

**Spätquartäre Paläoumweltbedingungen
am nördlichen Kontinentalrand
der Barents- und Kara-See.
Eine Multi-Parameter-Analyse**

**Late Quaternary paleoenvironment along
the northern Barents and Kara seas
continental margin.
A multi parameter analysis**

Jochen Knies

**Ber. Polarforsch. 304 (1999)
ISSN 0176 - 5027**

Jochen Knies

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
Columbusstrasse
Postfach 120161
D-27515 Bremerhaven

Die vorliegende Arbeit ist die inhaltlich unveränderte Fassung einer
Dissertation, die 1998 dem Fachbereich Geowissenschaften der
Universität Bremen vorgelegt wurde.

Inhaltsverzeichnis

Vorwort.....	II
Kurzfassung/Abstract.....	III
1. Einleitung	1
1.1 Rekonstruktion von Paläoumweltbedingungen im Arktischen Ozean.....	1
1.2 Der Eurasische Kontinentalrand: Wegweiser zum besseren Verständnis paläoklimatischer Probleme im Arktischen Ozean?.....	7
1.3 Zielsetzung und Strategie.....	9
2. Publikationen	15
2.1 New aspects of organic carbon deposition and its paleoceanographic implications along the northern Barents Sea margin during the last 30.000 years.....	15
2.2 Late Quaternary growth and decay of the Svalbard/Barents Sea ice sheet and paleoceanographic evolution in the adjacent Arctic Ocean.....	34
2.3 A multiproxy approach to reconstruct the environmental changes along the Eurasian continental margin over the last 160.000 years.....	49
3. Synthese	90
3.1 Die Ablagerung von terrigener und mariner organischer Substanz am nördlichen Kontinentalhang der Barents-See: Steuerungsprozesse und Klimarelevanz.....	90
3.2 Die Paläoumweltbedingungen am nördlichen Kontinentalrand der Barents-See während der letzten 150.000 Jahre.....	101
3.3 Die spätquartäre Vereisungsgeschichte und Paläoozeanographie der nördlichen Barents- und Kara-See: Hinweise aus marinen Sedimentkernen.....	109
4. Schlußfolgerungen und Ausblick	115
5. Literatur	118
Danksagung	139
Anhang	140
I. Material und Methoden.....	140
I.I Probennahme und Bearbeitung der Sedimentkerne.....	140
I.II Sedimentphysikalische Eigenschaften und Granulometrie.....	141
I.III Elementaranalyse und Rock-Eval Pyrolyse.....	143
I.IV UVvis Spektroskopie, Opalanalyse, und stabile Isotope.....	155
I.V Gaschromatographie und Massenspektrometrie.....	157

Vorwort

Diese Dissertationsschrift gliedert sich in drei Teile. Im ersten Teil gebe ich eine Einführung in die Thematik und eine zusammenfassende Übersicht über den gegenwärtigen Stand der Forschung im Arktischen Ozean und im Untersuchungsgebiet.

Im zweiten Teil werden, in englischer Sprache verfasst, drei Publikationen vorgestellt, die bei verschiedenen internationalen Fachzeitschriften bereits im Druck oder eingereicht sind. Der Inhalt und die thematischen Zusammenhänge dieser Arbeiten werden in der Einleitung (Kap. 1.3) kurz erläutert. Diese Arbeiten sind zum Teil in Zusammenarbeit mit anderen Wissenschaftlern entstanden, die als Autoren mit aufgeführt sind. In der ersten Veröffentlichung (Kap. 2.1) erscheint als Mitautor mein Betreuer Priv. Doz. Dr. Rüdiger Stein. Die zweite Veröffentlichung (Kap. 2.2) beinhaltet unveröffentlichte Daten von Dr. Christoph Vogt. Seine Bestimmung des Dolomitgehalts als detritische Komponente des Karbonats im Kern PS2138-1 war notwendig für die Interpretation des übrigen Karbonatanteils als biogener Tracer. In die dritte Veröffentlichung (Kap. 2.3) fließen zum einen die paläomagnetischen Ergebnisse der Kerne PS2138-1 und PS2741-1 von Dr. Norbert Nowaczyk und zum anderen die Ergebnisse der Tonmineralanalyse von Dipl. Geol. Claudia Müller für den Kern PS2741-1 mit ein. Beide erscheinen neben meinem Betreuer als Mitautoren. Grundsätzlich wurden alle Analysen selbständig ausgewertet sowie die entsprechenden Textteile selbständig verfaßt. Die Literaturzitate der Veröffentlichungen sind mit denen der Rahmenarbeit in Kapitel 5 zusammengefaßt, um Duplizitäten zu vermeiden.

Im dritten Teil der Arbeit werden in einer Synthese alle wesentlichen Ergebnisse der Publikationen mit unveröffentlichten Daten zusammenfassend diskutiert, um das Gesamtbild der Arbeit abzurunden.

Im Anhang werden die methodischen Details, die in den Publikationen nicht näher aufgeführt worden sind, aufgezeigt. Auf Datentabellen und Kernbeschreibungen wurde verzichtet. Sie werden in der Datenbank PANGAEA am Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung archiviert :

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Abteilung Marine Geologie, Columbusstrasse, 27568 Bremerhaven, Tel.: ++49 471 4831 220, Fax: ++49 471 4831 149, E-mail: sepan@awi-bremerhaven.de,
World Wide Web: <http://www.pangaea.de>

Kurzfassung

An ausgewählten Sedimentkernen am nördlichen Kontinentalrand der Barents- und Kara-See wurde eine sedimentologische und organo-geochemische Multi-Parameter-Analyse durchgeführt, um einen Beitrag zur Rekonstruktion spätquartärer Paläoumweltbedingungen im Arktischen Ozean zu leisten. Die gute stratigraphische Einstufung der Kerne und Sedimentationsraten von bis zu 38 cm/kyr ermöglichten detaillierte (globale) klimarelevante Untersuchungen zum organischen Kohlenstoffkreislauf. Lang- und kurzfristige Veränderungen der paläoozeanographischen Entwicklung sowie die Vereisungsgeschichte der nördlichen Barents- und Kara-See im Spätquartär konnten ebenso nachvollzogen werden.

Die Multi-Parameter-Analyse im Untersuchungsgebiet zeigte, daß traditionell angewandte klimarelevante Paläo-Tracer allein betrachtet z.T. nur von geringer Aussagekraft sind. Nur eine breitgefächerte Datenbasis machte die Rekonstruktion von Paläoumweltveränderungen im Untersuchungsgebiet möglich. So ließen sich z.B. Schwankungen der Oberflächenwasserproduktivität nicht durch die Menge und Erhaltung der marinen organischen Substanz wie in anderen Regionen rekonstruieren, sondern nur bei gleichzeitiger Betrachtung möglichst zahlreicher organisch- und anorganisch-geochemischer sowie mikropaläontologischer Parameter nachzeichnen. Die höchsten Akkumulationsraten von mariner organischer Substanz waren stattdessen gekoppelt an:

(1) die Adsorption von lateral zugeführten, feinkörnigen Sedimenten mit verstärkten Anteilen an "fossiler" terrigener organischer Substanz bei gleichzeitig erhöhten Sedimentationsraten, die durch kurzfristige Abschmelzphasen des Svalbard/Barents-See-Eisschildes im Letzten Glazialen Maximum zwischen 25 ka und 23 ka (Event I) induziert wurden.

(2) die Verknüpfung von hohen terrigenen Suspensionsladungen im Oberflächenwasser durch abschmelzendes Meereis, zunehmender Oberflächenwasserproduktivität bei ausreichender Nährstoffzufuhr und verstärktem Einstrom relativ warmer Atlantikwassermassen im Übergang vom letzten Glazial zum heutigen Interglazial zwischen 15.9 ka und 11.2 ka (Event II).

Prinzipiell dominierte jedoch der Eintrag von terrigener organischer Substanz den Kohlenstoffhaushalt im Untersuchungsgebiet während der letzten Glazial/Interglazial-Zyklen. Die hohen Akkumulationsraten organischen Kohlenstoffs von bis zu $0.45 \text{ gC/cm}^2/\text{kyr}$ sind vergleichbar mit Angaben aus hochproduktiven Auftriebsgebieten in niederen Breitengraden, resultieren jedoch hier überwiegend aus allochthonem Transport von organischer Substanz über Eisberge, Meereis und gravitativen Umlagerungen sowie der Suspensionsfracht im Schmelzwasser zerfallender Eisschilde.

Die Umweltbedingungen der letzten Glazial/Interglazial-Zyklen entlang des Eurasischen Kontinentalrands werden (a) von einem relativ stabilen Eisrand-Auftriebs-Regime mit zumindest geringem Atlantikwassereinstrom und stark oszillierenden Eisschilden im Westen und (b) von einer eher permanenten Meereisbedeckung mit niedriger Oberflächenwasserproduktivität und schwach oszillierenden Eisschilden im Osten geprägt. Im Westen konnte ein Ausbleiben des relativ warmen Atlantikwassereinstroms zu keinem Zeitpunkt festgestellt werden. In den Kaltzeiten (Sauerstoffisopenstadien OIS 6 und OIS 2) förderte die Feuchtigkeitszufuhr durch saisonal eisfreie Bedingungen und durch die Bildung küstennaher Polynyen den finalen Eisaufbau bis zur Schelfkante. Der rapide Zerfall des Eisschildes am Ende von OIS 6 und OIS 2 spiegelt sich in den Sedimenten wider und zeigt in seinem zeitlichen Verlauf deutliche Ähnlichkeiten. Die starke Karbonatlösung, induziert durch die Bildung von CO_2 -reichen, hochsalinen Bodenwässern auf den flachen Schelfen sowie die verstärkte Oxidation von größeren Mengen mariner organischer Substanz, deutet auf die Ausbildung eines stabilen Eisrandes und der verstärkten Zufuhr von Atlantikwasser in den Warmzeiten OIS 5, im frühen OIS 3 und im Holozän hin. Auch für das glaziale OIS 4 sind, trotz Aufbau eines Eisschildes und dichter Meereisbedeckung, gelegentlich saisonal offene Bedingungen und stabile Eisrandsituationen erkennbar. Im Osten sind Signale von saisonal eisfreien Bedingungen so gut wie unbedeutend. Leicht erhöhte Produktion von planktischen Foraminiferen zwischen 38 und 12 ^{14}C ka korrespondieren mit periodischer Atlantikwasserzufuhr in den Arktischen Ozean. Die Interglaziale werden offenbar durch Karbonatlösung geprägt, die auf den Transport von dichten Bodenwässern entlang des Kontinentalhangs hinweist und eine rezenten Umweltbedingungen ähnliche Situation andeutet.

Die starken Fluktuationen des Eisschildes im niederschlagsreichen Westen Eurasiens zwischen OIS 4 und OIS 2 und vermutlich auch im OIS 6 korrespondieren mit bedeutenden Eisvorstößen und erhöhten Kalbungsraten des Laurentidischen Eisschildes. Die gute zeitliche Korrelation der IRD-reichen Lagen mit den Heinrich-Ereignissen im Nord-Atlantik spiegelt eine direkte Kopplung der zirkum-atlantischen Eisschilde wider. Die Ursache dieser Kopplung ist vermutlich in der direkten Reaktion des auf dem Schelf aufliegenden Barents-See-Eisschildes auf kleinere Meeresspiegelanstiege, induziert durch die Erhöhung der Kalbungsraten des Laurentidischen Eisschildes, zu suchen und nicht auf atmosphärisch gesteuerte, externe "klima- oder klima-bezogene Mechanismen" zurückzuführen. In den niederschlagsarmen Gebieten im Osten Eurasiens dagegen sind größere Eisschild-Fluktuationen nur im unmittelbaren Anschluß an bedeutende Interglaziale (OIS 7 und OIS 5) zu beobachten. Es scheint, daß die Interglazial/Glazial-Übergänge von OIS 7 zu OIS 6 bzw. OIS 5 zu OIS 4 mit verstärktem Einstrom von Atlantikwasser in den Arktischen Ozean und der daraus resultierenden Penetration von feuchtigkeitsführenden Tiefdruckgebieten in östliche Richtung ideale Zeitpunkte für den intensiven Eiswuchs im Osten Eurasiens darstellten. Sie führten schließlich zum größten Eiswuchs des Kara-See Eisschildes während der Saale- (OIS 6) und mittleren Weichsel- (OIS 4) Vereisung.

Abstract

Selected sediment cores recovered along the northern continental margin of the Barents and Kara seas were examined using a multi environmental parameter approach in order to expand the knowledge of the Arctic Ocean paleo-environmental changes during the late Quaternary. The well-documented stratigraphy of the investigated cores and sedimentation rates up to 38 cm/kyr allowed detailed investigations of the organic carbon deposition, the long- and short-term paleoceanographic changes, and the ice-sheet history of the Barents and Kara seas during the last glacial/interglacial cycles.

The multi proxy approach showed that single paleoceanographic proxies traditionally used in the North Atlantic are of limited value for paleoenvironmental reconstructions in the study area. For example, variations in paleo-

surface-water productivity are here not documented in amount and composition of marine organic carbon as in lower latitudes. Instead, only a combination of various proxies including organic, inorganic, and micropaleontological parameters elucidate distinct differences in late Quaternary surface-water productivity changes. The highest amount of marine organic matter was deposited during the late Weichselian (25-23 ka) as a result of scavenging on fine-grained, reworked, and terrigenous-organic-matter-rich material released by the retreating Svalbard/Barents Sea ice sheet (Event I). A second peak of marine organic matter is preserved because of sorptive protection by detrital and terrigenous organic matter, higher surface-water productivity due to permanent intrusion of Atlantic water, and high suspension load release by melting sea ice during late Termination I (15.9-11.2 ka) (Event II).

The predominant organic carbon fraction in late Quaternary sediments along the northern Barents and Kara seas, however, is of terrigenous origin. Although the high accumulation rates of organic carbon up to $0.45 \text{ gC/cm}^2/\text{kyr}$ are comparable to high productive upwelling zones in lower latitudes, deposition of organic carbon is mainly controlled by transport of allochthonous terrigenous organic matter via icebergs, sea-ice, turbidites, and suspension load release by retreating ice-sheets.

Generally, the environmental conditions along the northern Barents and Kara seas reflect a gradient from (a) a relatively stable ice-edge upwelling regime with at least subsurface Atlantic water inflow and a more frequent ice-sheet oscillations along the western margin to (b) a relatively permanent sea-ice coverage with low surface-water productivity and less frequent ice-sheet oscillations on the eastern margin during the last glacial/interglacial cycles. Temporary ice-free conditions enhanced by subsurface Atlantic water advection and coastal polynyas along the western margin accelerated the final ice sheet build-up during OIS 6 and OIS 2. A comparable two-step deglaciation patterns is proposed for Termination II and I. The virtually complete dissolution of biogenic calcite during interglacial intervals was mainly controlled by CO_2 -rich bottom waters and oxidation of higher amounts of marine organic carbon and indicates intensive Atlantic water inflow and a stable ice margin. Despite of ice-sheet build-up and extensive sea-ice coverage, periodically open-water conditions also occurred during glacial OIS 4. Signals of open-water conditions along the eastern margin are not significant. Slightly higher production of

planktonic foraminifera, probably due to Atlantic water inflow, occurred between 38 and 12 ^{14}C ka and corresponds with periodically Atlantic water advection penetrating into the Arctic Ocean. The interglacials are probably indicated by intense calcium carbonate dissolution caused by dense bottom water formation flowing along the continental slope and suggest more or less conditions comparable to the recent environmental situation.

In the high-precipitation areas of western Eurasia, large ice-sheet fluctuations between OIS 4 and OIS 2, and probably during OIS 6, correspond to contemporary Laurentide surging events and indicate short-term climatic changes in the Arctic Ocean as has been recorded in lower latitudes. Distinct IRD-layers on the western Eurasian margin, contemporaneous with the Heinrich events in the North Atlantic, may suggest a link of ice-sheet dynamics in response to short-term sea-level rises caused by Laurentide surge rather than an external forcing by "climate or climate-related mechanisms". In the relatively low-precipitation areas of eastern Eurasia ice advance onto the shelf occurred during OIS 6 and OIS 4 and followed only distinct interglacial periods. This suggests that during the initial cooling following OIS 5, and probably OIS 7, the combined effect of sustained inflow of Atlantic water into the Arctic Ocean and penetration of moisture-bearing cyclones into easterly direction supported major ice build-up during Saalian (OIS 6) and mid-Weichselian (OIS 4) glaciation.

1. Einleitung

Der Arktische Ozean und seine Randmeere beeinflussen die ozeanische und atmosphärische Zirkulation der Erde und damit das globale Klimasystem (vgl. Aagaard & Carmack 1994, Wadhams, Dowdeswell & Schonfield 1996 und Beiträge darin). Vor allem die Variationen der Meereisbedeckung und damit verbunden die Eis-Albedo-Rückkopplungseffekte durch variierende Strahlungsbilanzen sowie der Transfer von sensibler und latenter Wärme an die Atmosphäre haben in hohen nördlichen Breiten direkten Einfluß auf globale Umweltveränderungen (z.B. Manabe & Stouffer 1980). Schon eine Verdoppelung der Treibhausgaskonzentration in der Atmosphäre könnte in der Arktis durch Verringerung der Eisbedeckung eine Temperaturzunahme von mehr als 50 % über dem globalen Durchschnitt auslösen (Houghton et al. 1990, 1992, Cattle & Crossley 1996). Auch im Spätquartär gelten die Variationen der Meereisausdehnung, der Tiefenwasserbildung und der Ausdehnung der zirkum-arktischen Eisschilde als die wichtigsten Steuerungsmechanismen für globale Klimaänderungen (z.B. Broecker et al. 1990, 1992, Clark 1990, Harrison et al. 1992, Broecker 1994a, Charles et al. 1994, Berger & Jansen 1994, Thiede & Myhre 1996). Besonders als Motor für schnelle und abrupte Klimaschwankungen im letzten Glazial/Interglazial-Zyklus werden Veränderungen im Eis-Ozean-System in hohen nördlichen Breiten angenommen (GRIP Members 1993, Grootes et al. 1993, Bond et al. 1993, Broecker 1994a,b, Fronval et al. 1995, Bond & Lotti 1995, Porter & Zhiseng 1995). Globale Klimaveränderungen in ihrer Komplexität zu verstehen, wird nur dann möglich sein, wenn Veränderungen der Paläoumweltbedingungen im Arktischen Ozean und seiner Randmeere mitberücksichtigt werden. Einen Beitrag dazu zu leisten, ist das Hauptziel der vorliegenden Arbeit.

