht die Definition von 8 Clustern, deren Eigenschaften in Tabelle 4.12 aufgeführt sind.

Tabelle 4.12: Bohrung 610 A - Clusteranalyse 3 (Complete Linkage, standardisierte Daten): Mittelwerte und Standardabweichungen der Sauerstoffisotopen-Werte (in ‰ vs. PDB), Diatomeenzahlen (in Mio/g) und Gruppenanteile (in %) in den einzelnen Clustern. Cluster 3 und 6 enthalten jeweils nur eine Probe und sind nicht aufgeführt.

Cluster	1	2	4	5	7	8
δ ¹⁸ O	1.8 ± 0.4	2.2 ± 0.7	1.6 ± 0.2	1.9 ± 0.4	4.2 ± 1.2	5.3 ± 2.2
Diat.	4.1 ± 2.6	3.3 ± 3.1	1.0 ± 0.6	1.9 ± 0.9	2.4 ± 1.1	1.5 ± 0.8
Benth	4.8 ± 2.4	12.5 ± 9.9	5.1 ± 2.3	6.4 ± 6.3	4.2 ± 1.2	5.3 ± 2.2
NeKal	0.7 ± 0.7	1.6 ± 1.3	0.4 ± 0.7	1.9 ± 1.3	1.9 ± 1.1	2.0 ± 0.9
NeWar	1.1 ± 1.0	0.5 ± 0.6	0.5 ± 0.6	3.0 ± 0.9	0.9 ± 0.6	0.8 ± 1.0
NeKos	<u>51.4 ± 9.1</u>	<u>36.1 ± 8.5</u>	26.9 ± 10.1	<u>33.5 ± 8.1</u>	<u>42.1 ± 6.3</u>	28.9 ± 7.6
OzKal	1.4 ± 1.1	1.3 ± 1.3	1.8 ± 1.6	2.7 ± 1.3	5.7 ± 2.3	<u>28.9 ± 7.6</u>
OzWar	10.4 ± 4.8	8.3 ± 6.6	<u>29.1 ± 5.2</u>	<u>22.6 ± 5.8</u>	8.6 ± 3.2	<u>22.3 ± 7.5</u>
OzKos	6.8 ± 2.8	4.8 ± 4.0	5.7 ± 3.4	10.3 ± 3.3	10.8 ± 3.9	<u>18.5 ± 8.4</u>
Umgel	0.2 ± 0.5	1.0 ± 1.8	0.2 ± 0.4	0.2 ± 0.4	0.1 ± 0.2	0.1 ± 0.4
Sonst	12.0 ± 6.8	12.9 ± 8.9	21.3 ± 7.7	13.1 ± 5.2	9.9 ± 3.2	11.6 ± 2.6
Chaet	11.3 ± 5.0	<u>21.0 ± 13.6</u>	9.0 ± 10.1	6.5 ± 2.9	15.7 ± 8.4	4.1 ± 2.3

Cluster 1 mit 45 Proben weist diesmal 51.4% neritische Kosmopoliten auf.

Cluster 2 enthält 11 Proben. Diese sind durch 21.0% *Chaetoceros*-Dauerstadien und 36.1 % neritischer Kosmopoliten gekennzeichnet.

Cluster 3 ist wiederum nur durch Probe 1 belegt.

Cluster 4 umfaßt 13 Proben. Diese weisen 29.1% ozeanische Warmwasserarten auf.

Cluster 5 beinhaltet 10 Proben. Diese sind wiederum zwischen Clustern 1 und 4 vermittelnd mit Anteilen an neritischen Kosmopoliten von 33.5% und ozeanischen Warmwasserarten von 22.6%.

Cluster 6 wird wie in Analyse 2 nur durch Probe 78 gebildet.

Cluster 7 enthält 8 Proben. Das im Gegensatz zu den Analysen 1 und 2 neu gebildete Cluster 7 ist durch relativ hohe Anteile neritischer Kosmopoliten mit 42.1% charakterisiert. Der

Unterschied zu Cluster 1 besteht im wesentlichen in den um jeweils 4% höheren durchschnittlichen Anteilen an ozeanischen Kosmopoliten und *Chaetoceros*-Dauerstadien.

Cluster 8 umfaßt 8 Proben. Dies ebenfalls neu gebildete Cluster weist mit 28.9% ozeanischen Kaltwasserarten und 18.5% ozeanischen Kosmopoliten die signifikant höchsten Anteile dieser Gruppen auf. Daneben finden sich 22.3 % ozeanische Warmwasserarten.

Auswertung der Analysen 1-3

Anhand der ersten drei Analysen erfolgte eine Entscheidung über das weitere Vorgehen mit den Datensätzen der anderen bearbeiteten Kerne. Abb. 4.10 zeigt eine Gegenüberstellung der Ergebnisse der drei Clusteranalysen für Bohrung 610 A. Daraus ist ersichtlich, daß bestimmte Kernabschnitte durch alle drei Analysen in analoge Cluster eingeordnet wurden. Andererseits ergaben sich für einige Proben drei verschiedene Cluster.

Dies dokumentiert eine prinzipielle Schwierigkeit bei der Anwendung von Clusteranalysen, deren Ergebnisse stark von der jeweiligen Vorgehensweise abhängig sind. Eine Entscheidung darüber, ob ein bestimmtes Agglomerationsverfahren angewendet wird und ob eine Standardisierung der Daten angebracht ist, muß sich an der jeweiligen Fragestellung orientieren (Henrion et al., 1988). Für die weitere Vorgehensweise stand die Frage im Vordergrund, welche Analyse am besten eine Rekonstruktion paläo-ozeanographischer Situationen erlaubt. Als Entscheidungskriterien dienten in dieser Bearbeitung die Standardabweichungen und die Akzentuierung der für die Cluster charakteristischen Merkmale.

Die jeweiligen Standardabweichungen erwiesen sich in allen drei Analysen als hoch (vgl. Tab. 4.10-4.12), so daß sie bei den Gruppen mit geringen Anteilen häufig größer sind, als der Mittelwert. Als Konsequenz ergibt sich, daß diese unterrepräsentierten Gruppen durch die Clusteranalysen nicht gut interpretiert werden können. Deswegen kann auf eine Standardisierung der Daten verzichtet werden.

In Analyse 1 weisen die Mittelwerte der jeweilig charakteristischen Gruppen die höchsten Werte auf und sind somit am deutlichsten akzentuiert. Durch die Verwendung von Complete Linkage als Agglomerationsverfahren ergaben sich zwei zusätzliche Cluster. Die mit den Clustern 1, 2, 4 und 5 vergleichbaren Cluster zeigten aber geringere Mittelwerte der kennzeichnenden Gruppen sowie höhere Standardabweichungen (vgl. Tab. 4.10 mit 4.12).

Die nachfolgenden Analysen für Bohrung 646 B und Kern K708-7 wurden deshalb mit der Wards Methode ohne Standardisierung der Daten durchgeführt.

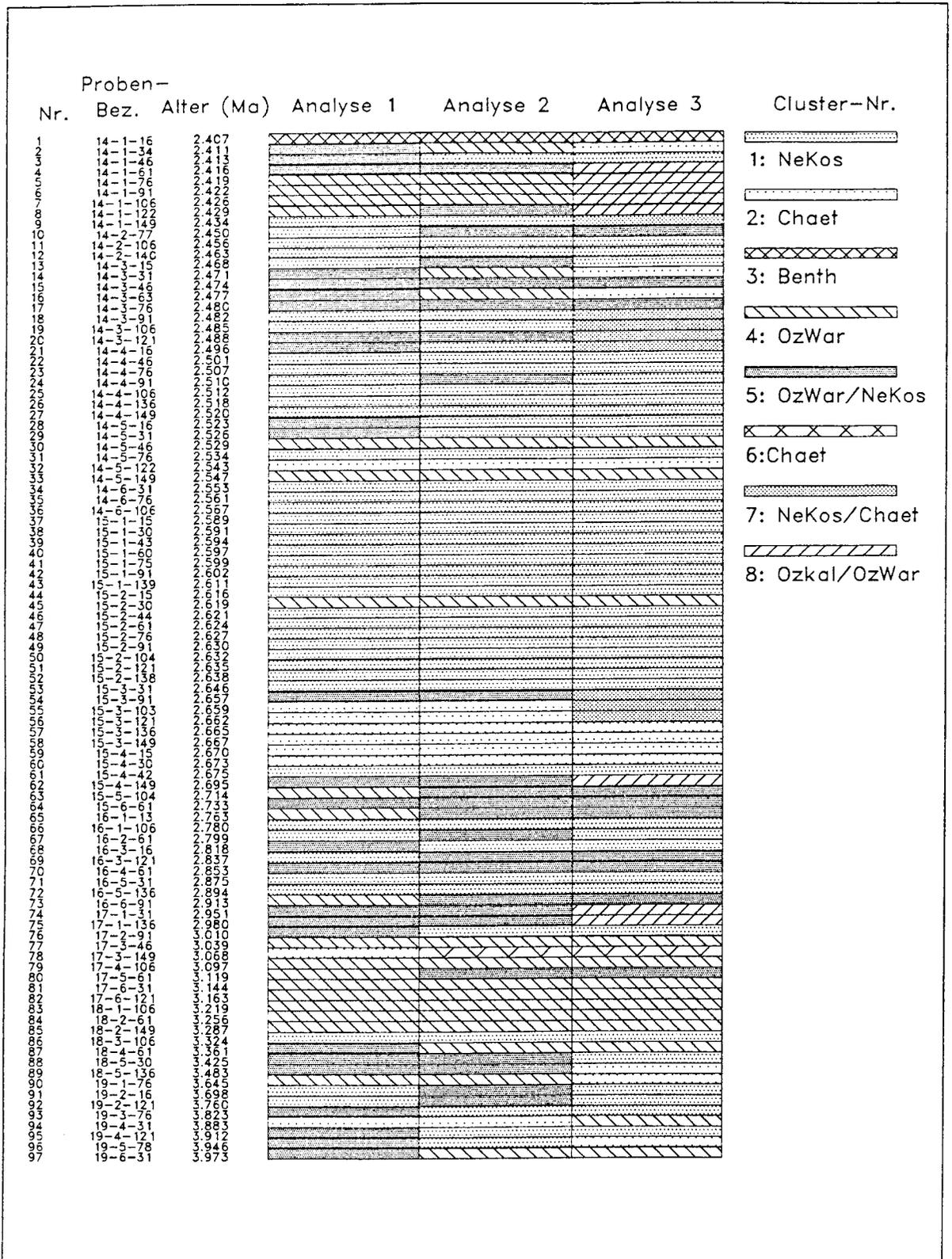


Abb. 4.10: Bohrung 610 A - Vergleich der Analysen 1-3 mit Auflistung der Probennummern, -bezeichnungen und -alter.

Analyse 4 - Bohrung 646 B (Wards, unstandardisierte Daten)

Der Datensatz von Bohrung 646 B bildet die Grundlage für Analyse 4. Die unstandardisierten Daten wurden mit dem Agglomerationsverfahren nach Wards bearbeitet. Abb. 4.11 zeigt das Dendrogramm dieser Analyse mit den resultierenden vier Clustern. In Tabelle 4.13 sind die Mittelwerte und Standardabweichungen der Daten (Grobfraktionsanteil, Sauerstoffisotopen-Verhältnisse, Diatomeenanzahl und Gruppenanteile) für die Cluster dokumentiert. Die Benennung der Cluster erfolgte aufgrund der Ähnlichkeit ihrer Charakteristik analog zu denen der Analysen 1-3.

Tabelle 4.13: Bohrung 646 B - Clusteranalyse 4: Mittelwerte und Standardabweichungen der Grobfraktionsdaten (in %>63µm), Sauerstoffisotopen-Werte (in ‰ vs. PDB), Diatomeenanzahlen (in Mio/g) und Gruppenanteile (in %) in den einzelnen Clustern.

Cluster	1	2	3	5
>63µm	2.0 ± 2.8	1.1 ± 0.8	1.9 ± 0.8	2.4 ± 1.9
δ ¹⁸ O	2.5 ± 0.8	2.3 ± 0.8	0	2.6 ± 1.1
Diat.	1.9 ± 1.9	4.6 ± 6.5	0.1 ± 0.1	1.8 ± 2.4
Benth	3.5 ± 4.4	2.8 ± 4.1	<u>62.3 ± 20.9</u>	9.6 ± 8.0
NeKal	8.2 ± 9.1	5.1 ± 4.3	2.1 ± 4.2	<u>9.8 ± 10.7</u>
NeWar	0	0.1 ± 0.2	0	0.5 ± 2.3
NeKos	<u>37.5 ± 7.7</u>	17.8 ± 8.7	7.1 ± 9.8	12.6 ± 6.8
OzKal	2.6 ± 6.5	0.6 ± 1.1	0	2.4 ± 5.4
OzWar	7.1 ± 7.4	12.1 ± 9.6	5.8 ± 9.7	9.2 ± 11.3
OzKos	3.1 ± 4	2.2 ± 2.6	0	3.3 ± 7.3
Umgel	0.5 ± 1	0	0	4.5 ± 10
Sonst	21.0 ± 8.7	13.7 ± 9.4	20.6 ± 10.4	32.5 ± 7.4
Chaet	16.8 ± 8.5	<u>45.7 ± 10.0</u>	2.1 ± 4.2	15.7 ± 9.3

Cluster 1 faßt 11 Proben zusammen. Deren Anteil an neritischen Kosmopoliten ist bezogen auf die übrigen Proben mit 37.5% maximal.

Cluster 2 umfaßt diejenigen 23 Proben mit dem höchsten Anteil an *Chaetoceros*-Dauerstadien von 45.7%.

Cluster 3 enthält 5 Proben. Diese zeigen einen hohen Anteil an benthischen Arten (62.3%) sowie sehr geringe Diatomeenanzahlen.

Cluster 5 mit 22 Proben weist einen relativ hohen Anteil an neritischen Kaltwasserarten von 9.8% auf und ist ansonsten durch einen sehr hohen Anteil sonstiger Arten auffällig.

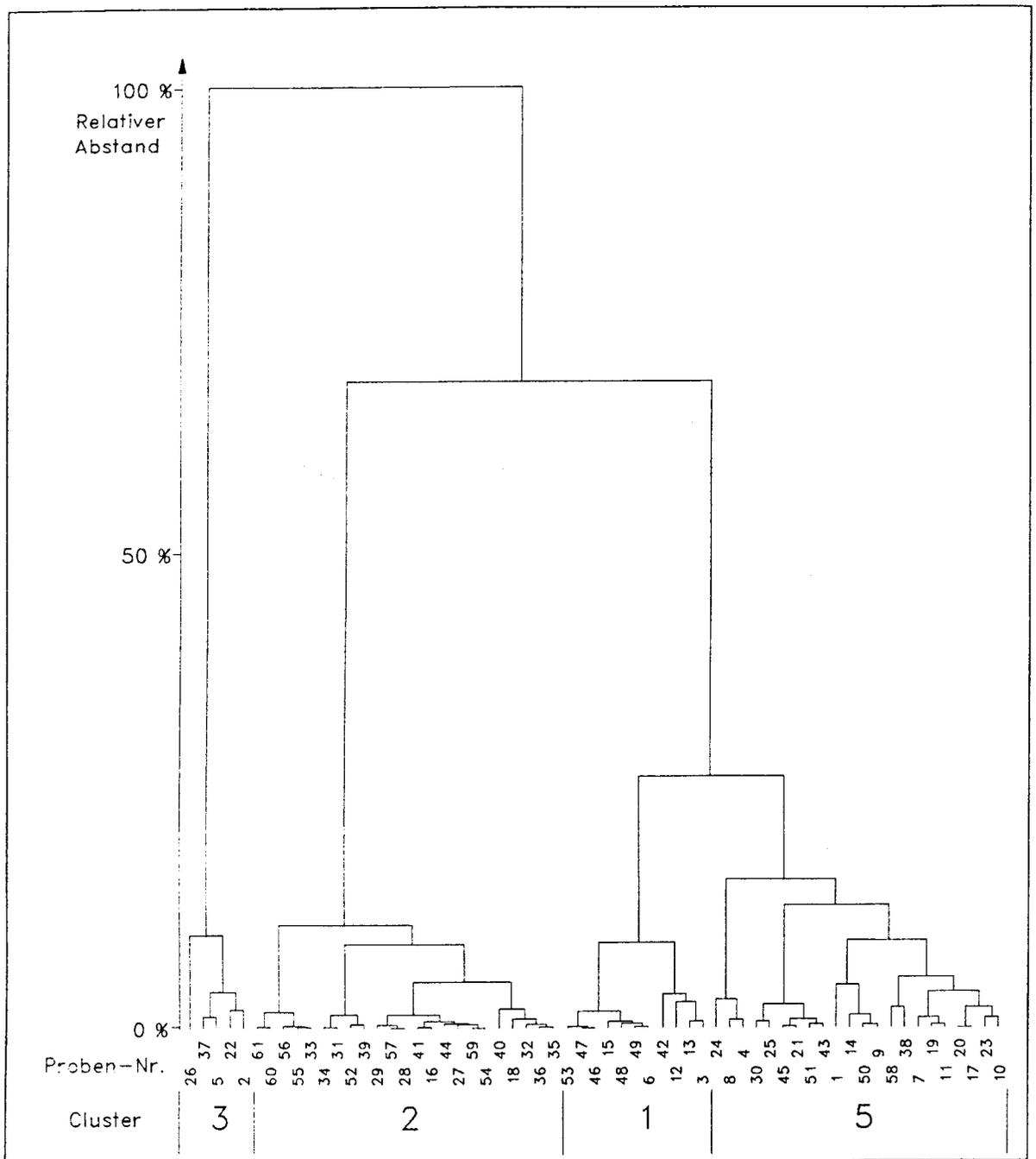


Abb. 4.11: Bohrung 646 B - Dendrogramm der Clusteranalyse 4 nach der Wards Methode mit unstandardisierten Daten. Probennummern sind mit den dazugehörigen Probenbezeichnungen und -altern in Abb. 4.13 aufgeführt.

Analyse 5 - Bohrung 646 B (Zentroide)

Als Zentroide werden Merkmalsausprägungen bezeichnet, die frei wählbar sind. Die Clusteranalyse erbringt die Zuordnung jeder Probe zu demjenigen Zentroid, zu dem der geringste euklidische Abstand errechnet wird. Diese Analyse zeigt die Ähnlichkeiten zwischen Bohrung 610 A und Bohrung 646 B auf. Dazu sind die Mittelwerte der fünf Cluster aus Analyse 1 (Bohrung 610 A) als Zentroide eingesetzt. Die Ergebnisse sind in Abb. 4.12 und Tabelle 4.14 zusammengestellt.

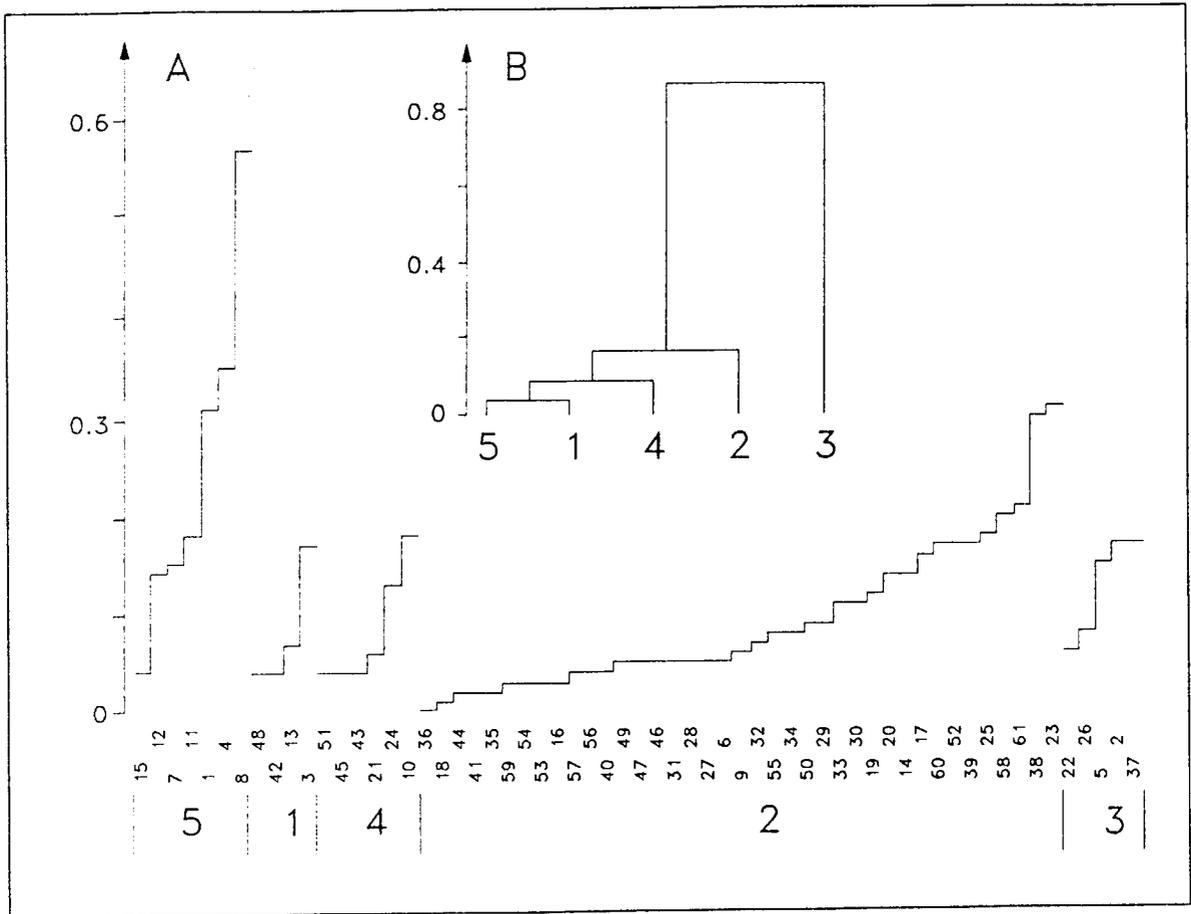


Abb. 4.12: Bohrung 646 B - Ergebnis der Clusteranalyse 5 nach der Zentroid-Methode. A: Minimale euklidische Abstände Probe-Zentroid. B: Euklidische Abstände der Zentroide untereinander. Probennummern sind mit den dazugehörigen Probenbezeichnungen und -altern in Abb. 4.28 aufgeführt.

Cluster 1 enthält 4 Proben und ist durch hohe Anteile neritischer Kosmopoliten mit 44.7% und neritischer Kaltwasserarten mit 12.6% charakterisiert.

Cluster 2 umfaßt 39 Proben, welche mit 36.4% Chaetoceros-Dauerstadien diese Gruppe am häufigsten enthalten.

Cluster 3 weist wiederum 5 Proben auf. Dies sind dieselben Proben wie in Cluster 3 von Analyse 4.

Cluster 4 ist durch 6 Proben vertreten. In Analyse 4 findet sich kein Cluster, das durch ozeanische Warmwasserarten charakterisiert ist. Die Zentroid-Analyse erbrachte dagegen dieses Cluster, welches durch den Anteil von 22.8% dieser Gruppe gekennzeichnet ist.

Cluster 5 faßt 7 Proben zusammen. Es ist durch relativ hohe Anteile (12.4%) neritischer Kaltwasserarten und umgelagerter Arten (9.0%) gekennzeichnet.

Tabelle 4.14: Bohrung 646 B - Clusteranalyse 5 (mit Zentroiden): Mittelwerte und Standardabweichungen der Grobfraktionsdaten (in% >63µm), Sauerstoffisotopen-Werte (in‰, PDB), Diatomeenanzahlen (in Mio/g) und Gruppenanteile (in %) in den einzelnen Clustern.

Cluster	1	2	3	4	5
>63µm	1.1 ± 0.4	1.4 ± 1.2	1.9 ± 0.8	1.8 ± 1.6	4.8 ± 3.0
δ ¹⁸ O	-	2.4 ± 0.9	-	2.3 ± 1.2	2.9 ± 0.6
Diat.	0.7 ± 0.5	3.6 ± 5.4	0.1 ± 0.1	1.7 ± 1.9	1.8 ± 2.2
Benth	6.8 ± 5.4	4.8 ± 6.9	<u>62.3 ± 20.9</u>	10.5 ± 7.6	5.2 ± 4.0
NeKal	<u>12.6 ± 12.8</u>	6.3 ± 6.2	2.1 ± 4.2	6.8 ± 4.9	<u>12.4 ± 14.7</u>
NeWar	0	0.3 ± 1.8	0	0	0
NeKos	<u>44.7 ± 8.6</u>	17.7 ± 10.3	7.1 ± 9.8	16.7 ± 6.2	18.2 ± 9.9
OzKal	0.7 ± 1.2	1.2 ± 3.9	0	2.7 ± 3.8	3.9 ± 7.9
OzWar	1.9 ± 3.2	10.5 ± 9.7	5.8 ± 9.7	<u>22.8 ± 4.3</u>	1.0 ± 2.3
OzKos	0.7 ± 1.2	3.1 ± 5.8	0	0.6 ± 0.9	4.1 ± 4.5
Umgel	0	0.3 ± 1.1	0	5.2 ± 8.3	<u>9.0 ± 14.3</u>
Sonst	21.9 ± 12.8	19.3 ± 12.9	20.6 ± 10.4	22.9 ± 9.5	39.6 ± 22.0
Chaet	10.8 ± 6.6	<u>36.4 ± 13.9</u>	2.1 ± 4.2	11.8 ± 5.8	6.6 ± 6.3

Abb. 4.13 zeigt einen Vergleich der beiden Analysen. Analyse 4 erbrachte für die Proben von Bohrung 646 B vier Cluster. Ein durch ozeanische Warmwasserarten geprägtes Cluster fehlt, obwohl in manchen Proben die Anteile und die Diatomeenanzahlen dieser Gruppe denen im Bohrung 610 A ähnliche Größenordnungen erreichen.

Die zweite Clusteranalyse mit den Durchschnittszusammensetzungen der Cluster von Bohrung 610 A als Zentroiden erbrachte nicht nur die Einführung eines entsprechenden fünften Clusters, sondern auch eine bessere Abgrenzung der Cluster untereinander. Deswegen basiert die Interpretation auf dem Ergebnis dieser zweiten Analyse.

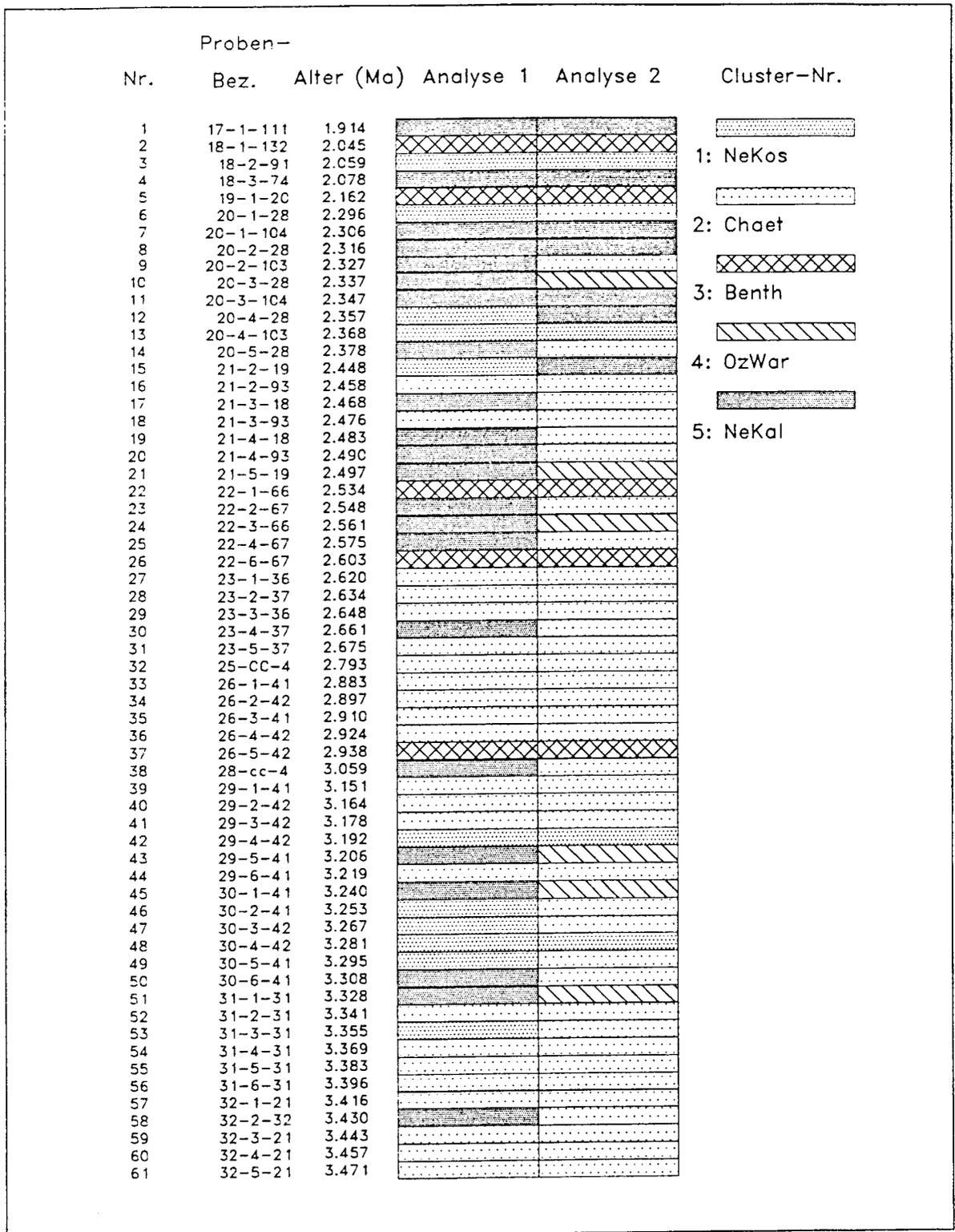


Abb. 4.13: Bohrung 646 B - Vergleich der Analysen 4 und 5 mit Auflistung der Probennummern, -bezeichnungen und -alter.