1.1 Rekonstruktion von Paläoumweltbedingungen im Arktischen Ozean

Um Paläoumweltbedingungen im Arktischen Ozean rekonstruieren zu können, wird vorausgesetzt, daß die rezente Physiographie, wie z.B. Oberflächenströme, saisonale Meereisbedeckung und zirkum-arktischen Eisschilde,

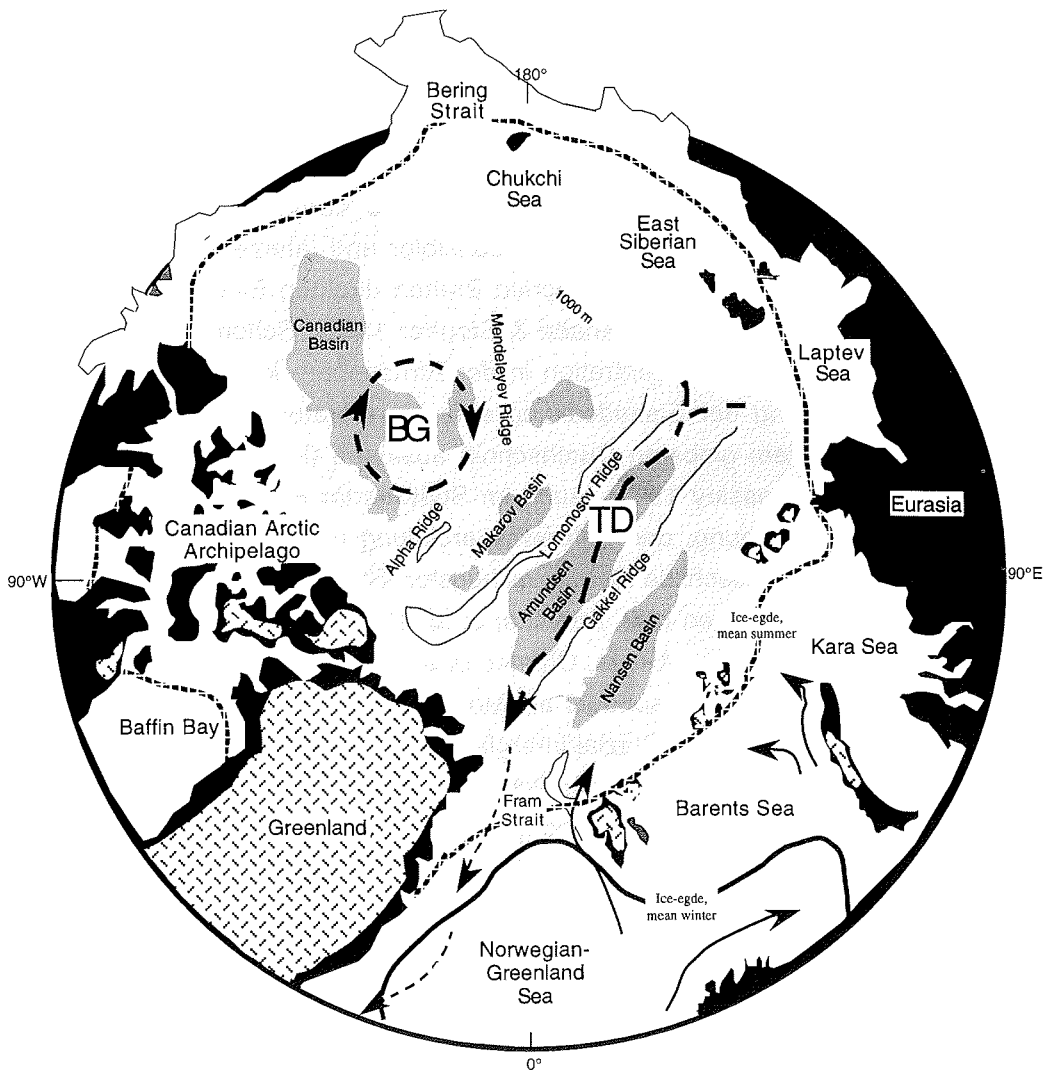


Abb. 1.1.1: Physiographie des Arktischen Ozeans (vgl. Herman 1989). Die wichtigsten Oberflächenströme werden durch Pfeile markiert (gestrichelt: kalt; durchgezogen: warm) (TD: Transpolardrift, BG: Beaufort Wirbel). Die durchschnittliche Meereisausdehnung im Winter und im Sommer ist angegeben. Schematisch sind die zirkum-arktischen Inlandeismassen und Vergletscherungen dargestellt.

sich in den Sedimenten widerspiegelt (Abb. 1.1.1). An Oberflächensedimenten sind entsprechende Untersuchungen intensiv vorgenommen worden (z.B. Stein et al. 1996a und Beiträge darin). So lassen sich z.B. die Zufuhr von relativ warmen Atlantikwasser durch die Fram-Straße und über die Barents-See sowie die Eisrandzone im Arktischen Ozean durch hohe Primärproduktionsraten und Akkumulation von mariner organischer Substanz nachzeichnen (z.B. Heimdal 1983, Stein et al. 1994b, Schubert & Stein 1997, Fahl & Stein 1997). Die permanente Meereisbedeckung im zentralen Arktischen Ozean verhindert dagegen eine höhere Primärproduktion im Oberflächenwasser (English 1961, Subba Rao & Platt 1984, Wheeler et al. 1996). Nur in Regionen mit saisonal offenen Wasserbedingungen sind Produktivitätssteigerungen in den Sedimenten dokumentiert (Schubert & Stein 1997, Fahl & Stein 1997, Boetius & Damm 1998).

Die Oberflächenzirkulation und Wassermassen im Arktischen Ozean (vgl. Aagaard & Carmack 1994) werden in den Vergesellschaftungen planktischer Foraminiferen und in den Sauerstoffisotopendaten reflektiert (vgl. z.B. Hebeln & Wefer 1991, Carstens & Wefer 1992, Spielhagen & Erlenkeuser 1994). Die Bildung von hochsalinen Bodenwassermassen auf den Schelfen, die einen erheblichen Beitrag zur Tiefenwasserneubildung im Arktischen Ozean leistet (vgl. Midttun 1985, Rudels et al. 1994, Jones et al. 1995, Anderson 1995, Schauer et al. 1997), kann durch intensive Karbonatlösung entlang des Eurasischen Kontinentalhangs belegt werden (vgl. Steinsund & Hald 1994).

Die Zusammensetzung der Oberflächensedimente (z.B. Korngrößenverteilung, Tonminerale, Schwerminerale) reflektiert den überwiegend terrigenen Sedimenteintrag im Arktischen Ozean über Meereis, Flüsse und Trübestrome (z.B. Darby et al. 1989, Nürnberg et al. 1994, Stein et al. 1994a,b). Desweiteren ermöglicht sie die Rekonstruktion der Liefergebiete der umgelagerten Sedimente und deren Transportwege im Arktischen Ozean (Nürnberg et al. 1995, Vogt 1997, Behrends 1998, Wahsner et al. 1998). Von besonderer Bedeutung für das Ablagerungsmilieu im Arktischen Ozean ist vor allem der Sedimenttransport durch Meereis (vgl. Eicken et al. 1997 und Zitate darin). Große Mengen zumeist feinkörniger Sedimente werden auf den zirkum-arktischen Schelfen ins Meereis inkorporiert (Reimnitz & Kempema 1987, Reimnitz et al. 1994, Nürnberg et al. 1994, Dethleff 1995, Wahsner et al. 1998). Über die Transpolardrift im Eurasischen Becken und den Beaufort-Wirbel im

Amerasischen Becken wird das Sediment in Regionen mit erhöhten Abschmelzraten transportiert und dort wieder freigegeben (Abb. 1.1.1.; z.B. Gordienko & Laktionov 1969, Wollenburg 1993, Nürnberg et al. 1994, Kassinis et al. 1995, Pfirman et al. 1997). Der geringe Eintrag von eisbergtransportiertem Material (IRD) spiegelt dagegen die geringen Ausmaße der zirkumarktischen Eisschilde unter den rezenten Bedingungen wider (z.B. Eicken et al. 1997). Nur in unmittelbarer Nähe der Inlandeismassen am ostgrönländischen Kontinentalhang ist ein IRD-dominiertes Ablagerungsmilieu zu beobachten (vgl. Marienfeld 1992, Stein et al. 1993, Nam et al. 1995, Stein et al. 1996b, Nam 1997). Ausnahmen bilden die zentralen Rücken des Arktischen Ozeans. Dort lassen sich die Anreicherungen von Grobkorn auf das Ausspülen feinkörniger Sedimente durch intensive bodennahe Strömungen zurückführen (vgl. Anderson et al. 1994, Jones et al. 1995). Äolischer Sedimenteintrag ist für das Ablagerungsmilieu im Arktischen Ozean von untergeordneter Bedeutung (z.B. Darby et al. 1989, Smirnov et al. 1996).

In Abbildung 1.1.2 sind alle wesentlichen umweltspezifischen Faktoren dargestellt, die das Ablagerungsmilieu im Arktischen Ozean charakterisieren. Sie macht deutlich, daß genügend klimarelevante "Werkzeuge" für Paläoumweltrekonstruktionen existieren. Leider stehen die umfangreichen Erkenntnisse zur rezenten Situation in keinem Verhältnis zu den geringen Informationen zur spätquartären Entwicklung des Arktischen Ozeans. Nur wenige, gut datierte Sedimentkerne erlauben eine langfristige Rekonstruktion der Paläoumweltbedingungen während des letzten Glazial/Interglazial-Zyklus (z.B. Zahn et al. 1985, Mienert et al. 1990, Stein et al. 1994a,c, Darby et al. 1997, Nørgaard-Pedersen et al. 1998). Sauerstoffisotopenstratigraphien und AMS¹⁴C-Radiokarbondatierungen stehen aufgrund geringer Abundanzen von kalkigen Mikrofossilien zur Altersbestimmung spätquartärer mariner Sedimente nur bedingt zur Verfügung. Alternative Datierungsmethoden, z.B. Magneto- und Lithostratigraphie sowie die Bestimmung von Radionukleiden (¹⁰Be, ²³⁰Th) können zwar angewendet werden, liefern jedoch keine hochauflösende Stratigraphie für die marinen Sedimentabfolgen (Aksu & Mudie 1985, Phillips & Grantz 1997, Eisenhauer et al. 1994, Nowaczyk et al. 1994). Kondensierte Sedimentabfolgen mit geringer zeitlicher Auflösung im zentralen Arktischen Ozean machen die Rekonstruktion von kurzfristigen spätquartären Klimaver-

änderungen gegenwärtig undurchführbar (vgl. Clark et al. 1980, Nørgaard-Pedersen et al. 1998).

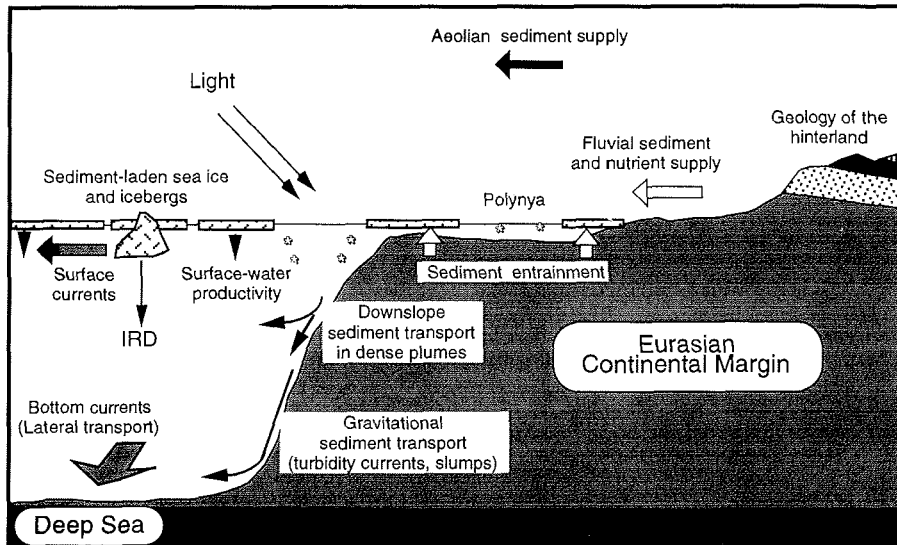


Abb. 1.1.2: Umweltspezifische Faktoren, die das Ablagerungsmilieu im Arktischen Ozean und seiner Randmeere kontrollieren (Stein et al. 1996a).

Aus den bisherigen Untersuchungen ist bekannt, daß die extrem niedrigen Sedimentationsraten in den Kaltzeiten durch eine weitgehend geschlossene Meereisdecke verursacht worden sind (Clark et al. 1986, Markussen et al. 1985, Mienert et al. 1990, Stein et al. 1994a, c, Darby et al. 1997, Nørgaard-Pedersen et al. 1998). Erhöhter IRD-Eintrag, verstärkte Süßwasserzufuhr und hohe Gesamtakkumulationsraten reflektieren dagegen den Zerfall der zirkumarktischen Eisschilde an den Glazial/Interglazial-Übergängen der Sauerstoffisotopenstadien (OIS) 4/3 und 2/1 (z.B. Stein et al. 1994c, Nørgaard-Pedersen et al. 1998). Erhöhte biologische Produktivität im Oberflächenwasser aufgrund der zunehmend saisonal offenen Wasserflächen wird für das OIS 5, das mittlere OIS 3 (Eurasisches Becken), das späte OIS 3 (Amerasisches Becken) und das Holozän angenommen (z.B. Schubert & Stein 1996, Darby et al. 1997, Nørgaard-Pedersen et al. 1998). Ein einheitliches Bild über Änderun-

gen in Ausdehnung und Zerfall der zirkum-arktischen Eisschilde während der spätquartären Kaltzeiten besteht noch nicht (vgl. z.B. Hodgson 1989, Porter 1989, Elverhøi et al. 1993, Mangerud et al. 1996 und Zitate darin, Velitchko et al. 1997a und Beiträge darin, Funder et al. 1998 und Zitate darin).

Weiter fortgeschritten sind die Erkenntnisse aus marinen und terrigenen Sedimenten zum Auf- und Abbau der zirkum-arktischen Eisschilde im Letzten Glazialen Maximum (LGM). So sind die Eisschilde Fennoskandiaviens, der Barents-See und Grönlands sowie das Laurentidische Eisschild im LGM bis zur heutigen Küstenlinie bzw. bis zur Schelfkante vorgestoßen (vgl. z.B. Andrews 1987, Henrich et al. 1989, Hebbeln 1992, Elverhøi et al. 1995, Nam et al. 1995, Mangerud et al. 1996 und Zitate darin, Funder et al. 1998). Die Advektion von relativ warmem Atlantikwasser in den Arktischen Ozean hat sich dabei, neben Insolations- und Meeresspiegelschwankungen, als wichtigste Einflußgröße für den Auf- und Abbau der Eismassen erwiesen (z.B. Ruddiman & McIntyre 1981, Henrich et al. 1989, Hebbeln et al. 1994, Sarnthein et al. 1995, Rasmussen et al. 1996, Dokken & Hald 1996). In den niederschlagsarmen Regionen der sibirischen Arktis werden Ausdehnung und Verbreitung der Eisschilde noch diskutiert (vgl. Grosswald 1993, Velitchko et al. 1997a und Beiträge darin). Es mehren sich jedoch die Hinweise auf eine nur lokale Vergletscherung der Region während der letzten Vereisungsperiode (vgl. z.B. Tveranger et al. 1995, Pavlidis et al. 1997, Kleiber & Niessen 1998).

Die spätquartären Paläoumweltveränderungen im Arktischen Ozean werden in erster Linie von den stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopendaten, der Korngrößenverteilung und von den Abundanzen planktischer Foraminiferen nachgezeichnet (z.B. Zahn et al. 1985, Stein et al. 1994a,c, Darby et al. 1997, Nørgaard-Pedersen et al. 1998). Obwohl Unsicherheiten bei der Interpretation der Ergebnisse durch Vital- und Fraktionierungseffekte, variierende Transportmedien und Karbonatlösung bzw. -erhaltung (Nürnberg et al. 1994, Kohfeld et al. 1996, Spero et al. 1997, Henrich 1998) bestehen, werden sie als Indikatoren für Paläoumweltrekonstruktionen auch in hohen nördlichen Breiten weitgehend akzeptiert (vgl. Hebbeln 1998 für eine Zusammenfassung). Die Rekonstruktionen der Paläoumwelt mit anderen klimarelevanten Parametern, wie z.B. Biomarker, Opal, biogenes Barium oder radionukleide Tracer, sind ebenfalls im extremen Milieu des Arktischen Ozeans nur eingeschränkt

möglich. So sind z.B. Oberflächenwassercharakteristika, Liefergebiete und Eintragsmechanismen von organischer Substanz nur in Kombination von organo-geochemischen, mikropaläontologischen sowie kohlepetrographischen Daten möglich (vgl. Stein et al. 1998, Fahl & Stein 1998). Stark variierende Sedimentakkumulationsraten erschweren auch die Interpretation des Eintrags von Radionukleiden, wie ^{10}Be und ^{230}Th sowie der Opal- und der biogenen Bariumkonzentrationen als Indikatoren für Oberflächenproduktivitätsschwankungen im Arktischen Ozean (vgl. Eisenhauer et al. 1994, Nürnberg 1996, Spielhagen et al. 1997). Um das System "Arktischer Ozean" und seinen Einfluß auf das globale Klima dennoch verstehen zu können, ist eine vollständige Betrachtung der Zusammenhänge von Zirkulationssystemen, Meereisbedeckung, zirkum-arktischen Eisschilden und organischem Kohlenstoffkreislauf nötig. Es erscheint offensichtlich, daß dies nur mit einer Multi-Parameter-Analyse an gut datierten Sedimentkernen möglich ist.

1.2 Der Eurasische Kontinentalrand: Wegweiser zum besseren Verständnis paläoklimatischer Probleme im Arktischen Ozean?

Aus den geschilderten Untersuchungen ist bekannt, daß die am Eurasischen Kontinentalrand abgelagerten Sedimente folgende, für das Verständnis von (globalen) Paläoumweltveränderungen wichtigen Informationen beinhalten:

(1) Die Variabilität der Ausdehnung und Verbreitung von Vergletscherungen auf den Schelfen der Barents- und Kara-See (vgl. Berger & Jansen 1994).

(2) Die Lage von relativ warmen atlantischen zu kalten polaren Wassermassen zwischen Svalbard und Severnaya Semlya als wichtige Einflußgröße für Eisaufbau (Feuchtigkeitszufuhr) und -zerfall (Wärmezufuhr) (z.B. Ruddiman & McIntyre 1981, Larsen et al 1991, Hebbeln et al. 1994).

(3) Die Bildung von charakteristischen Wassermassen, die globale klimatische Steuerungsfunktionen einnehmen: (a) Atlantische Wassermassen, die die Ausdehnung der saisonalen Meereisbedeckung in der Region kontrollieren, kühlen und sinken ab und bilden eine wichtige Komponente des Zwi-

schen- und Tiefenwassers im Arktischen Ozeans. (b) Hochsaline, bodennahe Wassermassen werden bei der jährlichen Eisbildung auf den angrenzenden Schelfen der Barents- und Kara-See gebildet, sinken in den Trögen der nördlichen Kontinentalränder ab und erneuern tiefere Wassermassen im Arktischen Ozean. (c) Flußwasser- und Schmelzwassereinträge sowie Niederschläge verursachen die Produktion von geringsalinen, oberflächennahen Wassermassen und unterstützen die Bildung der permanenten Eisbedeckung (vgl. Aagaard et al. 1985, Aagaard & Carmack 1994, Rudels et al. 1996).

Damit wird deutlich, daß in den Sedimenten des Eurasischen Kontinentalhangs prinzipiell die relevanten Veränderungen der Umweltbedingungen in Abhängigkeit von den quartären Klimazyklen dokumentiert sind. Leider beschränken sich detaillierte Informationen aus marinen Sedimenten entlang des Eurasischen Kontinentalhangs bisher auf die letzte Abschmelzphase und das Holozän (z.B. Polyak & Solheim 1994, Kassens et al. 1995, 1998, und Beiträge darin, Lubinski et al. 1996, Polyak et al. 1997, Fahl & Stein 1998). Korrelationen von Atlantikwassereinfluß, Meereisbedeckung und Auf- und Abbau der Eurasischen Eisschilde für die letzten Glazial/Interglazial Zyklen enden in der Fram-Straße und auf dem Yermak-Plateau (z.B. Baumann 1990, Pagels 1991, Köhler 1992, Kubisch 1992, Nowaczyk & Baumann 1992, Knies 1994, Hebbeln & Wefer 1997, Vogt 1997).

Übereinstimmungen über spätquartäre Paläoumweltbedingungen am nördlichen Eurasischen Kontinentalrand existieren insofern, daß die nördliche Barents-See und die westlichen Tröge der Kara-See während der letzten Vereisung von einem ausgedehnten Eisschild bedeckt waren (Lubinski et al. 1996, Polyak et al. 1997). Der Eisrückzug bis zur heutigen Küstenlinie war um ~10.000 ¹⁴C Jahre vor heute vollendet (vgl. Landvik et al. 1992, 1995, Forman et al. 1995, 1996). Dieser vollzog sich schrittweise und ging mit einem verstärktem Einstrom von Atlantikwasser ab ~13.000 ¹⁴C Jahre vor heute einher. Die Ausdehnung der Eismassen bis zur Schelfkante ist in der östlichen Kara-See und westlichen Laptev-See nicht nachweisbar (Niessen et al. 1997, Weiel 1997, Kleiber & Niessen 1998). Stattdessen prägten vermutlich lokale Vergletscherungen der Taymir Halbinsel und Severnaya Semlya das kaltzeitliche Bild dieser Region (vgl. z.B. Hahne & Melles 1997). Diese Annahmen

lassen sich bislang noch nicht durch ausreichende Befunde aus marinen Sedimenten belegen (vgl. Weiel 1997)

Obwohl noch keine ausreichenden Erkenntnisse über spätquartäre Paläoumweltveränderungen am nördlichen Eurasischen Kontinentalrand existieren, könnte er Wegweiser für ein besseres Verständnis von Klimaschwankungen im Arktischen Ozean sein. Die ausreichenden stratigraphischen Grundlagen, die für den Eurasischen Kontinentalhang geschaffen werden können (vgl. Lubinski et al. 1996, Polyak et al. 1997), und die um ein Vielfaches höheren Sedimentationsraten erlauben es, umweltspezifische Ablagerungsprozesse sowie lang- und kurzfristige Klimaveränderungen des Spätquartärs detailliert zu rekonstruieren. Damit könnten wesentliche Bausteine zur Rekonstruktion der spätquartären Paläoumwelt- und Klimabedingungen in hohen nördlichen Breiten geschaffen werden.

1.3 Zielsetzung und Strategie

Zielsetzung und Strategie der vorliegenden Arbeit basieren auf der Tatsache, daß die globale Bedeutung des Arktischen Ozeans für die känozoischen Klimaveränderungen in keinem Verhältnis zur geringen Zahl gutdatierter Sedimentkerne steht. Trotz der Fortschritte, die im Hinblick auf Kerngewinn und Altersdatierung gemacht worden sind, reichen die existierenden Informationen nicht aus, um ein umfassendes Bild über die klimatische Bedeutung des Arktischen Ozeans und seiner Wechselwirkung mit den zirkum-arktischen Eisschilden und dem Nord Atlantik zu liefern. Einen Beitrag zu dieser Problematik wird die vorliegende Arbeit leisten können.

Die Aufklärung der komplexen Zusammenhänge im Arktischen Ozean am Eurasischen Kontinentalhang mit einem multivariablen Ansatz zu untersuchen, kann als Schlüssel zur Klärung der genannten Probleme im Spätquartär angesehen werden. Auf der Basis einer guten stratigraphischen Grundlage erlauben die dort um ein Vielfaches höheren Sedimentationsraten als z.B. im zentralen Arktischen Ozean die Rekonstruktion von lang- und kurzfristigen spätquartären Paläoumweltveränderungen. Mit dieser Studie soll die Voraussetzung geschaffen werden, Anknüpfungspunkte für weitere Untersuchungen mit paläoklimatischen Fragestellungen im Arktischen Ozean und seinen

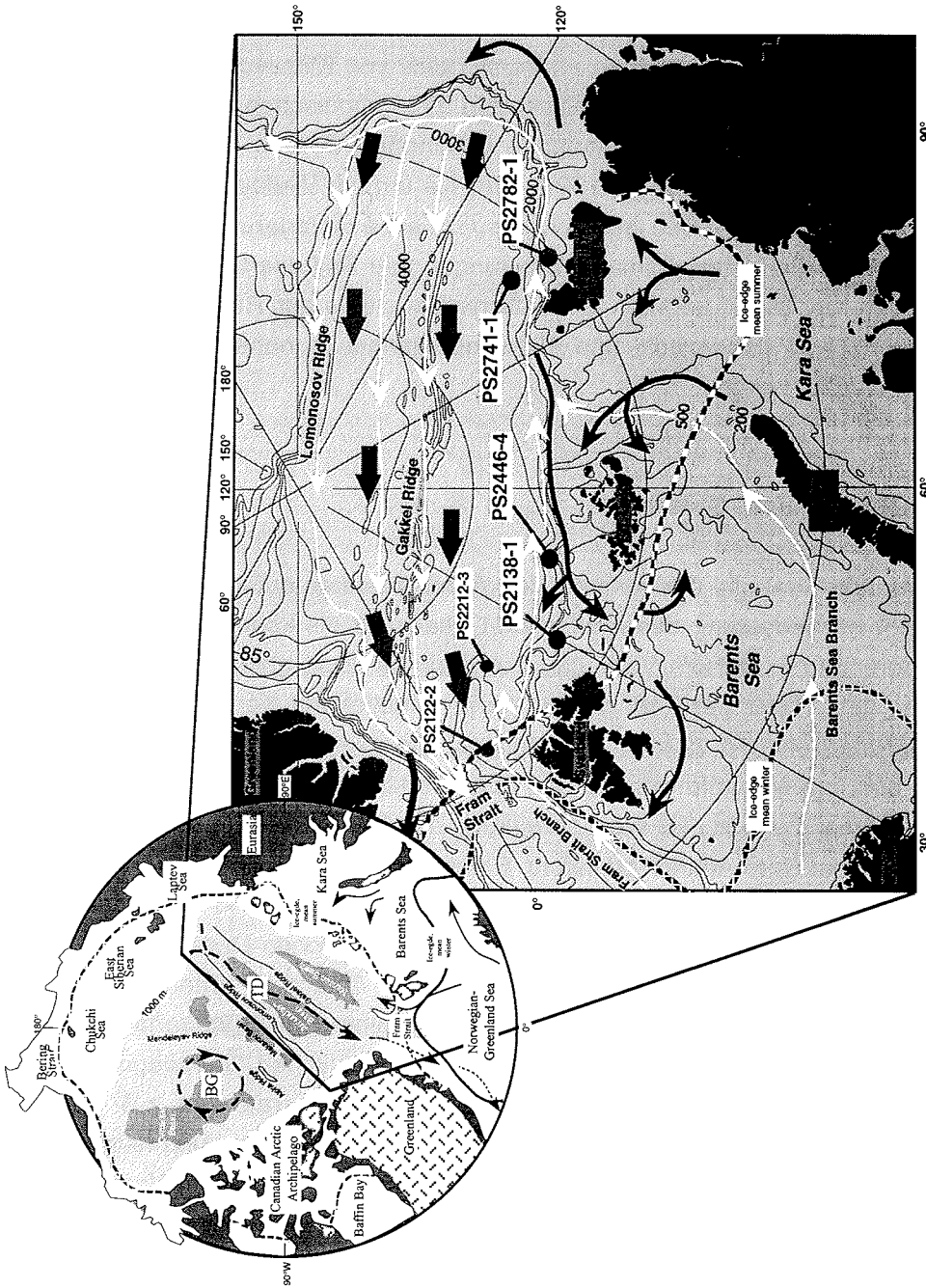


Abb. 1.1.3: Ausschnittsvergrößerung des Untersuchungsgebiets entlang des Eurasischen Kontinentalhangs. Die Hauptmerkmale der Ozeanographie und die Position des Eisrandes sind dargestellt (vgl. Aagaard & Carmack 1994, Suojen 1982). Weiße Pfeile zeigen den Eisstrom von atlantischen- oder Atlantik-abgeleiteten Wassermassen an (vgl. Rudels et al. 1994). Schwarze Pfeile markieren die Haupt-Eisdriftmuster. Die Positionen der bearbeiteten Sedimentkerne werden durch große schwarze Punkte angezeigt. Die Positionen zweier weiterer Sedimentkerne, die für die Diskussion der Ergebnisse von Relevanz sind, sind durch kleine schwarze Punkte markiert.

Randmeeren zu liefern. Insgesamt wurden dazu vier Sedimentkerne entlang des Eurasischen Kontinentalhangs detailliert untersucht (Abb. 1.1.3). Da lückenlose Profile stabiler Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope und damit die stratigraphische Grundlage für die Interpretation der Kerne nur im direkten Einstrombereich von relativ warmen Atlantikwasser zur Verfügung stehen, wurde der westlichste Kern des Profils PS2138-1 für detaillierte Untersuchungen bezüglich der Eignung sedimentologischer und organo-geochemischer Parameter für Paläoumweltrekonstruktionen ausgewählt. In Abbildung 1.1.4 sind alle Methoden, die für diesen multivariablen Ansatz angewendet worden sind, dargestellt. Sie zeigt, daß ein umfassendes Bild der spätquartären Paläoumweltbedingungen in der Region aufgezeigt werden kann. Die dazu publizierten Ergebnisse sind in Kap. 2.1 und 2.2 wiedergegeben; die Inhalte werden im folgenden kurz erläutert.

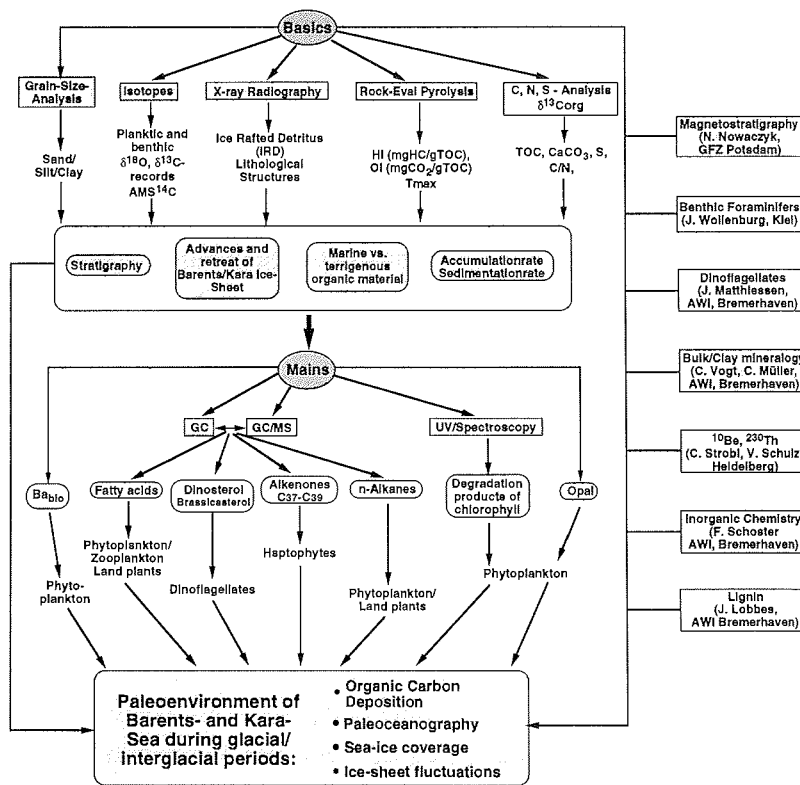


Abb. 1.1.4: Flußdiagramm der angewandten Methoden und daraus resultierender Ziele. (Abkürzungen: vgl. Anhang).

- *Knies, J. and R. Stein. New aspects of organic carbon deposition and its paleoceanographic implications along the northern Barents Sea margin during the last 30.000 years. (Paleoceanography, Vol. 13 (4): 384-394).*

Die Ablagerungsbedingungen und die Transport- und Sedimentationsprozesse am nördlichen Kontinentalrand der Barents-See werden am Beispiel PS2138-1 für die letzten 30.000 Jahre vor heute diskutiert. In dieser Arbeit wird vor allem die Sedimentation von organischer Substanz hinsichtlich der Menge und Zusammensetzung, die kontrollierenden Steuerungsfaktoren und deren Beziehung zur Klimageschichte und Paläoozeanographie eingehend untersucht. Zusätzlich wird die überregionale Bedeutung dieser Prozesse in hohen nördlichen Breiten diskutiert. Ein weiteres Ziel dieser Untersuchungen ist es, die Aussagefähigkeit von organo-geochemischen Parametern auf ihre Klimarelevanz am nördlichen Kontinentalrand der Barents-See zu überprüfen und ihre Anwendbarkeit zusammen mit etablierten Parametern, wie Grobfraktions-, Karbonat- und Opalgehalte, bezüglich Paläoumweltveränderungen im Untersuchungsgebiet zu beleuchten. Es wird gezeigt, daß traditionell angewandte klimarelevante Paläo-Tracer allein betrachtet nur von geringer Aussagekraft sind. Nur eine breitgefächerte Datenbasis machte die Rekonstruktion von Paläoumweltveränderungen im Untersuchungsgebiet möglich.

- *Knies, J., Vogt, C. and R. Stein. Late Quaternary growth and decay of the Svalbard/Barents Sea ice sheet and paleoceanographic evolution in the adjacent Arctic Ocean. (Geo-Marine Letters, im Druck).*

Die stratigraphische Grundlage des Kerns PS2138-1 für die letzten 150.000 Jahre vor heute wird in dieser Arbeit vorgestellt. Die Analyse organo-geochemischer Parameter, der biogene und detritische Karbonatgehalt, der IRD-Eintrag und die Akkumulationsraten ermöglichen die Charakterisierung der Warm- und Kaltzeiten am nördlichen Kontinentalrand der Barents-See während der letzten beiden Glazial/Interglazial Zyklen. Der Zusammenhang zwischen Eiswachstum, Atlantikwassereinfluß und der Ausbildung einer küstennahen Polynya in den Kaltzeiten wird aufgezeigt. Die Hauptabschmelzphase der letzten Vereisung wird datiert und mit älteren Phasen verglichen. Warmzeitliche Charakteristika werden bestimmt und in paläoozeanographische In-

terpretationen umgesetzt. Ziel dieser Untersuchungen ist es, die Gemeinsamkeiten und Diskrepanzen zwischen den verschiedenen Kalt- und Warmzeiten herauszuarbeiten und einen Beitrag zur Vereisungsgeschichte und Paläo-ozeanographie am nördlichen Kontinentalrand der Barents-See zu leisten.

Auf der Grundlage dieser Erkenntnisse wurden drei weitere Kerne PS2446-4 (NW Franz-Josef-Land) sowie PS2741-1 und PS2782-1 (NE Severnaya Semlya) ausgewählt, die, basierend auf AMS¹⁴C-Datierungen und paläomagnetischen Untersuchungen, ein zuverlässiges stratigraphisches Grundgerüst aufweisen. Damit ist es möglich, zeitliche und räumliche Klimaveränderungen über zwei Glazial/Interglazial-Zyklen entlang des Eurasischen Kontinentalrandes zu verfolgen und neue Erkenntnisse über die globale Klimarelevanz der Region zu gewinnen. Um die Vereisungsgeschichte und die Klimaentwicklung zu entschlüsseln, werden verschiedene Parameter diskutiert, wie z.B. Lithologie, IRD-Eintrag, stabile Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope, Gehalte an organischer Substanz und ihre Zusammensetzung, detritisches und biogenes Karbonat sowie biogenes Opal. Die wichtigsten Erkenntnisse sind in der in Kap. 2.3 beigefügten Publikation ausführlich beschrieben. Der Inhalt des Manuskripts wird an dieser Stelle kurz erläutert.

- *Knies, J., Müller, C., Nowaczyk, N., and Stein, R. A multiproxy approach to reconstruct the environmental changes along the Eurasian continental margin over the last 160.000 years. (Marine Geology, eingereicht).*

Mit dieser Studie werden die lang- und kurzfristigen Paläoumweltbedingungen am nördlichen Kontinentalrand der Barents- und Kara-See für die letzten 160.000 Jahre entschlüsselt. Ziel ist es, die Vereisungsgeschichte der Eurasischen Schelfe anhand mariner Sedimente zu beleuchten und den direkten Zusammenhang zwischen Atlantikwassereinstrom, Meereisbedeckung, Feuchtigkeitzufuhr, Insolation, und Eisschild-Fluktuationen aufzuzeigen. Es wird dokumentiert, daß in niederschlagsarmen Regionen ausgedehnte Vereisungen nur im Anschluß an ausgeprägte Warmphasen erfolgten, während in Atlantiknähe kurzfristige schnelle und abrupte Klimaschwankungen, wie sie in mittleren Breiten belegt worden sind, auch im Arktischen Ozean nachzuweisen sind.

In einer abschließenden Synthese (Kap. 3) werden die Ergebnisse der Untersuchungen zusammengetragen und mit bisher unveröffentlichten Daten komplettiert. Darin werden die wichtigsten Steuerungsprozesse der organischen Kohlenstoffablagerung und die Aussagefähigkeit der benutzten klimarelevanten Parameter sowie die Vereisungsgeschichte und die Paläoozeanographie entlang des Eurasischen Kontinentalrandes während der letzten beiden Glazial/Interglazial-Zyklen zusammenfassend aufgezeigt.

2. Publikationen

2.1 New aspects of organic carbon deposition and its paleoceanographic implications along the northern Barents Sea margin during the last 30.000 years

Jochen Knies and Ruediger Stein

Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany

(Paleoceanography, Vol. 13 (4): p. 384-394)

<u>Contents of manuscript</u>	<u>Page</u>
Abstract	16
Introduction	16
Material and Methods	17
-Sampling and Bulk Analysis.....	18
-Mass Spectrometry Analysis.....	19
-Lipid Analysis.....	20
Results	21
-Age Model.....	21
-Terrigenous Signal.....	22
-Marine Signal.....	24
Discussion	25
-Processes controlling deposition of MOM in the North Atlantic-Arctic Gateways: OIS 2.....	25
-Termination I.....	31
Conclusions	32

Abstract

We studied variations in terrigenous (TOM) and marine organic matter (MOM) input in a sediment core on the northern Barents Sea margin over the last 30 ka. Using a multiproxy approach, we reconstructed processes controlling organic carbon deposition and investigated their paleoceanographic significance in the North Atlantic-Arctic Gateways. Variations in paleo-surface-water productivity are not documented in amount and composition of organic carbon. The highest level of MOM was deposited during 25-23 ka as a result of scavenging on fine-grained, reworked, and TOM-rich material released by the retreating Svalbard/Barents Sea ice sheet during the late Weichselian. A second peak of MOM is preserved because of sorptive protection by detrital and terrigenous organic matter, higher surface-water productivity due to permanent intrusion of Atlantic water, and high suspension load release by melting sea ice during 15.9-11.2 ka.