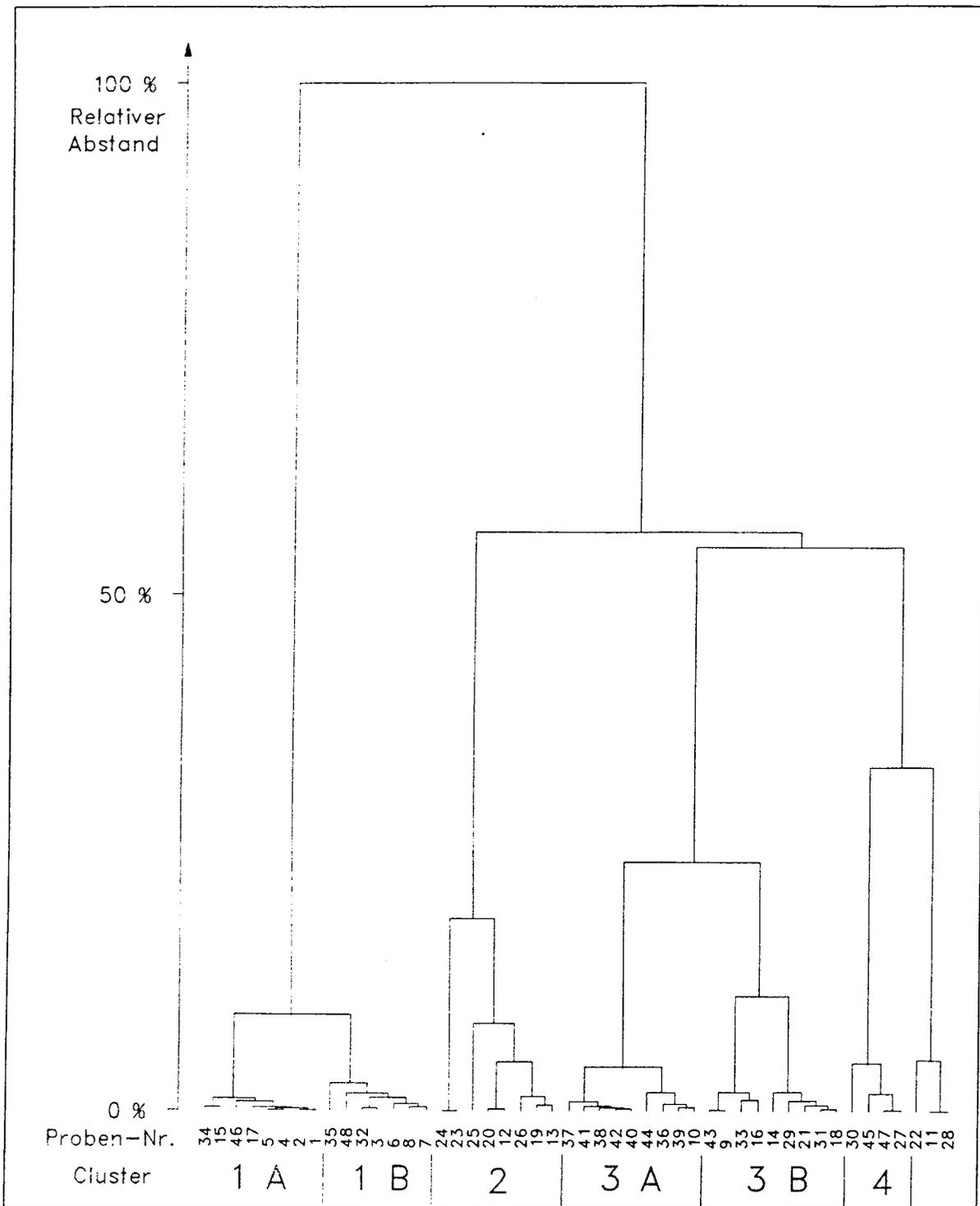


Abb. 4.14: Kern K708-7 - Dendrogramm der Clusteranalyse 6 nach der Wards Methode mit unstandardisierten Daten. Probennummern sind mit den dazugehörigen Probenbezeichnungen und -altern in Abb. 4.15 aufgeführt.

Analyse 6 - Kern K708-7 (Wards, unstandardisierte Daten)

Anhand der unstandardisierten Daten von Kern K708-7 wurde eine Clusteranalyse nach der Wards Methode durchgeführt. In den Abbildungen 4.29 und 4.30 sowie in Tabelle 4.14 sind die Ergebnisse dieser Analyse dargestellt. Das Dendrogramm erlaubt die Unterscheidung von sechs Clustern. Die Zusammensetzung dieser Cluster unterscheidet sich prinzipiell von denen aus Bohrung 610 A und Bohrung 646 B, so daß sich die Numerierung der Typen nicht auf die dort definierten Cluster bezieht.

Tabelle 4.15: Clusteranalyse Kern K708-7: Mittelwerte und Standardabweichungen der Cadmium-Daten (in peak/background-Verhältnis), Sauerstoffisotopen-Werte (in ‰ vs. PDB), Diatomeenzahlen (in Mio/g) und Gruppenanteile (in%) in den einzelnen Clustern.

Cluster	1 A	1 B	2	3 A	3 B	4
Cd	1.11 ± 0.03	<u>1.13 ± 0.04</u>	<u>1.14 ± 0.04</u>	1.11 ± 0.01	1.11 ± 0.02	1.12 ± 0.01
δ ¹⁸ O	3.2 ± 0.9	4.0 ± 0.3	3.5 ± 0.4	3.7 ± 0.8	4.0 ± 0.3	2.9 ± 0.8
Diat.	4.1 ± 4.1	3.3 ± 3.2	0.5 ± 0.4	0.6 ± 0.6	1.7 ± 1.2	0.2 ± 0.2
Benth	0	4.3 ± 9.9	2.5 ± 5.4	1.1 ± 2.1	1.5 ± 2.0	6.2 ± 13.9
NeKal	2.7 ± 4.9	3.5 ± 3.5	<u>35.0 ± 16.1</u>	2.2 ± 3.3	<u>10.2 ± 5.9</u>	0.9 ± 2.3
NeWar	0.5 ± 0.7	0.2 ± 0.4	0	0.3 ± 0.9	0	0
NeKos	3.5 ± 3.5	4.9 ± 5.1	6.3 ± 6.7	<u>42.8 ± 18.3</u>	<u>25.4 ± 6.4</u>	1.7 ± 2.7
OzKal	0.4 ± 0.6	5.9 ± 8.0	1.3 ± 1.7	1.2 ± 3.4	6.8 ± 5.8	0.9 ± 2.3
OzWar	2.3 ± 2.9	5.4 ± 4.2	4.0 ± 4.3	<u>14.2 ± 7.8</u>	6.2 ± 4.4	<u>36.7 ± 25.2</u>
OzKos	9.3 ± 3.6	<u>19.7 ± 6.1</u>	12.2 ± 14.1	<u>19.5 ± 13.4</u>	5.0 ± 4.3	<u>27.0 ± 17.9</u>
Umgel	0	0	0	0.2 ± 0.7	0	0.9 ± 2.3
Sonst	20.1 ± 21.3	9.9 ± 6.8	32.4 ± 19.6	13.8 ± 10.4	12.0 ± 4.9	24.8 ± 33.7
Chaet	<u>61.2 ± 15.0</u>	<u>46.2 ± 8.1</u>	6.5 ± 6.5	4.6 ± 5.3	32.8 ± 11.7	0.9 ± 2.3

Cluster 1 A (8 Proben) und 1 B (7 Proben) sind durch hohe Anteile an *Chaetoceros*-Dauerstadien geprägt. Während Cluster 1 A mit 61.2% nur für diese Gruppe signifikant hohe Anteile aufweist, finden sich in Cluster 1 B neben 46.2% *Chaetoceros*-Dauerstadien mit 19.7% auch vergleichsweise hohe Anteile ozeanischer Kosmopoliten. Typ 1 B weist die schwersten Sauerstoffisotopen- sowie die zweithöchsten Cadmium-peak/background-Werte auf.

Cluster 2 enthält 8 Proben. Diese sind durch die höchsten Cadmium-Werte, einen hohen Anteil neritischer Kaltwasserarten (35.0%) und geringe Diatomeenzahlen charakterisiert.

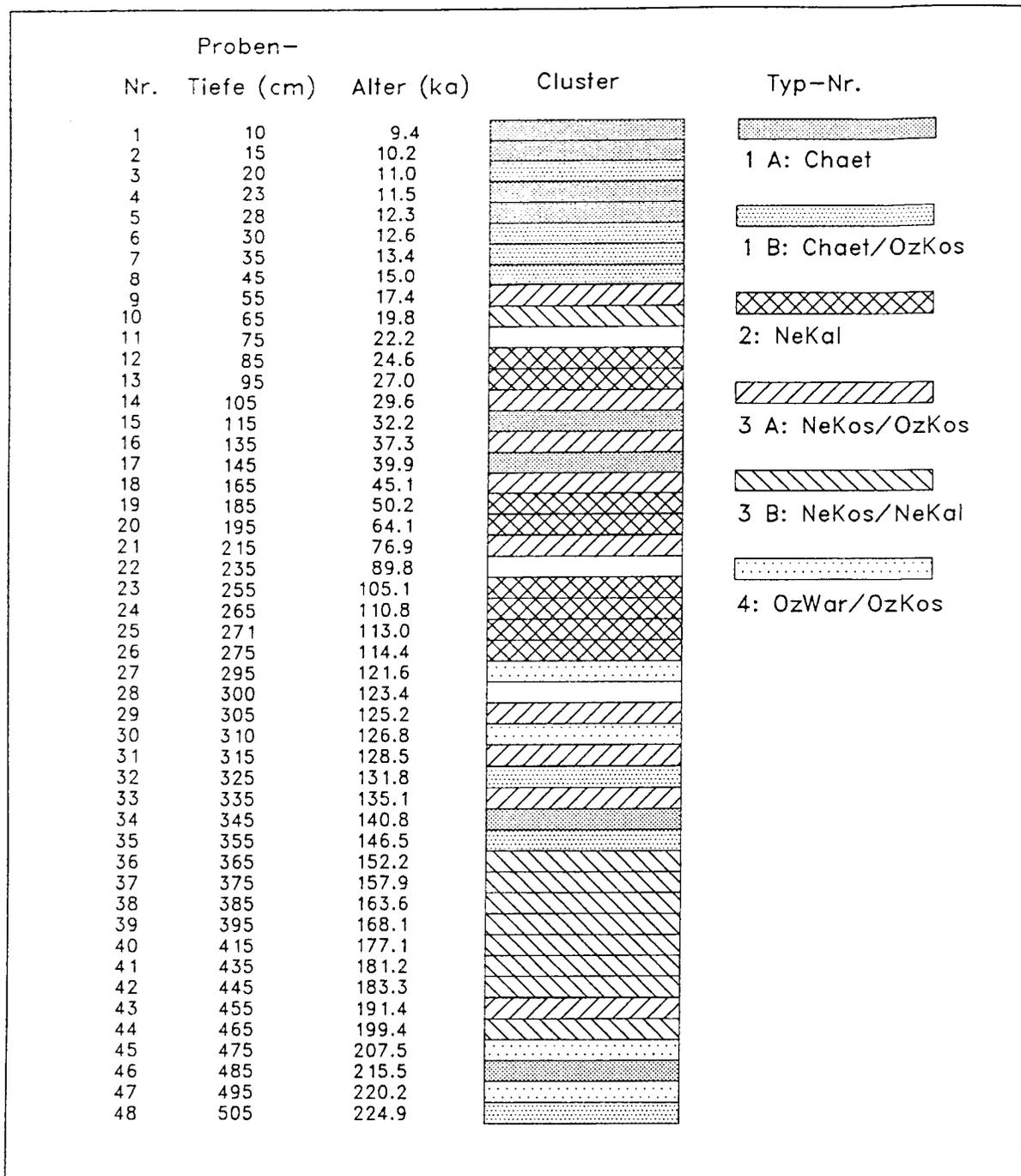


Abb. 4.15: Kern K708-7 - Abfolge der Cluster mit Angabe der Probennummern, -tiefen und -Alter (ka).

Cluster 3 A und 3 B enthalten je 9 Proben. Beide Cluster weisen hohe Anteile neritischer Kosmopoliten mit 42.8% bzw. 25.4% auf. Der gegenseitige Vergleich zeigt, daß sich Cluster 3 A durch hohe Anteile ozeanischer Warmwasserarten (14.2%) und ozeanische Kosmopoliten (19.5%) von Cluster 3 B mit hohen Anteilen (32.8%) an *Chaetoceros*-Dauerstadien

unterscheidet.

Cluster 4 umfaßt 4 Proben. Diese sind durch minimale Diatomeenanzahlen, hohen Anteil ozeanischer Warmwasserarten (36.7%) und ozeanischer Kosmopoliten (27.0%) sowie durch leichte Isotopendaten gekennzeichnet.

Die Proben 11, 22 und 28 enthielten jeweils nur maximal 2 Diatomeen und wurden aus diesem Grund bei der Einteilung in Cluster nicht berücksichtigt.

In Abb. 4.30 ist die Abfolge der Cluster in Kern K708-7 dargestellt. Auffällig ist die Dominanz der Cluster 1 A und 1 B im oberen Kernabschnitt (Proben 1-8) sowie des Clusters 3 B im unteren Kernabschnitt (Proben 36-44).

5 Die paläo-ozeanographische Bedeutung der Diatomeen-Taphozönosen

Anhand der Einteilung der Diatomeenspezies nach ökologischen Aspekten und der anschließenden Clusteranalysen lassen sich die prinzipiellen Unterschiede der Diatomeen-Taphozönosen ermitteln. Diese werden anhand der vorliegenden Sauerstoffisotopen-, Cadmium- und Grobfraktionsdaten sowie dem Auftreten einzelner Arten paläo-ozeanographisch interpretiert und mit rezenten Ablagerungsbedingungen verglichen.

5.1 Anzeichen für monsunale Verhältnisse

In den Proben von Bohrung 610 A fand sich eine Taphozönose, die insbesondere durch ihren außergewöhnlich hohen Anteil an neritischen Kosmopoliten auffällt (Cluster 1 der Analysen 1-3). Unter den neritischen Kosmopoliten zeigt sich eine deutliche Dominanz von *Thalassionema nitzschioides*. Weitere Kennzeichen dieser Vergesellschaftung sind hohe Gesamtzahl der Diatomeen, hohe Anzahlen benthischer Arten (v. a. *Delphineis surirella*), relativ schwere Sauerstoffisotopenverhältnisse sowie niedriger Anteil ozeanischer Arten. Einige ozeanische Warmwasserarten, wie *Hemidiscus cuneiformis* und *Azpeitia nodulifer* treten stark zurück oder fehlen völlig (Abb. 3.4, 3.8, 4.2).

Die hohe Anzahl benthischer Arten und der große Anteil neritischer Kosmopoliten lassen auf einen Transport von der Küste auf das offene Meer schließen. In Anlehnung an die Arbeit von Pokras & Molfino (1986) wird die oben beschriebene Vergesellschaftung auf die vermehrte Zufuhr gelösten Siliziumdioxids durch Flüsse zurückgeführt. Diese Situation kann durch die Annahme monsunaler Verhältnisse für den östlichen Nordatlantik erklärt werden. Dabei wären die Niederschläge über den Kontinenten insgesamt gesteigert und das Klima möglicherweise subtropisch. Die Verwitterung würde zu vermehrter Freisetzung von gelöstem Siliziumdioxid führen. Bei gesteigertem Abfluß käme es dann zu einer vermehrten Zufuhr von Nährstoffen und insgesamt guten Verhältnissen für die Diatomeenproduktion.

Ein wesentlicher Punkt dieser Argumentation stützt sich auf die starke Dominanz von *Thalassionema nitzschioides*. Eine vergleichbare aktuelle Situation findet sich vor Südwestafrika, wo ein Zusammenhang zwischen dem Einfluß der Flüsse Niger, Zaire und Orange, deren Nährstoffgehalt und der Häufigkeit von *T. nitzschioides* besteht (Cadée, 1978; Gorshkov, 1978; Pokras & Molfino, 1986). Im Unterschied zu dem hier vorgeschlagenen Modell ist diese Situation jedoch an küstennahe Gebiete geknüpft.

Die Ökologie von *T. nitzschioides* gibt einen weiteren Hinweis. Nach Smayda (1958) ist diese

Art sowohl als euryhalin als auch als eurythermal anzusprechen. Dieser große Spielraum könnte es der Art ermöglicht haben, in einer Situation mit geringerer Salinität derart dominant zu werden.

Vergesellschaftungen mit großen Anteilen an *T. nitzschioides* sind auch als Anzeichen für Auftrieb interpretiert worden (Baldauf, 1985). Gegen die Annahme von Auftrieb spricht jedoch, daß *Chaetoceros*-Dauerstadien gegenüber *T. nitzschioides* unterrepräsentiert sind (s. u.). Außerdem spricht das Auftreten von benthischen Arten wie *Delphineis surirella* dafür, daß ein Transport von der Küste auf das offene Meer stattgefunden hat. Es wird hier aufgrund des Erhaltungszustandes davon ausgegangen, daß dieser Transport in Oberflächenströmungen stattfand und nicht mit Bodenströmungen, was den Fragmentierungsgrad und die Lösung vergrößern würde.

Die Frage, ob küstennah Auftrieb stattfand, läßt sich anhand der bearbeiteten Proben nicht beantworten. Stein (1984; 1985) berichtet über Sedimente mit hohem Gehalt an organischem Kohlenstoff von DSDP-Site 397, nordwestlich der nordafrikanischen Küste. Diese zeigen einen Anstieg organischen Materials und fluviatilen Schlammes gekoppelt mit einer Zunahme kieseliger Biogene im Zeitraum zwischen 3.0 und 2.43 Ma. Ruddiman et al. (1987b) berichten dagegen für Site 658 von einer Abnahme der fluviatilen Zufuhr von Nährstoffen bereits nach 3.0 Ma und favorisieren Auftrieb als Erklärung für den hohen Gehalt organischen Kohlenstoffs.

Jansen et al. (1990) interpretieren Zeiten mit geringer Karbonatsedimentation in der Norwegisch-Grönländischen See als Folge stabiler Schichtung mit Aussetzen der Produktion von Nordatlantischem Tiefenwasser. In Site 644 ist ein solches Intervall im Zeitraum von 2.7 bis 1.9 Ma belegt, welches durch jeweils nur kurzfristige Karbonatsedimentation unterbrochen ist. Der Einfluß von vermehrter Flußwasserzufuhr mit Bildung eines geringer salinaren Oberflächenwassers macht diese Interpretation plausibel.

Weitere Indizien aus der mitteleuropäischen Landgeologie sprechen für ein klimatisches Regime, in dem es möglicherweise zu verstärktem Einstrom nährstoffreichen Flußwassers kommt. So können die pliozänen Braunkohlenbildungen als Ergebnis starker kontinentaler Feuchtigkeit aufgefaßt werden (Schwarzbach, 1974). Durch Verkieselung einzelner Lagen der mio/pliozänen jüngeren Sand- und Tonserie entstanden die sogenannten Braunkohlenquarzite. Sie werden als Ergebnis starker oberflächennaher Verwitterung mit Silizium-Lösung und nachfolgender Ausfällung von Kieselsäure am Grundwasserspiegel gedeutet (Henningsen, 1981).

5.2 Anzeichen für erhöhte Produktivität

Nach Sancetta (1982) finden sich die lösungsanfälligen *Chaetoceros*-Dauerstadien nur in Gebieten, wo hohe Produktivität deren Erhaltung ermöglicht. In Anlehnung an diese Auffassung ist das Auftreten von *Chaetoceros*-Dauerstadien in größeren Anteilen als ein Anzeichen erhöhter Produktivität interpretiert worden. Proben mit erhöhten Anteilen von *Chaetoceros*-Dauerstadien fanden sich in allen drei untersuchten Kernprofilen.

In Bohrung 610 A sind entsprechende Taphozönosen mit Ausnahme des Zeitraums um 2.67-2.66 Ma nur in einzelnen Proben gefunden worden. Diese weisen eine hohe Diatomeenanzahl und relativ hohe Anteile neritischer Kosmopoliten (i. w. *T. nitzschioides*) auf. Alle anderen Gruppen sind nur gering (<10%) vertreten.

Die meisten Proben (39 von 61) in Bohrung 646 B sind durch Taphozönosen mit hohem Anteil an *Chaetoceros*-Dauerstadien geprägt. Diese sind zusätzlich durch maximale Diatomeenanzahlen charakterisiert. Ein relativ hoher Anteil ozeanischer Warmwasserarten deutet darauf hin, daß temperierte Verhältnisse anzunehmen sind. Der Grobfraktionsanteil ist relativ niedrig.

Die Interpretation dieser Taphozönose legt hochproduktive Verhältnisse, evtl. im Zusammenhang mit Auftrieb, nicht jedoch mit Eisrandblüten, nahe. Eine dem Ostgrönlandstrom vergleichbare Strömung war abgeschwächt oder führte wärmeres Wasser. Diese Vergesellschaftung deutet demnach möglicherweise auf eine Abschwächung der Zirkulation hin.

In Kern K708-7 sind Cluster 1 A und 1 B durch hohe Anteile an *Chaetoceros*-Dauerstadien charakterisiert. Ein bedeutender Unterschied der beiden Taphozönosen liegt in dem erhöhten Anteil ozeanischer Kosmopoliten in Cluster 1 B, die in diesem Fall überwiegend durch *Thalassiosira oestrupii* und *Rhizosolenia styliformis* vertreten sind (Abb. 4.5, Tab. 4.15). Dadurch sind die Proben des Clusters 1 B durch einen stärkeren ozeanischen Einfluß gekennzeichnet. Dementsprechend sind die Diatomeenanzahlen dieses Clusters auch etwas geringer als von Cluster 1 A. Ein relativ hoher Cadmium-Gehalt der Proben von Cluster 1 B deutet im Vergleich mit Cluster 1 A möglicherweise höhere Produktivität in dieser Situation an. Alle holozänen Proben sind Cluster 1 A und 1 B zuzuordnen. Die in älteren Kernabschnitten gelegenen Proben, die durch diese Cluster vertreten sind, weisen jeweils eine sehr geringe Diatomeenanzahl auf.

Für Produktivitätssteigerungen kommen verschiedene ozeanographische Situationen in

Betracht. Schuette & Schrader (1979) und Richert (1977) dokumentieren den Zusammenhang von erhöhter Häufigkeit von *Chaetoceros*-Dauerstadien in den Auftriebsgebieten vor dem westlichen Südamerika und dem westlichen Nordafrika. Dabei ist diese Situation jedoch relativ eng an die Küste gebunden. Iverson et al. (1979) diskutieren die Rolle von ozeanographischen Fronten für die Produktivität. Schließlich ist bei Maynard (1976) und Raymont (1980) die Rolle saisonaler Veränderungen angedeutet. So ist die Norwegisch-Grönländische See und der nördliche Nordatlantik ein Gebiet mit hohem *Chaetoceros*-Anteil in den Oberflächensedimenten (Maynard, 1976; Koc Karpuz, 1989). Die starke Saisonalität führt zur Anreicherung von Nährstoffen im Winter und zu einer starken Frühjahrsblüte (Boney, 1989, s. 2.2). Im Zuge des Verbrauchs der Nährstoffe wird die Bildung von Dauerstadien verstärkt (Schuette & Schrader, 1979). Diese Situation begünstigt die Sedimentation und somit Erhaltung der *Chaetoceros*-Dauerstadien durch Bildung von Aggregaten und Überflußkonsum mit Bildung von Kotballen, die ganze Diatomeenschalen enthalten (s. Kapitel 2.2).

5.3 Anzeichen für die Intensivierung eines Warmwasser-Stromsystems

Hohe Anteile ozeanischer Warmwasserarten wurden in der vorliegenden Arbeit als Anzeichen einer Intensivierung eines Warmwasser-Stromsystems gedeutet, dessen Funktion dem heutigen Golfstrom/Nord-Atlantik-Drift/Norwegenstrom-System vergleichbar ist. In Bohrung 610 A spielen dabei besonders die subtropischen und tropischen Arten *Hemidiscus cuneiformis*, *Azpeitia nodulifer* und *Roperia tessellata* eine entscheidende Rolle. Gran (1904) beschreibt *H. cuneiformis* aus Oberflächengewässern bei Bergen und interpretierte dies als die Folge eines Transportes mit dem Golfstrom/Norwegenstrom. In den Oberflächensedimenten findet sich diese Art genau wie *Azpeitia nodulifer* jedoch nur südlich der Grönland-Schottland-Schwelle (Koc Karpuz, 1990).

Maynard (1976) und Pokras & Molfino (1986) beschreiben Faktoren aus dem äquatorialen und tropisch/subtropischen Südatlantik, in denen *Azpeitia nodulifer* als die wichtigste Art angesprochen wird. Auch Knaack et al. (1992) bezeichnen die Art als wichtigen Vertreter in Gebieten mit geringer Produktivität im südlichen Ostatlantik. Schuette & Schrader (1979) beschreiben die Art zusammen mit *Coscinodiscus radiatus* als charakteristisch für die küstenfernen Regionen westlich von Südamerika. Nach Koc Karpuz & Schrader (1990) ist *Thalassiosira oestrupii* die charakteristische Art in den von atlantischem Warmwasser beeinflussten Gebieten der Norwegisch-Grönländischen See. Aus den Daten von Koc Karpuz (1989) geht hervor, daß *Azpeitia nodulifer* und *Hemidiscus cuneiformis* für den Nordatlantik als bessere Anzeiger für warme Strömungen aufgefaßt werden können. Im Gegensatz zu diesen Arten findet sich *T. oestrupii* auch in Oberflächensedimenten der Norwegisch-

Grönländischen See.

In Bohrung 610 A charakterisieren relativ geringe Anzahlen von 1.1 Mio/g und durchschnittlich die leichtesten Sauerstoffisotopen-Werte die Proben mit den höchsten Anteilen ozeanischer Warmwasserarten (Cluster 4). Insbesondere die hohen Anteile tropischer und subtropischer Arten wie *Hemidiscus cuneiformis* und *Azpeitia nodulifer* deuten auf eine warme Strömung, die allgemein zu einer Intensivierung des ozeanischen Einflusses führt. Die geringeren Anzahlen der Diatomeen sind demnach nicht ausschließlich Folge verstärkter Lösung, sondern auch eine wesentliche Konsequenz der in ozeanischen Verhältnissen grundsätzlich geringeren Produktivität (Raymont, 1980).

Eine Vergesellschaftung mit vergleichsweise hohen Anteilen ozeanischer Warmwasserarten und neritischer Kosmopoliten vermittelt zwischen den Taphozönosen, die eine Intensivierung des Warmwasser-Stromsystems beziehungsweise monsunale Verhältnisse anzeigen. Diese vermittelnde Position kommt auch in den vermittelnden Werten der Sauerstoffisotopen-Kurve und der Diatomeenanzahl zum Ausdruck. Die clusteranalytische Auswertung zeigt, daß diese intermediäre Taphozönose größere Ähnlichkeit mit Cluster 4 (warm/ozeanisch) aufweist. Aus diesem Grund wird davon ausgegangen, daß die intermediäre Vergesellschaftung Zeiten repräsentiert, die durch ein weniger intensives Warmwasser-Stromsystem gekennzeichnet sind. Möglicherweise war die Saisonalität in den durch diese Taphozönose repräsentierten Zeitabschnitten verstärkt.

Sechs Proben von Bohrung 646 B sind durch den hohen Anteil ozeanischer Warmwasserarten geprägt. Im Gegensatz zu den Daten aus Bohrung 610 A ist diese Gruppe in Bohrung 646 B jedoch durch *Stephanopyxis turris* dominiert. Diese Taphozönose steht für Zeiten mit intensivierten warmen Strömungen, die im Bereich des westlichen Nordatlantik wesentlich größeren Einfluß hatten, als die heutigen Strömungen Golfstrom, Nord-Atlantik Drift und Irminger Strom. Ebenso war die Tiefenströmung relativ stark, was durch den relativ hohen Anteil benthischer Arten belegt ist. Dieses gegenüber Opal aggressive frische Tiefenwasser führte zu starker Lösung, was durch verhältnismäßig geringe Anteile an *Chaetoceros*-Dauerstadien und neritischen Kosmopoliten zum Ausdruck kommt. Die Produktivität muß dementsprechend hoch gewesen sein, da die Diatomeenanzahl mit 1.7 Mio/g noch mittlere Werte erreicht.

In Kern K708-7 sind die Proben mit den höchsten Anteilen ozeanischer Warmwasserarten durch die niedrigste Diatomeenanzahl und sehr geringe Anteile an *Chaetoceros*-Dauerstadien gekennzeichnet. Dies deutet auf sehr geringe Diatomeenproduktivität wahrscheinlich gekoppelt mit intensiver Lösung hin. Nur in Stadium 7 und Stadium 5.5 finden sich Proben, welche diese Taphozönose enthalten. Trotz der sehr geringen Diatomeenanzahl scheint sich hier also die Aktivität der Nord-Atlantik-Drift niederzuschlagen.

5.4 Anzeichen für Vereisungen

Als Anzeichen für kalte Wassermassen im Zusammenhang mit Vereisungen sind die Anteile der neritischen Kaltwasserarten, eine geringe Diatomeenanzahl sowie Hinweise auf eistransportierte Sedimentkomponenten gedeutet worden.

Im Zuge von Vereisungen sind unterschiedliche paläo-ozeanographische Situationen in Betracht zu ziehen. Eine extreme Folge von Vereisungen kann das völlige Aussetzen der Produktivität bedeuten (Bohrmann, 1988). Das entgegengesetzte Extrem sind die Eisrandblüten, die durch lokale Auftriebsprozesse in der Nähe des Eisrandes zu beobachten sind (Sakshaug & Holm-Hansen, 1984; Hebbeln & Wefer, 1991). Es wird allerdings davon ausgegangen, daß in diesen Gebieten auch intensive Tiefenwassererneuerung stattfindet, welche durch die größere Aggressivität dieses Wassers eine hohe Lösung der sedimentierten Diatomeen verursacht. Daneben können solche lokalen Effekte nicht als Erklärung für weiträumige fossile Diatomeenanreicherungen im Sediment herangezogen werden (Stabell, 1986).

So enthalten die meisten Sedimente, die im nordatlantischen Raum auf Vereisungen hindeuten, nur sehr spärlich oder überhaupt keine Diatomeen (Baldauf, 1984; Rump-Schenk, 1988; Koc Karpuz & Schrader, 1990). Auf das Phänomen der Erhaltung von Diatomeen in Warmzeiten und ihr Fehlen in Glazialen hat Baldauf (1984) für Bohrung 552 A hingewiesen und sie durch die latitudinale Verlagerung von Oberflächenwassermassen erklärt.

Meist ist in den Proben, die auf Vereisungen hinweisen, die lösungsresistente Art *Paralia sulcata* vermehrt zu finden. Die quantitativen Auswertungen von Bohrung 610 A zeigen, daß die Anzahlen dieser Art in bestimmten Horizonten zunehmen (Abb. 3.14). Das bedeutet, daß es sich hierbei nicht allein um einen Lösungseffekt handeln kann. Außerdem finden sich gerade in diesen Sedimenten ganze Ketten mit bis >10 Schalen dieser epibenthischen Art. Aus diesen Daten scheint ein Transport mittels Packeis wahrscheinlich zu sein. Wenn die Art an der Küste einfriert und dann später über der Kernposition wieder austaut, erklärt das den schonenden Transport, der für die Erhaltung längerer Kettenstücke notwendig ist. Einen

ähnlichen Transportmechanismus beschreibt Abelmann (1992) von mehrjährigem Eis aus dem Transpolaren Drift-Strom.

In den Bohrungen 610 A und 646 B wurde eine Taphozönose bestimmt (Cluster 3), die durch einen Anteil benthischer Arten von >60% gekennzeichnet ist. Die jüngste von Bohrung 610 A bearbeitete Probe (2.4 Ma) zeigt eine sehr geringe Diatomeenanzahl. Nur die zwei Arten *Paralia sulcata* und *Melosira granulata* konnten bestimmt werden. Daraus resultiert eine außergewöhnliche Taphozönose mit 80% benthischen und 20% umgelagerten Arten. Die Probe fiel deswegen bei der Clusteranalyse als einzige in Cluster 3.

In Bohrung 646 B ist Cluster 3 durch fünf Proben belegt. Sehr niedrige Diatomeenanzahl sowie ein hoher Anteil benthischer Diatomeen (i. w. *Paralia sulcata*) kennzeichnen dieses Cluster. Während einerseits die Dominanz der lösungsresistenten *P. sulcata* auf starke Lösung hinweisen, kann der niedrigste Anteil an *Chaetoceros*-Dauerstadien andererseits als ein Hinweis auf geringe Produktivität gedeutet werden.

Die Taphozönose mit Dominanz benthischer Arten und geringen Diatomeenanzahlen wird als Folge von langfristiger, mehrjähriger Eisbedeckung aufgefaßt. Der etwas höhere Grobfraktionsanteil und der stark erhöhte Anteil benthischer Arten belegen eine stärkere Tiefenströmung, die ebenfalls die hohe Lösungsintensität erklärt. Herkunft dieses Tiefenwassers ist möglicherweise die Norwegisch-Grönländische See.

Ebenso wie in Bohrung 610 A findet sich in Bohrung 646 B eine Taphozönose (Cluster 1), in der die neritischen Kosmopoliten am stärksten vertreten sind. Verglichen mit Cluster 1 von Bohrung 610 A ist diese Taphozönose jedoch durch vergleichsweise geringere Diatomeenanzahlen und einen relativ hohen Durchschnittsanteil (von 12.6%) neritischer Kaltwasserarten gekennzeichnet. Diese Taphozönose wird als Ergebnis einer paläo-ozeanographischen Situation in der Nähe eines Eisrandes interpretiert. Der niedrige Anteil an *Chaetoceros*-Dauerstadien deutet auf hohe Lösungsintensität, die in diesem Fall eventuell durch eine eingeschränkte Sedimentation hervorgerufen wurde. Der minimale Grobfraktionsanteil stützt diese Annahme.

Ähnliche Anteile an neritischen Kaltwasserarten (12.4%) weist eine weitere Taphozönose in Bohrung 646 B auf (Cluster 5). Diese ist außerdem durch den maximalen Anteil umgelagerter Arten (*M. granulata*, *M. islandica*) gekennzeichnet. Der Anteil ozeanischer Warmwasserarten ist dagegen minimal. Da der Anteil benthischer Arten relativ niedrig ist, kann von einer geringeren Tiefenströmung mit weniger aggressivem Wasser ausgegangen werden. Der maximale Anteil umgelagerter Arten muß demnach auf einen anderen Transportmechanismus zurückgeführt werden. Da es sich bei diesen Arten um Süßwasserarten handelt, kommen

prinzipiell drei Möglichkeiten in Betracht. Denkbar wären Transport mit Packeis (Abelmann, 1992), Transport in Gletschern oder Windtransport (Gasse et al., 1989).

Da dieses Cluster die schwersten Sauerstoffisotopen und maximale Grobfractionsanteile aufweist, können die entsprechenden Proben als Ergebnis von Zeiten aufgefaßt werden, in denen es zu intensiver Eisbergdrift kam. Es handelt sich um eine Situation, in der Gletscher weiträumig den Schelfbereich erreichten. Gleichzeitig muß eine episodische Advektion relativ warmen Wassers zu vermehrter Eisbergdrift geführt und eine Diatomeenproduktion ermöglicht haben. Bei ausgedehnten Vereisungen kommt es zu katabatischen Winden, die einen Windtransport der umgelagerten Arten bewerkstelligen könnten. Ebenso wäre allerdings ein Transport mit Gletschern denkbar.

Relativ kalte Verhältnisse sind in Kern K708-7 durch Cluster 2 repräsentiert. Cluster 2 ist durch den höchsten durchschnittlichen Anteil (35.0%) neritischer Kaltwasserarten charakterisiert. Dies könnte als Ergebnis episodischer Eisrandblüten aufgefaßt werden. Die durch Auftriebsprozesse am Eisrand verursachten Blüten zeigen hochproduktive Verhältnisse an. Die höchsten durchschnittlichen Cadmium-Werte dieses Clusters unterstreichen diese Interpretation. Trotzdem ist die Diatomeenanzahl gering, was einerseits durch geringe Sedimentation andererseits durch aggressiveres Bodenwasser und damit erhöhte Lösung erklärlich ist.

Die Cluster 3 A und 3 B aus der Untersuchung des Kernes K708-7 sind durch einen hohen Anteil neritischer Kosmopoliten geprägt. Während Cluster 3 A jedoch außerdem hohe Anteile ozeanischer Warmwasserarten und Kosmopoliten aufweist, ist Cluster 3 B durch gleichzeitig hohe Anteile neritischer Kaltwasserarten und *Chaetoceros*-Dauerstadien gekennzeichnet. Cluster 3 A repräsentiert Zeiten mit relativ eisfreien Situationen mit gelegentlichem Einfluß wärmeren Wassers. Die Produktivität ist insgesamt gering, was aus dem geringen Anteil von *Chaetoceros*-Dauerstadien und der geringen Diatomeenanzahl abgeleitet wird.

Cluster 3 B kennzeichnet dagegen Situationen mit Eisrandblüten. Die höhere Diatomeenanzahl und hohe *Chaetoceros*-Anteile deuten auf höhere Produktivität. Folge ist eine gesteigerte Sedimentation von Diatomeen, die eventuell noch durch höhere Sedimentation terrestrischer eistransportierter Partikel besser vor der Lösung im Sediment geschützt war. Diese Taphozönose (Cluster 3 B) tritt überwiegend im Stadium 6 und während des letzten glazialen Maximums auf. Die Ähnlichkeit der Artenzusammensetzung dieser Vergesellschaftung mit dem von Williams (1986) gefundenen Faktor, der eine Situation mit sommerlichem Packeis in der Baffin-Bay anzeigt, unterstreicht diese Interpretation (s. Abschnitt 3.2).

6 Paläo-ozeanographische Entwicklung im spätpliozänen Nordatlantik

6.1 Paläo-ozeanographische Entwicklung im spätpliozänen nordöstlichen Nordatlantik (4-2.4 Ma) - Bohrung 610 A

Die Ergebnisse der hochauflösenden Untersuchung von Bohrung 610 A zeigen, daß die palökologischen Verhältnisse teilweise sehr kurzfristigen Veränderungen unterworfen waren. Für den Zeitraum zwischen 4 und 2.7 Ma lassen sich nur generelle Trends angeben. Die meisten Proben dieses Zeitraums lassen sich entweder der warm/ozeanischen oder der intermediären Taphozönose zuordnen. Insbesondere die Zeitabschnitte um 3.65 und von 3.3 bis 3.1 Ma waren durch eine intensive warme Meeresströmung gekennzeichnet, die den ozeanischen Einfluß im östlichen Nordatlantik vergrößert hatte. Das Überwiegen der intermediären Vergesellschaftung von 3.6 bis 3.3 Ma und 3.1 bis 2.7 Ma weist auf ähnliche Verhältnisse mit einer Abschwächung der warmen Strömung und möglicherweise intensivierter Saisonalität hin (Abb. 6.1).

Die meisten Proben des Zeitabschnitts von 2.7-2.4 Ma enthalten Taphozönosen, die auf monsunale Verhältnisse hindeuten (Abb. 6.1). Diese paläo-ozeanographisch vorherrschende Situation wurde von 2.67 bis 2.66 Ma durch hochproduktive Verhältnisse und bei 2.62 Ma, 2.55 Ma, und 2.53 Ma von kurzfristigen Intensivierungen des Warmwasser-Stromsystems unterbrochen. Nach 2.53 Ma gewinnt das Warmwasser-Stromsystem wieder an Einfluß, wie das nun häufigere Auftreten der intermediären Taphozönose belegt. Nach 2.43 Ma kommt es zu einer längerfristigen Etablierung des zunächst intensiven dann schwächeren Warmwasser-Stromsystems. Diese Phase endet schließlich mit einer längerfristigen Packeisbedeckung im nordöstlichen Nordatlantik.

Die große Anzahl der Proben der hochauflösenden Untersuchung, die durch die gleiche Taphozönose belegt werden, deutet auf die Stabilität der paläo-ozeanographischen Situation hin. Demnach sind im Zeitraum von 2.67-2.66 Ma hochproduktive Verhältnisse und im Zeitraum von 2.65-2.55 Ma die monsunale Situation besonders stabil (Abb. 4.10, 6.1, 6.2). Dagegen ist die Variabilität der paläo-ozeanographischen Situation nach 2.55 Ma deutlich verstärkt. Bezeichnend ist das Vorkommen der warm/ozeanischen Taphozönose in nur kurzen Phasen, die jeweils nur durch eine Probe belegt sind. Lediglich der Zeitraum von 2.43-2.42 Ma ist durch eine längere Etablierung des intensiven Warmstrom-Systems gekennzeichnet (Abb. 4.10, 6.2)

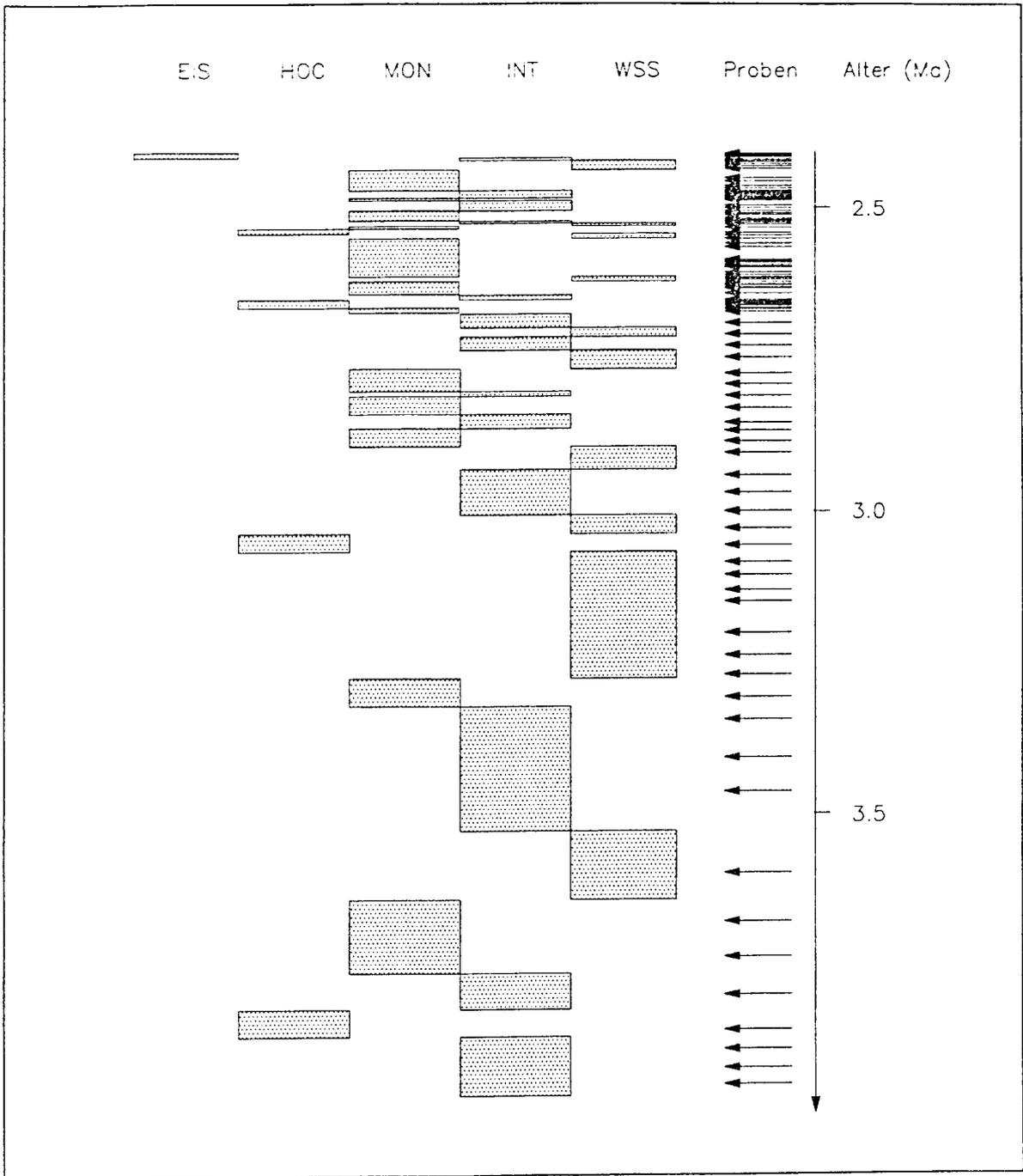


Abb. 6.1: Bohrung 610 A - Paläo-ozeanographische Interpretation und Abfolge der Diatomeen-Taphozönosen. EIS: Anzeichen für langfristige Packeisdecken, HOC: Diatomeen-Hochproduktivitäts-Taphozönose, MON: Monsunale Verhältnisse, INT: Intermediäre Vergesellschaftung, WSS: Warmwasser-Stromsystem.

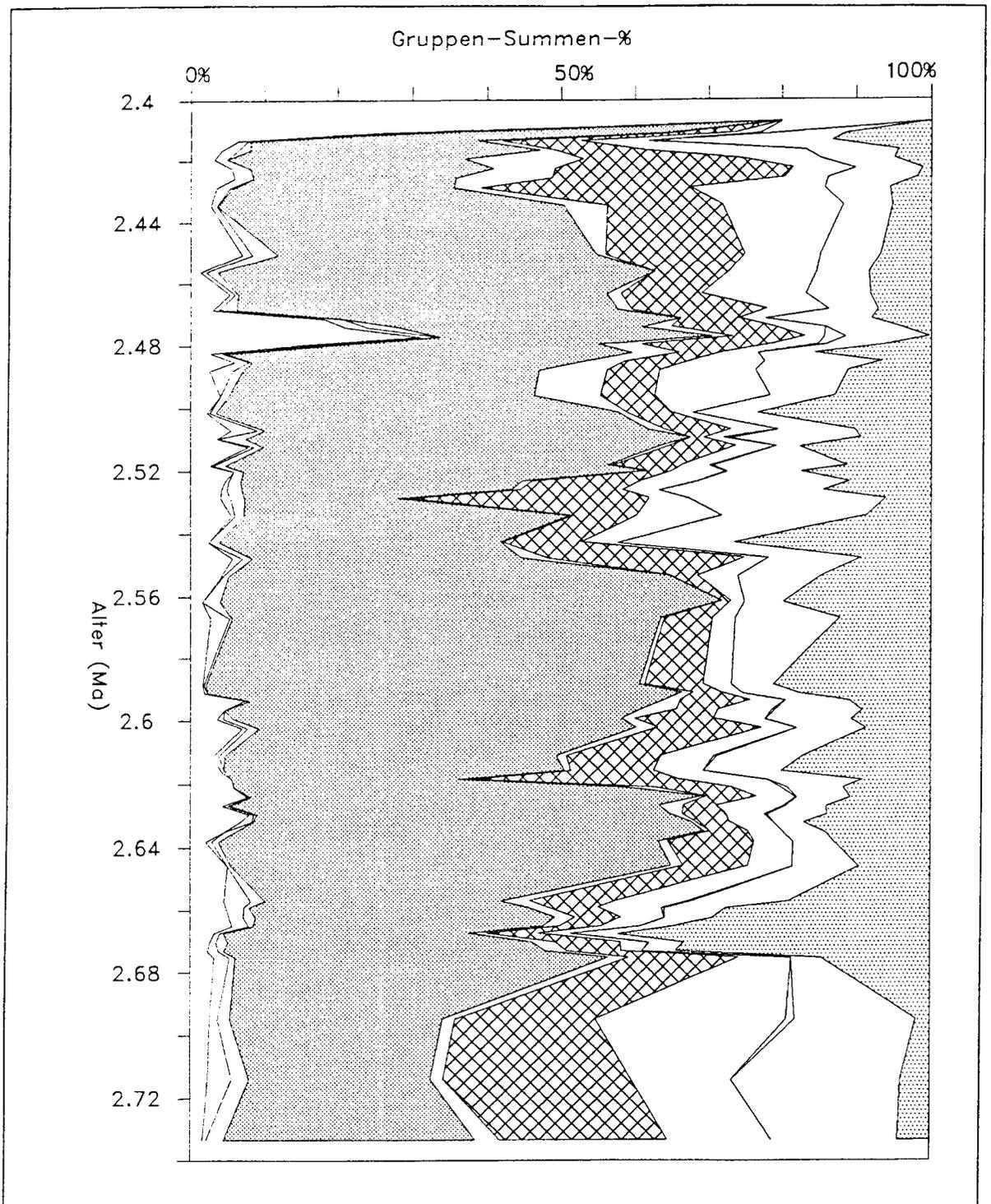


Abb. 6.2: Bohrung 610 A - Summierung der Anteile (in Summen-% von der Gesamtanzahl) der nach Habitaten und Klimazonen unterschiedenen Gruppen im Zeitraum von 2.73-2.40 Ma. Reihenfolge der Summierung (von links nach rechts): Benthische Arten - Neritische Kaltwasserarten - Neritische Warmwasserarten - Neritische Kosmopoliten (enges Punktraster) - Ozeanische Kaltwasserarten - Ozeanische Warmwasserarten (schraffiert) - Ozeanische Kosmopoliten - Sonstige Arten - *Chaetoceros*-Dauerstadien (weites Punktraster).

6.2 Paläo-ozeanographische Entwicklung im spätpliozänen nordwestlichen Nordatlantik (3.5-2 Ma) - Bohrung 646 B

Abb. 6.3 verdeutlicht die paläo-ozeanographische Entwicklung des westlichen Nordatlantik, wie sie sich aus der Interpretation der Diatomeen-Taphozöosen in Bohrung 646 B ergibt. Auffällig sind die jeweils nur kurz ausgeprägten Pulse mit warmen Klima-Verhältnissen, das relativ lange andauernde Vorherrschen temperierter Klima-Verhältnisse sowie die Intensivierung von Eisbergtransport.

Die Zeit zwischen 3.5 und 3.0 Ma war durch überwiegend temperierte Verhältnisse geprägt, die zwischen 3.3 und 3.2 Ma kurzfristig durch drei wärmere und zwei kältere Phasen abgelöst wurden (Abb. 6.3). Um 3.0 Ma war das Gebiet nach den hier bearbeiteten Proben zum ersten Mal längerfristig eisbedeckt. Es folgte eine Periode bis 2.6 Ma mit durchgehend temperierten Verhältnissen. Nach 2.6 Ma war die paläo-ozeanographische Variabilität deutlich verstärkt. Es kam nun zu ständigen Umschwüngen der Verhältnisse, deren Spannbreite von warmen Bedingungen bis zu langfristiger Eisbedeckung reichten.

Bezeichnenderweise kommt es mehrfach zur langfristigen Eisbedeckung des Gebietes, ohne daß jedoch ein intensiver Transport durch Eisberge verzeichnet wird. Dieser setzt erst ab 2.5 Ma ein und markiert dadurch den Zeitpunkt, zu dem erstmals im untersuchten Zeitraum Gletscher in großem Umfang Schelfgebiete erreicht haben. Daraus läßt sich ableiten, daß sich erst zu dieser Zeit Inlandeismassen gebildet haben, die groß genug waren, um in Erwärmungsphasen eine stark intensivierte Eisbergdrift auszulösen.

Eistransportiertes Material ist im Nordatlantik in geringerem Umfang seit dem späten Miozän dokumentiert (u. a. Schaeffer & Spiegler, 1986; Wolf & Thiede, 1991). Die Akkumulationsraten der $>63\mu\text{m}$ -Fraktion von Bohrung 646 B zeigen einen deutlichen Anstieg um 2.9 Ma (Wolf, 1991). Dieser Anstieg ist durch ein Maximum belegt, welches durch einen hohen Anteil von Biogenen gekennzeichnet ist. Die Akkumulationsraten der $>63\mu\text{m}$ -Fraktion waren im Anschluß bis etwa 2.5 Ma niedrig (Wolf, 1991; vgl. Aksu & Hillaire-Marcel, 1989; Abb. 3.2) und erreichten erst zu diesem Zeitpunkt wieder vergleichbar hohe Werte. Seit 2.6 Ma schwankten die Akkumulationsraten stark und erreichten wiederholt hohe Werte. Ebenso ist ab etwa 2.6 Ma eine Erhöhung der Akkumulation eistransportierten Materials in der Norwegisch-Grönländischen See zu verzeichnen (Thiede et al., 1989; Wolf, 1991). Taphozöosen mit hohem Anteil umgelagerter Süßwasserarten (*Melosira islandica*, *M. granulata*) werden hier als Anzeichen für weitflächige Inlandvereisungen der umliegenden Kontinente mit der dadurch bedingten Intensivierung der Bildung von Eisbergen aufgefaßt. Diese Auffassung bestätigt die Beobachtungen von Wolf (1991).

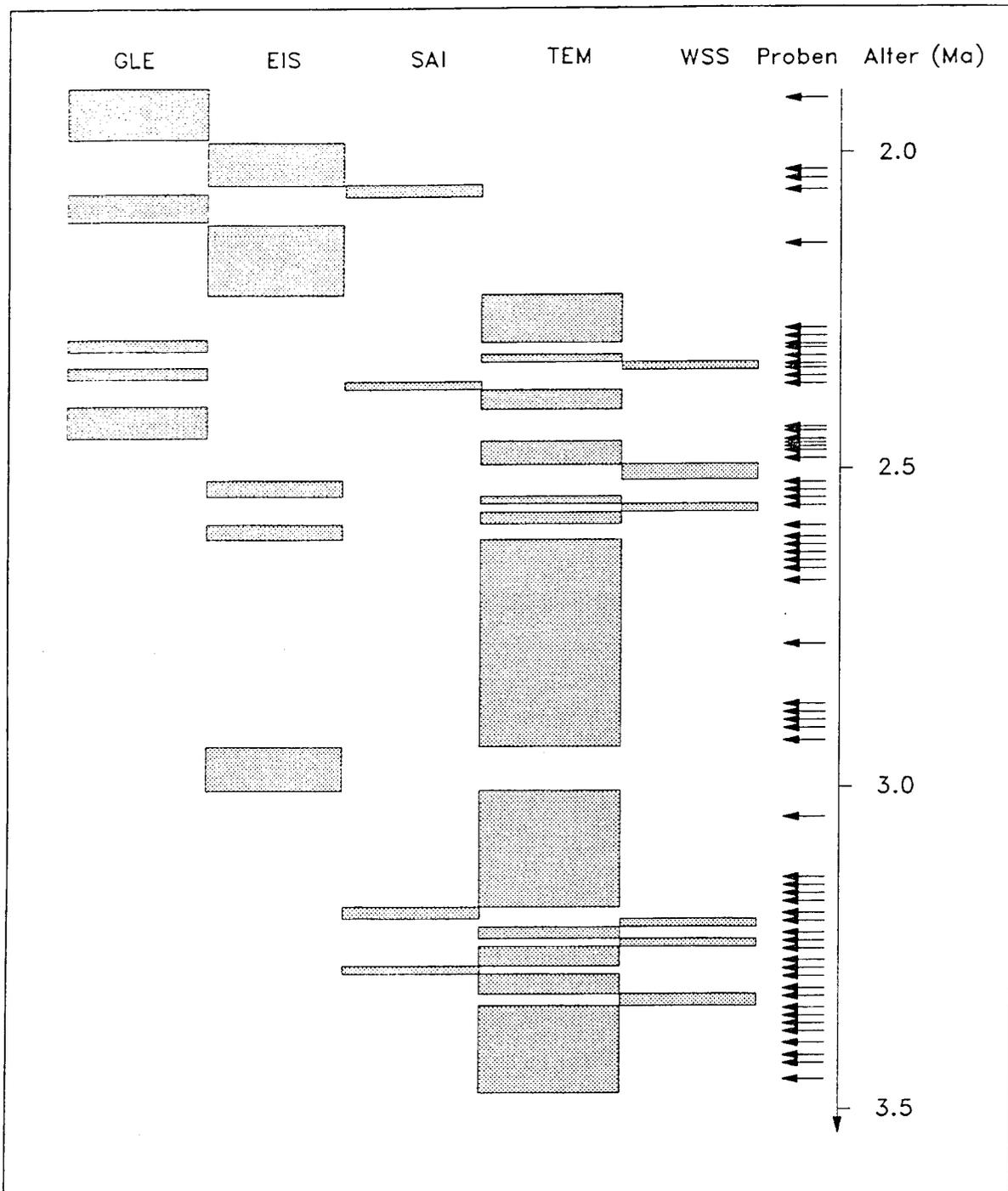


Abb. 6.3: Bohrung 646 B - Paläo-ozeanographische Interpretation und Abfolge der Diatomeen-Taphozönosen. GLE: Intensivierter Gletschertransport, EIS: Anzeichen für langfristige Packeisdecken, SAI: verstärkte Saisonalität, TEM: temperierte Bedingungen, WSS: Warmwasser-Stromsystem.

6.3 Vergleich der spätpliozänen Entwicklung im nordöstlichen und nordwestlichen Nordatlantik

Die von Bohrung 610 A und Bohrung 646 B untersuchten Zeitabschnitte überdecken sich für die Zeit zwischen 3.5 und 2.4 Ma. Generelle Unterschiede der Sedimente in Bezug auf ihren Diatomeeninhalt betreffen die Erhaltung, Artenzusammensetzungen sowie Dominanz bestimmter Arten. Die hier vorgestellten Analysen ermöglichen die Rekonstruktion paläo-ozeanographischer Entwicklungen und machen somit auch den Vergleich zweier prinzipiell unterschiedlicher Profile möglich.

Aus den Interpretationen von Bohrung 610 A und Bohrung 646 B geht hervor, daß die Paläo-Ozeanographie im Zeitraum zwischen 3.5 und 3 Ma überwiegend durch warme Verhältnisse gekennzeichnet war. Baldauf (1985; 1987) bezeichnet die von ihm untersuchten Diatomeenassoziationen im östlichen Nordatlantik (Leg 81, Leg 94) generell als warmtemperiert. Die Interpretation der Taphozönosen mit hohen Anteilen ozeanischer Warmwasserarten als Ausdruck überwiegend warmer Klimate bestätigt die Annahme von warmen Verhältnissen zwischen 3.5 und 3.0 Ma nach Wolf (1991).

Cronin (1988) untersuchte marine Pliozänsedimente (Duplin-Formation) an der Ostküste von Nordamerika und gibt für den Zeitraum zwischen 4 und 2.8 Ma einen Meeresspiegelhochstand verbunden mit einer Erwärmungsphase an. Diese Erwärmung erreichte nach Cronin (1988) ihren Höhepunkt zwischen 3.2 und 2.8 Ma und wird durch eine Regression um 2.8 Ma unterbrochen. Funder et al. (1985) berichten über eine spätpliozäne Verbreitung von Tundravegetation in Nordgrönland. Diese Beobachtungen von Kap Kopenhagen belegen, verglichen mit heutigen Bedingungen, eine um 2500 km weiter nördlich gelegene Verbreitungsgrenze dieser Vegetation. Diese Rekonstruktionen wärmerer Klimate können durchaus die Warmphasen beider Bohrungen stützen und werden mit einer Änderung des Strömungssystems gekoppelt, die auf die Schließung des Isthmus von Panama zurückzuführen ist (Keigwin, 1978; Emiliani, 1972).

In Bohrung 646 B zeigen sich die ersten Anzeichen für langfristige Eisbedeckungen im untersuchten Zeitabschnitt bei 3 Ma. Die Diatomeen-Taphozönosen und Grobfraktionsdaten weisen darauf hin, daß es sich zunächst um Packeisdecken ohne nennenswerten Einfluß durch Eisberge und erst ab 2.5 Ma um intensiven Eisbergtransport handelte. In Sedimenten der Bohrung 610 A finden sich die ersten deutlichen Anzeichen auf Vereisungen bei 2.47 Ma. Die Diatomeen-Taphozönosen weisen hier auf ein Überwiegen des Packeistransportes hin.