Introduction

The Arctic's impact on the global climate system is significantly controlled by the inflow of Atlantic water masses [e.g., *Hebbeln and Wefer, 1997*]. Relatively warm Atlantic surface water passes through the Fram Strait and the Barents Sea into the Arctic Ocean and thus maintains poleward heat transport and water exchange with the Atlantic Ocean [e.g., *Blindheim, 1989; Rudels et al., 1994*]. Additionally, Atlantic water inflow coupled with the marginal ice zone (MIZ) influences significantly the primary production rates in the Arctic Ocean [*Heimdal, 1983; Anderson, 1995*]. Recent investigations revealed that the Arctic Ocean is dynamically coupled to the Atlantic and is much (probably by a factor of 10) more productive than previously thought [*Macdonald, 1996; Wheeler et al., 1996*]. Short-term Atlantic water advection to the western Svalbard margin and the Fram Strait that resulted in seasonally ice-free conditions with significantly enhanced primary production rates at the MIZ during the late Weichselian has also been reported [*Hebbeln et al., 1994; Dokken and Hald, 1996*]. The enhanced bottom water formation due to brine release during seasonal sea ice formation enables the Arctic Ocean and its Atlantic-water-influenced seas to play an important role as a sink for atmospheric CO₂ [*Midttun, 1985; Broecker et al., 1990; Quadfasel et al., 1988; Boyle, 1988; Anderson and Jones, 1991; Anderson, 1995*].

In surface samples of the Arctic Ocean, minor amounts of marine organic matter (MOM) are preserved only in the vicinity of the Atlantic water inflow and in areas of seasonally open-water conditions [Stein *et al.*, 1994b; Fahl and Stein, 1997; Schubert and Stein, 1997]. Generally, the organic carbon in the Arctic Ocean sedimentary record is dominated by terrigenous organic matter (TOM). This TOM is entrained within the sea ice on the Eurasian shelves and released during ice drift in areas of extensive melting and/or transported by turbidites [Stein *et al.*, 1994a; Schubert and Stein, 1996]. However, for areas where Atlantic water submerges into the Arctic Ocean, little information about organic carbon deposition during the last glacial/interglacial cycle exists [Thiede *et al.*, 1996]. Therefore a comparison of marine and terrestrial biomarker distributions with more conventional sedimentological climate proxies from an exceptionally well dated Arctic Ocean sediment core may give new insights into the carbon cycle in this high-latitude area.

In this paper we use geochemical, sedimentological, and stable isotope data to decipher processes controlling organic carbon deposition and its paleoceanographic significance along the northern Barents Sea margin. The study compares biomarkers indicative for marine and terrigenous organic matter, respectively, with other climate proxies in order to show the importance of a multiproxy approach for paleoproductivity reconstructions of the northern Barents Sea margin over the last 30 ka. Detailed investigations of the organic matter composition and its importance for interpretations in terms of surface-water productivity, preservation of MOM, and supply of TOM at the transitional zone of Atlantic to the Arctic Ocean are the major objectives of this work.

Material and Methods

During R/V *Polarstern* cruise Ark VIII/2 [Rachor, 1992], gravity core PS2138-1 (81°32.1 N, 30°35.6 E; 995 m water depth) was recovered on the northern continental slope of the Barents Sea (Fig. 2.1.1). Selection of core position was based on high-resolution Parasound echosounding system (4 kHz). The sediments mainly consist of bioturbated mud, which is occasionally interrupted by laminated sequences and layers of sand and gravel (Fig. 2.1.2).

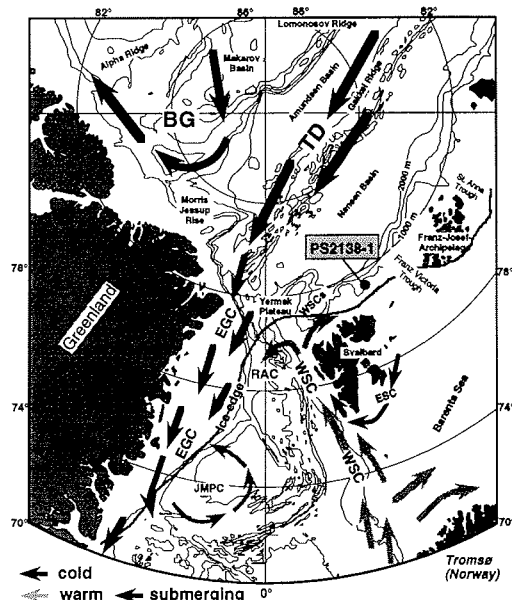


Fig. 2.1.1. Surface currents and average summer ice conditions in the European sector of the Arctic Ocean [Sudgen, 1982]. Location of core PS2138-1 is indicated by the solid circle. Abbreviations are TPD, Transpolar drift; BG, Beaufort Gyre; EGC, East Greenland Current; WSC, West Spitsbergen Current; WSCs, West Spitsbergen Current (submerging); ESC, East Spitsbergen Current; RAC, Return Atlantic Current; and JMPC, Jan Mayen Polar Current. A detailed description of the oceanographic setting in the study area is given by Hebbeln and Wefer [1997].

Sampling and Bulk Analysis

The core was routinely sampled at 5-10 cm intervals for sedimentological characteristics and lipid biomarkers; additional samples were taken in intervals of changing lithology and/or color. The characterization of lithology and structure was performed on X radiographs. Coarse-grained detritus >2 mm was counted in 1 cm intervals from the X radiographs to evaluate the content of ice-rafted debris (IRD) [Grobe, 1987]. To separate the sand and gravel fraction (>63 μm in wt. %) from the silt and clay fraction, each sample was rinsed through a 63 μm mesh. After drying for >48 hours at 50 °C, the coarse fraction was weighed. From the <63 μm fraction the silt and clay fractions were separated using settling tubes ("Atterberg method") [Müller, 1967].

Total carbon, nitrogen, and organic carbon contents were determined by means of a Heraeus CHN-O-RAPID elemental analyzer. The carbonate content was cal-

culated as CaCO_3 (percent) = $(\text{TC} - \text{TOC}) \cdot 8.333$, where TC (percent) is total carbon and TOC (percent) is total organic carbon [Stein, 1991, and references therein]. The carbon and nitrogen measurements have a standard deviation of 0.06% and 0.02%, respectively.

The dolomite content (percent) was determined by C. Vogt (unpublished data, 1997) by means of a Phillips PW 3020 diffractometer equipped with a cobalt $k\alpha$ radiation. Measurements were performed from 2° to 100° theta with a 0.02° theta step s^{-1} mode. The minerals were determined using the Qualit software package [Emmermann and Lauterjung, 1990]. The precision of dolomite determination is $\pm 1\%$. The amount of biogenic calcite was assumed by subtracting the dolomite from the carbonate content.

The hydrogen index (HI) was achieved by means of Rock-Eval pyrolysis as described by Espitalié *et al.* [1977]. The HI-value corresponds to the quantity of pyrolyzable hydrocarbons per gram TOC ($\text{mg HC (g TOC)}^{-1}$). The reproducibility is $\pm 8\%$. Biogenic silicate (percent) was measured by molybdate-blue spectrophotometry on dissolved ground bulk samples using an automated leaching technique [Müller and Schneider, 1993, and references therein]. The standard deviation of samples with different opal contents is $\sim \pm 5\%$ [Bonn, 1995].

Mass accumulation rates ($\text{g cm}^{-2} \text{ kyr}^{-1}$) of bulk sediment (AR_{bulk}) were calculated from linear sedimentation rates (cm kyr^{-1} ; based on calibrated ages) and dry bulk density data (g cm^{-3}) [van Andel *et al.*, 1975]. Dry bulk density was determined by weighing 5 cm^3 of dry sediment, measuring volume and density by Accupyc1330 (Micromeritics), and calculating wet bulk density and porosity according to Gealy [1971].

Mass Spectrometry Analysis

Stable carbon isotope ratios of the organic fraction were determined on decarbonated samples using a Finnigan MAT Delta-S mass spectrometer (AWI, Potsdam). Accuracy was checked by parallel analysis of international standard reference material (IAEA-CH-7). Results are expressed versus Vienna Pee Dee Belemnite (PDB). The analytical precision of the analysis is $\sim \pm 0.2\text{‰}$. A Finnigan MAT 251 mass spectrometer (AWI, Bremerhaven) was used to perform stable oxygen and carbon isotope measurements on the planktonic foraminifera *Neoglobobulimina pachyderma* (sin.) from the $>63 \mu\text{m}$ fraction. Results are expressed

sed in the δ notation (per mill versus PDB) and external reproducibility is 0.09‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and 0.06‰ for $\delta^{13}\text{C}$ [Mackensen *et al.*, 1994]. Results are calibrated against the National Institute of Standards and Technology (NIST) 19 standards. Several samples were chosen for AMS ^{14}C dating (Kiel, University) (Table 1). The ^{14}C dates are $\delta^{13}\text{C}$ -normalized and corrected for reservoir effects equal to 440 yr [Mangerud and Gulliksen, 1975]. The radiocarbon age was calibrated to a calendar age using the program Calib 3.0 [Stuiver and Reimer, 1993] for ages <18 ^{14}C ka and an extended second-order fit for the period >18 ^{14}C ka [Bard *et al.*, 1992].

Lipid analysis

For the lipid extraction, ~2-3 g of each sample was freeze-dried and treated with 10-15 mL methanol, methanol: dichloromethane (1:1), and dichloromethane. An internal standard (squalan) was added. The *n*-alkanes and long-chain unsaturated C_{37} alkenones were separated from the other fractions by column chromatography with hexane and hexane:ethylacetate (97:3), respectively. The *n*-alkanes were analyzed using a Hewlett-Packard 5890 gas chromatograph (GC) fitted with a cold injection system by Gerstel and an ultra-1 fused silica capillary column ((50 m)(0.25); film thickness 0.25 μm). Helium was used as a carrier gas. Analyses were performed with the following sequence of oven temperature: 60°C (1 min), 150°C (rate: 10°C min⁻¹), 300 °C (rate: 4°C min⁻¹), and 300°C (45 min isothermal). The precision for the *n*-alkane analysis was better than $\pm 10\%$. The fraction containing C_{37} alkenones was saponified with 1 M potassium hydroxide in 95% methanol for 2 hours at 90°C. The following temperature program was used: 60°C (1 min), 270°C (rate 20°C min⁻¹), 320°C (1°C min⁻¹), and 320°C (20 min isothermal). Because of the low alkenone concentrations, results obtained by GC were checked by GC/MS technique. C_{37} alkenones could not be quantified in the core. Very low concentrations in two samples are presented as relative abundances of the total extract.

Fatty acids were extracted in 15 mL dichloromethane:methanol 2:1 for 24 hours and spiked with an internal standard (fatty acid methyl ester 19:0). An aliquot of the total extract was transesterified for 4 hours at 80°C with 3% concentrated sulfuric acid in methanol. Four mL of Milli-Q were added, and the fatty acids were extracted three times in hexane. One μL of the extract was analysed using the GC

with DB-FFAP as liquid phase. The oven temperature program for the fatty acids was as follows: 160°C, 240°C (rate: 4°C min⁻¹), 240°C (15 min isothermal) (modified according to *Kattner and Fricke [1986]*). The precision for the fatty acid analysis was better than ±12%. Data for *n*-alkanes and fatty acids were acquired, and peak areas were quantified automatically using a HP Chem-Station.

The abundance of chlorophyll-derived pigments was measured using a UVvis spectrophotometer by Kontron. The freeze-dried and homogenized samples are extracted in 90% acetone (25 mL). The total abundances of photosynthetic pigments (tetrapyrroles) were estimated by measuring the absorbance of the extracts in the Soret band (i.e., 410 nm). Maxima absorption in the Satellite band at 665 nm apart from the Soret band at 410 nm shows the presence of chlorin-like pigments in the sediments [*Rosell-Melé and Koç, 1997; Rosell-Melé et al., 1997*]. The turbidity factor (absorbance at 750 nm) has been subtracted. The reproducibility of the measurements was better than ±7%.

Results

Age Model

The stratigraphic framework is based on oxygen isotope record of planktonic foraminifera *Neogloboquadrina pachyderma* (sin.) (Fig. 2.1.2). The definition of oxygen isotope stages (OIS) and their conversion into absolute ages follow the timescale of *Martinson et al. [1987]*. The stratigraphical control is further modified by several radiocarbon (AMS¹⁴C) datings (Table 2.1.1). The chronology was supplemented by carbon isotopes of *N. pachyderma* (sin.), the percent of organic carbon, and the carbonate content (Fig. 2.1.2). During OIS 2, the heaviest δ¹⁸O values (4‰-4.6‰) are observed. A prominent organic carbon peak dated between 22.5 and 19.5 ¹⁴C kyr on the western Svalbard margin and the Fram Strait is clearly identified in the core (Fig. 2.1.2) [*Hebbeln et al., 1994; Elverhøi et al., 1995*]. The OIS 2/3 boundary is indicated by a slight shift to lighter δ¹⁸O and heavier δ¹³C values. The beginning of the last deglaciation (Termination I) is dated at 15.4 ¹⁴C ka and is well defined by increasing δ¹⁸O values, decreasing δ¹³C values, and a distinct input of coarse-grained material (Fig. 2.1.2). The OIS 1/2 boundary is based on the measured AMS¹⁴C age. A general δ¹⁸O decrease to Holocene levels is observed at 60 cm. The age control points were converted to calendar years and then linearly interpolated between these points to deter-

mine numerical ages for each sample, assuming uniform sedimentation rates (Table 2.1.1). When not specified as ^{14}C ages, given ages are calibrated calendar ages.

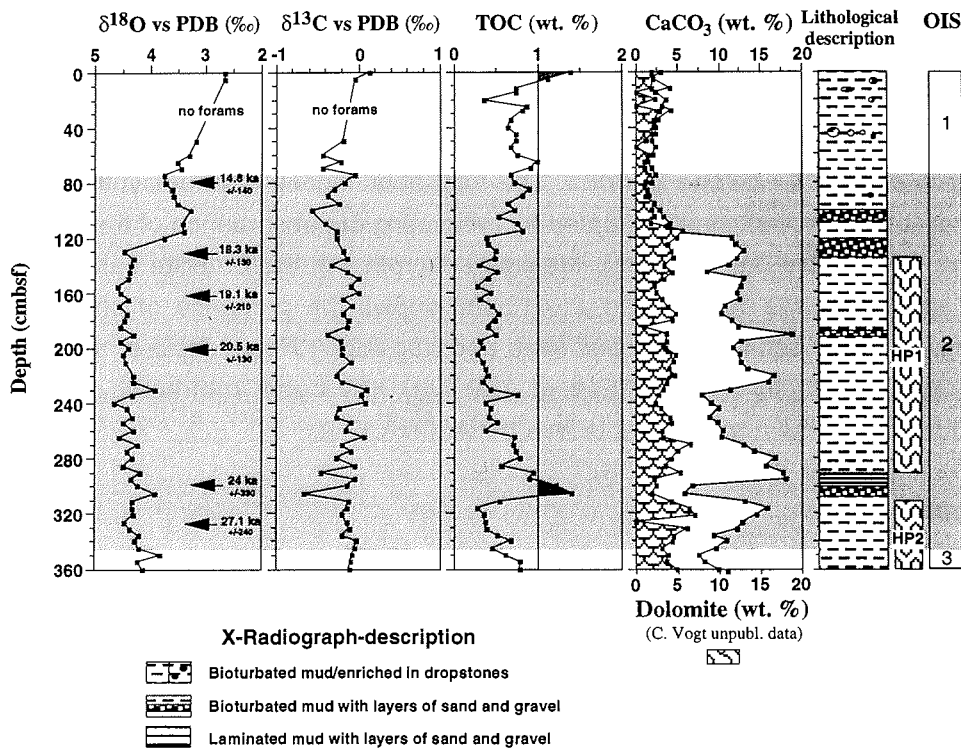


Fig. 2.1.2: Compilation of stable oxygen and carbon isotope records (*Neogloboquadrina pachyderma* sin.), total organic carbon (TOC) (wt. %), carbonate (CaCO_3) and dolomite content (wt. %), and lithological description of sediment core PS2138-1. Age control and stratigraphical framework are based on Accelerator Mass Spectrometry (AMS) ^{14}C dates (cf. Tab. 2.1.1), and oxygen isotope boundaries are after *Martinson et al.* [1987]. Oxygen isotope stages are displayed on the right. HP1 and 2, high productive zones, are defined according to *Hebbeln et al.* [1994] and *Dokken and Hald* [1996].

Terrigenous Signal

In the remainder of this paper, profiles of organic carbon composition, sedimentary proxies, and accumulation rates are plotted against calibrated ages. In order to compensate for dilution effects caused by variations in sedimentation rates, biomarker data are normalized to gram TOC. Calculation of C/N weight ratios and

Table 2.1.1: Results of Accelerator Mass Spectrometry (AMS) ^{14}C Datings, Corresponding Calendar Ages and Calculated Linear Sedimentation Rates (LSR) Deduced from the Stratigraphic Data.

Core	Depth in Core, cmbst ^a	Material	Corrected Ages, ^{14}C years ^b	Calibrated Ages ^c	Laboratory ref. Number	LSR (cmkyr ⁻¹)
PS2138-1	80	Bivalves	12600+140/-130	14796	KIA363	5.4
PS2138-1	130	mixed forams	15410+130/-130	18325	KIA1283	14.2
PS2138-1	160	<i>N. pachyderma</i> sin. ^d	16230+210/-210	19111	KIA364	37.9
PS2138-1	200	<i>N. pachyderma</i> sin.	16880+130/-150	20573	KIA2745	27.4
PS2138-1	300	<i>N. pachyderma</i> sin.	20040+330/-320	24007	KIA365	29.1
PS2138-1	331	<i>N. pachyderma</i> sin.	23100+240/-240	27185	KIA2744	9.7
PS2138-1	345	OIS2/3 boundary ^e	24000	28200		14.0

^a Centimeters below the surface.

^b A 440 year reservoir correction was applied to all ages.

^c The radiocarbon ages for the period up to 18 ^{14}C -years were calibrated to a calendar date using the program Calib 3.0 [Stuiver and Reimer, 1993; Bard et al., 1993] and an extended second-order fit [Bard et al., 1992] for the interval up to 30 ^{14}C -years.

^d *Neogloboquadrina pachyderma* sinistral.