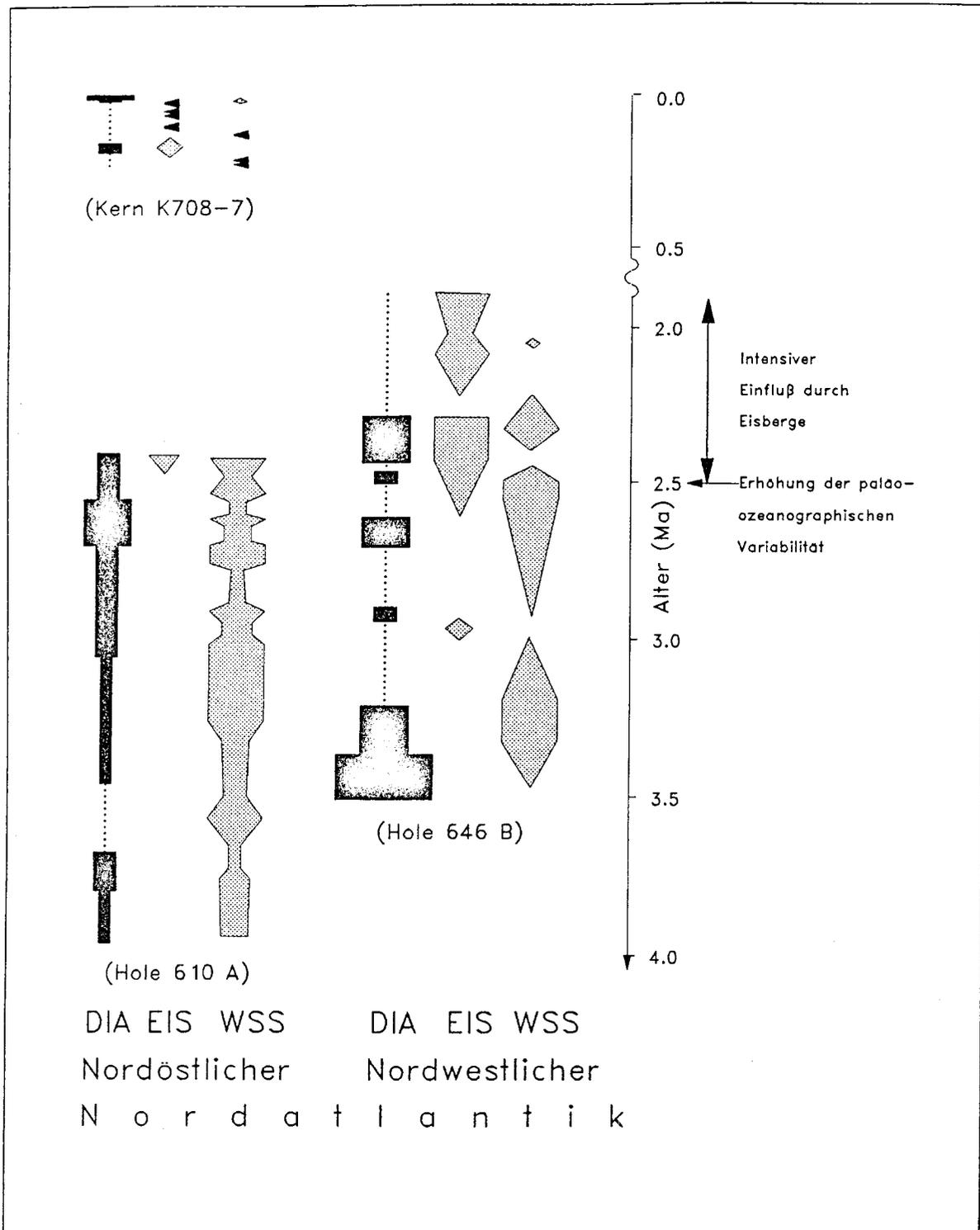


Abb. 6.4: Vergleich der paläo-ozeanographischen Entwicklungen nach den drei bearbeiteten Kernprofilen. DIA: maximale Diatomeenanzahlen-Balkenbreite: >20 Mio/g-sehr breit, bis 10 Mio/g-breit, bis 5 Mio/g-mittel, bis 2 Mio/g-schmal, unter 1 Mio/g-Strich. WSS: unterschiedliche Intensität des Warmwasser-Stromsystems; EIS: Langfristige Eisbedeckung, intensiver Einfluß durch Eisberge.

Hinweise auf drastische Veränderungen der Paläo-Ozeanographie des Nordatlantik um 2.5 Ma sind durch zahlreiche Untersuchungen belegt. So weisen u. a. Thiede et al. (1989), Bohrmann et al. (1990), Jansen et al. (1990) und Wolf (1991) darauf hin, daß um 2.6 Ma der Sediment-Transport mit Eisbergen in der Norwegisch-Grönländischen See und dem Nordatlantik stark intensiviert wurde. Sarnthein & Fenner (1988) belegen einen drastischen Anstieg der Paläoproduktivität zwischen 3.3 und 2.35 Ma und weisen auf den Zusammenhang mit einer Veränderung der Windsysteme hin. Hodell & Ciesielski (1990) und Abelmann et al. (1990) diskutieren die Auswirkungen dieser Veränderungen auf den antarktischen Bereich.

Nach Boyle (1990) ist das Tiefenwasser in der Norwegisch-Grönländischen See im Gegensatz zum antarktischen Tiefenwasser nährstoffarm. So weisen verstärkte Lösungsanzeichen zusammen mit der Zunahme benthisch/tychopelagischer und umgelagerter Arten in den Diatomeen-Taphozöosen möglicherweise auf Intensivierungen der Tiefenwassererneuerung und -strömung im arktischen Raum hin. In Bohrung 610 A finden sich solche Anzeichen schon in den ältesten untersuchten Proben (4 Ma) und es ist anzunehmen, daß sie schon lange vorher auftraten. Kaminski et al. (1989), Bohrmann et al. (1990) und Wolf (1991) belegen das Einsetzen einer Tiefenströmung, deren Quelle in der Norwegisch-Grönländischen See lag, bereits ab dem Spätmiozän. Die Charakteristik dieser Wassermasse muß dabei allerdings sehr variabel gewesen sein.

7 Paläo-ozeanographische Entwicklung im quartären Nordatlantik

7.1 Paläo-ozeanographische Entwicklung im spätquartären östlichen Nordatlantik - Kern K708-7

Die Daten von Kern K708-7 ergaben zwei Zeiten mit Diatomeenanzahlen von >2 Mio/g: in Sauerstoff-Isotopen Stadium 6 (zwischen 184 und 152 ka) und in Stadien 2 und 1 beginnend etwa vor 20 ky. Die übrigen Zeitabschnitte (Stadium 7 und Stadien 5 bis 2) können nur sehr ungenügend anhand der Diatomeen-Taphozönosen paläo-ozeanographisch interpretiert werden, da die Auszählungen keine statistisch abgesicherten Aussagen zulassen. Bemerkenswert ist allerdings, daß sich durch zwei Cluster trotz geringer Diatomeenanzahlen paläo-ozeanographische Tendenzen ableiten lassen (Abb. 7.1).

So treten Taphozönosen, die auf relativ kalte Verhältnisse bei gleichzeitig hoher Lösung hinweisen (Cluster 2), in Stadium 5 sowie jeweils an den Übergängen 4/3 und 3/2 auf. Diese Taphozönosen finden sich in Proben, die auch Maxima in den Cadmium-peak/background-Werten aufweisen (Nürnberg, 1991). Dies deutet möglicherweise eine intensivere Remineralisation während dieser Zeiten hin. Ein Vergleich mit den Daten von Ruddiman et al. (1986) zeigt, daß diese Taphozönose bei winterlichen Oberflächenwasser-Temperaturen von 2-4 °C auftritt. Die Sedimente des Stadiums 5, in denen sie belegt ist, bestehen zum größten Teil aus Coccolithophoriden (Baumann, 1990) und sind nach Ruddiman et al. (1986) unter etwas höheren Temperaturen (ca. 5°C) abgelagert worden (s. Abb. 7.1).

Wärmere Klimabedingungen sind durch Cluster 4 repräsentiert, das lediglich in Proben der Stadien 7 und 5.5 auftritt. Diese Taphozönosen deuten geringe Diatomeen-Produktivität an. Dies ist auf die Aktivität der Nordatlantik-Drift zurückzuführen, was den ozeanischen Einfluß verstärkt. Der Vergleich mit der Temperaturkurve nach Ruddiman et al. (1986) zeigt winterliche Oberflächentemperaturen um 10 °C für die entsprechenden Alter und bestärkt diese Interpretation (Abb. 7.1).

Für das Stadium 6 muß davon ausgegangen werden, daß die Polarfront während der gesamten Zeit in der Nähe der Kernposition lag und es so häufiger zu Situationen mit Eisrandblüten kam. Eine Artengemeinschaft, die durch *Thalassiosira trifulta* und *Actinocyclus curvatulus* dominiert ist, könnte diese Aussage stützen (vgl. Williams, 1986; Kap. 3.3).

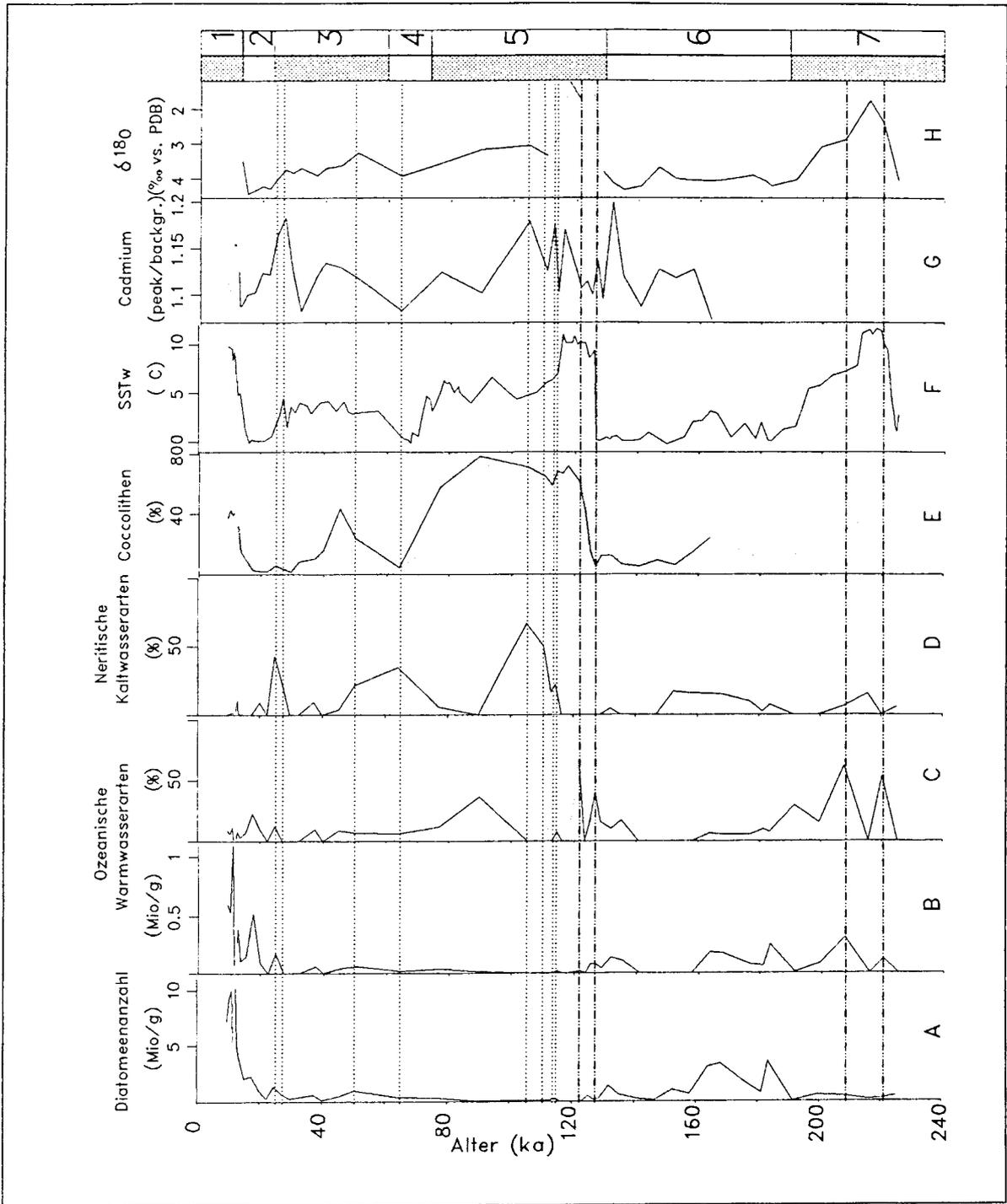


Abb. 7.1: Vergleich der für Kern K708-7 vorliegenden paläo-ozeanographischen Daten mit einem Teil der Diatomeendaten. A: Diatomeenanzahl, B: Anzahl ozeanischer Warmwasserarten, C: Anteil ozeanischer Warmwasserarten, D: Anteil neritischer Kaltwasserarten, E: Anteil von Coccolithen am Gesamtsediment (Baumann, 1990), F: winterliche Oberflächentemperaturen (Ruddiman et al., 1986), G: Cadmium-peak/background-Werte (Nürnberg, 1991), H: Sauerstoffisotopen-Verhältnisse (Ruddiman et al., 1986). Punktierte Linie: Cluster 2 - Proben, strichpunktierte Linie: Cluster 4 - Proben.

Das holozäne Maximum ist dagegen durch stark erhöhte Produktivität unter wechselnd starkem ozeanischen Einfluß gekennzeichnet. Dabei läßt sich die Entwicklung seit dem letzten glazialen Maximum nachvollziehen. Danach ist die Zeit bis zum letzten glazialen Maximum durch Cluster 3 B (Polarfront in der Nähe der Kernposition) repräsentiert. Diese Situation wird durch offenere Verhältnisse (Cluster 3 A) abgelöst und es kommt schließlich zu den hochproduktiven Verhältnissen. Dieser Übergang spielt sich nach den hier untersuchten Proben im Zeitraum zwischen 19.8 und 15 ka ab. Die hochproduktiven Verhältnisse bestehen mit unterschiedlichem ozeanischen Einfluß bis mindestens 8.6 ka (jüngste untersuchte Probe, Datierung in Anlehnung an Vogelsang, 1990).

Baldauf (1986) postuliert einen Mechanismus, der im östlichen Nordatlantik nördlich 40° geographischer Breite in der Zeit nach 2.5 Ma generell zur Überlieferung von Diatomeen nur während der Interglazialzeiten führt. Ergebnisse vom Rockall-Plateau (Bohrung 552 A; Baldauf, 1984) zeigen, daß das generelle Erhaltungsmuster stark modifiziert ist, was auf Lösungsprozesse in dieser Region zurückgeführt wird. Die hier vorgestellten Ergebnisse von Kern K708-7 belegen außerdem eine relativ gute Erhaltung der Diatomeen während des glazialen Stadiums 6 im Zeitraum zwischen 185 und 132 ka (s. Abb. 3.3, 6.4). Aus diesem Grund muß davon ausgegangen werden, daß nicht nur Lösungseffekte, sondern auch Veränderungen der Produktivität eine ausschlaggebende Rolle gespielt haben. Diese Feststellung gilt für Vergleiche verschiedener Glaziale wie auch verschiedener Interglaziale.

So lassen sich in den Stadien 7 und 5 nicht nur auf dem Rockall-Plateau, sondern auch in der Norwegisch-Grönländischen See (Rump-Schenk, 1990) lediglich geringe Diatomeenanzahlen feststellen. Lösungs- und Diageneseprozesse in den obersten Zentimetern der Sedimentsäule könnten durchaus die Diatomeenanzahlen des Holozäns verringern und die Werte denen der anderen genannten Interglaziale angleichen. Die Abnahme der Werte in den oberen Zentimetern und die Ausbildung eines ausgeprägten Maximums im Zeitraum um 10 ka spricht jedoch gegen diese Annahme. Dieses Maximum ist durch Kern K708-7 aus dem östlichen Nordatlantik belegt. Ebenfalls ist es aus der Norwegisch-Grönländischen See nachgewiesen (Stabell, 1986; Koc Karpuz & Jansen, 1992). Somit wird hier davon ausgegangen, daß sich die Diatomeenproduktivität oder -erhaltung im Stadium 1 insbesondere im Zeitraum um 10 ka grundsätzlich von der in den Stadien 5 und 7 unterscheidet.

Die Erklärung für diese Unterschiede ist möglicherweise in der vulkanischen Aktivität am Beginn des Holozäns zu finden. Lackschewitz (1991) konnte anhand sedimentologischer Untersuchungen für den Zeitraum von 20 bis 13.4 ka submarin explosive Eruptionen im Bereich des südlichen Kolbeinsey-Rückens belegen. Um 10.6 ka führte verstärkter Vulkanismus auf Island zur Ablagerung der weit verbreiteten Vedde-Asche (Sejrup et al., 1989). Nach Schmincke & v.d. Bogaard (1991) kam es bei 11 ka zu einem Tephra-Ausbruch

im Laacher See-Vulkan, der ein weites Gebiet Nordost- und Südwest-Deutschlands mit einer Schicht aus vulkanischer Asche überzog. Im Stadium 5 erreichen die vulkanischen Aktivitäten im Raum des nordöstlichen Nordatlantik ein wesentlich geringeres Ausmaß (Lackschewitz, 1991; Birgisdottir, 1991).

Im Zusammenhang mit diesem Vulkanismus sind zwei Prozesse denkbar, welche die beobachteten Diatomeenmaxima erklären könnten. Einerseits verbessern die in den Sedimenten enthaltenen Aschen möglicherweise die Erhaltungschance der Diatomeen. Der Gehalt an gelöstem Siliziumdioxid im Porenwasser der Oberflächensedimente könnte dabei durch submarine Verwitterung der Aschen erhöht sein. Andererseits wäre denkbar, daß die Verwitterung der Ascheschichten an Land zu einem vermehrten Eintrag von gelöstem Siliziumdioxid über Flüsse führt und so die Diatomeen-Produktivität erhöht.

Die Verwitterungs-Hypothese könnte auch das Diatomeenmaximum im Stadium 6 erklären. Bekannt sind die in der Norwegisch-Grönländischen See weitverbreiteten Aschenlagen des Stadiums 8 (Henrich et al., 1989a) und des Stadiums 7 (Birgisdottir, 1991). Im Zuge der Absenkung des Meeresspiegels während Stadium 6 wurden diese Aschen möglicherweise der Verwitterung ausgesetzt. Dadurch könnten die Oberflächenwassermassen mehr gelöstes Siliziumdioxid enthalten und so eine Erhöhung der Diatomeenproduktivität erklären.

Ein weiterer Mechanismus der Produktivitätssteigerung wird von Nürnberg (1991) erörtert. Er nimmt in verschiedenen Stadien (6.5, 3.1, 1) eine Situation in der Norwegisch-Grönländischen See an, in der nährstoffreiches Schmelzwasser für die Erhöhung der Produktivität verantwortlich ist (s. a. Vogelsang, 1990). Die Diatomeen-Daten von Kern K708-7 lassen ein differenzierteres Bild der Paläoproduktivitätsgeschichte wahrscheinlicher erscheinen. Demnach sind in Stadium 6.5 und in Stadium 3.1 Eisrandblüten in Betracht zu ziehen. Im Stadium 6.5 deutet die Artzusammensetzung auf relativ offene Verhältnisse hin, die möglicherweise mit einer verstärkten Saisonalität einhergingen. Die Annahme eines frühholozänen Schmelzwasserdeckels im nordöstlichen Nordatlantik kann durch die Daten von Kern K708-7 aufgrund des hohen Anteils ozeanischer Arten nicht bestätigt werden. Bei einer Situation mit verminderter Salinität und guten Nährstoffverhältnissen würde man ein Überwiegen euryhaliner Arten, wie etwa *Thalassionema nitzschioides* oder *Thalassiosira decipiens* erwarten. Dies ist zumindest für Kern K708-7 nicht nachvollziehbar. Dagegen ist es durchaus möglich, daß sich der Kern K708-7 im frühen Holozän in einer Position befand, die durch eine hochproduktive ozeanographische Front, etwa zwischen dem postulierten Schmelzwasserdeckel und ozeanischen Wassermassen befand. Dies wäre vergleichbar mit der Situation, die von Iverson et al. (1979) aus der Beringsee beschrieben wurde und bestätigt die Rekonstruktion der Schmelzwasserloben durch Williams & Fillon (1986).

Die Annahme der Paläoproduktivitätssteigerung durch einen Schmelzwasserdeckel müßte auch in den Stadien 5 und 7 belegbar sein. Da in diesen Stadien die Diatomeenanzahlen sehr viel geringer sind (Rump-Schenk, 1988; Abb. 3.3), bietet dieser Prozeß als Ursache für die verstärkte Diatomeenproduktivität im Holozän keine ausreichende Erklärung.

7.2 Vergleich der spätpliozänen mit der spätquartären Situation

Die Veränderung der klimatischen Verhältnisse von präglazialen zu glazial/interglazialen Bedingungen wirkte sich entscheidend auf die Produktivität und Sedimentation kieseliger Biogene aus (Baldauf, 1986; Bohrmann, 1988; Baldauf & Barron, 1990). Diese Einflüsse und deren Folgen werden hier anhand eines Vergleichs der oberpliozänen Abfolge von Bohrung 610 A mit der quartären Abfolge von Kern K708-7 diskutiert.

Am augenfälligsten ist die unterschiedliche Dauer der Intervalle, in denen eine schlechte Erhaltung der Diatomeen (Anzahlen $<0,5$ Mio/g) zu beobachten ist. In Bohrung 610 A handelt es sich um kurze Abschnitte, die jeweils nur durch eine Probe belegt sind. Dagegen sind in Kern K708-7 die Zeiträume zwischen 225 und 185 ka sowie zwischen 132 und 20 ka durch zahlreiche Proben belegt, deren Diatomeenanzahl nur sporadisch Werte größer als 0,5 Mio./g erreichen (s. Abb. 4.3, 6.4).

Der von Baldauf (1986) postulierte Mechanismus mit Überlieferung von Diatomeen nur während der Interglazialzeiten (s. o.) entwickelt sich nach den Daten aus Bohrung 610 A etwa in der Zeit um 2.55 Ma. In diese Zeit fällt eine Umkehrung des Korrelationsmusters zwischen den Isotopendaten und der Diatomeenanzahl. Vor 2.55 Ma sind die Zeiten mit schwereren Sauerstoffisotopenverhältnissen deutlich durch höhere Diatomeenanzahlen gekennzeichnet (s. Abb. 3.1).

Ein deutlicher Unterschied ergibt sich auch, wenn man die Diatomeen-Taphozöosen der spätquartären Interglaziale mit denen des Warmwasser-Stromsystems der präglazialen Situation vergleicht. Von den spätquartären Vergesellschaftungen sind fast überhaupt keine Diatomeen erhalten. Dagegen weisen die Taphozöosen des präglazialen Warmwasser-Stromsystems durchschnittlich noch Diatomeenanzahlen von 1,1 Mio/g auf (s. Tab. 4.8). Drei Möglichkeiten kommen für die Erklärung dieser Beobachtungen in Betracht:

1. die Erneuerung von Tiefenwasser im arktischen Raum war im Oberpliozän nicht so intensiv und die Erhaltungschance für Diatomeen besser,
2. die Diatomeen-Produktivität war höher oder
3. eine Kombination beider Ursachen.

Da die Sedimente der oberpliozänen Abfolge generell mehr Diatomeen enthalten (Abb. 6.4), müßte eine Bilanz zeigen, daß der Nordatlantik zu dieser Zeit eine größere Senke für Siliziumdioxid war als im Spätquartär. Tatsächlich ergaben globale Untersuchungen und Auswertungen (Barron & Baldauf, 1989; Baldauf & Barron, 1990), daß der Zeitraum um 2,5 Ma zu einer generellen Reorganisation der Sedimentation kieseliger Biogene geführt hat. Demnach muß von einer besseren Nährstoffsituation für Diatomeen vor dieser Zeit ausgegangen werden.

8 Schlußfolgerungen

- 1- Die spätpliozänen und spätquartären Diatomeen-Taphozönosen zeigen eine starke Variabilität. Sie sind anhand ihrer Anteile an neritischen Kosmopoliten, *Chaetoceros*-Dauerstadien, benthischen Arten, ozeanischen Warmwasserarten sowie neritischen Kaltwasserarten zu unterscheiden. Die Charakteristika der Taphozönosen sowie Sauerstoffisotopenverhältnisse, Grobfraktionsdaten und die Ergebnisse aus Cadmiumanalysen ermöglichen eine Rekonstruktion paläo-ozeanographischer Tendenzen. Demnach lassen sich Anzeichen für vermehrte Zufuhr gelösten Siliziumdioxids durch Flüsse, Erhöhungen der Diatomeen-Produktivität, Intensivierungen eines nordatlantischen Warmwasser-Stromsystems sowie Eisbedeckungen erkennen.
- 2- Im nordöstlichen Nordatlantik (Bohrung 610 A) herrscht zwischen 4.0 und 2.7 Ma eine Situation mit Aktivierung des nordatlantischen Warmwasser-Stromsystems vor. Die Intensität dieser Zirkulation ist unterschiedlich und im Zeitraum zwischen 3.3 und 3.1 Ma besonders hoch. Von 2.70 bis 2.53 Ma ist die Paläo-Ozeanographie durch Verhältnisse geprägt, die vermehrte Zufuhr von Nährstoffen durch Flüsse anzeigen. Dies ist möglicherweise auf monsunale Klimaverhältnisse zurückzuführen. Aktivierungen des Warmwasser-Stromsystems sowie eine Hochproduktivitätsphase von 2.67-2.66 Ma führen zu kurzzeitigen Unterbrechungen dieser Verhältnisse. Die Paläo-Ozeanographie ist nach 2.53 Ma durch eine stärkere Veränderlichkeit geprägt. Ab 2.47 Ma finden sich die ersten Anzeichen für intensivierten Packeistransport, bei 2.40 Ma kommt es zur ersten langfristigen Packeisbedeckung des nordöstlichen Nordatlantik.
- 3- Der Bereich der Labrador-See (Bohrung 646 B) ist zwischen 3.5 und 2.5 Ma durch überwiegend temperiertes Klima geprägt. Kurze Intensivierungen des Warmwasser-Stromsystems und Verhältnisse, die Packeisbedeckungen anzeigen, unterbrechen phasenweise dieses Regime. Langfristigere Packeisdecken lassen sich ab 3.0 Ma nachweisen. Eisberge gewinnen nach 2.5 Ma einen starken Einfluß auf die Sedimentation. Gleichzeitig zeigen die untersuchten Proben ab 2.5 Ma eine Zunahme der paläo-ozeanographischen Variabilität an.
- 4- Ein Vergleich der untersuchten spätpliozänen Bohrungen zeigt, daß die vorherrschende Situation des Warmwasser-Stromsystems zwischen 3.5 und 2.7 Ma in beiden Profilen nachvollzogen werden kann. Ebenfalls die Zunahme der paläo-ozeanographischen Variabilität ab ca. 2.5 Ma läßt sich aus beiden Bohrungen belegen. Anzeichen für langfristige Packeisbedeckungen fanden sich für den untersuchten Zeitraum in Bohrung 646 B erstmals seit 3.0 Ma und in Bohrung 610 seit 2.4 Ma.

- 5- Die spätquartäre Situation im nordöstlichen Atlantik (Kern K708-7) ist durch schlechte Überlieferung von Diatomeen gekennzeichnet. Lediglich im Sauerstoffisotopen-Stadium 6 und im Holozän sind größere Diatomeen-Anzahlen von >2 Mio/g erhalten. Im Stadium 6 ist die paläo-ozeanographische Situation durch Eisrandblüten geprägt. Für das frühe Holozän ergibt sich dagegen eine Hochproduktivitätssituation, die möglicherweise durch eine ozeanographische Front hervorgerufen wurde. Diese könnte sich zwischen einem Schmelzwasserdeckel und ozeanischen, warmen Wassermassen herausgebildet haben.
- 6- Produktivitätsschwankungen werden als Ursache für die unterschiedliche Überlieferung von Diatomeen in verschiedenen Glazialen und Interglazialen angenommen. Dabei ist die Möglichkeit angedeutet, daß die Produktivitätsunterschiede durch die Verwitterung vulkanischer Aschen beeinflußt worden sind.
- 7- Die Untersuchungen von Kern K708-7 haben gezeigt, daß eine Interpretation von Proben mit sehr geringer Anzahl an Diatomeen möglich ist. Eine Taphozönose mit Anzahlen von durchschnittlich 0.5 Mio/g ist durch einen hohen Anteil neritischer Kaltwasserarten charakterisiert. Aufgrund der in diesen Proben hohen Cadmium-peak/background-Werte kann eine Situation mit zumindest zeitweise hoher Produktivität bei gleichzeitig verstärkter Lösung geschlossen werden. Eine andere Taphozönose deutet die Aktivität der Nordatlantik-Drift an. Sie ist durch hohe Anteile ozeanischer Warmwasserarten und minimale Diatomeenanzahlen gekennzeichnet.

9 Danksagung

Ich danke Herrn Prof. Dr. J. Thiede für die Vergabe und Unterstützung dieser Arbeit.

Frau Dr. Juliane Fenner danke ich für die Betreuung in der Anfangsphase. Prof. Dr. J. Baldauf (College Station) und Dr. R. Gersonde (Bremerhaven) verdanke ich Tips zur Präparation und Anregungen zur Themenstellung.

Herrn Dr. E. Jansen (Bergen) möchte ich für die Überlassung seiner Restproben von Bohrung 610 A sowie der dazugehörigen Daten danken. Herrn Dr. K.-U. Schmidt danke ich für die exakt nach Plan vorgenommene Probennahme von Bohrung 646 B in Lamont. Die Proben von Kern K708-7 stellte mir Prof. Dr. N. J. Shackleton (über Dr. K.-H. Baumann) zur Verfügung - vielen Dank.

Herr Dr. D. Nürnberg war mein Zimmergenosse im Geomar und begleitete meine Arbeit mit zahlreichen Diskussionen. Das Korrekturlesen übernahmen Dr. S. Locker, Dr. T. Wolf, Dr. J. Matthiessen sowie O. Runze und halfen mir mit weiteren Anregungen und Verbesserungsvorschlägen. Bei allen möchte ich mich herzlich bedanken.

Besonders hilfreich war für mich die freundschaftliche Unterstützung von A. Kohly. Für die fruchtbaren Diskussionen zur Taxonomie, seine zahlreichen, kritischen Anmerkungen zum Manuskript und seine Hilfe in der Endphase möchte ich mich besonders herzlich bedanken.

B. Kremer hat in dankenswerter Weise Laborarbeiten, Kopier- und Zeichenarbeiten sowie Dateneingaben für mich vorgenommen. Für die Einführung und Hilfe bei der Bedienung des Rasterelektronenmikroskopes bedanke ich mich bei A. v. Doetinchem (GTG) und Dr. U. Grützmacher.

Der DFG sei für die finanzielle Unterstützung dieser Arbeit gedankt.

Große Geduld und liebevolle Unterstützung hat meine Familie für mich aufgebracht, ohne die diese Arbeit vielleicht nie fertig geworden wäre. Besonders Dagmar, Annabell und Edda möchte ich dafür meinen tiefempfundenen Dank ausdrücken.

10 Literaturverzeichnis

- Aagaard, K., Swift, J. H., & Cormack, E. C. (1985) Thermohaline circulation in the Arctic Mediterranean Sea.- J. Geophys. Res., **90**, C3, 4833-4846.
- Abbott, W. A., & Andrews, G. W. (1979) Middle Miocene marine diatoms from the Hawthorn Formation within the Ridgeland Trough, South Carolina and Georgia.- Micropal., **25**, 225-271.
- Abelmann, A. (1992) Diatom assemblages in arctic sea ice - indicator for ice drift pathways.- Geomar Rep. **15**, Ber.-Repts., Geol. Paläont. Inst. Kiel Nr. **57**, 43 (Abstract).
- Abelmann, A., Gersonde, R., & Spiess, V. (1990) Pliocene - Pleistocene paleoceanography in the Weddell Sea - siliceous microfossil evidence.- in Bleil, U., & Thiede, J. (eds.): Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic.- NATO ASI Series, Ser. C, **308**, 729-759.
- Akiba, F. (1985) Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench, and modified lower Miocene through Quaternary diatom zones for middle-to-high latitudes of the North Pacific.- in Kagami, H., Karig, D. E., Coulbourn, W. T., et al., Init. Repts. DSDP, **87**, Washington.(U. S. Government Printing Office) 483-554.
- Akiba, F., & Yanagisawa, Y. (1985) Taxonomy, morphology and phylogeny of the Neogene diatom zonal marker species in the middle-to high latitudes of the North Pacific.- in Kagami, H., Karig, D. E., Coulbourn, W. T., et al., Init. Repts. DSDP, **87**, Washington.(U. S. Government Printing Office) 393-481.
- Aksu, A. E., & Hillaire-Marcel, C. (1989) Upper Miocene to Holocene oxygen and carbon isotopic stratigraphy of sites 646 and 647, Labrador Sea.- in Srivastava, S. P., Arthur, M., Clement, B., et al., Proc. ODP, Sci. Results, **105**, 689-704.
- Andrews, G. W. (1975) Taxonomy and stratigraphic occurrence of the marine diatom genus *Rhaphoneis*. Nova Hedwigia Beih., **53**, 193-222.
- Andrews, G. W. (1976) Miocene marine diatoms from the Choptank Formation, Calvert Country, Maryland. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., **910**, 1-26.
- Andrews, G. W. (1977) Morphology and stratigraphic significance of *Delphineis*, a new marine diatom genus.- Nova Hedwigia Beih., **54**, 243-260, pls 1-4.
- Andrews, G. W. (1981) Revision of the diatom genus *Delphineis* and morphology of *Delphineis surirella* (Ehrenberg) G.W. Andrews, n. comb.- in Ross, R. (ed.): Proceedings of the Sixth Symposium on Holocene and Fossil Diatoms, Budapest, 1980, O. Koeltz, Koenigstein, 81-90.
- Andrews, G. W. (1987) Evolutionary trends in the marine diatom genus *Delphineis* G. W. Andrews.- in Ross, R. (ed.): Proceedings of the Ninth Symposium on Holocene and Fossil Diatoms, 1986, O. Koeltz, Koenigstein,.
- Andrews, J. T. (1988) Climatic evolution of the eastern Canadian Arctic and Baffin Bay during the past three million years.- Phil. Trans. R. Soc. Lond., **B 318**, 645-660.
- Anonymous (1975) Proposals for a standardization of diatom terminology and diagnosis.- Nova Hedwigia Beih., **53**, 323-354.
- Backman, J., Pestiaux, P., Zimmermann, H., & Hermelin, O. (1986) Paleoclimatic and paleoceanographic development in the Pliocene North Atlantic: *Discoaster* accumulation and coarse fraction data.- in Summerhayes, C. P., & Shackleton, N. J. (eds.): North Atlantic Paleoceanography, Geol. Soc. Spec. Publ., **21**, 231-243.

- Baldauf, J. G. (1984) Cenozoic diatom biostratigraphy and paleoceanography of the Rockall Plateau region, North Atlantic, Deep Sea Drilling Project Leg 81.- *in* Roberts, D. G., Schnitker, D., et al., Init. Repts. DSDP, **81**, Washington (U. S. Government Printing Office), 439-478.
- Baldauf, J. G. (1985) A high resolution late Miocene-Pliocene diatom biostratigraphy for the eastern equatorial Pacific.- *in* Mayer, L., Theyer, F., et al.: Init. Repts. DSDP, **85**, Washington (U. S. Government Printing Office), 457-475.
- Baldauf, J. G. (1986) Diatom biostratigraphic and palaeoceanographic interpretations for the middle to high latitude North Atlantic Ocean.- *in* Summerhayes, C. P., & Shackleton, N. J. (eds.): North Atlantic Paleooceanography, Geol. Soc. Spec. Publ., **21**, 243-252.
- Baldauf, J. G. (1987) Diatom biostratigraphy of the middle-and high-latitude North Atlantic Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg 94.- *in* Ruddiman, W. F., Kidd, R. B., Thomas, E., et al.: Init. Repts. DSDP, **94**, Washington (U. S. Government Printing Office), 729-762.
- Baldauf, J. G., & Barron, J. A. (1982) Diatom biostratigraphy and paleoecology of the type section of the Luisian Stage, central California.- *Micropal.*, **28** (1), 59-84.
- Baldauf, J. G., & Barron, J. A. (1987) Oligocene marine diatoms recovered in dredge samples from the Navarin Basin Province, Bering Sea.- *U. S. Geol. Surv. Bull.* **1765**, 17 p.
- Baldauf, J. G., & Barron, J. A. (1990) Evolution of biosiliceous sedimentation patterns - Eocene through Quaternary: paleoceanographic response to polar cooling.- *in* Bleil, U., & Thiede, J. (eds.): Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic.- NATO ASI Series, Ser. C, **308**, 575-607.
- Bard, E., Arnold, M., Maurice, P., Duprat, J., Moyes, J. & Duplessy, J. C. (1987) Retreat velocity of the North Atlantic polar front during the last deglaciation determined by ¹⁴C Accelerator Mass Spectrometry.- *Nature*, **328**, 791-794.
- Barron, J. A. (1980 a) Upper Pliocene and Quaternary diatom biostratigraphy of Deep Sea Drilling Project Leg 54, tropical eastern Pacific.- *in* Rosendahl, B. R., Hekinian, R., et al.: Init. Repts. DSDP, **54**, Washington (U. S. Government Printing Office), 455-485.
- Barron, J. A. (1980 b) Lower Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy of Leg 57, off northeastern Japan, Deep Sea Drilling Project.- *in* Honza, E., et al.: Init. Repts. DSDP, **56/57**, Washington (U. S. Government Printing Office) 641-685.
- Barron, J. A. (1985 a) Miocene to Holocene planktic diatoms.- *in* Bolli, H. M., Saunders, J. B., & Perch-Nielsen, K. (eds.): Plankton Stratigraphy. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 763-809.
- Barron, J. A. (1985 b) Late Eocene to Holocene diatom biostratigraphy of the equatorial Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg 85.- *in* Mayer, L., Theyer, F., et al.: Init. Repts. DSDP, **85**, Washington (U. S. Government Printing Office) 413-456.
- Barron, J. A., & Baldauf, J. G. (1989) Tertiary cooling steps and paleoproductivity as reflected by diatoms and biosiliceous sediments.- *in* Berger, W. H., Smetacek, V. S., & Wefer, G. (eds.): Productivity of the Ocean: Present and Past. Dahlem Workshop Repts., Wiley, New York, 341-354.
- Barron, J. A., Larsen, B., & Baldauf, J. G. (1991) Evidence for Late Eocene to Early Oligocene Antarctic glaciation and observations on Late Neogene glacial history of Antarctica: results from Leg 119.- *in* Barron, J. A., Larsen, B., et al., Proc. ODP, Sci. Res., **119**, 869-891.
- Battarbee, R. W. (1973) A new method for the estimation of absolute microfossil numbers, with reference especially to diatoms.- *Limnol. Ocean.*, **18**, 647-652.
- Bauerfeind, E., Hickel, W., Niermann, H. & Westerhagen H. v. (1990) Phytoplankton biomass and potential nutrient limitation of phytoplankton development in the southeastern North Sea in spring 1985 and 1986.- *Neth. J. Sea Res.*, **25**, 131-142.

- Baumann, K.-H. (1990) Veränderlichkeit der Coccolithophoridenflora des Europäischen Nordmeeres im Jungquartär.- Ber. SFB 313, 22, CAU Kiel.
- Bennekom, A. J. van, Krijgsman, E. van, Hartingsveld, G. C., Veer, van der & Voorst H. F. J. van (1974) The seasonal cycle of reactive silicate and suspended diatoms in Dutch Wadden Sea.- Neth. J. Sea. Res., 8, 174-207.
- Berggren, W. A., & Hollister, C. D. (1974) Paleogeography, paleobiogeography and the history of circulation in the Atlantic Ocean.- in Hay, W. W. (ed.): Studies in Paleo-Oceanography.- SEPM Spec. Publ., 20, 126-186.
- Berggren, W. A., Kent, D. V., Flynn, J. J., & Van Couvering, J. A. (1985) Cenozoic Geochronology.- Geol. Soc. Am. Bull., 96, 1407-1418.
- Birgisdóttir, L. (1991) Die paläo-ozeanographische Entwicklung der Islandsee in den letzten 550 000 Jahren.- Ber. SFB 313, 34, 112 p.
- Bodén, P. (1992) Biostratigraphic implications of Neogene diatom abundances in the Norwegian Sea, the North Atlantic and the western North Pacific.- Ph. D. Thesis, Stockholm University.
- Bohrmann, G. (1988) Zur Sedimentationsgeschichte von biogenem Opal im nördlichen Nordatlantik und dem Europäischen Nordmeer (DSDP/ODP-Bohrungen 408, 642, 643, 644, 646 und 647).- Ber. SFB 313, 9, CAU Kiel, 221 p.
- Bohrmann, G., Henrich, R., & Thiede, J. (1990) Miocene to Quaternary paleoceanography in the Northern North Atlantic: variability in carbonate and biogenic opal accumulation.- in Bleil, U., & Thiede, J. (eds.) Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic.- NATO ASI Series, Ser. C, 308, 647-675.
- Boney, A. D. (1989) Phytoplankton.- New Studies of Biology, Edward Arnold, London, 118 p.
- Boyle, E. (1990) Quaternary deepwater paleoceanography.- Science, 249, 863-870.
- Brébisson, A. de, & Godey, (1838) Considérations sur les Diatomées et essai d'une classification des genres et des espèces appartenant à cette famille. (Falaise) 20 p.
- Brightwell, T. (1858) Remarks on the genus "*Rhizosolenia*" of Ehrenberg.- Quart. J. Micros. Sci., 6, 93.
- Broecker, W. S., & Peng, T.-H. (1982) Tracers in the sea.- Publ. Lamont-Doherty Geol. Observ., Columbia Univ., Palisades, New York, Eldigio Press, 690 p.
- Burckle, L. H. (1972) Late Cenozoic planktonic diatom zones from the eastern equatorial Pacific.- Nova Hedwigia Beih., 39, 217-246.
- Burckle, L. H. (1978) Marine diatoms.- in Haq, B. U., & Boersma, A. (eds.): Introduction to marine micropaleontology.- Elsevier, New York, 245-275.
- Burckle, L. H., & Trainer, J. (1979) Middle and Late Pliocene diatom datum levels from the central Pacific.- Micropal., 25(3), 281-293.
- Burton, J. D., & Liss, P. S. (1973) Processes of supply and removal of dissolved silicon in the oceans.- Geochim. Cosmochim. Acta, 37, 1761-1773.
- Cadée, G. C. (1978) Primary production and chlorophyll in the Zaire River, estuary and plume.- Neth. J. Sea Res., 12, 368-381.
- Calvert, S. E. (1974) Deposition and diagenesis of silica in marine sediments.- Spec. Publ. int. Ass. Sediment., 1, 273-299.
- Carlucci, A. F. & P. M. Bowes (1970a) Production of Vitamin B12, Thiamine, and Biotin by Phytoplankton.- J. Phycol., 6, 351-377.
- Carlucci, A. F. & P. M. Bowes (1970b) Vitamin production and utilization by phytoplankton in mixed culture.- J. Phycol., 6, 393-400.

- Castracane, D. A. (1875) Contribuzione alla florula delle Diatomee del Mediterraneo ossia esame del contenuto dello stomaco di una Salpa pinnata, pescata a Méssina.- Atti Acad. Pontif. nuovi Lincei, **28**, 377.
- Catt, J. A. (1988) Soils of the Plio-Pleistocene: do they distinguish types of interglacial?- Phil. Trans. R. Soc. Lond., **B 318**, 539-557.
- Clark, D. L. (1990) Arctic ice cover; Geologic history and climatic significance.- in Grantz, A., Johnson, L., & Sweeney, J. F. (eds.): The Arctic Ocean Region.- DNAG, The Geology of North America, **L**, 53-62.
- Clarke, R. A., Hill, H., Reiniger, R. F., & Warren, B. A. (1980) Current system south and east of the Grand Banks of Newfoundland.- J. Phys. Ocean., **10**, 25-65.
- Clement, B. M., & Robinson, F. (1987) The magnetostratigraphy of Leg 94 sediments.- in Ruddiman, W. F., Kidd, R. B., Thomas, E., et al.: Init. Repts. DSDP, **94**, Washington (U. S. Govt. Printing Office), 635-650.
- Clement, B. M., Hall, F. J., Jarrard, R. D. (1989) The magnetostratigraphy of Ocean Drilling Program Leg 105 sediments.- in Srivastava, S. P., Arthur, M., Clement, B., et al.: Proc. ODP, Sci. Results, **105**, 583-595.
- Cleve, P. T. (1873) On diatoms from the Arctic Sea.- Bihang Sv. Vet.-Akad. Handl. **13**, 1, 1.
- Cleve, P. T. (1894) Synopsis of the naviculoid diatoms.- Kgl. Sv. Vet.-Akad. Handl., **26**, 1.
- Cleve, P. T. (1896) Diatoms from Baffin Bay and Davis Strait.- Bihang Kgl. Sv. Vet.-Akad. Handl., Abt. III, **4**, 22, 22p.
- Cleve, P. T. (1897) A treatise on the phytoplankton of the Atlantic and its tributaries and on the periodic changes of the plankton of the Skagerrak.- Uppsala 3-28.
- Cleve, P. T. (1900) Plankton from the southern Atlantic and the southern Indian Ocean.- Öfvers. Kgl. Sv. Vet.-Akad. Handl. **17**.
- Cleve, P. T., & Grunow, A. (1880) Beiträge zur Kenntnis der arctischen Diatomeen.- Kgl. Sv. Vet.-Akad. Handl., **17**, 1-121.
- Comber, T. (1896) On the occurrence of endocysts in the genus *Thalassiosira*.- J. R. Micr. Soc., **9**, 489-491.
- Crawford, R. M. (1979) Taxonomy and frustular structure of the marine centric diatom *Paralia sulcata*.- J. Phycol., **15**, 200-210.
- Cronin, T. M. (1988) Evolution of marine climates of the U. S. Atlantic coast during the past four million years.- Phil. Trans. R. Soc. Lond., **B 318**, 661-678.
- Cupp, E. E. (1943) Marine plankton diatoms of the west coast of North America.- Univ. of Calif. Press, Berkeley, Los Angeles, Reprint O. Koeltz, Koenigstein (1977), 1-233.
- 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. Micropal., **6**, 29-70.
- Dickson, R. R., & Kidd, R. (1987) Deep circulation in the southern Rockall Trough.- in Ruddiman, W. F., Kidd, R. B., Thomas, E., et al.: Init. Repts. DSDP, **94**, Washington (U. S. Government Printing Office), 1061-1079.
- Dickson, R. R., Meincke, J., Malmberg, S.-A., & Lee, A. J. (1988) The "Great Salinity Anomaly" in the northern North Atlantic 1968-1982.- Prog. Oceanog., **20**, 103-151.
- Donahue, J. G. (1970) Pleistocene diatoms as climatic indicators in North Pacific sediments.- Geol. Soc. Am. Memoir, **126**, 121-138.
- Donahue, J. G. (1971) Diatoms as Quaternary biostratigraphic and paleoclimatic indicators in high latitudes of the Pacific Ocean.- Ph. D. Thesis, Columbia University.

- Dzinoridze, R. N., Jousé, A. P., Koroleva-Golikova, G. S., Kozlova, G. E., Nagaeva, G. S., Petrushevskaya, M. G., & Strelnikova N. I. (1978) Diatom and radiolarian Cenozoic stratigraphy, Norwegian Basin; DSDP Leg 38.- *in* Talwani, M., Udintsev, G., et al.: Init. Repts. DSDP, 38, Supplement to Vols. 38-41, Washington (U. S. Government Printing Office), 287-427.
- Ehrenberg, C. G. (1839) Über noch jetzt zahlreich lebende Thierarten der Kreidebildung und den Organismus der Polythalamien.- *Abh. Kgl. Akad. Wiss. Berlin*, 81 p.
- Ehrenberg, C. G. (1841) Über Verbreitung und Einfluß des mikroskopischen Lebens in Süd- und Nordamerika.- *Ber. Verh. Kgl. Preuss. Akad. Wiss. Berlin*, 139-144.
- Ehrenberg, C. G. (1844) Mitteilung über zwei neue Lager von Gebirgsmassen aus Infusorien als Meeresabsatz in Nordamerika und eine Vergleichung derselben mit den organischen Kreidebildungen in Europa und Africa.- *Abh. Kgl. Akad. Wiss. Berlin*, 57-97.
- Ehrenberg, C. G. (1854) Mikrogeologie. Das Erden und Felsen schaffende Wirken des unsichtbar kleinen selbständigen Lebens auf der Erde.- Leopold Voss, Leipzig.
- Ehrmann, W. U., & Thiede, J. (1985) History of Mesozoic and Cenozoic sediment fluxes to the North Atlantic Ocean.- *Contrib. Sedimentology*, 15, 109 p.
- Einarsson, T., Hopkins, D. M., & Doll, R. R. (1967) The stratigraphy of Tjörnes, northern Iceland, and the history of the Bering Land Bridge.- *in* Hopkins, D. M. (ed.): *The Bering Land Bridge*.- Stanford University Press, 312-325.
- Einarsson, T., & Albertson, K. J. (1988) The glacial history of Iceland during the past three million years.- *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, B 318, 637-644.
- Emiliani, C., Gartner, S., & Lidz, B. (1972) Neogene sedimentation on the Blake Plateau and the emergence of the central American Isthmus.- *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 11, 1-10.
- Eyles, N., & Lagoe, M. B. (1989) Sedimentology of shell-rich deposits (coquinas) in the glaciomarine Cenozoic Yakataga Formation, Middleton Island, Alaska.- *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 101, 129-142.
- Fenner, J. (1977) Cenozoic diatom biostratigraphy of the equatorial and southern Atlantic Ocean.- *in* Supko, P. R., Perch-Nielsen, K., et al.: Init. Repts. DSDP, 39, Washington (U. S. Government Printing Office), 491-623.
- Fenner, J., Schrader, H.-J., & Wienigk, H. (1976) Diatom phytoplankton studies in the southern Pacific Ocean, composition and correlation to the Antarctic Convergence and its paleoecological significance.- *in* Hollister, C. D., Craddock, C., et al.: Init. Repts. DSDP, 35, Washington (U. S. Government Printing Office), 757-813.
- Franz, H. G. & J. H. G. Verhagen (1985) Modelling research on the production cycle of phytoplankton in the Southern Bight of the North Sea in relation to riverborn nutrient wads.- *Neth. J. Sea. Res.*, 19, 241-250.
- Fryxell, G. A., & Hasle, G. R. (1972) *Thalassiosira eccentrica* (Ehrenb.) Cleve, *T. symmetrica* sp. nov., and some related centric diatoms.- *J. Phycol.*, 8, 297-317.
- Fryxell, G. A., & Hasle, G. R. (1977) The genus *Thalassiosira*: species with a modified ring of central strutted processes.- *Nova Hedwigia Beih.*, 54, 67-98.
- Fryxell, G. A., & Hasle, G. R. (1979) The genus *Thalassiosira*: *T. trifulta* sp. nova and other species with tricolunar supports on strutted processes.- *Nova Hedw. Beih.*, 64, 13-32.
- Fryxell, G. A., & Hasle, G. R. (1980) The marine diatom *Thalassiosira oestrupii*: structure, taxonomy and distribution.- *Amer. J. Bot.* 67(5), 804-814.
- Fryxell, G. A., Doucette, G. J. & Hubbart, G. F. (1981) The genus *Thalassiosira*: the bipolar diatom *Thalassiosira antarctica*.- *Botanica marina*, 24, 321-336.

- Fryxell, G. A., Sims, P. A., & Watkins, T. P. (1986) *Azpeitia* (Bacillariophyceae): related genera and promorphology.- Systematic Botany Monographs, **13**, 74 p.
- Fryxell, G. A., & Johansen, J. R. (1990) Family *Thalassiosiraceae* Section 2.- in Medlin, L. K., & Priddle, J. (eds.): Polar Marine Diatoms.- Brit. Antarct. Surv., Nat. Env. Res. Coun., Cambridge, 98-103.
- Funder, S., Abrahamsen, N., Bennike, O., & Feyling-Hanssen, R. W. (1985) Forested Arctic: evidence from North Greenland.- Geology, *13*, 542-546.
- Gasse, F., Stabell, B., Fournanier, E., & Van Iperen, Y. (1989) Freshwater diatom influx in intertropical Atlantic: relationships with continental records from Africa.- Quat. Res., **32**, 229-243.
- Gersonde, R., & Wefer, G. (1987) Sedimentation of biogenic siliceous particles in Antarctic waters (Atlantic sector) Mar. Micropal., **11**, 311-332.
- Gibbard P. L. (1988) The history of the great northwest European rivers during the past three million years.- Phil. Trans. R. Soc. Lond., **B 318**, 559-602.
- Gieskes, W. W. C. & G. W. Kraay (1975) The phytoplankton springbloom in Dutch coastal waters of the North Sea.- Neth. J. Sea Res., **9**, 166-196.
- Gorshkov, S. G. (1978) World Ocean Atlas, Vol. 2, Atlantic and Indian Oceans.- Pergamon, Oxford, 305 p.
- Gran, H. H. (1897) Protophyta: Diatomaceae, Silicoflagellata, og Cilioflagellata.- Botanik, Den Norske Nordhavs-Expedition. 1876-1878, **24**, 1-36.
- Gran, H. H. (1900) Bemerkungen über einige Planktondiatomeen.- Nyt. Mag. f. Naturvidensk. Aberne. **38** (2), 103.
- Gran, H. H. (1902) Das Plankton des Norwegischen Nordmeeres.- Rep. Norweg. Fish. Invest., **2**(5), 1-222.
- Gran, H. H. (1905) Diatomeen.- in Brandt K. & Apstein, C. (eds.): Nordisches Plankton - Botanischer Teil.- (1908) XIX 1 - XIX 146.
- Gran, H. H., & Angst, E. C. (1931) Plankton diatoms of Puget Sound.- Publ. Puget Sound Biol. Sta. Unit. Washington, **7**, 417.
- Gregory, W. (1857) On new forms of Diatomaceae found in the Firth of Clyde and in Loch Fyne.- Trans. Roy. Soc. Edinburgh, **4**, 21, 473.
- Greville, R. K. (1859) Descriptions of diatomaceae observed in Californian Guan.- Quart. J. Micr. Sci., **7**, 155-166.
- Greville, R. K. (1866) Description of new and rare diatoms.- Trans. Microsc. Soc. London, **14**, (Ser. XVII),1 (Ser. XIX), 77, (Ser. XX), 121.
- Grunow, A. (1877) New diatoms from Honduras.- Trans. Roy. Micr. Soc. London, **43**, 165.
- Grunow, A. (1884) Die Diatomeen von Franz Josefs-Land.- Denkschr. d. Kaiserl. Akad. d. Wiss., Math.-Nat. Cl., **48**, 53-112.
- Guillard, R. R. L. & Kilham, P. (1977) The ecology of marine planktonic diatoms.- in Werner, D. (ed.): The Biology of Diatoms.-Botanical Monographs, **13**, University of California Press, Berkeley, Los Angeles, 372-469.
- Hajós, M. (1968) Die Diatomeen der miozänen Ablagerungen des Mátravorlandes.- Geologica Hungarica, Series Palaeontologica, F. **37**, Budapest.
- Hallegraeff, G. M. (1986) Taxonomy and morphology of the marine plankton diatoms *Thalassionema* and *Thalassiothrix*.- Diat. Res., **1** (1), 57-80.
- Hargraves, P. E. (1968) Species composition and distribution of net plankton diatoms in the Pacific sector of the Antarctic Ocean.- Ph. D. Thesis, The College of William and Mary, Virginia.

- Hargraves, P. E. (1976) Studies on marine plankton diatoms. II. resting spore morphology.- J. Phycol. **12**, 118-128.
- Hargraves, P. E. (1979) Studies on marine plankton diatoms. IV. Morphology of *Chaetoceros* resting spores.- Nova Hedwigia Beih., **64**, 99-120.
- Hartung, J. & Elpelt B. (1986) Multivariate Statistik: Lehr- und Handbuch der angewandten Statistik.- R. Oldenbourg Verlag, München, Wien, 815 p.
- Hasle, G. R. (1968) The valve processes of the centric diatom genus *Thalassiosira*.- Nytt Mag. Bot., **15**, 193-201.
- Hasle, G. R. (1972) The biogeography of some marine planktonic diatoms.- Deep-Sea Res., **23**, 319-338.
- Hasle, G. R. (1978) Some *Thalassiosira* species with one central process (Bacillariophyceae).- Norw. J. Bot., **25**, 77-110.
- Hasle, G. R. (1979) *Thalassiosira decipiens* (Grun.) Jörg. (Bacillariophyceae).- Bacillaria, **2**, 85-108.
- Hasle, G. R. (1980) Examination of *Thalassiosira* type material: *T. minima* and *T. delicatula* (Bacillariophyceae).- Norw. J. Bot., **27**, 167-173.
- Hasle, G. R., & Heimdal, B. R. (1968) Morphology and distribution of the marine centric diatom *Thalassiosira antarctica* Comber.- J. R. Micr. Soc., **88** (3), 357-369.
- Hasle, G. R., & Fryxell, G. A. (1977) The genus *Thalassiosira*: species with a linear areola array.- Nova Hedwigia Beih., **54**, 15-66.
- Hasle, G. R., & Sims, P. A. (1986) The diatom genera *Stellarima* and *Symbolophora* with comments on the genus *Actinoptychus*.- Brit. J. Phycol., **21**, 97-114.
- Hasle, G. R., & Semina, H. J. (1987) The marine planktonic diatoms *Thalassiothrix longissima* and *Thalassiothrix antarctica* with comments on *Thalassionema* spp. and *Synedra reinboldii*.- Diat. Res., **2** (2), 175-192.
- Hasle, G. R., & Syvertsen, E. E. (1990) Family *Thalassiosiraceae* Section 1.- in Medlin, L. K., & Priddle, J. (eds.): Polar Marine Diatoms.- Brit. Antarc. Surv., Nat. Env. Res. Coun., Cambridge, 83-97.
- Heath, G. R. (1974) Dissolved silica and deep-sea sediments.- SEPM Spec. Publ., **20**, 77-93.
- Hebbeln, D., & Wefer, G. (1991) Effects of ice coverage and ice-rafted material on sedimentation in the Fram Strait.- Nature, **350**, 409-411.
- Heiden, H., & Kolbe, R. W. (1928) Die marinen Diatomeen der deutschen Südpolar-Expedition 1901-1903.- in Drygalski, E. v. (ed.): Deutsche Südpolar-Expedition 1901-1903, 8. Band - Botanik, W. de Gruyter & Co., Berlin, Leipzig, 450-715.
- Hendey, N. I. (1937) The plankton diatoms of the Southern Seas.- Discovery Reports, Vol. XVI, 153-364.
- Hendey, N. I. (1964) An introductory account of the smaller algae of British coastal waters - Part V Bacillariophyceae (Diatoms).- Fishery investigations Series IV (Ministry of Agriculture, Fisheries and Food) London.
- Henningsen, D. (1981) Einführung in die Geologie der Bundesrepublik Deutschland.- Enke, Stuttgart, 123 p.
- Henrich, R. (1989) Glacial/Interglacial cycles in the Norwegian Sea: sedimentology, paleoceanography, and evolution of late Pliocene to Quaternary Northern Hemisphere climate.- in Eldholm, O. Thiede, J., Taylor, E., et al.: Proc. ODP, Sci. Results, **104**, 189-232.
- Henrich, R., Kassens, H., Vogelsang, E., & Thiede, J. (1989a) Sedimentary facies of glacial-interglacial cycles in the Norwegian Sea during the last 350 ka.- Mar. Geol., **86**, 283-319.