^e Oxygen isotope stage boundary 2/3. Age follows the timescale of Martinson et al. [1987].

determination of hydrogen indices were made in order to obtain first information on the origin of the organic matter (terrigenous versus marine). In general, TOM shows C/N ratios >15, whereas MOM has low C/N ratios of ~5-7 [Bordowskiy, 1965; Scheffer and Schachtschabel, 1984]. However, it has to be taken into account that C/N ratios are also low in illite-enriched sediments because of significant amounts of inorganic nitrogen [Müller, 1977]. In immature carbon-rich (TOC > 0.5%) sediments, HI <100 mg HC (g TOC)⁻¹ are typical for TOM, whereas organic matter with significant amounts of marine components has HI values of 200-400 mg HC (g TOC)⁻¹ [e.g., Tissot and Welte, 1984; Stein, 1991]. Downcore variations of C/N ratios and HI values indicate a clear dominance of TOM. C/N values vary between 10 and 20, whereas the hydrogen indices are lower than 100 mg HC (g TOC)⁻¹ throughout most of the core (Fig. 2.1.3). Lower C/N ratios during OIS 1 and early OIS 2 are caused by high amounts of inorganic nitrogen (J. Knies, unpublished data, 1998). The $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values vary between -24‰ and -27‰ during OIS 3, OIS 2, and Termination I and are widely regarded as an indicator of TOM in the Arctic Ocean (Fig. 2.1.3) [Ruttenberg and Goñi, 1997].

Selected types of biomarkers are used to assess in detail whether the organic matter is of land or marine origin. Long- (C₂₇, C₂₉ and C₃₁) and short-chain (C₁₇ and C₁₉) *n*-alkanes indicate the contribution of land-derived vascular plant

and C₁₉) *n*-alkanes indicate the contribution of land-derived vascular plant material and the input of autochthonous MOM, respectively [e.g., *Eglinton and Hamilton*, 1963; *Gelpi et al.*, 1970; *Blumer et al.*, 1971; *Youngblood and Blumer*, 1973]. The concentration of long-chain *n*-alkanes ranges from 50 to 350 µg (g TOC)⁻¹ with no particular glacial/interglacial trend. The short-chain to long-chain *n*-alkane ratio (C_{17,19}/C_{27,29,31}) shows a predominance of TOM during early and late OIS 2, Termination I, and the Holocene (Fig. 2.1.4). A distinct enrichment of long-chain *n*-alkanes is observed only during middle OIS 2 and Termination I.

As a good indicator of iceberg or sea ice transport, we used the records of IRD (>2 mm) and the coarse fraction (>63 µm) [*Hebbeln and Wefer*, 1997]. Continuous IRD input occurs primarily during Termination I and the Holocene. Short events in OIS 2 correlate well with increased input of coarse fraction and light δ¹³C_{org} values (Fig. 2.1.3). A distinct drop in IRD is observed in near-surface sediments. Higher input of detrital dolomite (up to 6%) is generally observed in glacial sediments during OIS 2 (Fig. 2.1.3).

Marine Signal

In the Fram Strait and along the western Svalbard margin, calcite is well correlated to high numbers of planktonic and benthonic foraminifera [*Hebbeln and Wefer*, 1997]. The highest calcite concentrations (up to 12%) occur in late OIS 3 and during OIS 2, whereas OIS 1 is almost barren of foraminifera (Fig. 2.1.3). A slight increase in MOM indicated by heavier δ¹³C_{org} values (up to -22.5‰) occurs during the Holocene. Short-chain *n*-alkane concentration varies between 25 and 300 µg (g TOC)⁻¹ with a distinct maximum during middle OIS 2. Short- to long-chain *n*-alkane ratios >1 are also found during middle OIS 2, which is consistent with high chlorin concentrations and the abundances of C₃₇ alkenones and indicate a distinct higher input of MOM. Another peak of total chlorin, biogenic opal, and fatty acid (sum of 16:0, 16:1, and 18:1) concentrations and C₃₇ alkenones are observed during Termination I. The abundance of chlorins as a diagenetic product of chlorophyll has been related to primary productivity/preservation of autochthonous marine phytoplankton in sedimentary records [e.g., *Rosell-Melé and Koç*, 1997]. Additionally, in surface samples those fatty acids are described in algal material [cf. *Kates and Volcani*, 1966; *Fahl and Stein*, 1997, and references therein], although a contribution from bacterial or terrestrial

input can not be excluded [c.f. *Boon et al.*, 1975; *Prahl et al.*, 1989]. Furthermore, long-chain unsaturated C₃₇-alkenones synthesized by haptophytes are used as a marine source indicator [e.g., *Volkman et al.*, 1980].

Discussion

Processes controlling deposition of MOM in the North Atlantic-Arctic Gateways: OIS 2

Regarding paleoceanographic reconstructions in the North Atlantic-Arctic Gateways region, meridional circulation patterns with seasonal or permanent Atlantic water advection have been reported during the last glacial/interglacial cycle [e.g., *Hebbeln et al.* 1994]. Two short time periods between 31.4-26.5 and 23-17.4 ka (27-22.5 and 19.5-14.5 ¹⁴C ka) of relatively warm water advectations from the North Atlantic into the Norwegian/Greenland Sea (NGS) served as a regional moisture source for the Svalbard/Barents Sea ice sheet (SBIS) build-up during the late Weichselian [*Hebbeln et al.*, 1994]. These periods are associated with increased abundances of coccoliths and subpolar planktonic and benthonic foraminifera [*Hebbeln and Wefer*, 1997] and are designated as high productive zones (HP) [*Dokken and Hald*, 1996]. Significant changes in composition and amount of MOM during these time intervals do not occur. Between 26.5 and 23 ka (22.5 and 19.5 ¹⁴C ka) an intensified input of TOM is observed on the western Svalbard margin [*Hebbeln et al.*, 1994; *Elverhøi et al.*, 1995], which may indicate the first significant ice advance beyond the present coastline. In contrast, *Dokken* [1995] argued that this input reflects instead a deglaciation signal in between two periods of glacier growth within the late Weichselian. A distinct layer of coarse-grained material overlaid by laminated sediments between the high productive zones in core 2138 (Fig. 2.1.2) supports this conclusion.

In general, the idea is that the input of these TOM-rich materials by retreating glaciers between 26.5 and 23 ka might be transported by dense bottom water currents from the shelf through the westward dipping troughs of the Svalbard margin into the eastern NGS. Feeding into intermediate Atlantic water masses, the material can be traced along the entire Barents Sea margin to the north and east [*Hebbeln et al.*, 1994; *Elverhøi et al.*, 1995; *Andersen et al.*, 1996]. Contemporaneous events with an input of reworked organic-rich material are recorded

along the eastern Greenland margin [Nam *et al.*, 1995] from the northern Iceland Plateau and the Vøring Plateau [Wagner and Henrich, 1994].

High input of reworked TOM indicated by high C/N ratios (up to 20) and light $\delta^{13}\text{C}$ values (down to -27‰) between two high productive zones" (HP1 and HP 2) (calcite content: up to 12 %) during the late Weichselian is also observed in PS2138-1 (Fig. 2.1.3) and suggests similar paleoceanographic conditions as described in the Fram Strait and at the western Svalbard margin [Hebbeln *et al.*, 1994; Elverhøi *et al.*, 1995; Dokken and Hald, 1996; Hebbeln and Wefer, 1997; Knies *et al.*, 1998]. The origin of the TOM-rich material could be related to sediments of the Spitsbergenbanken and the central Barents Sea [Bjørlykke *et al.*, 1978; Elverhøi *et al.*, 1995]. Organo geochemical studies of this material indicate that a reworked marine-derived source can be excluded. High C/N ratios (24), low hydrogen indices (70 mg HC (g TOC) $^{-1}$), and low oxygen indices (10 mg CO $_2$ (g TOC) $^{-1}$), and a high maturity (T_{max} : 470°C) confirm a reworked terrigenous source. In the remainder of the paper this time interval between 25 and 23 ka is described as Event I.

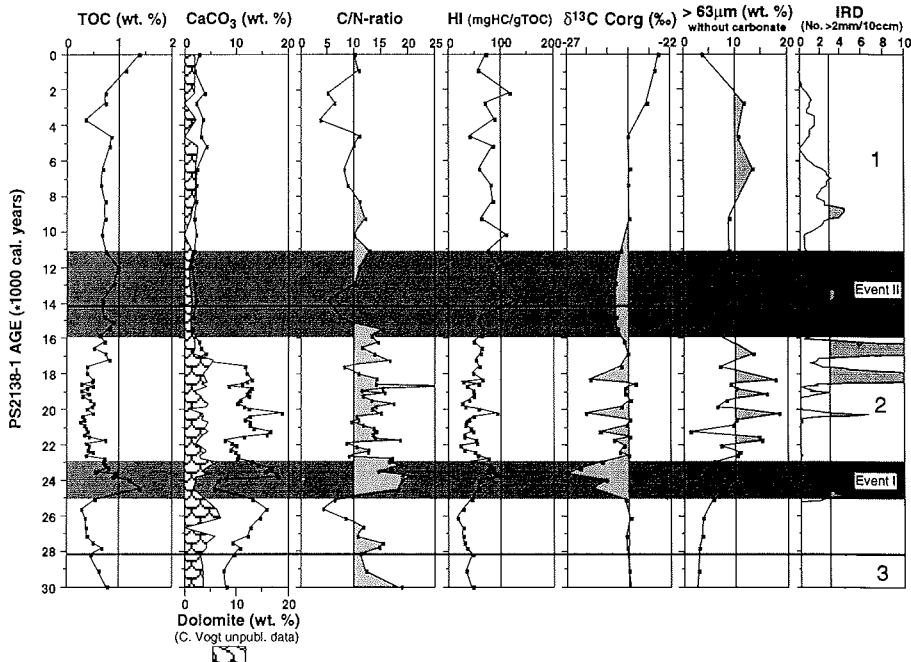


Fig. 2.1.3: Total organic carbon, carbonate and dolomite content (all wt. %), C/N ratio, hydrogen index (HI), $\delta^{13}\text{C}_{\text{Corg}}$ (per mill versus Vienna Pee Dee Belemnite), $>63\ \mu\text{m}$ fraction (wt. %), and ice-rafted debris (IRD) ($>2\ \text{mm}$) data versus calibrated age.

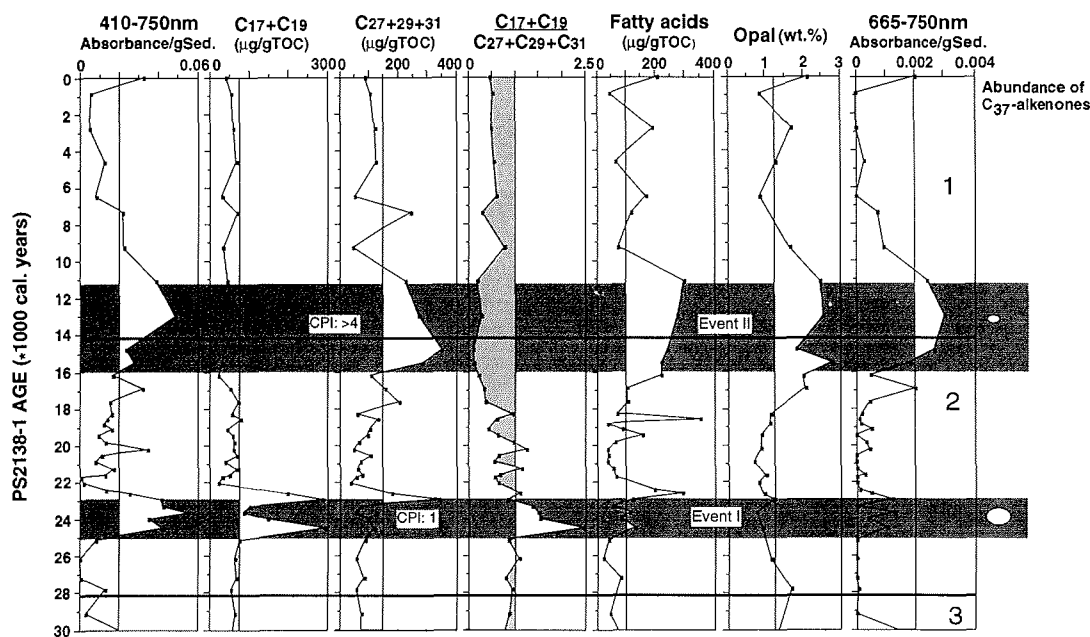


Fig. 2.1.4: Compilation of total abundances of chlorophyll-derived pigments (410-750 nm (g sediment^{-1}), short- (marine-derived) and long-chain (terrigenous-derived) n -alkanes ($\mu\text{g (g TOC)}^{-1}$), ratio of marine- and terrigenous-derived n -alkanes, fatty acids (sum of 16:0, 16:1 ($n-5$) ($n-7$), 18:1 ($n-7$) ($n-9$) ($\mu\text{g (g TOC)}^{-1}$), opal content (wt. %), and chlorin-like pigments (665-750 nm (g sediment^{-1})) versus calibrated age. Abundances of C_{37} alkenones are indicated as relative abundances of the total extract. It should be noted that alkenones could not be quantified in the sediment core. Low concentrations of C_{37} alkenones were measured in two samples. Carbon Preference Index ($\text{CPI}_{(21-32)}$) is reported according to *Bray and Evans* [1961]. Fresh terrigenous organic material has a CPI of 3-10, whereas that of fossil material varies ~ 1 [e.g., *Hollerbach*, 1985].

However, during the high productive zones, various indicative parameters demonstrate that the sedimentary organic matter is also predominantly of terrigenous origin: C/N ratios are mostly higher than 12, and HI values are lower than $100 \text{ mg HC (g TOC)}^{-1}$. Lighter $\delta^{13}\text{C}$ values are well correlated with distinct input of coarse- and fine-grained IRD (Fig. 2.1.3). This TOM most probably originated in the Mesozoic strata cropping out along the western Scandinavian and Svalbard/Barents Sea shelf and was transported by glacial erosion to the deep sea [e.g., *Elverhøi et al.*, 1995; *Andersen et al.*, 1996; *Wagner and Henrich*, 1994; *Wagner and Hölemann*, 1995]. Increased accumulation rates of organic carbon

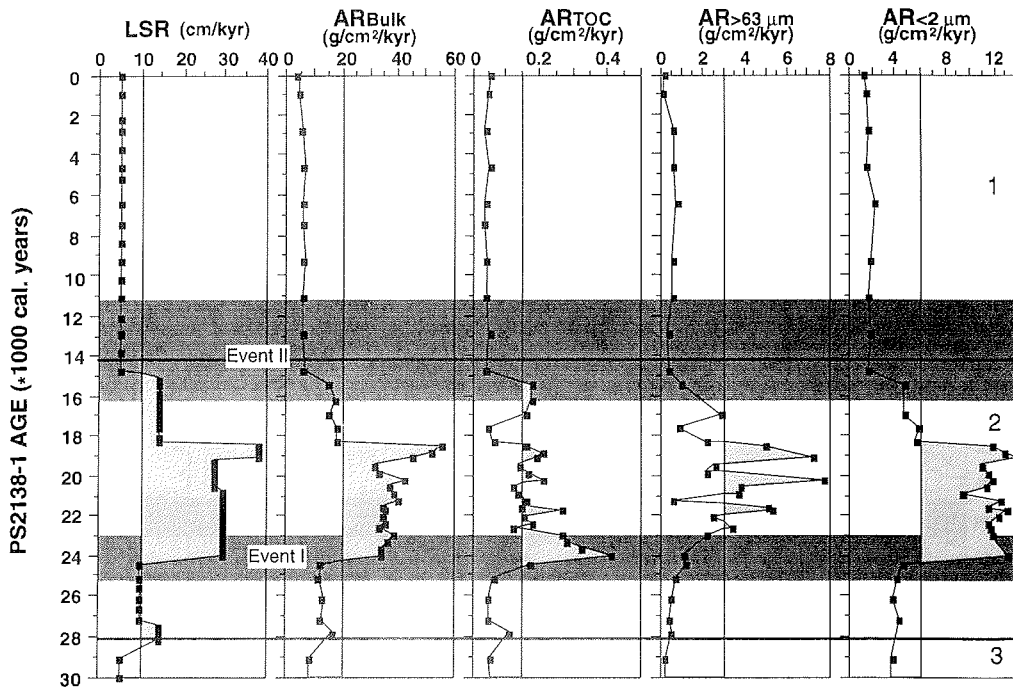


Fig. 2.1.5: Linear sedimentation rate (cm kyr^{-1}) bulk mass accumulation rate ($\text{g cm}^{-2} \text{kyr}^{-1}$), accumulation rates of organic carbon, the $>63 \mu\text{m}$ fraction (without carbonate), and the $<2 \mu\text{m}$ fraction (all in $\text{g cm}^{-2} \text{kyr}^{-1}$) versus calibrated age.

(up to $0.45 \text{ g cm}^{-2} \text{ kyr}^{-1}$) during OIS 2 indicate an even higher absolute supply of TOM (Fig. 2.1.5). However, a more detailed look at the marine- and terrigenous-derived biomarkers indicates that higher accumulation rates of MOM occur only during Event I. Despite the predominance of TOM during OIS 2 the ratio of short- to long-chain *n*-alkanes is generally >1 during Event I, which indicates a significant marine contribution. An enhanced marine influence is also documented by slightly increased fatty acid concentrations and abundances of long-chain unsaturated C_{37} alkenones (Fig. 2.1.4). The enhanced total absorbance of chlorophyll-derived pigments in this time interval cannot be easily related to MOM or TOM. However, a relative enrichment of chlorin-like pigments also reflects a slightly higher amount of MOM (Fig. 2.1.4). The inconsistency of these results may be explained by a paleoenvironmental model shown in Figure 2.1.6..

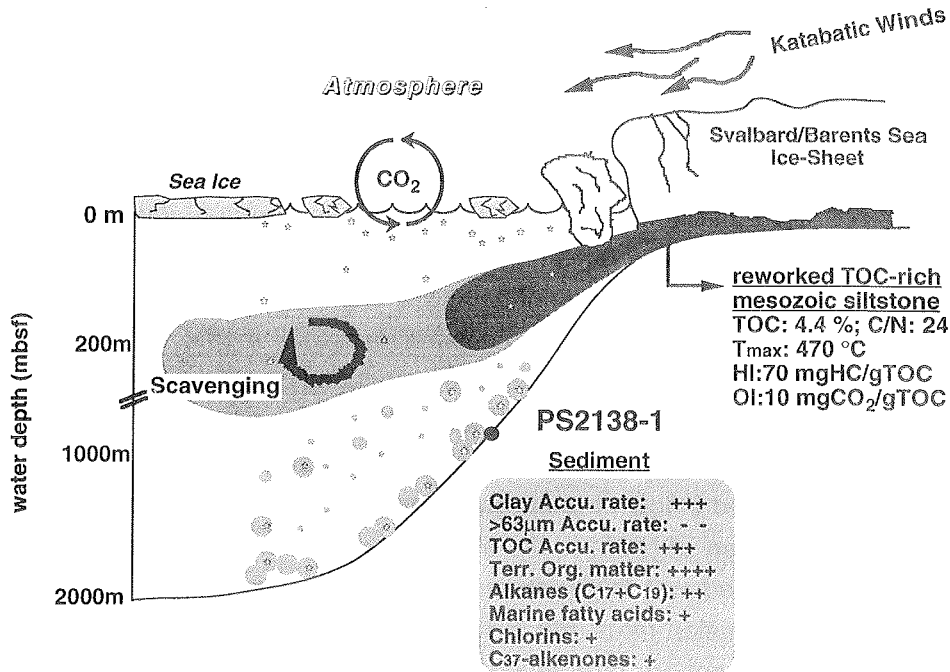


Fig. 2.1.6: Model showing possible paleoenvironment along the northern Barents Sea margin during Event I. Reworked TOM-rich material transported by glaciers was picked out of the fraction $>63\ \mu\text{m}$. Total organic carbon and nitrogen were measured by the CHN-elemental analyzer and HI and oxygen index (OI) by Rock Eval pyrolysis. Information regarding the maturity of the organic material can be obtained from the temperature of maximum pyrolysis yield T_{max} [Tissot and Welte, 1984]. Climate-related sedimentary proxies in the sediment are listed in the shaded box.

The input of the organic-rich debris from the Spitsbergenbanken by retreating glaciers during Event I probably explains the enrichment of MOM in the underlying sediments. *Ittekkot et al.* [1992] described a similar process in the Arabian Sea, where increased vertical or lateral flux of fine-grained suspended material produces a scavenging and a higher adsorbance of autochthonous organic matter in the water column. *Deuser et al.* [1981] observed that an increase in total mineral flux is accompanied by an increase in MOM flux. Considering the average surface-water productivity during OIS 2, we assume that during the entire period, export production was more or less constant. However, owing to an increase of total flux of fine-grained ($11\ \text{g cm}^{-2}\ \text{kyr}^{-1}$) rather than coarse-grained ($1\ \text{g cm}^{-2}\ \text{kyr}^{-1}$) reworked TOM-rich material and high AR_{bulk} ($40\ \text{g cm}^{-2}\ \text{kyr}^{-1}$), a

better preservation of MOM is achieved (Fig. 2.1.5) [Müller and Suess, 1979]. Thus the removal of MOM from the euphotic zone to the sediments is increased because of a rapid incorporation into fine-grained organic-rich mineral matter of terrigenous origin. The continuous flux of turbid meltwater suspensions at the grounding line of the glaciers support this process. Therefore respiration and decay of MOM are restricted in the water column. In contrast, input of coarser TOM and high sedimentation rates (up to 30 cm kyr⁻¹) during OIS 2 do not significantly influence the preservation of MOM (Fig. 2.1.5).

This interpretation confirms partly a paleoenvironmental model by Wagner and Hölemann [1995]. This model describes an enhanced coupling of lithogenic and marine organic particles for periods of diamicton deposition in the NGS. They suggest that a better preservation of MOM is not related to enhanced export productivity or intensified inflow of relatively warm Atlantic water but to a more efficient vertical transport of MOM to the seafloor. In our case, we believe that the release of fine-grained and TOM-rich material by retreating ice sheets and associated high sedimentation rates (Fig. 2.1.5) caused a more rapid transfer of MOM into the deep-water sphere by forming large aggregates of marine and terrigenous particles than an increased input of coarse-grained material and high sedimentation rates would have. Therefore we assume that despite this terrigenous organic background signal and assumed lower surface-water productivity during OIS 2 than that of the modern NGS, higher amounts of MOM were preserved during Event I rather than during the Holocene (with a stronger advection of Atlantic water) or at present [Stein et al., 1994b; Schubert and Stein, 1996]. Although Wheeler et al. [1996] measured higher primary productivity rates in the water column of the central Arctic Ocean than previously expected, the benthonic respiratory demand and well-oxygenated bottom waters result in a very low accumulation rate of MOM in surface sediments [Stein et al., 1994a, b; Fahl and Stein, 1997; Boetius and Damm, 1998]. Hence we conclude that the processes described during Event I and contemporaneous events in the NGS between 25 and 23 ka [Wagner and Henrich, 1994; Nam et al., 1995; Elverhøi et al., 1995] are more important for removal and preservation of autochthonous MOM in the Arctic Ocean and adjacent seas than are surface-water productivity changes (see discussion in, for example, Emerson et al. [1985]; Pedersen and Calvert [1990]).

Termination I

At the beginning of the last glacial-interglacial transition a rapid $\delta^{18}\text{O}$ depletion and a contemporaneous $\delta^{13}\text{C}$ minimum were recorded in the eastern Arctic Ocean at 18.6 ka (~ 15.7 ^{14}C ka) and at the Svalbard margin at 17.7 ka (~ 14.8 ^{14}C ka) [Jones and Keigwin, 1988; Hebbeln et al., 1994; Stein et al., 1994a]. These signals combined with a major contribution of IRD are interpreted as a major meltwater anomaly, which probably reflects the onset of the decay of the SBIS in the southwestern Barents Sea and the western Svalbard margin [e.g., Elverhøi et al., 1995]. At the northern Barents Sea margin the first distinct signal of ice recession is marked by a small but significant input of IRD at 19.1 ka. This is consistent with a first distinct deglacial signals around 18.9 ka (~ 16 ^{14}C ka) at the southwestern Barents Sea margin proposed by Vorren et al. [1988]. A maximum pulse of IRD input at 18.3 ka may indicate the beginning retreat of the ice sheet from the shelf break (Fig. 2.1.3). A second pulse of deglaciation is indicated by a distinct meltwater event ($\delta^{18}\text{O}$, 3.2‰; $\delta^{13}\text{C}$, -0.57‰) and IRD input before 14.8 ka. Lubinski et al. [1996] suggests that the northern Barents Sea margin at water depth ≥ 470 m was deglaciated at 15.2 ka (~ 13 ^{14}C ka). Foraminiferal assemblages suggest that Atlantic-derived intermediate water may have begun to penetrate the Franz Victoria Trough on the northern Barents Sea margin 15.2 ka (~ 13 ^{14}C ka) ago [Lubinski et al., 1996]. This date is consistent with a permanent intrusion of Atlantic water to the NGS and along the western Svalbard margin [Hald and Vorren, 1987; Dokken, 1995; Sarnthein et al., 1995; Hald and Aspeli, 1997]. The retreat of the SBIS to the present shoreline was probably complete by 11.2 ka (~ 10 ^{14}C ka), which is supported by terrestrial evidence from Franz Josef Land and eastern Svalbard [Forman et al., 1995, and references therein]. In the remainder of this paper the transition to postglacial marine sedimentation between 15.9 and 11.2 ka (13.5 and 10.0 ^{14}C ka) on the northern Barents Sea margin is described as Event II.

Biogenic calcite is often used as the surface-water productivity indicator in the North Atlantic but is probably of limited value in analyzing Event II [e.g., Hebbeln and Wefer, 1997] since the carbonate content (3%-5%) is mainly composed of detrital dolomite instead of biogenic calcite (Fig. 2.1.3). However, hydrogen indices exceeding 100 mg HC (g TOC) $^{-1}$ reflect the presence of slightly more MOM and stronger advection of Atlantic water during Event II. However, a predominant

terrigenous source of the organic matter is documented by light $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values (-25‰) (Fig. 2.1.3). A closer look at the organic matter composition during Event II indicates that high concentrations of TOM and MOM were deposited (Figure 2.1.4). In particular, long-chain *n*-alkanes, total tetrapyrroles, biogenic opal, chlorin-like pigments, and fatty acids reach maximum values. In contrast to Event I the TOM appears to be dominantly "fresh" material indicated by carbon preferences indeces (CPI) >4 (Fig. 2.1.4).

A possibility for better preservation of MOM during Event II could be a combination of higher nutrient supply, increasing phytoplankton growth, and an increased vertical flux of mineral and TOM-rich suspensions. In particular, melting of sea ice in the vicinity of the incipient warm Atlantic water intrusion provides large amounts of mineral suspensions and significantly increased surface-water productivity by the higher nutrients supply in the euphotic zone [Nelson *et al.*, 1989; Fahl and Stein, 1997]. Because of mineral adsorption of organic particles, larger aggregates stabilize the MOM, slowing remineralization rates and effecting a rapid removal into the deepwater sphere. A possible source for fresh TOM-rich material is the Laptev and Kara Sea shelf region [Stein *et al.*, 1994b; Schubert and Stein, 1997]. TOM on the shelf was eroded because of a rise in sea level transported by the Transpolar Drift and released because of intensive sea ice melting in the study area. Thus, labile MOM that was accumulated in the Arctic Ocean and its adjacent seas during Event II is optimally preserved because of increased primary production at the MIZ, higher settling flux of MOM, and sorptive protection by the high input of detrital and terrigenous organic material [e.g., Calvert, 1987; Mayer, 1994; Keil *et al.*, 1994]. In summary, preservation of autochthonous MOM in Arctic Ocean deposits is, in particular, linked to the lateral flux and deposition of mineral or TOM-rich ballast.

Conclusions

1. Generally, fluxes and variations of organic carbon composition in a sediment core on the northern Barents Sea margin do not reflect changes in paleo-surface-water productivity.
2. The removal of biologically fixed CO_2 into the deepwater sphere was increased between 25 and 23 ka (Event I) because of a rapid incorporation into fine-grained mineral matter and a subsequent rapid transfer to the deep sea. In

particular, the enhanced total flux of glacially eroded and fine-grained reworked TOM-rich material by retreating glaciers caused a better preservation of MOM due to a scavenging in the water column.

3. These "mineral ballast effects" are presumably seen in the NGS and are probably more important for preservation of MOM than are surface-water productivity changes.

4. The highest concentration of MOM was accumulated between 15.9 and 11.2 ka (Event II) because of sorptive protection by detrital and terrigenous organic-rich material, high-suspension load and nutrient supply due to melting sea ice, and a permanent intrusion of relatively warm Atlantic water.

2.2 Late Quaternary growth and decay of the Svalbard/Barents Sea ice sheet and paleoceanographic evolution in the adjacent Arctic Ocean

Jochen Knies, Christoph Vogt and Ruediger Stein

Alfred-Wegener-Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany

(Geo-Marine Letters: in press)

<u>Contents of manuscript</u>	<u>Page</u>
Abstract	35
Introduction	35
Methods	36
Stratigraphy	38
Analytical data	40
Discussion	40
-Indications of Atlantic water advection during OIS 2 and 6.....	40
-Deglaciation patterns along the northern Barents Sea margin.....	45
-Interglacial sedimentary characteristics.....	46
Conclusions	47

Abstract

The paleoceanography in the Nordic seas was characterized by apparently repeated switching on and off of Atlantic water advection. In contrast, a continuous influx of Atlantic waters probably occurred along the northern Barents Sea margin during the last 150 ka. Temporary ice-free conditions enhanced by subsurface Atlantic water advection and coastal polynyas accelerated the final ice sheet build-up during glacial times. The virtually complete dissolution of biogenic calcite during interglacial intervals was controlled mainly by CO₂-rich bottom waters and oxidation of higher levels of marine organic carbon and indicates intensive Atlantic water inflow and a stable ice margin.

Introduction

During the late Quaternary, regional and perhaps global paleoclimate and paleoceanography were apparently controlled by the switching on and off of Atlantic water advection to the European sector of the Arctic Ocean (e.g. Broecker et al. 1990). Recent investigations show that open-water conditions existed at least seasonally not only during the interglacials (e.g. Kellogg 1976) but also during the Weichselian glaciation (Hebbeln et al. 1994, Dokken and Hald 1996). It is assumed that the advection of warm Atlantic water to the Norwegian-Greenland seas (NGS) triggered the growth of the Svalbard/Barents Sea ice sheet (SBIS) (Hebbeln et al. 1994) and greatly influenced the atmospheric circulation through the last glacial-interglacial transition (Charles et al. 1994).

Up to now, there have been major gaps in the understanding of preceding glacial-interglacial cycles in the NGS because of limited stratigraphic resolution of marine and terrestrial records. In particular, detailed information about major advances of the SBIS and the onset of deglaciation, corresponding to Atlantic water advection during oxygen isotope stage 6 (Saalian glaciation), are still under discussion (Lloyd et al. 1996; Hebbeln and Wefer 1997).

Here, we present stratigraphical, geochemical, and sedimentological data from a sediment core (PS2138-1; 81°32.1 N, 30°35.6 E; 995 m water depth) recovered during the *R/V Polarstern* cruise ARK-VIII/2 (Rachor 1992) (Fig. 2.2.1) that elucidates the glacial-interglacial changes from the northern Barents Sea margin during the late Quaternary. The aims of this study are to reconstruct the timing and mode of Atlantic water advection to the northern Barents Sea margin and to

correlate varying inputs of ice-rafted detritus (IRD) with deglaciation patterns of the SBIS during the last two glacial-interglacial cycles.

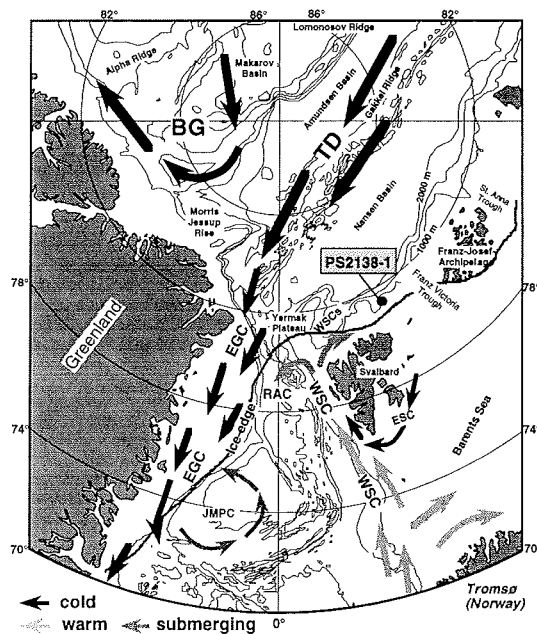


Fig. 2.2.1: Surface currents and average summer ice conditions in the European sector of the Arctic Ocean. Location of core PS2138-1 is indicated by the solid circle. Abbreviations are TD: Transpolar Drift; BG: Beaufort Gyre; EGC: East Greenland Current; WSC: West Spitsbergen Current; WSCs: West Spitsbergen Current [submerging]; ESC: East Spitsbergen Current; RAC: Return Atlantic Current; JMPC: Jan Mayen Polar Current. A detailed description of the oceanographic setting in the study area is given in Hebbeln and Wefer (1997).

Methods

Stable oxygen and carbon isotope measurements of 10 to 12 *Neogloboquadrina pachyderma* sin. specimens from the > 63 μm fraction were performed using a Finnigan MAT 251 mass spectrometer (AWI, Bremerhaven). Results are expressed in the δ -notation (‰ vs PDB) and are calibrated against the National Institute of Standards and Technology (NIST) 19 standards.

Total carbon (TC), nitrogen, and total organic carbon (TOC) were determined by means of a Heraeus CHN-O-RAPID elemental analyser. The carbonate content

was calculated as $\text{CaCO}_3 (\%) = (\text{TC} - \text{TOC}) * 8.333$, where TC (%) = total carbon and TOC (%) = total organic carbon.

C/N weight ratios characterizing the composition of the organic matter were calculated as total organic carbon/total nitrogen ratios. In general, terrigenous organic matter (TOM) shows C/N-ratios >15 , and marine organic matter (MOM) shows C/N-ratios <10 (Scheffer and Schachtschabel 1984). The hydrogen index [HI in milligrams of hydrocarbon (HC) per gram of TOC] was determined by means of Rock-Eval pyrolysis. In immature sediments, hydrogen indices of <100 mg HC/g TOC are typical of TOM, whereas organic matter with significant amounts of MOM have HI-values of 200-400 mg HC/g TOC (Tissot and Welte 1984).

Stable carbon isotope ratios of the organic fraction were determined on decarbonated samples using a Finnigan MAT Delta-S mass spectrometer (AWI, Potsdam). Accuracy was checked by parallel analysis of international standard reference material (IAEA-CH-7). Results are expressed vs. Vienna-PDB. $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -values between -24 and -27 ‰ are widely regarded as an indicator of TOM supply, whereas heavier values indicate significant amounts of MOM in Arctic Ocean sediments (Ruttenberg and Goñi 1997).

The dolomite content was determined by means of a Phillips PW3020 diffractometer equipped with a cobalt α -radiation. Measurements were performed from 2 to 100 °theta with a 0.02 °theta step/s. Detailed description of preparation and analytical processing are outlined in Vogt (1997).

To estimate the amount of IRD, which is assumed to be delivered by icebergs and sea ice and which is generally accepted to be a useful tool for reconstructing the activity of glaciers on land, the fraction >2 mm was counted downcore on X-ray radiographs of each centimeter, applying the method of Grobe (1987). The coarse fraction >63 μm was determined by sieving 5 cm^3 sediment over a 63 μm mesh. Percentages were calculated after excluding biogenic particles and detrital carbonate.

Mass accumulation rates grams per square centimeter per thousand years of bulk sediment (AR_{bulk}) and of individual components like total organic carbon (AR_{TOC}), carbonate (AR_{carb}) and the coarse fraction ($\text{AR}_{>63\mu\text{m}}$) are calculated following van Andel et al. (1975).

Several samples were chosen for accelerator mass spectrometry (AMS) ^{14}C dating (Leibniz Lab of Kiel University) (Table 2.2.1). The ^{14}C dates are $\delta^{13}\text{C}$ -normalized and corrected for reservoir effects equal to 440 yr (Mangerud and Gulliksen 1975). The radiocarbon age was calibrated to a calendar age using the program Calib 3.0 (Stuiver and Reimer 1993) for ages <18 ^{14}C ka and an extended second-order fit for the period >18 ^{14}C ka (Bard et al. 1992).

Stratigraphy

The stratigraphic framework is based on oxygen and carbon isotope records of planktonic foraminifera *N. pachyderma* sin. (Fig. 2.2.2). The definition of oxygen isotope stages (OIS) and their conversion into absolute ages follow the time scale of Martinson et al. (1987). The stratigraphical control is further modified by several AMS ^{14}C datings (Tab.2.2.1).

Table 2.2.1: AMS ^{14}C dates for PS2138-1.