- Henrich, R., Wolf, T. C. W., Bohrmann, G., & Thiede, J. (1989b) -Cenozoic paleoclimatic and paleoceanographic changes in the Northern Hemisphere revealed by variability of coarse fraction composition in sediments from the Vöring Plateau - ODP Leg 104 drillsites.- *in* Eldholm, O. Thiede, J., Taylor, E., et al.: Proc. ODP, Sci. Results, **104**, 77-188.
- Henrion, G., Henrion, A., & Henrion, R. (1988) Beispiele zur Datenanalyse mit BASIC-Programmen.- VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin, 1-363.
- Hickel, W. E., Bauerfeind, E., Niermann, U., & Westernhagen, H. v. (1989) Oxygen deficiency in the south eastern North Sea: possible sources and effects.- *Ber. Biol. Anst. Helgoland*, **4**, 1-148.
- Hodell, D. A., & Ciesielski, P. F. (1990) Southern Ocean response to the intensification of Northern Hemisphere glaciation at 2.4 Ma.- *in* Bleil, U., & Thiede, J. (eds.): Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic.- NATO ASI Series, Ser. C, **308**, 707-728.
- Holleman, A. F. (ed., 1976): Holleman-Wiberg - Lehrbuch der Anorganischen Chemie.- W. de Gruyter, Berlin, New York, 1323 p.
- Holtan, H. (1976) Chemical conditions and variations in river water.- *in* Skreslet, S., Leineboe, R., Matthews, J. B. L. & Sakshaug, E. (eds.): Fresh Water on the Sea.- The Association of Norwegian Oceanographers, Oslo, 27-32.
- Honjo, S. (1982) Seasonality and interaction of biogenic and lithogenic particulate flux at the Panama Basin.- *Science*, **218**, 883-884.
- Hustedt, F. (1930) Die Kieselalgen Deutschlands, Österreichs und der Schweiz unter Berücksichtigung der übrigen Länder Europas sowie der angrenzenden Meeresgebiete - Teil 1.- Rabenhorst's Kryptogamen-Flora Band VII, Reprint 1977 von O. Koeltz Sci. Publ., Koenigstein, 920 p.
- Hustedt, F. (1958) Diatomeen aus der Antarktis und dem Südatlantik.- *in* Deutsche Antarktik Expedition 1938/39, Hamburg, **2**, 103-191.
- Imbrie, J., & Kipp, N. G. (1972) A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology: application to a late Pleistocene caribbean core.- *in* Turekian, K. K. (ed.): The Late Cenozoic Glacial Ages.- Yale University Press, New Haven, London, 71-181.
- Iverson, R. L., Coachman, L. K., Cooney, R. T., English, T. S., Goering, J. J., Hunt, G. L. Jr., Macauley, M. C., McRoy, C. P., Reeburg, W. S., & Whitedge T. E. (1979) Ecological significance of fronts in the southeastern Bering Sea.- *in* Livingston, R. J. (ed.): Ecological Processes in Coastal and Marine Systems, Plenum Press, New York, London, 437-466.
- Jansen, E., Sjoeholm, J., Bleil, U., & Erichsen, J. A. (1990) Neogene and Pleistocene glaciations in the Northern Hemisphere and late Miocene - Pliocene global ice volume fluctuations: evidence from the Norwegian Sea.- *in* Bleil, U., & Thiede, J. (eds.) Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic.- NATO ASI Series, Ser. C, **308**, 677-705.
- Joergensen, E. (1905) The protist plankton and the diatoms in bottom samples.- *in* Nordgaard, O. (ed.) Hydrographical and biological investigations in Norwegian Fjords.- Bergens Museum Skrift., 254 p.
- Johnson, G. L., Voigt, P. R., & Schneider, E. D. (1971) Morphology of the northeastern Atlantic and Labrador Sea.- *Dt. Hydrogr. Zeitschr.*, **24**, 49-73.
- Jousé, A. P. (1959) Principal development stages of marine diatoms of the far east in the Tertiary and Quaternary periods.- *Botan. Zhurn.* **44** (1), 44.
- Jousé, A. P. (1967) Diatom floras and the history of Okhotsk and Bering Seas.- *in* Hopkins, D. M. (ed.) The Bering Land Bridge.- Stanford University Press, 369-372.

- Jousé, A. P. (1968) Species novae Bacillariophytorum in sedimentis fundi Oceani Pacifici et Maris Ochotensis inventae.- Akad. Nauk. SSSR, Botan. Inst., Nov. syst. plant. non vasc., Moskau, 3, 12.
- Jousé, A. P. (1971) Diatoms in Pleistocene sediments from the northern Pacific Ocean.- *in* Funnell, B. M., & Riedel, W. R. (eds.): *The Micropaleontology of the Oceans*, Cambridge University Press, Cambridge, 407-421.
- Jousé, A. P. (1974) Diatoms in the Oligocene-Miocene biostratigraphic zones of the tropical areas of the Pacific Ocean.- *Beih. Nova Hedw.*, 45, 333-364.
- Jousé, A. P. (1977) Atlas of microorganisms in bottom sediments of the oceans - Diatoms, Radiolaria, Silicoflagellates and Coccoliths.- Nauka, Moskau.
- Jousé, A. P., Kozlova, O. G., & Muhina, V. V. (1971) Distribution of diatoms in the surface layer of sediment from the Pacific Ocean.- *in* Funnell, B. M., & Riedel, W. R. (eds.): *The Micropaleontology of the Oceans*, Cambridge University Press, Cambridge, 263-268.
- Kaminski, M. A., Gradstein, F. M., Scott, D. B., & Mackinnon, K. D. (1989) Neogene benthic foraminifer biostratigraphy and deep-water history of Sites 645, 646, and 647, Baffin Bay and Labrador Sea.- *in* Srivastava, S. P., Arthur, M., Clement, B., et al.: *Proc. ODP, Sci. Results*, 105, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 731-756.
- Kanaya, T. (1959) Miocene diatom assemblages from the Onnagawa Formation and their distribution in the correlative formations in Northeast Japan.- *Sci. Rept. Tohoku Univ. 2nd Ser., Geol.*, 30, 1.
- Kanaya, T. (1971) Some aspects of pre-Quaternary diatoms in the oceans.- *in* Funnell, B. M., & Riedel, W. R. (eds.): *The Micropaleontology of the Oceans*, Cambridge University Press, Cambridge, 545-565.
- Kanaya, T., & Koizumi, I. (1966) Interpretation of diatom thanatocoenoses from the North Pacific applied to a study of Core V20-130 (studies of a deep-sea Core V20-130. Part IV).- *Sci. Rep. Tohoku Univ., 2nd ser. (Geol.)*, 37 (2), 89-130.
- Kennett, J. P. (1982) *Marine geology*.- Prentice Hall, London, 813 p.
- Keigwin, L. D. (1978) Pliocene closing of the Isthmus of Panama, based on biostratigraphic evidence from nearby Pacific Ocean and Caribbean Sea cores.- *Geology*, 6, 630-634.
- Kidd, R. B., & Hill, P. R. (1986) Sedimentation on mid-ocean sediment drifts.- *in* Summerhayes, C. P., & Shackleton, N. J. (eds.) *North Atlantic Paleooceanography*, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 21, 87-102.
- Kidd, R. B., & Hill, P. R. (1987) Sedimentation on Feni and Gardar sediment drifts.- *in* Ruddiman, W. F., Kidd, R. B., Thomas, E., et al.: *Init. Repts. DSDP*, 94, Washington (U. S. Government Printing Office), 1217-1244.
- Knaack, J. J., Sarnthein, M., & Treppke, U. (1992) Primary production: the diatom record in east Atlantic surface sediments.- *Geomar Rep.* 15, Ber.-Repts., *Geol. Paläont. Inst. Kiel Nr.* 57, 167 (Abstract).
- Koc Karpuz, N. (1989) Surface sediment diatom distribution and Holocene paleotemperature variations in the GIN Sea.- *Cand. Scient. Thesis, Univ. Bergen*, 199 p.
- Koc Karpuz, N., & Schrader, H. (1990) Surface sediment diatom distribution and Holocene paleotemperature variations in the Greenland, Iceland and Norwegian Sea.- *Paleoceanogr.*, 5 (4), 557-580.
- Koc Karpuz, N., & Jansen, E. (1992) A high-resolution diatom record of the last deglaciation from the SE Norwegian Sea: documentation of rapid climatic changes.- *Paleoceanogr.*, 7 (4), 499-520.
- Koizumi, I. (1968) Tertiary diatom flora of the Oga Peninsula, Akita Prefecture, Northeast Japan.- *Sci. Rept. Tohoku Univ. 2nd Ser. (Geology)*, 40 (3), 171-240.
- Koizumi, I. (1972) Marine diatom flora of the Pliocene Tatsunokuchi Formation in Fukushima Prefecture.- *Trans. Proc. Palaeontol. Soc. Japan, new ser.*, 86, 340-359.

- Koizumi, I. (1975) Neogene diatoms from the western margin of the Pacific Ocean, Leg 31, Deep Sea Drilling Project.- *in* Karig, D. E., Ingle, J. C., Jr., et al., Init. Repts. DSDP, **31**, Washington (U. S. Government Printing Office), 779-819.
- Koizumi, I. (1980) Neogene diatoms from the Emperor Seamount chain, Leg 55, Deep Sea Drilling Project.- *in* Jackson, E. D., Koizumi, I., et al., Init. Repts. DSDP, **55**, Washington (U.S. Government Printing Office), 387-408.
- Koizumi, I., & Tanimura, Y. (1985) Neogene diatom biostratigraphy of the middle latitude western North Pacific, Deep Sea Drilling Project Leg 86.- *in* Heath, G. R., Burckle, L. H., et al., Init. Repts. DSDP, **86**, Washington (U.S. Government Printing Office), 269-300.
- Koizumi, I. (1986) Pliocene and Pleistocene diatom datum levels related with paleoceanography in the northwest Pacific.- *Mar. Micropal.*, **10**, 309-325.
- Koizumi, I. (1989) Holocene pulses of diatom growths in the warm Tsushima Current in the Japan Sea.- *Diat. Res.*, **4** (1), 55-68.
- Kolbe, R. W. (1955) Diatoms from equatorial Atlantic cores.- *Repts. Swed. Deep-Sea Exped.* **7** (3), 150-188.
- Koltermann, K. P. (1987) Die Tiefenwasserzirkulation der Grönland-See als Folge des thermohalinen Systems des Europäischen Nordmeeres.- Dissertation, Universität Hamburg, 287 p.
- Lackschewitz, K. S. (1991) Sedimentationsprozesse am aktiven mittelozeanischen Kolbeinsey Rücken (nördlich von Island).- *Geomar Report*, **9**, 133 p.
- Lauder, H. S. (1864) On new diatoms.- *Trans. Microsc. Soc. London*, **12**, 6-8.
- Lisitzin, A. P. (1971) Distribution of siliceous microfossils in suspension and in bottom sediments.- *in* Funnell, B. M., & Riedel, W. R. (eds.): *The Micropaleontology of the Oceans*, Cambridge University Press, Cambridge, 173-195.
- Lisitzin, A. P. (1972) Sedimentation in the World Oceans.- *SEPM Spec. Publ.*, **17**, 218 p.
- Livingston, R. J. (1979) *Ecological Processes in Coastal and Marine Systems*.- *Mar. Sci.*, **10**, Plenum Press, New York, London, 548 S.
- Locker, S. & Martini, E. (1989) Cenozoic silicoflagellates, ebridians and actiniscidians from the Vöring Plateau (ODP Leg 104).- *in* Eldholm, O. Thiede, J., Taylor, E., et al.: *Proc. ODP, Sci. Results*, **104**, 543-585.
- Lohman, K. E. (1941) Geology and biology of North Atlantic deep-sea cores between Newfoundland and Ireland, Part 3. Diatomaceae.- *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* **196-B**, 55-93.
- Lohman, K. E. (1948) Middle Miocene diatoms from the Hammond Well.- *in* *Cretaceous and Tertiary subsurface Geology*.- Maryland Dept. Geol., Mines and Water Res. Bull., **2**, 151-187, 331-333.
- Mahood, A. D., Fryxell, G. A., & McMillan, M. (1986) The diatom genus *Thalassiosira*: species from the San Francisco Bay system.- *Proc. Calif. Acad. Sci.*, **44** (8), 127-156.
- Malberg, H. (1985) *Meteorologie und Klimatologie: Eine Einführung*.- Springer, Berlin, Heidelberg, 299 S.
- Martinson, D. G., Nicklas, G. P., Hays, J. D., Imbrie, J., Moore, T. C., & Shackleton, N. J. (1987) Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300.000 years chronostratigraphy.- *Quat. Res.*, **27** (1), 1-29.
- Mathewes, W. H. (1989) Neogene Chilicotin basalts in south-central British Columbia: Geology, ages and geomorphic history.- *Can. J. Earth Sci.*, **26**, 969-982.
- Maynard, N. G. (1976) Relationship between diatoms in surface sediments of the Atlantic Ocean and the biological and physical oceanography of overlying waters.- *Paleobiol.*, **2**, 99-121

- Maynard, N. G., & Kipp, N. G. (1975) The Atlantic Ocean 18,000 years BP as reflected by the diatom distribution.- Ninth Int. Sedimentol. Congr., Nice, France. Theme 1: 120-124.
- Meinke, J. (1983) The modern current regime across the Greenland-Scotland Ridge.- *in* Bott, H. P., Saxov, S., Talwani, M. & Thiede, J. (eds.) Structure and development of the Greenland-Scotland Ridge, NATO Conference Series, Plenum Press, 637-650.
- Menzel, D. W. & J. P. Spaeth (1962a) Occurrence of Vitamin B12 in the Sargasso Sea.- *Limnol. Oceanogr.*, **7**, 151-154.
- Menzel, D. W. & J. P. Spaeth (1962b) Occurrence of Iron in the Sargasso Sea off Bermuda.- *Limnol. Oceanogr.*, **7**, 155-159.
- Monjanel, A.-L., & Baldauf, J. G. (1989) Miocene to Holocene diatom biostratigraphy from Baffin Bay and Labrador Sea, Ocean Drilling Program sites 645 and 646.- *in* Srivastava, S. P., Arthur, M., Clement, B., et al.: Proc. ODP, Sci. Results, **105**, 305-322.
- Moore, T. C. Jr. (1973) Method of randomly distributing grains for microscopic examination.- *J. Sed. Petr.*, **43**, 904-906.
- Muchina, V. V. (1965) De speciebus diatomearum novis e depositibus partis aequatorialis oceani pacifici.- *Akad. Sci. USSR, Inst. Bot. Nominae V. L. Kamarovii, Moskau, Leningrad*, 22-25.
- Müller, O. (1906) Pleomorphismus, Auxosporen und Dauersporen bei *Melosira*-Arten.- *Jahrb. wiss. Bot.*, **43**.
- Mudie, P. J., De Vernal, A., & Head, M. J. (1990) Neogene to Recent palynostratigraphy of circum-arctic basins: results of ODP-Leg 104, Norwegian Sea, Leg 105, Baffin Bay, and DSDP Site 611, Irminger Sea.- *in* Bleil, U., & Thiede, J. (eds.): Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic.- NATO ASI Series, Ser. C, **308**, 609-646.
- Murray, J. W., Weston, J. F., Haddon, C. A., & Powell, A. D. J. (1986) Miocene to Recent bottom water masses of the north-east Atlantic: an analysis of benthic foraminifera.- *in* Summerhayes, C. P., & Shackleton, N. J. (eds.): North Atlantic Paleoceanography, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **21**, 219-230.
- Nürnberg, D. (1991) Haupt- und Spurenelemente in Foraminiferengehäusen - Hinweise auf klimatische und ozeanographische Änderungen im nördlichen Nordatlantik während des Spätquartärs.- *Geomar Report* **8**.
- Peragallo, H. (1892) Monographie du genre *Rhizosolenia* et sur quelques genres voisins.- *Le Diatomiste*, **1**, 79, 99.
- Peragallo, H., & Peragallo, M. (1901) Diatomées marines de France et des districts maritimes voisins.- *Atlas, Grez-sur-Loing*, 137 pls.
- Pichon, J. J., Labracherie, M., Labeyrie, L. D., & Duprat, J. (1987) Transfer functions between diatom assemblages and surface hydrology in the Southern Ocean.- *Palaeogeog. Palaeoclim. Palaeoecol.*, **61**, 79-95.
- Pickard, G. L., & Emery, W. J. (1982) Descriptive physical oceanography - an introduction.- Pergamon Press, Oxford, 249 p.
- Pokras, E. M., & Molino, B. (1986) Oceanographic control of diatom abundances and species distributions in surface sediments of the tropical and southeast Atlantic.- *Mar. Micropal.*, **10**, 165-188.
- Pritchard (1861) A history of infusoria, living and fossil.- Ed. IV, revised and enlarged. London, 968 p.
- Proshkina-Lavrenko A. I. (1961) Diatomeae novae e Mari Nigro (Ponto Euxino) et Azoviano (Maeotico).- *Notul. Syst. Inst. cryptog. URSS*, **14**, 33-39.
- Proshkina-Lavrenko A. I. (1974) The diatoms of the USSR - fossil and recent Volume 1.- Nauka, Leningrad, 372 p.
- Radach, G., & Berg, J. (1986) Trends in den Konzentrationen der Nährstoffe und des Phytoplanktons in der Helgoländer Bucht (Helgoland Reede Daten).- *Ber. Biol. Anst. Helgoland* **2**, 1-65.

- Radach, G., & Bohle-Carbonell, M. (1988) Struktureigenschaften der Langzeitreihen der meteorologischen und hydrographischen Situation, der Nährstoffverhältnisse und der Phytoplankton-Populationen in der Deutschen Bucht bei Helgoland.- Abschlußbericht Teilvorhaben 20 von Eutrophierung der Nord- und Ostsee, Umweltbundesamt, 453 pp.
- Radach, G., Schönfeld, W., & Lenhard, H. (1990) Nährstoffe in der Nordsee-Eutrophierung, Hypertrophierung und deren Auswirkungen.- in Lozán, J. L., Lenz, W., Rachor, E., Watermann, B. & Westernhagen H. v. (eds.): Warnsignale aus der Nordsee: wissenschaftliche Fakten.- P. Parey, Hamburg, p.48-65.
- Rattray, J. (1890) A revision of the genus *Actinocyclus* Ehrenberg.- J. Quekett Micros. Club. 2nd Ser., 4, 137.
- Raymo, M. E., Ruddiman, W. F., & Clement, B. M. (1987) Pliocene-Pleistocene paleoceanography of the North Atlantic at Deep Sea Drilling Project Site 609.- in Ruddiman, W. F., Kidd, R. B., Thomas, E., et al.: Init. Repts. DSDP, 94, Washington (U. S. Government Printing Office), 895-901.
- Raymont, J. E. G. (1980) Plankton and Productivity in the Oceans, Vol. 1 - Phytoplankton.- Pergamon Press, Oxford, 489 S.
- Rey, F. (1981) The development of the spring phytoplankton outburst at selected sites off the Norwegian coast.- in Saetre, R. & M. Mork (eds.): The Norwegian Coastal Current.- Proc. Norw. Coast. Curr. Symp., 649-680.
- Richert, P. (1977) Relationship between diatom biocoenoses and taphocoenoses in upwelling areas off West Africa.- Nova Hedwigia Beih., 54, 408 (Abstract).
- Ross, R., Cox, E. J., Karayeva, N. I., Mann, D. G., Paddock, T. B. B., Simonsen, R., & Sims, P. A. (1979) An amended terminology for the siliceous components of the diatom cell.- Nova Hedwigia Beih., 64, 513-533.
- Ruddiman, W. F., & McIntyre, A. (1977) Late Quaternary surface ocean kinematics and climatic change in the high-latitude North Atlantic.- J. Geophys. Res., 82, 3877-3887.
- Ruddiman, W. F., Raymo, M. E., & McIntyre, A. (1986) Matuyama 41.000-year cycles: North Atlantic Ocean and Northern Hemisphere ice sheets.- Earth Planet. Sci. Lett., 80, 117-129.
- Ruddiman, W. F., Shackleton, N. J., & McIntyre, A. (1986) North Atlantic sea-surface temperatures for the last 1.1 million years.- in Summerhayes, C. P., & Shackleton, N. J. (eds.): North Atlantic Paleoceanography, Geol. Soc. Spec. Publ., 21, 155-173.
- Ruddiman, W. F., Kidd, R. B., Thomas, E., et al. (1987a) Init. Repts. DSDP, 94, Washington (U. S. Government Printing Office).
- Ruddiman, W. F., Sarnthein, M., Baldauf, J. et al. (1987b) Proc. ODP, Init. Repts., 108, College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Ruddiman, W. F., & Raymo, M. E. (1988) Northern Hemisphere climate régimes during the past 3 Ma: possible tectonic connections.- Phil. Trans. R. Soc. Lond., B 318, 411-430.
- Ruddiman, W. F., & Kutzbach, J. E. (1991) Plateaubildung und Klimaänderung.- Spektrum d. Wiss., Mai 1991, 114-125.
- Rump-Schenk, B. (1988) Diatomeenuntersuchungen an quartären Sedimenten des Europäischen Nordmeeres.- unveröff. Diplomarbeit, Geol.-Paläont. Inst., CAU Kiel.
- Sakshaug, E. (1976) Dynamics of phytoplankton blooms in Norwegian fjords and coastal waters.- in Skreslet, S., Leineboe, R., Matthews, J. B. L. & Sakshaug, E. (eds.): Fresh Water on the Sea.- The Association of Norwegian Oceanographers, Oslo, pp. 139-143.
- Sakshaug, E., Mykkestad, S., Andresen, K., Hegseth, E. N. & Joergensen L. (1981) Phytoplankton off the Moere Coast in 1975-1979: distribution, species composition, chemical composition and conditions for growth.- in Saetre, R. & M. Mork (eds.): The Norwegian Coastal Current.- Proc. Norw. Coast. Curr. Symp., 681-711.

- Sakshaug, E., & Holm-Hansen, O. (1984) Factors governing pelagic production in polar oceans.- *in* Holm-Hansen, O., Boils, L., Gilles, R. (eds.): Marine phytoplankton and productivity.- Lecture note on coastal and estuarine studies, **8**, Springer, New York, Heidelberg, Berlin, 1-18.
- Samtleben, C., & Schäfer, P. (in press) Palökologie des Pelagials.- Tätigkeitsbericht TP B3 1991-92-93, (Mitarbeiter: Andrleit, H., Baumann, A., Baumann, K.-H., Kohly, A., & Schröder, A.).
- Sancetta, C. (1982) Distribution of diatom species in surface sediments of the Bering and Okhotsk seas.- *Micropal.*, **28** (3), 221-257.
- Sancetta, C. (1985) Late Pleistocene (Brunhes) diatom record at Site 580.- *in* Heath, G. R., Burckle, L. H., et al.: Init. Repts. DSDP, **86**, Washington (U. S. Government Printing Office), 423-427.
- Sarnthein, M., & Fenner, J. (1988) Global wind-induced change of deep-sea sediment budgets, new ocean production and CO₂ reservoirs ca. 3.3-2.35 Ma BP.- *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **B 318**, 487-504.
- Saryniga, R. N. (1972) Conditions of origin of cold deep-sea waters in the Bear-Island Channel.- *in* Lee, A. J. & Chernock, H. (eds.) Proceedings of a Symposium held in Dublin 25-27 September 1969, ICES Copenhagen.
- Schmidt, A. (1874) Atlas der Diatomaceen-Kunde.- Leipzig, Berlin. Fortgeführt durch Schmidt, M., Fricke, F., Heiden, H., Müller, O., & Hustedt, F., 1874-1959), Reprint: Koeltz, Koenigstein, 1984.
- Schmincke, H.-U., & Bogaard, P. v. d. (1991) Tephra layers and tephra events.- *in* Einsele, G., Ricken, W., & Seilacher, A. (eds.): Cycles and Events in Stratigraphy.- Springer, Berlin Heidelberg, New York, 392-429.
- Schnitker, D. (1986) North-east Atlantic Neogene benthic foraminiferal faunas: tracers of deep-water palaeoceanography.- *in* Summerhayes, C. P., & Shackleton, N. J. (eds.): North Atlantic Paleoceanography, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **21**, 191-203.
- Schrader, H.-J. (1971) Fecal pellets: role in sedimentation of pelagic diatoms.- *Science*, **174**, 55-57.
- Schrader, H.-J. (1973) Cenozoic diatoms from the northeast Pacific, Leg 18.- *in* Kulm, L. D., von Huene, R., et al.: Init. Repts. DSDP, **18**, Washington (U. S. Government Printing Office) 673-797.
- Schrader, H.-J. (1974) Cenozoic marine planktonic diatom stratigraphy of the tropical Indian Ocean.- *in* Fisher, R. L., Bruce, E. T., et al.: Init. Repts. DSDP, **24**, Washington (U. S. Government Printing Office), 887-967.
- Schrader, H.-J., & Fenner, J. (1976) Norwegian Sea Cenozoic diatom biostratigraphy and taxonomy.- *in* Talwani, M., Udintsev, G., et al.: Init. Repts. DSDP, **38**, Washington (U. S. Government Printing Office), 921-1099.
- Schrader, H.-J., & Gersonde, R. (1978) Diatoms and Silicoflagellates.- *in* Zachariasse et al. (eds.) Micropaleontological counting methods and techniques - an exercise on an eight meters section of the lower Pliocene of Capo Rosello, Sicily.- *Utrecht Micropal. Bull.* **17**, 129-176.
- Schrader, H.-J., & Schuette, G. (1981) Marine diatoms.- *in* Emiliani, C. (ed.): The Sea, Vol. 7: The oceanic lithosphere.- 1179-1232.
- Schrader, H.-J., & Koc Karpuz, N. (1990) Norwegian-Iceland Seas: transfer functions between marine planktic diatoms and surface water temperature.- *in* Bleil, U., & Thiede, J. (eds.): Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic.- NATO ASI Series, Ser. C, **308**, 337-361.
- Schütt, F. (1893) Das Pflanzenleben der Hochsee.- Kiel, Leipzig.
- Schuette, G., & Schrader, H.-J. (1979) Diatom taphocoenoses in the coastal upwelling area off western South America.- *Nova Hedwigia Beih.*, **64**, 359-378.
- Schulz, P. (1935) Diatomeen aus senonen Schwammgesteinen der Danziger Bucht.- *Botan. Archiv*, **37**, 383-413.
- Schwarzbach, M. (1974) Das Klima der Vorzeit - Eine Einführung in die Paläoklimatologie.- Enke, Stuttgart, 380 p.

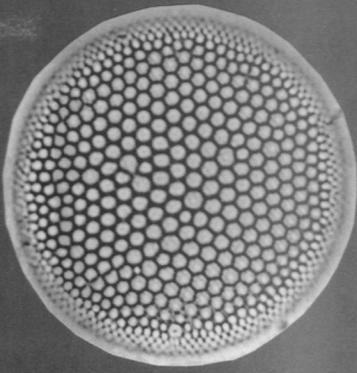
- Shackleton, N. J., Backman, J., Zimmermann, H. B., Kent, D. V., Hall, M. A., Roberts, D. G., Schnitker, D., Baldauf, J. G., Desprairies, A., Hornighausen, R., Huddleston, P., Keene, J. B., Kaltenback, A. J., Krumstieck, K. A. D., Morton, A. C., Murray, J. W., & Westberg-Smith, J. (1984) Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting and history of glaciation in the northeast Atlantic.- *Nature*, **307**, 620-623.
- Shackleton, N. J., Imbrie, J., & Pisias, N. G. (1988) The evolution of oceanic oxygen-isotope variability in the North Atlantic over the past three million years.- *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **B 318**, 679-688.
- Simonsen, R. (1974) The diatom plankton of the Indian Ocean expedition of R/V "Meteor" 1964-1965.- "Meteor" *Forsch.-Erg.*, **D (19)**, 1-107.
- Smayda, T. J. (1958) Biogeographical studies of marine phytoplankton.- *Oikos*, **9:II**, 158-191.
- Smetacek, V. S. (1985) Role of sinking in diatom life-history cycles: ecological, evolutionary and geological significance.- *Mar. Biol.*, **84**, 239-251.
- Smith, W. (1856) A synopsis of British Diatomaceae.- *Smith & Beck, London*, **2**, 1-104.
- Srivastava, S. P., Arthur, M., Clement, B., et al. (1987) *Proc. ODP, Init. Repts.*, **105**, 917 p.
- Srivastava, S. P., Arthur, M., Clement, B., et al. (1989) *Proc. ODP, Sci. Results*, **105**, 1038 p.
- Stabell, B. (1986) A diatom maximum horizon in upper Quaternary deposits.- *Geol. Rundsch.*, **75 (1)**, 175-184.
- Stein, R. (1984) Zur neogenen Klimaentwicklung in Nordwest-Afrika und Paläo-Ozeanographie im Nordost-Atlantik: Ergebnisse von DSDP Sites 141, 366, 397 und 544 B.- *Ber.-Repts., Geol. Paläont. Inst. Univ. Kiel*, **4**, 210 p.
- Stein, R. (1985) Late Neogene changes of paleoclimate and paleoproductivity off Northwest Africa (DSDP Site 397).- *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, **49**, 47-59.
- Stein, R., Sarnthein, M., Sündermann, J. (1986) Late Neogene submarine erosion events along the north-east Atlantic continental margin.- *in* Summerhayes, C. P., & Shackleton, N. J. (eds.): *North Atlantic Paleooceanography*, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **21**, 103-118.
- Stockwell, D. A., & Hargraves, P. E. (1986) Morphological variability within resting spores of the marine diatom genus *Chaetoceros* Ehrenberg.- *in* Richard, M. (ed.): *Proceedings of the 8th International Diatom Symposium*, O. Koeltz, Koenigstein, 81-95.
- Swift, J. H. (1986) The Arctic Waters.- *in* Hurdle, B. G. (ed.) *The Nordic Seas*, Springer, New York-Berlin-Heidelberg, 129-153.
- Sverdrup, H. U., Johnson, M. W. & Fleming R. H. (1942) *The Oceans, Their Physics, Chemistry and General Biology*. Prentice Hall, Inc., New York. 1087 p.
- Tempère, J.; & Peragallo, H. (1908) *Diatomées du Monde entier*.- Ed. II, 480 p.
- Thiede, J., Eldholm, O., & Taylor, E. (1989) Variability of Cenozoic Norwegian-Greenland Sea paleoceanography and Northern Hemisphere paleoclimate.- *in* Eldholm, O., Thiede, J., & Taylor, E., et al.: *Proc. ODP, Sci. Results*, **104**, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1067-1118.
- Thiede, J., Clark, D. L., & Herman, Y. (1990) Late Mesozoic and Cenozoic paleoceanography of the northern polar oceans.- *in* Grantz, A., Johnson, L., & Sweeney, J. F. (eds.) *The Arctic Ocean region. The Geology of North America*, **L**, 427-458.
- Van Heurck, H. (1883) *Synopsis des Diatomées de Belgique*.- Atlas, Pl. 104-132, Ducaju et Cie., Anvers.
- Van Landingham, S. L. (1967-1978) *Catalogue of fossil and recent genera and species of diatoms and their synonyms. A revision of F. W. Mills, An index to the genera and species of Diatomaceae and their synonyms. J. Kramer Lehre*, Bde. 1-8.