Core	Depth in core (cmbsf)	Material	Age uncorr. ^{14}C years	Age corr. ^{14}C years	Laboratory reference no.
PS2138-1	80 cm	Bivalves	13040+140/-130	12600	KIA363
PS2138-1	130 cm	mixed forams	15850+130/-130	15410	KIA1283
PS2138-1	160 cm	<i>N. pachyderma</i> sin.	16670+210/-210	16230	KIA364
PS2138-1	300 cm	<i>N. pachyderma</i> sin.	20480+330/-320	20040	KIA365
PS2138-1	380 cm	mixed forams	35340+1570/-1310	34900	KIA1284

Although the global oxygen isotope signal may be significantly compromised by local meltwater events, the record reflects OIS 1 through upper OIS 6 in detail. Oxygen isotopic events 6.3 and 6.2 are indicated by a shift to lighter $\delta^{18}\text{O}$ -values (3.7 ‰) and heaviest $\delta^{18}\text{O}$ -values (4.6 ‰), respectively (Martinson et al. 1987). The light $\delta^{18}\text{O}$ -value (2.1 ‰) at 542 cm core depth is attributed to the influence of light isotopic deglacial water and is interpreted as representing the OIS 6/5 boundary (Termination II). Substage 5.5 is indicated by light $\delta^{18}\text{O}$ -values. Substages 5.1 and 5.5-5.3 are indicated by the occurrence of the benthonic foraminifera *Pullenia bulloides* (Haake and Pflaumann 1989; Lloyd et al. 1996). The OIS 5/4 boundary is indicated by a marked shift in the oxygen isotope record (0.7 ‰) to heavier values. The OIS 4/3 boundary is coincident with an enhanced input of IRD, dated in the Fram Strait to approximately 50-38 ka (Hebbeln and Wefer 1997) and the Mid-Weichselian deglaciation on Svalbard (Mangerud and

Svendsen 1992) (Fig. 2.2.3). The OIS 3/2 boundary is indicated by a shift to heavier $\delta^{18}\text{O}$ -values. The beginning of the last deglaciation (Termination I) is dated at 15.4 ^{14}C ka and is well defined by the transition to low $\delta^{18}\text{O}$ values and prominent $\delta^{13}\text{C}$ minima. The OIS 1/2 boundary is identified by means of the measured AMS ^{14}C age at 12.6 ka. A general $\delta^{18}\text{O}$ decrease to Holocene levels is observed at 60 cm. The age control points and oxygen isotope events according to Martinson et al. (1987) were converted to calendar years and then linearly interpolated between these points to determine the numerical age for each sample, assuming uniform sedimentation rates.

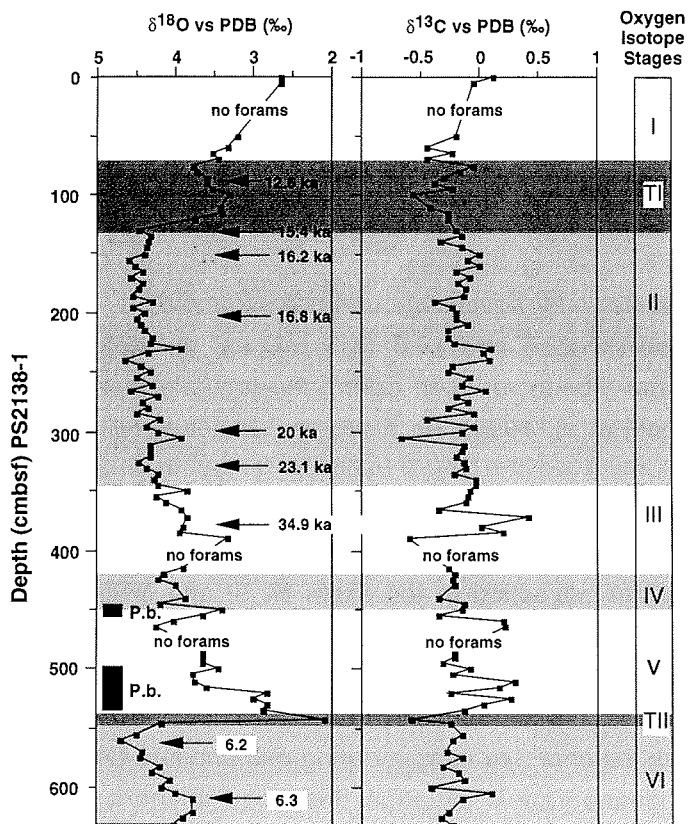


Fig. 2.2.2: Isotope stratigraphy of core PS2138-1 based on stable oxygen and carbon isotope records of the planktonic foraminifer *N. pachyderma* sin. and several AMS ^{14}C -datings [arrows]. Isotope stages and events are related to Martinson et al. (1987). The abbreviation P.b. indicates the appearance of the benthonic foraminifer *P. bulloides* within substages 5.5-5.3 and 5.1 (J. Wollenburg, pers. comm.).

Analytical data

The TOC contents range between 0.3 and 1.5 % but are in general < 1 % (Fig. 2.2.3). Based on C/N-ratios (> 10), Rock-Eval data (HI < 100 mg HC/g TOC) and $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -values (< -24 ‰), the organic matter is mainly of terrigenous origin. Lower C/N ratios are caused by high amounts of inorganic nitrogen in illite-enriched sediments (Knies, unpublished data). Slightly higher amounts of MOM indicated by HI > 100 mg HC/g TOC and $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values > -23 ‰ were preserved during substage 6.3, OIS 5, and 4, early OIS 3, and OIS 1. The carbonate contents range between 0 and 20 %. The highest calcite (without detrital dolomite) contents are observed during OIS 6, late OIS 3 and OIS 2, whereas detrital dolomite (up to 4%) are predominant during OIS 5 and 1. Variations in calcite concentrations are caused mainly by periodic changes in the levels of planktonic and benthonic foraminifera. Increased coarse fraction percentages >63 μm are slightly correlated to higher IRD input (>2 mm) and occur significantly during deglacial periods and to a lesser extent during glacials and interglacials.

Discussion

Indications of Atlantic-water advection during OIS 2 and 6

Two short periods (27-22.5 and 19.5-14.5 ^{14}C ka) of relatively warm Atlantic water advection have been reported during the late Weichselian in the eastern NGS (e.g., Hebbeln et al. 1994). As a regional moisture source, these periods had a major influence on the SBIS build-up (Hebbeln et al. 1994) and also caused an increased production of coccoliths and subpolar planktonic and benthonic foraminifera (Hebbeln and Wefer 1997). Recurring ice-free conditions due to Atlantic water advection to the Fram Strait and NGS are also reported during OIS 6 for at least three time periods (145, 165, and 180 ka) (e.g. Lloyd et al. 1996, Hebbeln and Wefer 1997).

The predominance of biogenic calcite rather than detrital dolomite in deposits along the northern Barents Sea margin during mid and late OIS 3 and OIS 2 may reflect the paleoceanographic situation described in the eastern NGS with a distinct Atlantic water influx (Fig. 2.2.3).

Comparable high concentrations of calcite (up to 15%) during upper OIS 6 resemble the situation during OIS 3 and 2 (Fig. 2.2.3). Additionally, the abundance of the benthonic foraminifera *Cassidulina teretis* during upper OIS 6 and OIS 3

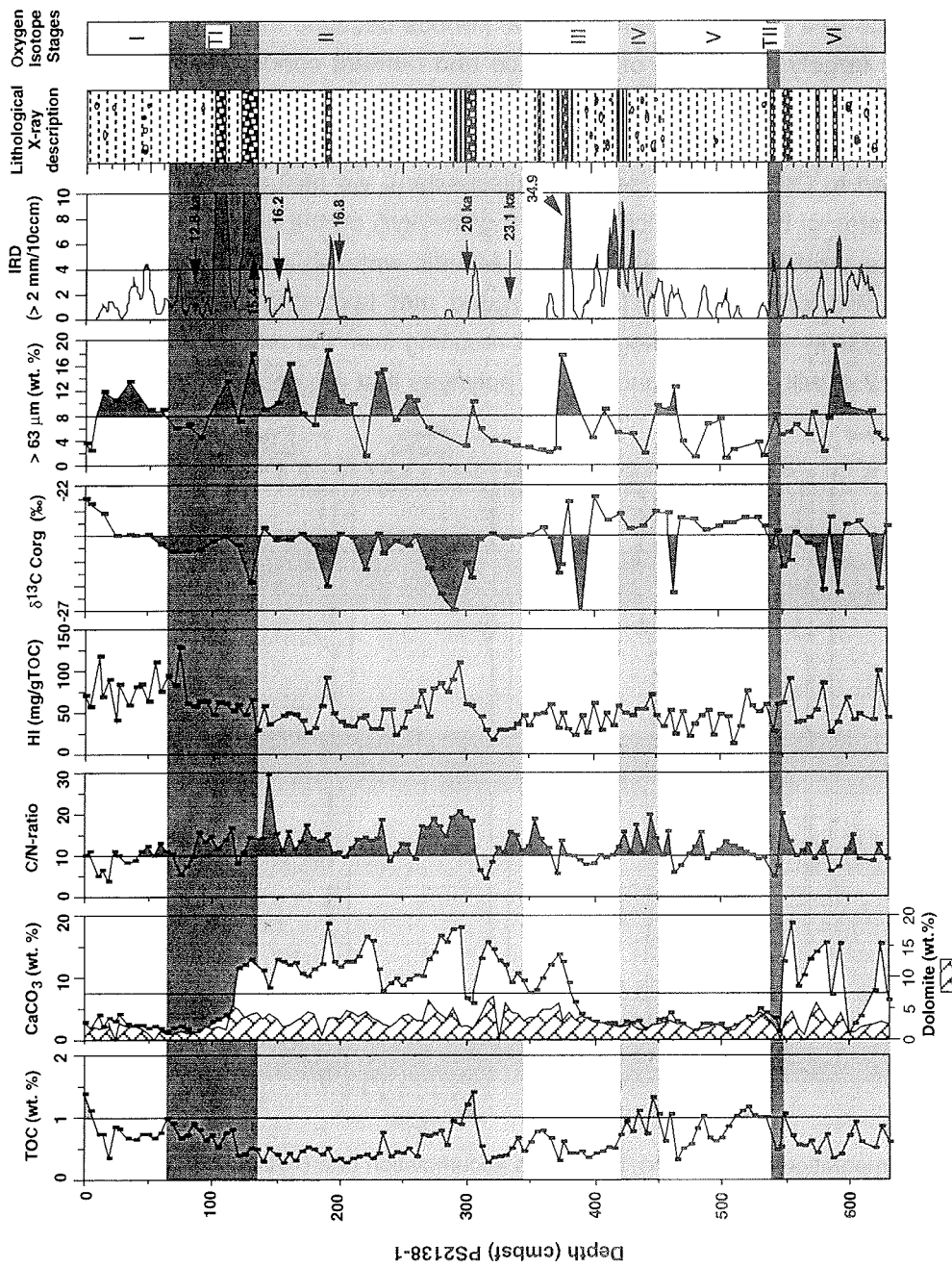


Fig. 2.2.3: Sediment characteristics of gravity core PS2138-1 (NE-Nordauslandet). Compilation of total organic carbon (wt.%), carbonate and dolomite content (wt.%), carbon/nitrogen ratios, hydrogen indices (mgHC/gTOC), $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (‰ vs V-PDB), terrigenous coarse fraction (without carbonate), ice-rafted detritus (> 2 mm), and lithological description by X-radiographs versus depth (cmbsf).

and 2 (J. Wollenburg, unpublished data) indicates that at least a subsurface body of Atlantic water reached the northern Barents Sea margin (e.g., Mackensen et al. 1985). The increased occurrences of planktonic and benthonic foraminifera point to seasonally ice-free conditions during glacial periods because the production of zooplankton is largely a function of irradiance and nutrient concentrations and, thus, of open water conditions (Smith 1995). However, owing to an extensive sea-ice cover and only short-term Atlantic water surface advection during OIS 2 and 6 compared to OIS 1 and 5 (see later discussion), we assume that highest accumulation rates of biogenic calcite (up to 6 g/cm²/kyr) on the northern Barents Sea margin are probably not related just to Atlantic water inflow. Hebbeln and Wefer (1991) and Kohfeld et al. (1996) argued that favorable conditions for biological productivity and high lithogenic flux resulting from the release of IRD by melting (Fig. 2.2.4) will also be found around polynyas that are caused by the up-

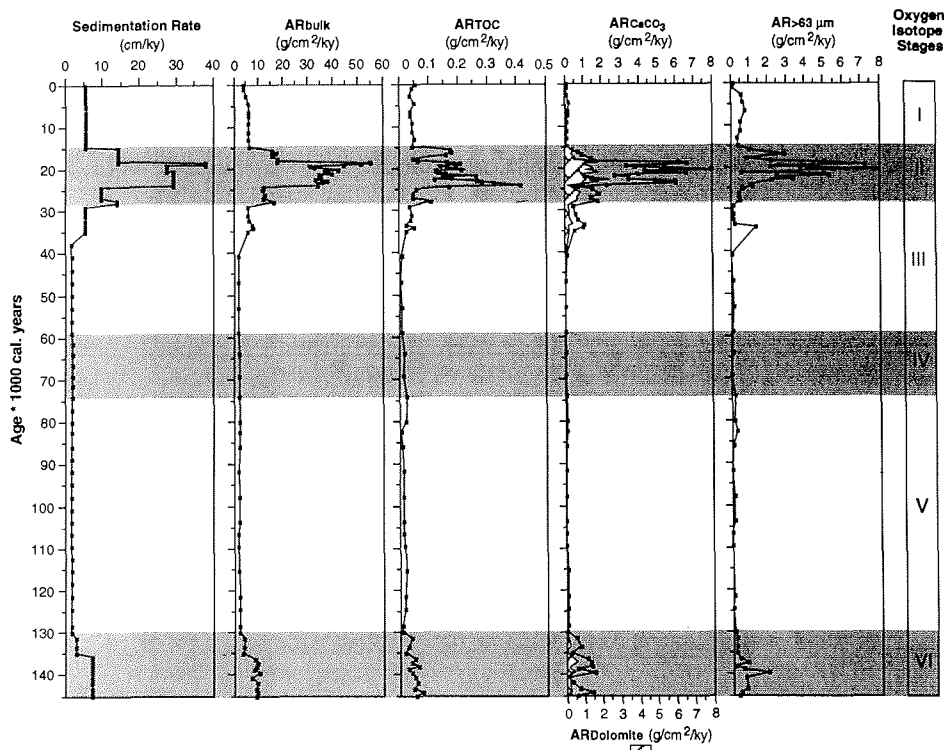


Fig. 2.2.4: Sedimentation rate (cm/kyr), total mass accumulation rate (AR_{bulk}), accumulation rate of total organic carbon (ARTOC), carbonate (ARCaCO₃), dolomite (ARDolomite) and terrigenous coarse fraction (AR_{>63 µm}) (all in g/cm²/kyr) versus calibrated calendar years.

welling of relatively warm water. For example, investigations by Kohfeld et al. (1996) in the North East Water polynya (NE-Greenland) confirm that abundances of *N. pachyderma* sin. show maximum fluxes occurring at the same time as maximum carbon fluxes to the sediments. In contrast, fluxes of *N. pachyderma* sin. decrease to zero below complete ice cover. Therefore, we suggest that an expansion of a coastal polynya at least to the northern Franz Victoria Trough, triggered by katabatic winds from the protruding SBIS and an inflow of sub-surface Atlantic water masses, may have supported the seasonally ice-free conditions and the enhanced flux of biogenic calcite, and provided additional moisture to build-up the SBIS along the northern Barents Sea margin during glacial OIS 3, 2, and 6 (Fig. 2.2.5). A continuous terrigenous input along the ice edge or at the grounding lines of the ice sheet, documented by the high lithogenic flux (Fig. 2.2.4), and a subsequent intensive supply of nutrients probably induced by upwelling of Atlantic water may have fostered the foraminiferal production in the water column. Indications of higher amounts of MOM, which point to increased surface-water productivity, do not occur during OIS 2 and 6 (Fig. 2.2.3) because highest accumulation rates of terrigenous organic material (up to 0.42 g/cm²/kyr) reflected by C/N ratios >15, low HI-values, and light $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values due to melting processes probably dilute the marine organic signal (Fig. 2.2.4). Visual inspection of the coarse fraction corroborates the high input of glacially reworked TOC-rich siltstones, which are indicative for a Svalbard/Barents Sea source, and confirms the high terrigenous organic accumulation rates. A similar scenario from the Antarctic ice sheet was proposed by Melles (1991). He argued, based on higher foraminiferal abundances in upper slope sediments of the Weddell Sea during OIS 2, that a coastal polynya triggered by katabatic winds existed in front of the Antarctic ice sheet. A seasonally coastal polynya in front of the protruding SBIS at least during OIS 2 (and presumably during upper OIS 6) (Fig. 2.2.5) would explain the distinct shift in sedimentation rates from 5 cm/kyr during late substage 3.1 up to 38 cm/kyr during OIS 2 due to release of IRD by melting of the nearby ice-sheet (Fig. 2.2.4). However, compared to OIS 2, the reduction of sedimentation rates by a factor of 4 or 5 resulted in lower terrigenous and biogenic fluxes for the upper OIS 6 (Fig. 2.2.4). Although the diminished sedimentation rates might be, at least partly, artificial due to a lower stratigraphic

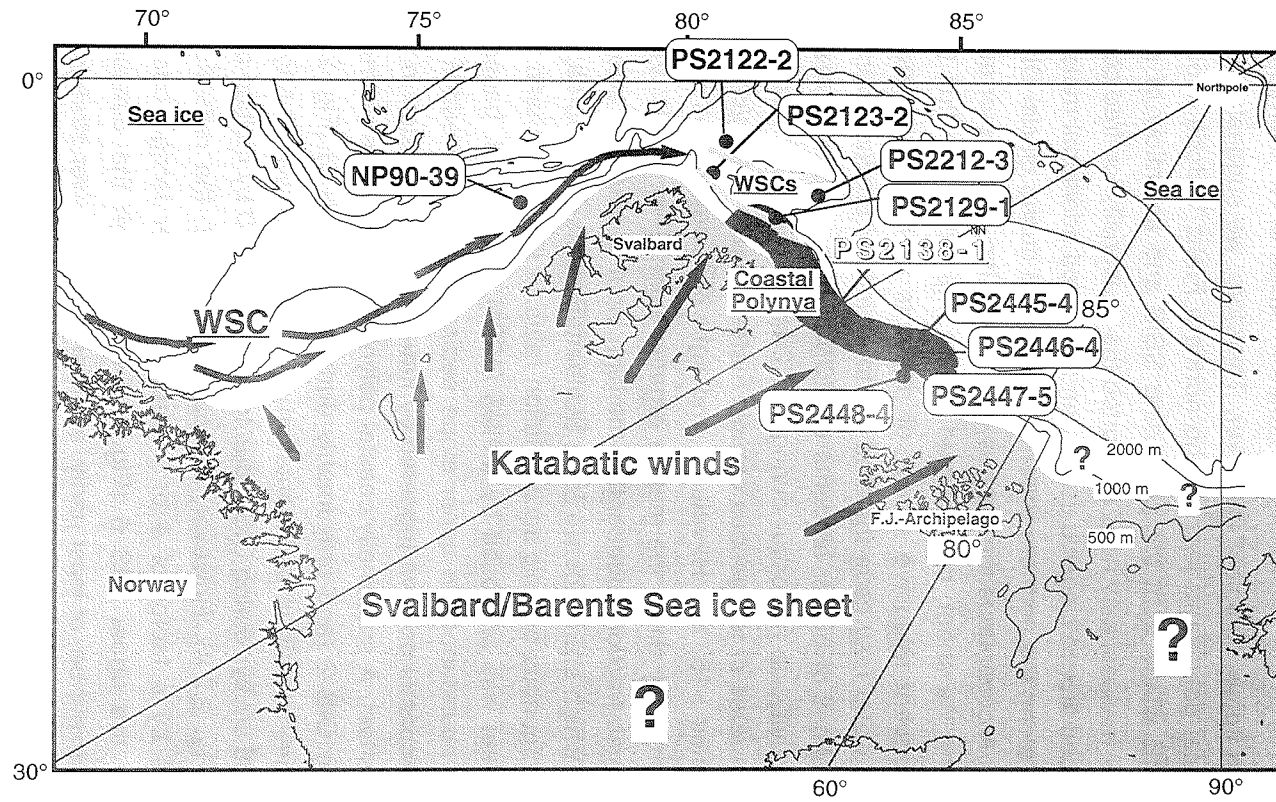


Fig. 2.2.5: Paleoenvironmental model of the SBIS during Last Glacial Maximum (at 19 ka). Extension of ice-sheets and Atlantic water advection are based on CLIMAP (1981) and Hebbeln et al. (1994). All investigated cores (except PS2447 and PS2448) show enhanced abundances of planktic and benthic foraminifera in the coarse fraction (>63 μm) during late OIS 3 and OIS 2 (Knies, unpubl. data) and can be correlated to PS2138-1. (WSC: Westspitsbergen Current; WSCs: submerging Westspitsbergen Current).

resolution, they may also reflect a closer sea-ice cover and/or reduced melting processes during upper OIS 6 in relation to OIS 2.