- Vekshina, V. N. (1961) Novyi rod i novyi diatomovykh vodoroslei iz melovykh i paleogenovykh otlozhenij Zapadno-Sibirskoj nizmennosti.- Tr. SNIIGIMS, **15**, 83-93.
- Venrick, E. L. (1969) The distribution and ecology of oceanic diatoms in the North Pacific.- Ph. D. thesis. University of California, San Diego.
- Venrick, E. L. (1971) Recurrent groups of diatom species in the North Pacific.- *Ecology*, **52**, 614-625.
- Vogelsang, E. (1990) Paläo-Ozeanographie des Europäischen Nordmeeres an Hand stabiler Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope.- Ber. SFB 313, **23**, CAU Kiel, 136 p.
- Wallich, G. C. (1860) On the siliceous organisms found in the digestive cavities of the Salpae, and their relation to the Flint nodules of the Chalk Formation.- *Micr. Soc. Lond. Trans.*, **8**, 36-55.
- Warnke, D. A., & Hansen, M. E. (1977) Sediments of glacial origin in the area of operations DSDP Leg 38 (Norwegian-Greenland Sea): Preliminary results from sites 336-344.- *Ber. Natur. Ges. Freiburg i. Br.*, **67**, 371-392.
- Wenzel, M. K. C. (1986) Die mittlere Zirkulation des Nordatlantik auf der Grundlage klimatologischer und hydrographischer Daten.- *Ber. IFM*, **157**, CAU Kiel, 109 p.
- Werner, D. (1977) The Biology of Diatoms.- Botanical Monographs Vol. **13**, University of California Press, Berkeley, Los Angeles.
- Williams, D. F., & Fillon, R. H. (1986) Meltwater influences and paleocirculation changes in the North Atlantic during the last glacial termination.- *in* Summerhayes, C. P., & Shackleton, N. J. (eds.): North Atlantic Paleoceanography, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **21**, 175-180.
- Williams, K. M. (1986) Recent arctic marine diatom assemblages from bottom sediments in Baffin Bay and Davis Strait.- *Mar. Micropal.*, **10**, 327-341.
- Wise, S. W., Gombos, A. M., & Muza, J. P. (1985) Cenozoic evolution of polar water masses, southwest Atlantic Ocean.- *in* Hsü, K. J., & Weissert, H. J. (eds.) South Atlantic Paleoceanography, Cambridge University Press, Cambridge, 350 p.
- Wiseman, J. D. H., & Hendey, N. I. (1953) The significance and diatom content of a deep-sea floor sample from the neighbourhood of the greatest oceanic depth.- *Deep-Sea Res.*, **1**, 47-59.
- Wolf, T. C. W. (1991) Paläo-ozeanographisch-klimatische Entwicklung des nördlichen Nordatlantiks seit dem späten Neogen (ODP Legs 105 und 104, DSDP Leg 81).- *Geomar Report* **5**, 92 p.
- Wolf, T. C. W., & Thiede, J. (1991) History of terrigenous sedimentation during the past 10 m.y. in the North Atlantic (ODP Legs 104 and 105 and DSDP Leg 81).- *Mar. Geol.*, **101**, 83-102.
- Wolfe, J. A. (1985) Distribution of major vegetational types during the Tertiary.- *in* Sundquist, E. T., & Broecker, W. S. (eds.): The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂.- *Geophys. Monogr.* **32**, Amer. Geophys. Union, 357-375.
- Worthington, L. V. (1976) On the North Atlantic circulation.- *John Hopkins Oceanographic Studies*, **6**, 110 p.

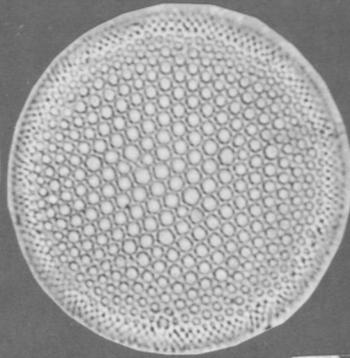
Tafel 1

- 1a/b: *Roperia tessellata* (Roper) Grunow 1883
Bohrung 610 A: 14-1-122
- 2: *Azpeitia nodulifer* (Schmidt) Fryxell & Sims 1986
Bohrung 610 A: 14-1-122
- 3: *Hemidiscus cuneiformis* Wallich 1860
Bohrung 610 A: 17-3-46
- 4a/b: *Stephanopyxis turris* (Greville & Arnott) Ralfs 1861
Bohrung 610 A: 15-3-91
- 5: *Thalassiosira oestrupii* (Ostenfeld) Hasle 1972
Bohrung 610 A: 16-3-16
- 6: *Thalassiosira oestrupii* (Ostenfeld) Hasle 1972
Bohrung 610 A: 15-4-149
- 7: *Thalassiosira oestrupii* (Ostenfeld) Hasle 1972
Bohrung 610 A: 14-1-122
- 8: *Thalassionema nitzschioides* (Grunow) Peragallo & Peragallo
1901
Bohrung 610 A: 14-4-136
- 9: *Thalassionema nitzschioides* (Grunow) Peragallo & Peragallo 1901
Bohrung 610 A: 14-2-77
- 10: *Thalassiothrix longissima* (Cleve) Cleve & Grunow 1880
Bohrung 610 A: 14-2-77

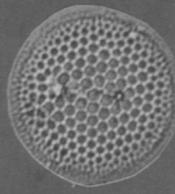
Der Maßstab für die lichtmikroskopischen Aufnahmen 1-6 und 8 entspricht 10 µm.



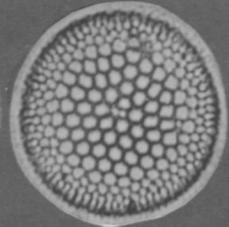
1a



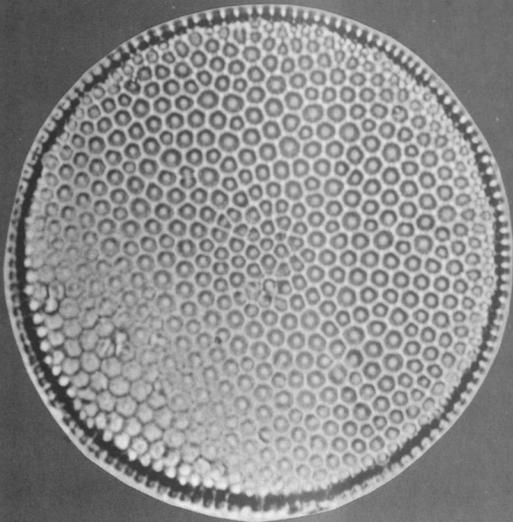
1b



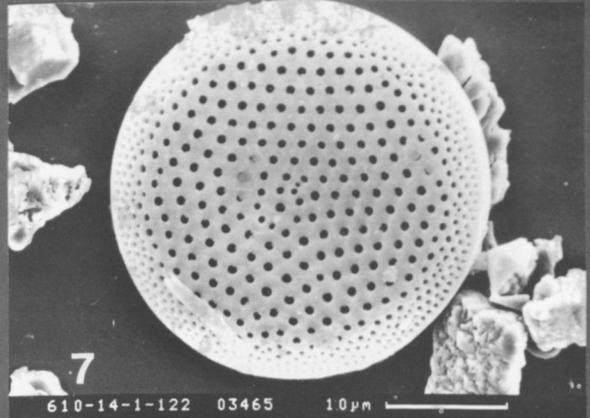
5



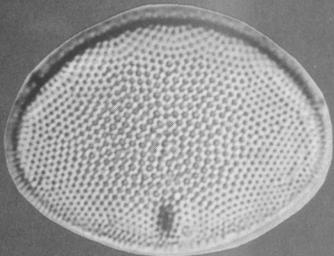
6



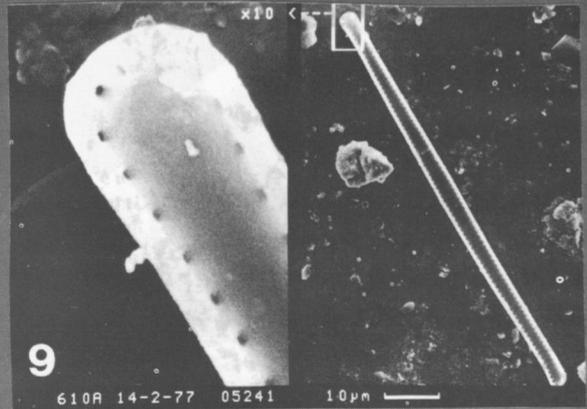
2



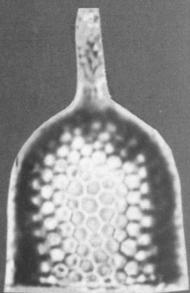
7



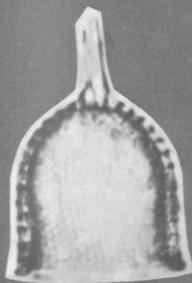
3



9



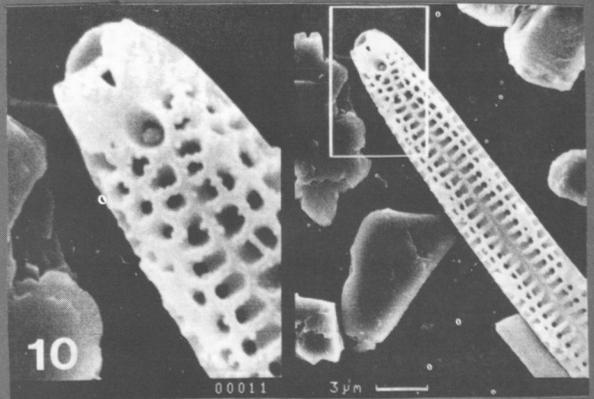
4a



4b



8

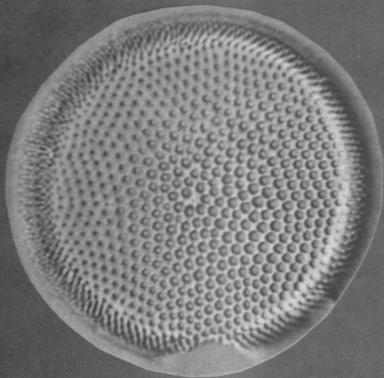


10

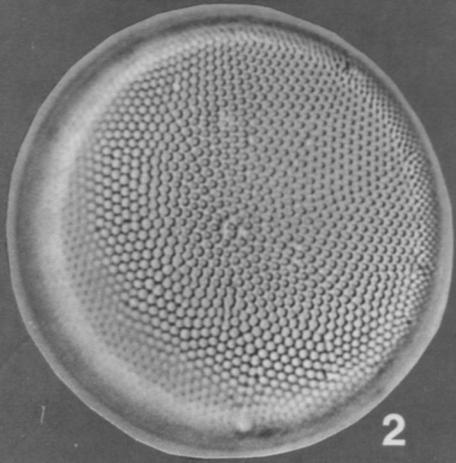
Tafel 2

- 1: *Actinocyclus curvatulus* Janisch 1878
Bohrung 646 B: 20-3-104
- 2: *Actinocyclus curvatulus* Janisch 1878
Kern K708-7: 455 cm
- 3a-c: *Actinocyclus curvatulus* Janisch 1878
Bohrung 610 A: 14-2-77
- 3a: Anblick der Schale von außen und oben
3b: Anblick der Schale von außen, um 50° gekippt
3c: Detailaufnahme mit fraglichem Pseudonodulus
- 4: *Actinocyclus curvatulus* Janisch 1878
Bohrung 610 A 14-2-77
Ansicht einer angelösten Schale von innen
- 5: *Actinocyclus curvatulus* Janisch 1878
Bohrung 610 A: 14-1-46
- 5a: Ansicht einer gut erhaltenen Schale von innen
5b: gleiche Schale wie in 5a um 45° gekippt

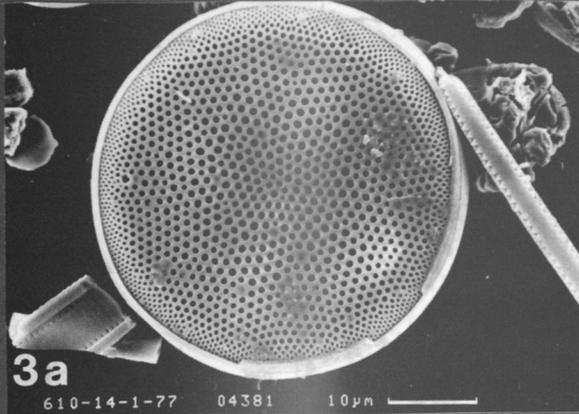
Der Maßstab für die lichtmikroskopischen Aufnahmen 1 und 2 entspricht 10 µm.



1

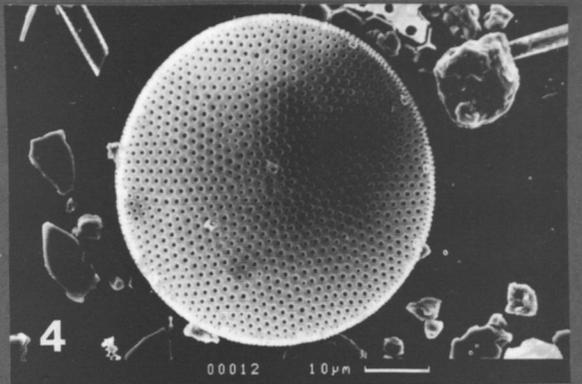


2



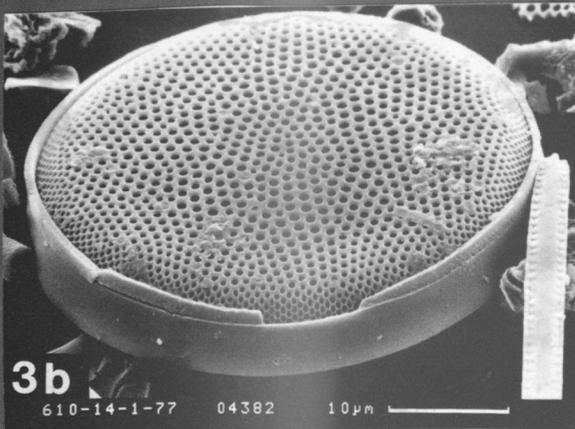
3a

610-14-1-77 04381 10µm



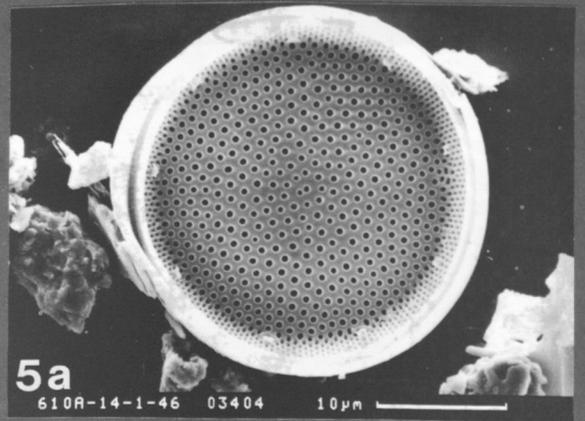
4

00012 10µm



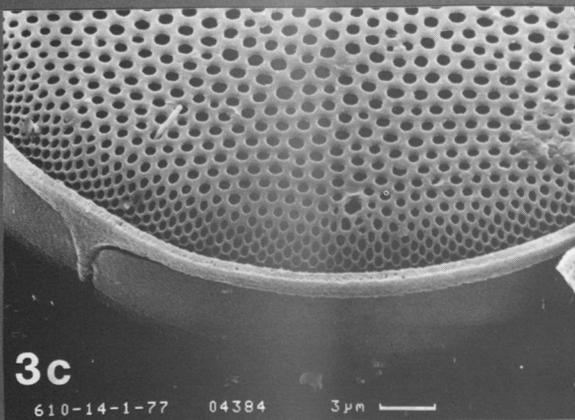
3b

610-14-1-77 04382 10µm



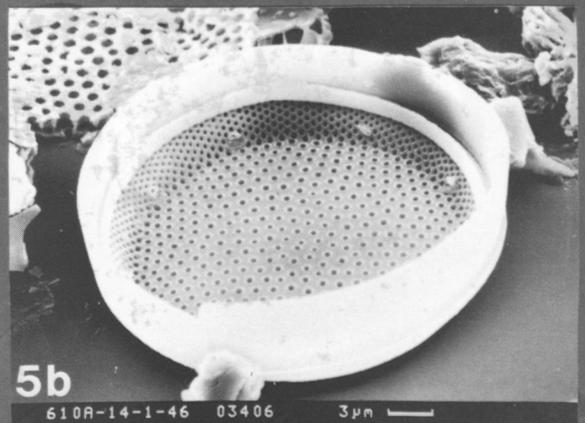
5a

610A-14-1-46 03404 10µm



3c

610-14-1-77 04384 3µm



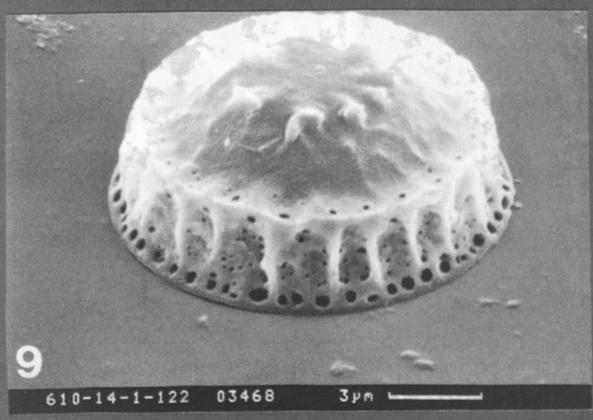
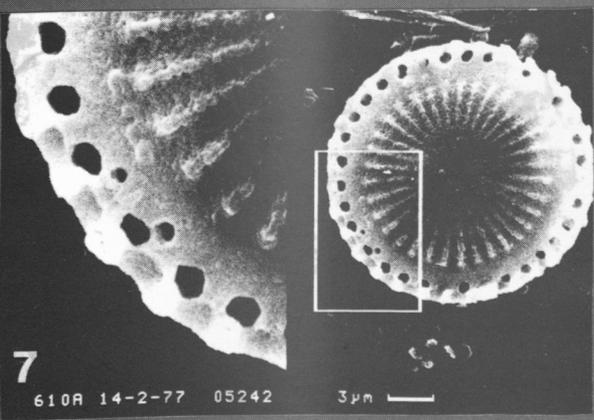
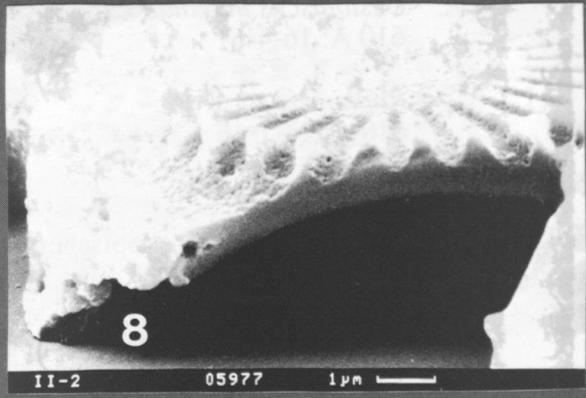
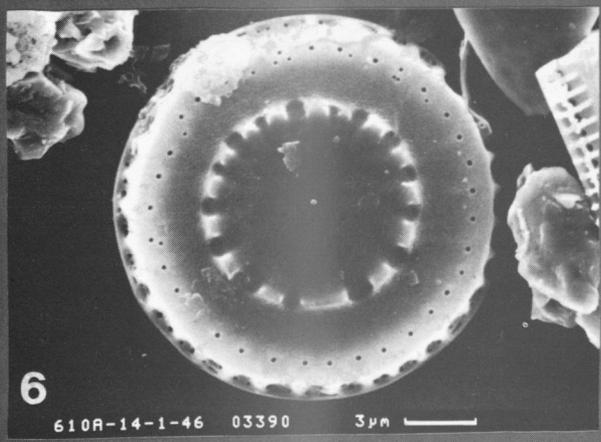
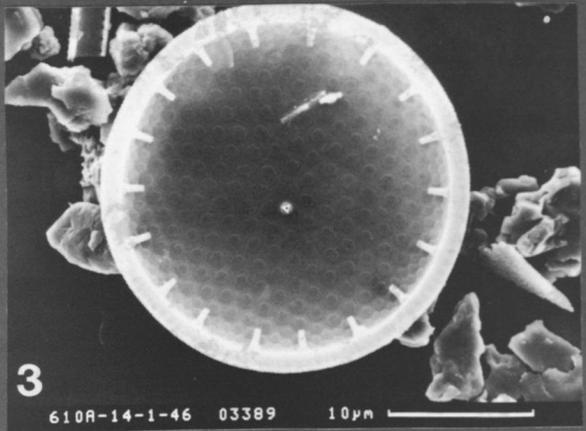
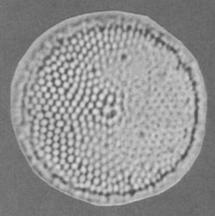
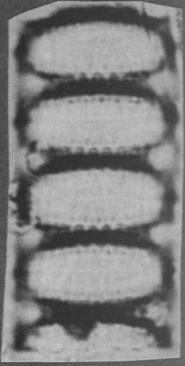
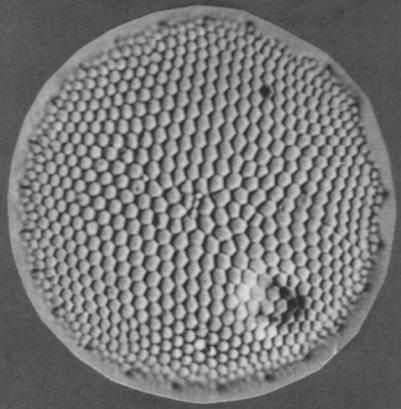
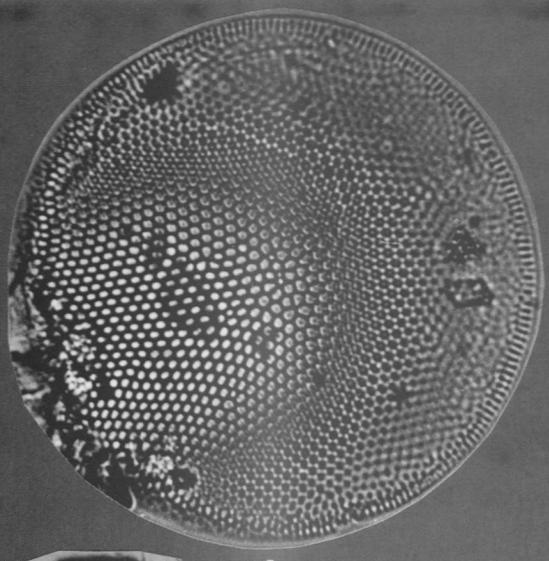
5b

610A-14-1-46 03406 3µm

Tafel 3

- 1: *Thalassiosira trifulta* Fryxell 1979
Kern K708-7: 85 cm
- 2: *Thalassiosira trifulta* Fryxell 1979
Kern K708-7: 195 cm
- 3: *Thalassiosira trifulta* Fryxell 1979
Bohrung 610 A: 14-1-46
- 4: *Thalassiosira gravida* Cleve 1896
Kern K708-7: 23 cm
- 5: *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve 1873
Bohrung 610 A: 14-2-77
- 6: *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve 1873
Bohrung 610 A: 14-1-46
- 7: *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve 1873
Bohrung 610 A: 14-2-77
- 8: *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve 1873
Bohrung 610 A: 14-1-34
- 9: *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve 1873
Bohrung 610 A: 14-1-122

Der Maßstab für die lichtmikroskopischen Aufnahmen 1, 2, 4 und 5 entspricht 10 µm.

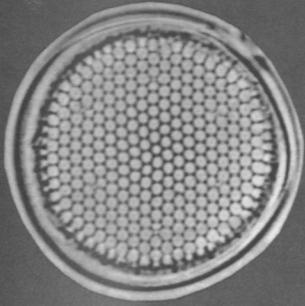
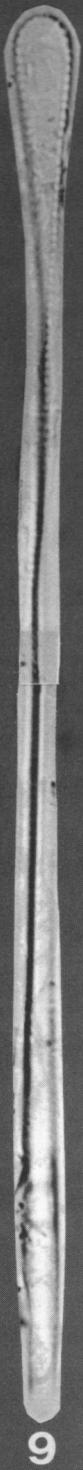


Tafel 4

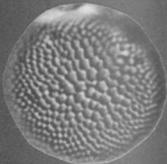
- 1: *Thalassiosira* sp. 1
Bohrung 610 A: 14-1-46
- 2: *Thalassiosira* sp. 1
Bohrung 610 A: 14-1-46
- 3: *Thalassiosira* sp. 2
Kern K708-7: 445 cm
- 4: *Thalassiosira* sp. 2
Bohrung 610 A: 17-2-91
- 5a/b: *Thalassiosira* sp. 2
Bohrung 610 A: 14-1-46
- 6: *Melosira granulata* (Ehrenberg) Ralfs 1861
Bohrung 610 A: 14-1-34
- 7: *Melosira islandica* Müller 1906
Bohrung 610 A: 14-6-106
- 8a/b: *Melosira islandica* Müller 1906
Bohrung 610 A: 14-1-46
- 9: *Thalassiothrix miocenica* Schrader 1973
610 A: 18-4-61
- 10: *Cestodiscus muhinae* Jousé 1974
610 A: 16-4-61
- 11: *Raphoneis* sp. 1
610 A: 14-1-46

Der Maßstab für die lichtmikroskopischen Aufnahmen 1,3, 4 und 6-10 entspricht 10 µm.

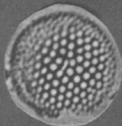
Tafel 4



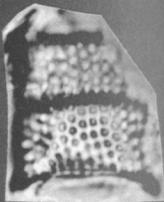
1



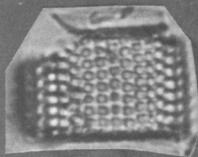
3



4



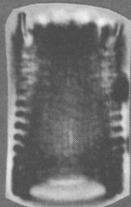
6



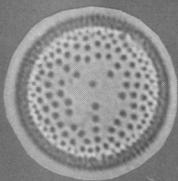
7



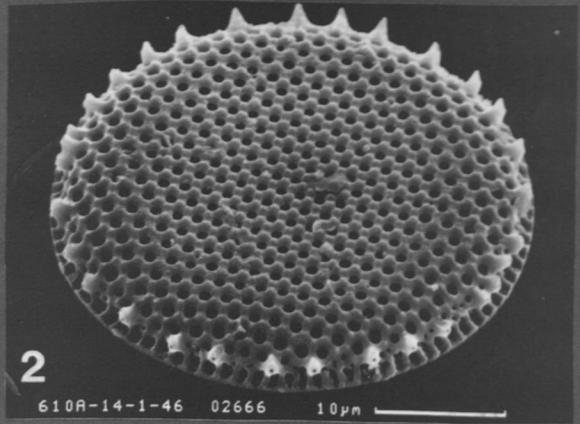
8a



8b

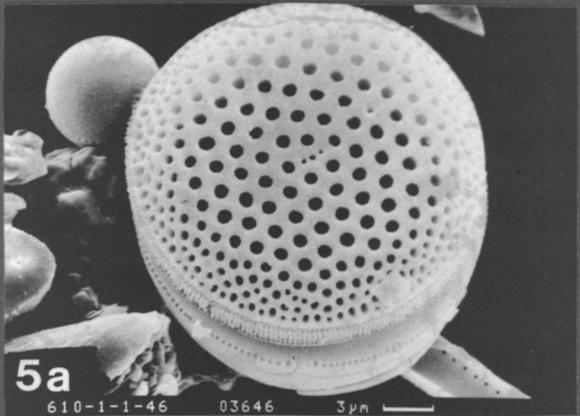


10



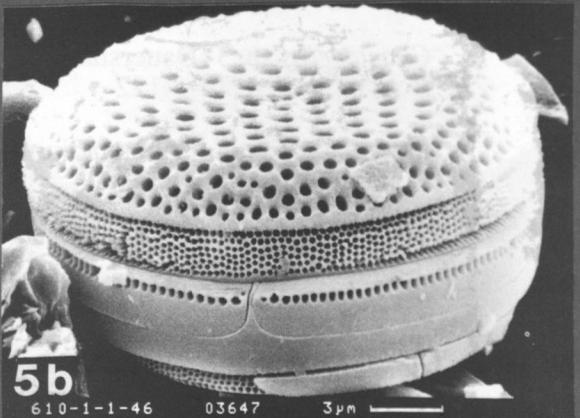
2

610A-14-1-46 02666 10µm



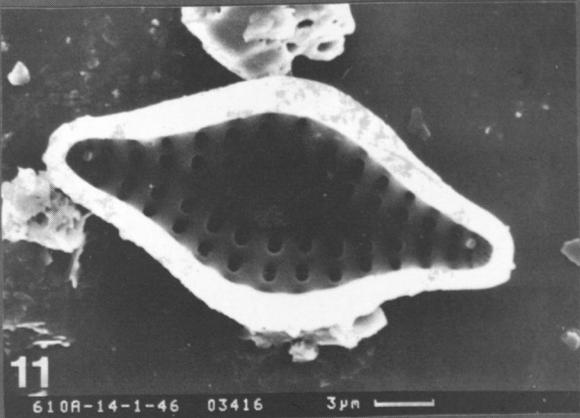
5a

610-1-1-46 03646 3µm



5b

610-1-1-46 03647 3µm



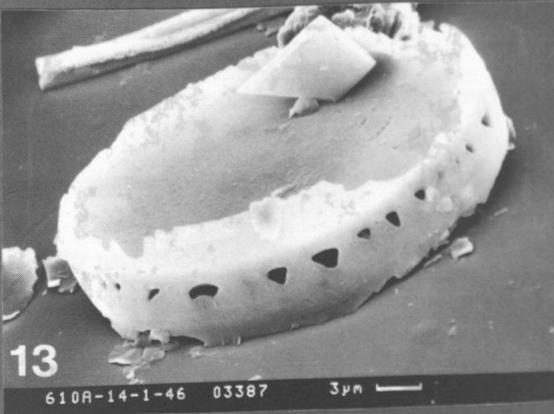
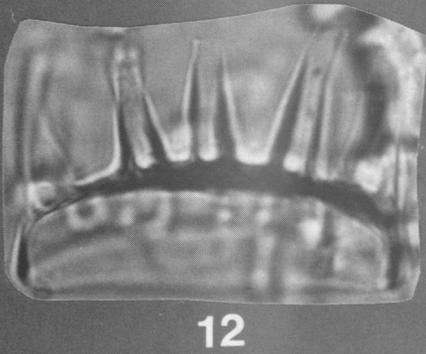
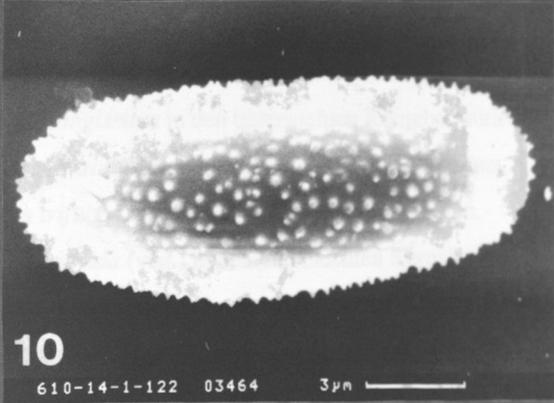
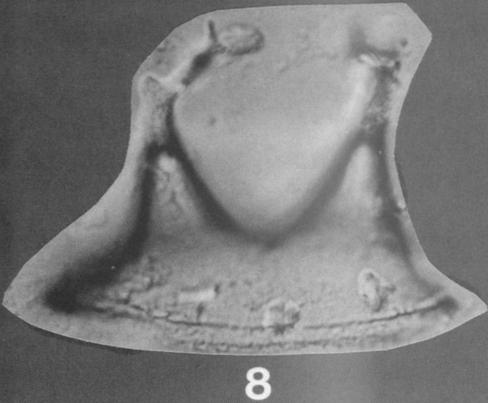
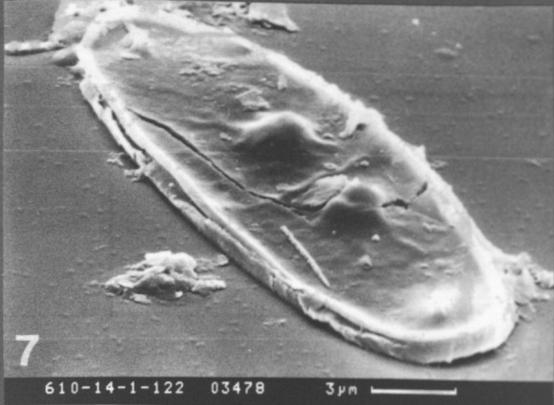
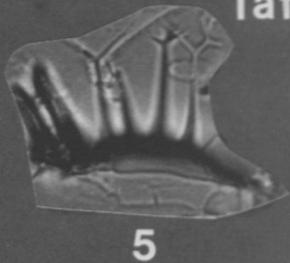
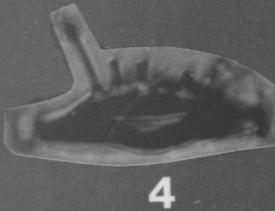
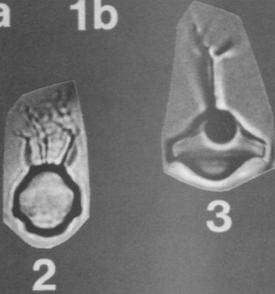
11

610A-14-1-46 03416 3µm

Tafel 5

- 1a/b: *Chaetoceros* sp. 1 (Dauerstadium)
Kern K708-7: 30 cm
- 2: *Chaetoceros* sp. 1 (Dauerstadium)
Kern K708-7: 28 cm
- 3: *Chaetoceros* sp. 2
vgl.: *Periptera* sp. II Hajos 1968 (Dauerstadium)
Bohrung 646 B: 20-2-103
- 4: *Chaetoceros* cf. *C. diadema* (Ehrenberg) Gran 1897
(Dauerstadium)
Bohrung 610 A: 14-4-42
- 5: *Chaetoceros* cf. *C. diadema* (Ehrenberg) Gran 1897
(Dauerstadium)
Bohrung 610 A: 14-4-42
- 6: *Chaetoceros* cf. *C. debilis* Cleve 1894 (Dauerstadium)
Bohrung 610 A: 14-1-46
- 7: *Chaetoceros* cf. *C. debilis* Cleve 1894 (Dauerstadium)
Bohrung 610 A: 14-1-122
- 8: *Chaetoceros* cf. *C. mitra* (Bailey) Cleve 1896 (Dauerstadium)
Bohrung 610 A: 16-1-13
- 9: *Chaetoceros* sp. 3 (Dauerstadium)
Bohrung 610 A: 17-2-91
- 10: *Chaetoceros* sp. 3 (Dauerstadium)
Bohrung 610 A: 14-1-122
- 11: *Chaetoceros* sp. 4 (Dauerstadium)
Bohrung 610 A: 15-2-44
- 12: *Chaetoceros* sp. 5 (Dauerstadium)
Bohrung 610 A: 14-5-46
- 13: *Chaetoceros* sp. 6 (Dauerstadium)
Bohrung 610 A: 14-1-46

Der Maßstab für die lichtmikroskopischen Aufnahmen 1-6, 8, 9, 11 und 12 entspricht 10 µm.





1

2

3

4

5

6

7

8

9

10

11

12

13



Abbildungsverzeichnis

- Abb. 1.1:** Bezeichnungen für Habitate in Meeresgebieten (verändert nach Kennett, 1982).
- Abb. 1.2:** Faktoren und Prozesse, welche die Produktivität und Erhaltung von Diatomeen beeinflussen.
- Abb. 2.1:** Bathymetrische Karte des nördlichen Nordatlantik mit den geographischen Positionen der untersuchten Kerne.
- Abb. 2.2:** Übersicht über den Arbeitsgang der Probenbearbeitung.
- Abb. 2.3:** Übersichtliche Darstellung der Datenverarbeitung.
- Abb. 2.4:** Erläuterung der Vorgehensweise bei der paläo-ozeanographischen Interpretation anhand von 9 Proben des Datensatzes von Bohrung 610 A.
- Abb. 3.1:** Bohrung 610 A - Diatomeenanzahl (Mio/g) und Sauerstoffisotopendaten (Jansen, pers. Mittlg.).
- Abb. 3.2:** Bohrung 646 B - Diatomeenanzahlen sowie Grobfraktionsanteile und Sauerstoffisotopendaten (Aksu & Hillaire-Marcel, 1989).
- Abb. 3.3:** Kern K708-7 - Diatomeenanzahlen sowie Cadmium Peak/Background-Werte (Nürnberg, 1991) und Sauerstoffisotopendaten (Ruddiman et al., 1986).
- Abb. 3.4:** Bohrung 610 A - Wichtige Warmwasserarten (Mio/g).
- Abb. 3.5:** Kern K708-7 - Wichtige Warmwasserarten (Mio/g).
- Abb. 3.6:** Anzahlen (Mio/g) von *Thalassiosira oestrupii* in den untersuchten Kernen.
- Abb. 3.7:** Anzahlen (Mio/g) von *Stephanopyxis turris* in Bohrung 610 A und Bohrung 646 B.
- Abb. 3.8:** Anzahlen (Mio/g) von *Thalassionema nitzschioides* in den untersuchten Kernabschnitten.
- Abb. 3.8:** Anzahlen (Mio/g) von *Thalassiothrix longissima* in den untersuchten Kernabschnitten.
- Abb. 3.10:** Anzahlen (Mio/g) von *Actinocyclus curvatulus* in den untersuchten Kernabschnitten.
- Abb. 3.11:** Anzahlen (Mio/g) von *Thalassiosira trifulta* in den untersuchten Kernabschnitten.
- Abb. 3.12:** Anzahlen (Mio/g) von *Thalassiosira gravida* (veg.) in den untersuchten Kernabschnitten.
- Abb. 3.13:** Anzahlen (Mio/g) von *Thalassiosira nordenskiöldii* in den untersuchten Kernabschnitten.
- Abb. 3.14:** Anzahlen (Mio/g) von *Paralia sulcata* in den untersuchten Kernabschnitten.
- Abb. 3.15:** Anzahlen (Mio/g) von *Melosira granulata* + *Melosira islandica* in den untersuchten Kernabschnitten.
- Abb. 4.1:** Bohrung 610 A - Anteile (in % der Gesamtanzahl) der nach Habitaten und Klimazonen unterschiedenen Gruppen.
- Abb. 4.2:** Bohrung 610 A - Anzahlen (in Mio/g) der nach Habitaten und Klimazonen unterschiedenen Gruppen.
- Abb. 4.3:** Bohrung 646 B - Anteile (in % der Gesamtanzahl) der nach Habitaten und Klimazonen unterschiedenen Gruppen.
- Abb. 4.4:** Bohrung 646 B - Anzahlen (in Mio/g) der nach Habitaten und Klimazonen unterschiedenen Gruppen.
- Abb. 4.5:** Kern K708-7 - Anteile (in% der Gesamtanzahl) der nach Habitaten und Klimazonen unterschiedenen Gruppen.
- Abb. 4.6:** Kern K708-7 - Anzahlen (in Mio/g) der nach Habitaten und Klimazonen unterschiedenen Gruppen.

- Abb. 4.7:** Bohrung 610 A - Dendrogramm der Clusteranalyse 1 nach der Wards Methode mit unstandardisierten Daten.
- Abb. 4.8:** Bohrung 610 A - Dendrogramm der Clusteranalyse 2 nach der Wards Methode mit standardisierten Daten.
- Abb. 4.9:** Bohrung 610 A - Dendrogramm der Clusteranalyse 3 nach der Complete Linkage Methode mit standardisierten Daten.
- Abb. 4.10:** Bohrung 610 A - Vergleich der Analysen 1-3 mit Auflistung der Probennummern, -bezeichnungen und -alter.
- Abb. 4.11:** Bohrung 646 B - Dendrogramm der Clusteranalyse 4 nach der Wards Methode mit unstandardisierten Daten.
- Abb. 4.12:** Bohrung 646 B - Ergebnis der Clusteranalyse 5 nach der Zentroid-Methode.
- Abb. 4.13:** Bohrung 646 B - Vergleich der Analysen 4 und 5 mit Auflistung der Probennummern, -bezeichnungen und -alter.
- Abb. 4.14:** Kern K708-7 - Dendrogramm der Clusteranalyse 6 nach der Wards Methode mit unstandardisierten Daten.
- Abb. 4.15:** Kern K708-7 - Abfolge der Cluster mit Angabe der Probennummern, -tiefen und -Alter (ka).
- Abb. 6.1:** Bohrung 610 A - Paläo-ozeanographische Interpretation und Abfolge der Diatomeen-Taphozönosen.
- Abb. 6.2:** Bohrung 610 A - Summierung der Anteile (in Summen-% von der Gesamtanzahl) der nach Habitaten und Klimazonen unterschiedenen Gruppen im Zeitraum von 2.73-2.40 Ma.
- Abb. 6.3:** Bohrung 646 B - Paläo-ozeanographische Interpretation und Abfolge der Diatomeen-Taphozönosen.
- Abb. 6.4:** Vergleich der paläo-ozeanographischen Entwicklungen nach den drei bearbeiteten Kernprofilen.
- Abb. 7.1:** Vergleich der für Kern K708-7 vorliegenden paläo-ozeanographischen Daten mit einem Teil der Diatomeendaten.

Tabellenverzeichnis

- Tab. 2.1:** Grunddaten des bearbeiteten Kernmaterials und untersuchte Abschnitte.
- Tab. 2.2:** Bohrungen 610 A und 646 B - Für die Datierung der Proben verwendete Altersangaben von Events der Magnetostratigraphie nach Clement & Robinson (1985; Bohrung 610 A) und Clement et al. (1989; Bohrung 646 B)
- Tab. 2.3:** Kern K708-7 - Für die Datierung der Proben verwendete Altersangaben von Events der Sauerstoffisotopenstratigraphie.
- Tab. 4.1:** Benthische und tychopelagische Arten
- Tab. 4.2:** Neritische Kaltwasserarten
- Tab. 4.3:** Neritische Warmwasserarten
- Tab. 4.4:** Neritische Kosmopoliten
- Tab. 4.5:** Ozeanische Kaltwasserarten
- Tab. 4.6:** Ozeanische Warmwasserarten
- Tab. 4.7:** Ozeanische Kosmopoliten
- Tab. 4.8:** Umgelagerte Arten
- Tab. 4.9:** Zusammenstellung der Charakteristika der unterschiedlichen Habitate und Temperaturen (in Anlehnung an Burckle, 1972; Imbrie & Kipp, 1972; Kennett, 1982 u.a.) sowie der häufigsten Arten in den untersuchten Kernen.
- Tab. 4.10:** Bohrung 610 A - Clusteranalyse 1 (Wards, unstandardisierte Daten): Mittelwerte und Standardabweichungen der Sauerstoffisotopen-Werte (in ‰ vs. PDB), Diatomeenzahlen (in Mio/g) und Gruppenanteile (in %); Cluster 3 enthält nur eine Probe und ist nicht aufgeführt.
- Tab. 4.11:** Bohrung 610 A - Clusteranalyse 2 (Wards, standardisierte Daten): Mittelwerte und Standardabweichungen der Gruppenanteile (in %), Sauerstoffisotopenwerte (in ‰ vs. PDB) und Diatomeenzahlen (in Mio/g). Cluster 3 und 6 enthalten jeweils nur eine Probe und sind nicht aufgeführt.
- Tab. 4.12:** Bohrung 610 A - Clusteranalyse 3 (Complete Linkage, standardisierte Daten): Mittelwerte und Standardabweichungen der Sauerstoffisotopen-Werte (in ‰ vs. PDB), Diatomeenzahlen (in Mio/g) und Gruppenanteile (in %) in den einzelnen Clustern. Cluster 3 und 6 enthalten jeweils nur eine Probe und sind nicht aufgeführt.
- Tab. 4.13:** Bohrung 646 B - Clusteranalyse 4: Mittelwerte und Standardabweichungen der Grobfraktionsdaten (in % >63µm), Sauerstoffisotopen-Werte (in ‰ vs. PDB), Diatomeenzahlen (in Mio/g) und Gruppenanteile (in %) in den einzelnen Clustern.
- Tab. 4.14:** Bohrung 646 B - Clusteranalyse 5 (mit Zentroiden): Mittelwerte und Standardabweichungen der Grobfraktionsdaten (in % >63µm), Sauerstoffisotopen-Werte (in ‰ vs. PDB), Diatomeenzahlen (in Mio/g) und Gruppenanteile (in %) in den einzelnen Clustern.
- Tab. 4.15:** Clusteranalyse Kern K708-7: Mittelwerte und Standardabweichungen der Cadmium-Daten (in peak/background-Verhältnis), Sauerstoffisotopen-Werte (in ‰ vs. PDB), Diatomeenzahlen (in Mio/g) und Gruppenanteile (in %) in den einzelnen Clustern

Hole 610 A - Auszählungen Proben 73-97, I

Sample ID	<i>A. ehrharderi</i>	<i>A. elipticus</i>	<i>A. oculatus</i>	<i>Actinopterygus senarius</i>	<i>A. hookeri</i>	<i>A. robustus</i>	<i>Asperita africana</i>	<i>A. neoregulata</i>	<i>A. nodulifer</i>	<i>A. tabularis</i>	<i>A. vetustissima</i>	<i>A. spp.</i>	<i>Bacterasterium hyalinum</i>	<i>Coccolithus astheromphalus</i>	<i>C. decrescens</i>	<i>C. maritimus</i>	<i>C. plicatus</i>	<i>C. radiatus</i>	<i>C. salinarum</i>	<i>Cyclotella sp.</i>	<i>Daphnia surirella</i>	<i>D. parvella</i>	
16-6-91	2						38	6				1											
17-1-31	7	3	4				9	6			3										1		
17-1-136	11	15	1				31	9															
17-2-91	14		2				2	2			2										7		
17-3-46	24	1		1			5	6															
17-3-149																							
17-4-106	9	2	1				9	9		2	1												
17-5-61	16	1	7				11	3		2								1					
17-6-31	8						2	1															
17-6-121	26	3					7			1											1	4	
18-1-106	21	3		1			20	1															
18-2-61	13	2					5																
18-2-149	34						31	10			2										1		
18-3-106	34				1		1				2										2		
18-4-61	49				4	1	3											3	1				
18-5-30	54	4					7														2		
18-5-136	1			1																	1		
19-1-76	6																						
19-2-16	32						1	2	1		1									1			
19-2-121	69				1		1	1	1		1	3								1			
19-3-76	22																				7		
19-4-31																							
19-4-121	15																						
19-5-78	1																				2		
19-6-31	29						7														10	2	

Hole 610 A - Auszähldaten Proben 1-36, II

Sample ID	D. spp	Hemitidiscus spp	Melastiscus cuneiformis	M. islamidica	M. westri	Navicula spp	Nitzschia bicapitata	N. fossilis	N. interrupta	N. jousseaui	N. kolaczekii	N. maritima	N. rehnoides	N. spp	Paralia sulcata	Paratomella sol	Pseudopodocera utteri	P. spp	Raphanetes amphicerus	R. globosa	R. utcomitensis	R. spp		
14-1-16	10		4												2	1								
14-1-34	17		2												45	3								
14-1-46	21		4				2								12	1				1				
14-1-61	20		4				5								7	1				1				
14-1-76	27		5				9								6	1								
14-1-91	15		3				7								7	1				3				
14-1-106	14		4				2			1					4	2				1				
14-1-122	6		2				7								7	3								
14-1-149	6		2				4								3	4								
14-2-77	3		3				7								6	6				1				
14-2-106	6		1				5								3	1								
14-2-140	12		1				1								12					1				
14-3-15	1		2				4								8	3								
14-3-31	1		1				6								14	2								
14-3-46	1		1				1								10									
14-3-63	1		1				3								10	1								
14-3-76	2		3				4								13									
14-3-91	2		4				4								5									
14-3-106	1		3				14								9									
14-3-121	4		3				4								2									
14-4-16	1		1				7								2									
14-4-46	1		8				8								8									
14-4-76	1		1				15								4									
14-4-91	4		1				2								3									
14-4-106	4		1				1								16									
14-4-136	3		1				2								7									
14-4-149	11		7				3								12									
14-5-16	17		2				1								6									
14-5-31	31		2				17								9									
14-5-46	2		1				7								7									
14-5-76	3		1				1								11									
14-5-122	12		1				3								8									
14-5-149	4		3				7								1									
14-6-31	1		10				1								4									
14-6-76	1		1				6								1									
14-6-106	1		3				2								4									

Hole 610 A - Auszähldaten Proben 1-36, II

Hole 610 A - Auszähldaten Proben 37-72, II

	<i>D. ssp</i>	<i>Hemidiscus caneyformis</i>	<i>M. standica</i>	<i>M. westii</i>	<i>Naucula ssp</i>	<i>N. fossilis</i>	<i>N. interrupta</i>	<i>N. jansae</i>	<i>N. kolaczeki</i>	<i>N. marnia</i>	<i>N. rehnoldi</i>	<i>Parata sulcata</i>	<i>Planktonella sal</i>	<i>Pseudopectinaria witten</i>	<i>P. ssp</i>	<i>Raphanetes amphiceros</i>	<i>R. globosa</i>	<i>R. wicomicoensis</i>
15-1-15	3	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
15-1-30	3	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
15-1-43	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
15-1-60	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
15-1-75	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
15-1-91	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
15-1-139	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
15-2-15	3	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
15-2-30	31	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
15-2-44	10	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
15-2-61	4	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
15-2-76	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
15-2-91	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
15-2-104	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
15-2-121	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
15-2-138	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
15-3-31	5	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
15-3-91	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
15-3-103	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
15-3-121	3	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
15-3-136	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
15-3-149	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
15-4-15	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
15-4-30	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
15-4-42	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
15-4-149	10	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
15-5-104	18	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
15-6-61	11	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
16-1-13	15	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
16-1-106	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
16-2-61	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
16-3-16	3	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
16-3-121	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
16-4-61	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
16-5-31	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
16-5-136	3	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1

Ноль 610 A - изъятых данных Проб 37-72, II

Hole 610 A - Auszähldaten Proben 73-97, II

	<i>D. spp</i>	<i>Diploneis spp</i>	<i>Hemidiscus cuneiformis</i>	<i>M. islandica</i>	<i>M. westi</i>	<i>Nauticula spp</i>	<i>Nitzschia bacillata</i>	<i>N. fossilis</i>	<i>N. walterupia</i>	<i>N. jouseae</i>	<i>N. kotaczeki</i>	<i>N. narvna</i>	<i>N. retaholdi</i>	<i>Paralia sulcata</i>	<i>Pranktonella sol</i>	<i>Pseudopodocysta wittler</i>	<i>P. spp</i>	<i>Raphoniscus amphiaceros</i>	<i>R. globosa</i>	<i>R. wicomicoensis</i>	<i>R. spp</i>
16-6-91	1					2	1	2	3		1	2	1	4							
17-1-31	2	1	1								3	1	4								
17-1-136	2	1	7	8	2		2				16		4	4	1						
17-2-91	4	1	13			2	1				15	4	4	1	1						
17-3-46	1		42					12			2	25	3	2	1	3	2				
17-3-149				1																	
17-4-106	5	59			1		8				6	1			1						
17-5-61	6	44					5	2			1	1	2		1						
17-6-31	2	8					3	1			1	3	4								
17-6-121		28	1			1	8	1			5	4	5								
18-1-106	3	29					2	22			1	8	3	3							
18-2-61	4	1					9	1			1	4	5	4	1	2					
18-2-149	9	27					3				1	4	5	4	1	2					
18-3-106	2	20			2		2				1	1	1	1							
18-4-61	2	26					6		1		5	6	1	1	1						
18-5-30	3	22	5	1	1		6	2			16			2	2						
18-5-136															1						
19-1-76	1	6	2				1						2	1							
19-2-16	7	10			1						1	2	7	1	2						1
19-2-121	5	31			1		1	1			2	2	1	1							
19-3-76	3	12									4			1							
19-4-31	2	2					1														
19-4-121	4	20		1							3	1									
19-5-78																					1
19-6-31	1	49			2						2										

Hole 610 A - Auszählraten Proben 37-72, IV

J. gracida (veg.)
 J. hendeyi
 J. jacksoni
 J. leptopus
 J. lineata
 J. nordenskiöldii
 J. oestrupii
 J. picata
 J. stromboli
 J. symbiolophora
 J. tenera
 J. tryfakta
 J. sp 1
 J. sp 2
 J. spj
 Thalassothrix longissima
 Somstige
 J. micocruca
 Chaetoceros Dauerstadien
 Datomenanzahl (Mio/g)

Sample	J. gracida (veg.)	J. hendeyi	J. jacksoni	J. leptopus	J. lineata	J. nordenskiöldii	J. oestrupii	J. picata	J. stromboli	J. symbiolophora	J. tenera	J. tryfakta	J. sp 1	J. sp 2	J. spj	Thalassothrix longissima	Somstige	J. micocruca	Chaetoceros Dauerstadien	Datomenanzahl (Mio/g)
15-1-15				1	7					1	1				6.0	4	75	8.58		
15-1-30				1	3										5.0	6	45	7.74		
15-1-43				1	4						1				8.0	1	26	9.54		
15-1-60				2	6	1				1	2	1			9.0	2	20	4.14		
15-1-75				2	4	2					7				10.5	1	23	4.81		
15-1-91				2	2					8		1			11.5	6	23	3.68		
15-1-139					7	3				1					9.0	1	43	2.92		
15-2-15				2	2					1					14.0	9	51	2.05		
15-2-30				2					3	9	1				29.5	2	22	1.77		
15-2-44				2	4					1					10.0	8	27	3.53		
15-2-61				1	4					3		1			9.5	4	26	5.43		
15-2-76				2	3					1	3				13.5	2	34	7.52		
15-2-91				2	2	2									10.0	6	38	8.09		
15-2-104				1	5	1				7					8.0	2	49	8.90		
15-2-121	1			1	7					2					6.5	1	38	8.20		
15-2-138				2	5					2					8.0	2	30	2.78		
15-3-31				1	1										13.5	2	22	4.56		
15-3-91				1	2	4	1			3	1				22.0	2	48	1.48		
15-3-103				4	1	2	2			4	4				24.5	4	80	1.70		
15-3-121				2	1	4	1			2	4	1			11.0	1	90	4.54		
15-3-136				3	5					1	2				5.5		111	5.67		
15-3-149				6	2	7	3			2	6				5.0	3	155	6.11		
15-4-15				1	1	6				9	9				6.0	1	119	8.76		
15-4-30				1	5	2	3			1	5	1			4.0	2	112	6.44		
15-4-42				5	2	11				3	3				6.0	3	55	4.77		
15-4-149				4	15					1					29.0	7	3	1.03		
15-5-104				16	1	8		3				23			8.5	4	7	1.80		
15-6-61				2	17	1		1		7	4				17.0	7	10	2.60		
16-1-13				4	10	1		1		8	2				21.0	5	32	2.30		
16-1-106				4	15	1				14					14.5	3	23	3.87		
16-2-61	2			1	7					9					7.5	2		4.87		
16-3-16	3			1	1	1				6					20.0	2	14	2.51		
16-3-121	8	2		2	4					2					19.0	7	7	2.49		
16-4-61	3	2		1	6			1		5					22.5	9	21	2.34		
16-5-31	2			1	14					4	1				10.0	14	25	4.35		
16-5-136				1	1			3		4		2			13.5	4	13	5.54		

Hole 610 A - Auszählungen Proben 73-97, IV

Diatomenzahl (Mio/g)
 Graecoceros Darterstadien
 Sonstige
 Thalassothrix longissima
 J. sp. 2
 J. sp. 1
 J. b-fulta
 J. tenera
 J. symbiophora
 J. symonensis
 J. bicada
 J. ostrupii
 J. nordenskiöldii
 J. breada
 J. leptopus
 J. jacksonii
 J. hendeyi
 J. gravida (veg.)

Sample	J. gravida (veg.)	J. hendeyi	J. jacksonii	J. leptopus	J. breada	J. nordenskiöldii	J. ostrupii	J. bicada	J. symonensis	J. symbiophora	J. tenera	J. b-fulta	J. sp. 1	J. sp. 2	J. sp. 1	J. sp. 2	Diatomenzahl (Mio/g)		
16-6-91	2	2		4		2		1						4	20.0	1	19	0.87	
17-1-31	4					2		7					3	5	65.0	3	20	2.61	
17-1-136		1		1				3					14	4	66.5	3	14	0.81	
17-2-91		5			1	2		8					14	11	5.5	7	40	5.12	
17-3-46				1	1	2						1	18	11.0		2	9	0.71	
17-3-149																	8	0.06	
17-4-106		1		3		6		1	1			3	7	5.0		1	5	0.92	
17-5-61		4		2		5		5				10	3	4.0	1	2	16	1.45	
17-6-31							1								1.0	4	3	0.22	
17-6-121		1		4	1	3	1	1							5.5	2	3	22	1.68
18-1-106		1		4		7		1						2	6.5	2	2	7	0.68
18-2-61				3	2	1									0.5		5	6	0.36
18-2-149				3	1	7	4	1	2			3	8	9.0		3	21	0.85	
18-3-106				5	3	4	1	1				10	5	21.0	2	4	7	2.59	
18-4-61				1	7	5		4				5	6	14.5	1	2	5	1.56	
18-5-30		4		1	6	2	3	2				4	6	13.0	1	10	6	0.52	
18-5-136														1	1.0		1	0.01	
19-1-76		1		1										4	0.5		1	0.09	
19-2-16		8		2	1	11	9	1	4	1		2	6	4.0		4	12	5.55	
19-2-121		4		1	2	2	3	3	1			1	10	1.0	4	4	11	0.82	
19-3-76				1	1	1	8	1				6	2.5			1	7	0.27	
19-4-31																	3	0.01	
19-4-121					1	1	13						5	8.0		3	7	0.40	
19-5-78																5	1	0.01	
19-6-31						7	2						1	2.0		3	10	1.51	

Hole 646 B - Auszählraten Proben 37-61, III

	<i>J. zabeirnae</i>	<i>J. syp</i>	<i>Phaustölarer longispira</i>	<i>J. mactera</i>	Sonstige	Chaetoceros-Dauerständen	Diatomeenanzahl (Mio/g)
26-5-42							0.08
28-cc-4							0.07
29-1-41		1.0				12	0.88
29-2-42						1	0.15
29-3-42	1	2.0		1.0		8	0.66
29-4-42						1	0.27
29-5-41	3	1.0		1.0		5	1.23
29-6-41						15	0.90
30-1-41	7	9.0	0.5	1.0		18	5.86
30-2-41		2.0	0.5	1.0		24	2.03
30-3-42		1.0		1.0		15	1.68
30-4-42		1.0		0.5		4	0.85
30-5-41	2	11.0		1.5		50	6.60
30-6-41	1	6.0		0.5		25	3.45
31-1-31	1	1.0	0.5	1.0		19	1.79
31-2-31	1					11	0.97
31-3-31		1.0				9	0.84
31-4-31		1.5		1.0		50	4.56
31-5-31		6.0	0.5	3.0		188	23.87
31-6-31		1.0	0.5			52	3.03
32-1-21		2.0	0.5		1.0	49	1.76
32-2-32						2	0.58
32-3-21						21	2.16
32-4-21		2.0	0.5			75	18.55
32-5-21	1	1.0				56	19.26

Kern K708-7 - Auszählraten Proben 37-50, II

	<i>Roperna tessellata</i>	<i>Thalassiostrera nitescens</i>	<i>T. eccentrica</i>	<i>T. gravida</i> (veg.)	<i>T. kryptohala</i>	<i>T. leptopus</i>	<i>T. lanata</i>	<i>T. oestrupii</i>	<i>T. porosoides</i>	<i>T. trypana</i>	<i>T. spp</i>	<i>Thalassiostrera longissima</i>	Sonstige	Diatomeenanzahl (Mio/g)
708-355				5			4	3	1.0	1	1.0	1	6.0	1.04
708-365				3			3						7.0	0.67
708-375				3	13	1		1	1.5	1	1.5	1	42.0	3.13
708-385	0.5			6	5	3	6	3	0.5	3	0.5	3	26.0	3.40
708-395				1	2	1	3	3	1.0	1	1.0		15.5	1.46
708-415	1.0	1				1		3	1.0	1.0	1.0		10.0	0.74
708-435				7			1	7	1.0	1.0	1.0	1	55.0	3.57
708-445	1.5													
708-455														
708-465	2					1	2	3	2				4.0	0.55
708-475	3			1	2	1			0.5		0.5		1.0	0.50
708-485						1			0.5		0.5		4.0	0.21
708-495	3			1						1		1		0.24
708-505				1			2	1	1	1			7.0	0.47