Deglaciation patterns along the northern Barents Sea margin

Deglaciation patterns in the Fram Strait and the NGS are indicated by an intense input of IRD from the surrounding ice sheets (e.g., Elverhøi et al. 1995, Fronval and Jansen 1997, Hebbeln and Wefer 1997).

Distinct layers of sand and gravel and the IRD data indicate recurring periods of increased glacial activity and enhanced supply of terrigenous material by glaciomarine processes along the northern Barents Sea margin (Fig. 2.2.3).

In OIS 6, higher amounts of IRD were deposited during the deglacial substage 6.3. Short-term IRD events during substage 6.2 correlate with layers of gravel and sand, light $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values, and biogenic calcite peaks, and probably indicate higher calving rates of the SBIS. Differences in the IRD composition during substages 6.3 and 6.2 indicated by $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values may delineate different source regions outlined in Hebbeln and Wefer (1997).

The OIS 6/5 boundary is marked by a strong meltwater signal ($\delta^{18}\text{O}$, 2.1 ‰; $\delta^{13}\text{C}$, -0.56 ‰) and an increased supply of IRD. Prior to this event, a second IRD peak was recorded in late OIS 6. Despite a lower stratigraphic resolution of OIS 6, this peak could be correlated with the initial melting of the ice sheets surrounding the NGS in late OIS 6 (before 130 ka) suggested by Fronval and Jansen (1997). A distinctly lower input of coarse-grained material and IRD during OIS 5 document that most of the SBIS had already disappeared at the beginning of the Eemian. Moderate IRD input and low levels of coarse-grained material in mid OIS 5 do not reflect a glacier advance as known from the onshore glacial history of Svalbard (Mangerud and Svendsen 1992).

At the OIS 4/3 boundary and early OIS 3, a distinctly increased supply of IRD was caused by enhanced iceberg drifting produced by the rapid retreat of the SBIS during the Mid-Weichselian deglaciation on Svalbard (Mangerud and Svendsen 1992). However, in contrast to the LGM and upper OIS 6, OIS 4 is marked by very low sedimentation rates, carbonate dissolution and heavier $\delta^{13}\text{C}$ -values and, thus, does not seem comparable with the Saalian and late Weichselian glaciation.

The SBIS build-up during the Late Weichselian is indicated by a very low input of IRD on the northern Barents Sea margin. Only short-term pulses of IRD ~20 ka and 16.8 ka may reflect distinct deglaciation signals in between periods of glacier growth within the Late Weichselian. In contrast, Elverhøi et al. (1995) suggested that the IRD pulse around 20 ka documents the first significant ice advance beyond the present coastline on the western Svalbard margin.

The first distinct signal of ice recession on the northern Barents Sea margin, which probably reflects the onset of SBIS decay, is marked by a small but significant input of IRD around 16.2 ka. This is consistent with a first distinct deglacial phase at 16 ka at the southwestern Barents Sea margin proposed by Vorren et al. (1988). The drastic climatic change and the gradual retreat of the SBIS on the northern Barents Sea during the last deglaciation (Termination I) is documented by a maximum pulse of IRD at 15.4 ka. A subsequent second pulse of deglaciation marked by a distinct meltwater event ($\delta^{18}\text{O}$: 3.2‰; $\delta^{13}\text{C}$: -0.57‰) and high IRD-input occurred between 14 and 13 ka. This is widely consistent with the deglaciation patterns on the East Greenland margin (Nam et al. 1995) and well-correlated with major meltwater anomalies in the Arctic Ocean and the Fram Strait (e.g., Jones and Keigwin 1988, Stein et al. 1994). Although the stratigraphic resolution of Termination I is much higher and the IRD events are more significant compared to Termination II, the two smaller IRD peaks at the transition of OIS 6 to OIS 5 may reflect similar deglaciation patterns. The lower magnitude of IRD events during Termination II might be explained by a more extensive sea-ice cover, which might have prevented higher supply and accumulation of IRD at the continental slope (Nam et al. 1995).

Low to moderate IRD input during the Holocene is comparable with OIS 5 and does not indicate major glacial activity.

Interglacial sedimentary characteristics

According to Hebbeln and Wefer (1997), substages 5.5, 5.1, and the Holocene were the globally warmest periods in the Fram Strait over the last 180 ka. However, indications for a surface ocean warming influenced by an intensive Atlantic water inflow and thus higher input of MOM on the northern Barents Sea margin are not documented by the data (Fig. 2.2.3). Only heavier $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values (up to -22.5‰) indicate a slightly higher amount of MOM in the sediments (Fig.

2.2.3). Additionally, the carbonate content used as a surface water productivity indicator in the Fram Strait (Hebbeln and Wefer 1997) is also of limited value in the study area. Particularly, the transitions from Terminations II and I to interglacial periods OIS 5 and OIS 1 are characterized by an extraordinary drop of biogenic calcite. The carbonate content is completely composed of detrital dolomite (Fig. 2.2.3). According to Steinsund and Hald (1994), the dissolution of biogenic calcite in sediments of the eastern and northern Barents Sea has increased during deglacial and interglacial periods due to a combination of Atlantic water influx, the annual formation of sea-ice, dense bottom water formation, and surface water productivity blooms. During seasonal sea-ice formation in the Barents Sea brines are ejected by sea-ice. These brines form a highly saline, CO₂- and oxygen-enriched water mass that descends in troughs and depressions on the eastern and northern Barents Sea margin (Steinsund and Hald 1994). Oxidation of MOM, which is highly accumulated near the ice edge (Hebbeln and Wefer 1991), is enhanced under such conditions and causes the net increase of metabolized CO₂. When such a dense water mass overlies the organic-rich sediments, the degradation products of MOM will not be recirculated into the surface water, but will be concentrated in the bottom waters and thus reinforce dissolution of biogenic calcite.

Hence, we conclude that dissolution of biogenic calcite and low MOM reflect the strongest advection of Atlantic water and enhanced surface-water productivity along the northern Barents Sea continental margin during OIS 5 and 1, and presumably during early OIS 3. Based on heavier $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values and virtually complete dissolution of biogenic calcite, we also speculate that during OIS 4 a continuous influx of Atlantic water occurred.

Conclusions

Our data document a continuous influx of Atlantic water along the northern Barents Sea margin during the last 150 ka. During the Late Weichselian and Saalian glaciations, moisture supply enhanced by seasonally variable Atlantic water advection and coastal polynyas, increased snowfall, and a minimal loss of ice as indicated by a lower input of IRD accelerated the final SBIS build-up. The coastal polynya in front of the SBIS expanded at least to the northern Franz Victoria Trough. Varying inputs of IRD indicate major calving events during the

last 150 ka. The almost complete dissolution of biogenic calcite during the interglacials was controlled mainly by dense, cold, saline, and CO₂-rich bottom water and subsequent oxidation of higher contents of MOM. This indicates the strongest advection of Atlantic water and a stable marginal ice zone during OIS 5, the Holocene, and presumably during early OIS 3.

2.3 A multiproxy approach to reconstruct the environmental changes along the Eurasian continental margin over the last 160.000 years

Jochen Knies ^a, Claudia Müller ^a, Norbert Nowaczyk ^b, and Ruediger Stein ^a

^a Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany

^b GeoForschungsZentrum, Potsdam, Germany

(Marine Geology, submitted)

Contents of manuscript	Page
Abstract	50
Introduction	51
Oceanographic setting and core locations	53
Material and Methods	54
-Bulk Analysis.....	55
-Biomarker Analysis.....	55
-Stable Isotope Analysis.....	56
Stratigraphy	57
Results	61
-Sedimentation and Mass Accumulation Rates.....	61
-IceRafted Debris.....	61
-Carbonate.....	62
-Biogenic Opal.....	66
-Total Organic Carbon.....	66
-Type of Organic Matter (Terrestrial vs. Marine).....	67
Discussion	69
-Glaciation history and correlation to the terrestrial record.....	69
-The Late Weichselian along the northern Barents Sea margin.....	71
-Upper Saalian (OIS 6) to Late Weichselian (OIS 2) glaciation.....	73
-Glaciation history of the Severnaya Semlya ice sheet (SSIS).....	77
-Depositional environment along the Eurasian continental margin.....	79
Conclusions	88

Abstract

Three well-dated sediment cores located along the Eurasian continental margin (Arctic Ocean) have been studied to reconstruct the environmental changes in terms of waxing and waning of the Barents/Kara Sea ice-sheets, Atlantic water inflow, and sea-ice distribution over the last 160 ka. The stratigraphy of the cores is based on stable oxygen isotopes, AMS¹⁴C, and paleomagnetic data. We studied variations in marine and terrigenous input by a multiproxy approach, involving direct comparison of sedimentological and organo-geochemical data.

Extensive episodes of northern Barents Sea ice-sheet growth during oxygen isotope stages (OIS) 6 and 2 have been supported by, at least, subsurface Atlantic water inflow, moisture-bearing storms, low summer insolation, and minimal calving of ice. Ice advance during OIS 4 was probably restricted to the shallow shelf. Between OIS 4 and OIS 2 large ice-sheet fluctuations correspond to contemporary Laurentide surging events and indicate short-term climatic changes in the Arctic Ocean as has been recorded in lower latitudes. In contrast, in low precipitation areas in eastern Eurasia, glacial activity was rather limited. Only ice-rafted debris (IRD) input during Termination II and early OIS 3 reflects severe glaciations on the northern Severnaya Semlya margin during OIS 6 and OIS 4.

We conclude that (1) oscillations of ice-sheets are less frequent along the eastern Eurasian margin than in areas with continuous moisture supply like the western Eurasian margins and that (2) major fluctuations of the Kara Sea ice-sheet during the last 160 ka apparently followed the major interglacial/glacial OIS 5/4 and 7/6 transitions rather than the precession (23 kyr) and the tilt (41 kyr) cyclicity of the earth's orbit for the Scandinavian and Barents Sea ice-sheet, respectively (Mangerud et al. 1996).

Surface and/or subsurface Atlantic water masses coupled with seasonally ice-free conditions penetrated continuously to at least the Franz Victoria Trough during the last 150 ka. However, sustained periods of open water were largely restricted to substages 5.5, 5.1, and the Holocene as indicated by distinct carbonate dissolution and higher accumulation of marine organic matter. Signals of periodic open-water conditions along the northern margin of Severnaya Semlya are of less importance. Higher production of foraminifera, probably due to Atlantic water inflow occurred between 38 and 12 ¹⁴C ka and corresponds to periodic Atlantic water advection penetrating into the Arctic Ocean. However, marine organic

proxies indicate a continuous decrease of surface-water productivity from the western to the eastern Eurasian continental margin due to a more extensive sea-ice cover over the last 160 ka.

Introduction

Build-up and decay of circum-Arctic ice-sheets, the extension of sea-ice cover and its influence on Earth's albedo, the Nordic Seas thermohaline system, and the Atlantic water circulation are key points for understanding the global climate system (e.g. NAD Science Committee, 1992; Aagaard and Carmack, 1994). However, a critical constraint for environmental reconstructions in the Arctic region is still the enigmatic stratigraphic resolution of marine and terrestrial records (e.g. Mangerud et al., 1996; Velitchko et al., 1997; Spielhagen et al., 1997; Nørgaard-Pedersen et al., 1998). Therefore, the two major discrepancies concerning the extent and volume of the ice-sheets along the Eurasian continental margin during glacials have not yet been resolved (e.g. Denton and Hughes, 1981; Grosswald, 1993; Dunayev and Pavlidis, 1988; Velitchko et al., 1997; Pavlidis et al., 1997) and the recently found dynamic coupling of Atlantic water inflow and the Arctic Ocean hydrography (c.f. Carmack et al., 1995) could not be classified in Arctic Ocean records (Nørgaard-Pedersen et al., 1998).

However, both aspects are of primary interest for climatic reconstructions because (1) the freshwater supply from the Eurasian ice-sheets may have triggered changes in thermohaline circulation of the North Atlantic (e.g. Oppo and Lehman, 1995) and (2) the seasonal melting of sea-ice caused by intensive inflow of Atlantic water results in distinct changes of the surface albedo, the energy balance, the moisture supply and thus the ocean-ice-atmosphere interaction (e.g. Hibler, 1989; Carmack et al., 1995).

Recently, a few studies documented the connection between the build-up and decay of the Barents/Kara Sea ice-sheets, the outflow of associated meltwater discharge to the central Arctic Ocean, and the inflow of Atlantic water during the last glacial/interglacial cycle (e.g. Hebbeln and Wefer, 1997; Nørgaard-Pedersen et al., 1998; Knies et al., 1998). Lubinski et al. (1996) and Polyak et al. (1997) showed that the marine-based ice-sheets along the northern Barents Sea margin reached the outer shelf, probably the shelf edge, during the Last Glacial Maximum (LGM). At least, it can be said that the subsurface inflow of Atlantic water

and the formation of coastal polynyas, resulting in seasonally open-water conditions had a major influence on the final ice-sheet build-up (cf. Hebbeln et al., 1994; Knies et al., 1998). Major deglaciation of the ice-sheets between 15.4 and 13.3 ^{14}C ka can be traced in sediments of the central Arctic Ocean and the Fram Strait by $\delta^{18}\text{O}$ meltwater spikes (e.g. Jones and Keigwin, 1988; Stein et al., 1994c; Nørgaard-Pedersen et al., 1998). Glaciomarine sedimentation on the northern Eurasian continental margins induced by insolation and a rise in sea-level, and enhanced Atlantic water inflow at ~ 13 ^{14}C ka has been established (Polyak and Solheim 1994). However, indications of Atlantic water inflow and build-up/decay of the ice-sheets preceding the last glacial/interglacial cycle are still very rare (Lloyd et al., 1996; Hebbeln and Wefer, 1997; Nørgaard-Pedersen et al., 1998; Knies et al., 1998).

Knies and Stein (1998) postulated that paleoceanographic proxies traditionally used in the North Atlantic are of limited value for paleoenvironmental reconstructions on the northern Barents Sea margin. That means that no single proxy can be relied on to give the whole story. Therefore, we tried to elucidate the environmental changes along the Eurasian continental margin over the last 160 ka with a multiproxy approach. Biomarker distributions combined with conventional sedimentological climate proxies were used to reconstruct the Atlantic water influence along the Eurasian continental margin, the glaciation history of the Eurasian ice-sheets, the meltwater influx and the sea-ice distribution.

In order to examine the Barents/Kara Sea ice-sheet build-up and decay we studied the input of ice-rafted debris (IRD) and stable oxygen and carbon isotopes in three cores, which are located northeast of Svalbard, along the northern Barents Sea margin, and northeast of Severnaya Zemlya (Fig. 2.3.1).

Information regarding Atlantic water inflow and/or seasonally open-water conditions, and sea-ice distribution along the Eurasian continental margin were achieved by determining mass accumulation rates, bulk organic analysis, biogenic and detrital carbonate, biogenic opal, and several marine and terrigenous-derived biomarkers (*n*-alkanes, fatty acids, chlorins). We show that the intercorrelation of those proxies, including specific organic compounds, elucidate glacial and interglacial paleoclimatic variations along the Eurasian continental margin over the last 160 ka.

Oceanographic setting and core locations

The present-day current pattern in the eastern Arctic Ocean is dominated by the interaction of Atlantic water inflow from the Norwegian Sea through Fram Strait and over the Barents and Kara seas with its counterpart, the Transpolar Drift (TD) and the East Greenland Current (EGC), with their cold, low-saline polar water outflow (Meincke et al., 1997; Aagaard and Carmack, 1989; 1994). The permanent sea-ice cover in the central Arctic Ocean caused by high river runoff and

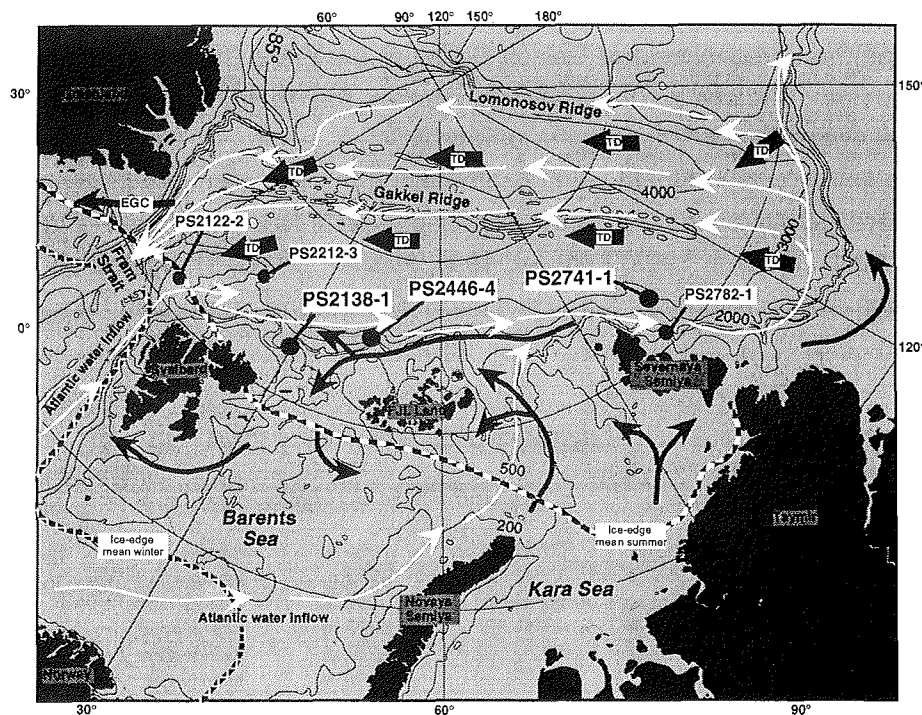


Fig. 2.3.1: The main oceanographic setting in the eastern sector of the Arctic Ocean after Aagaard and Carmack (1994). Bathymetry and core sites discussed in this study are shown. Average ice conditions are adopted from Sudgen (1982). White arrows denote inflow of surface and intermediate Atlantic derived water masses according to Rudels et al. (1994). Black arrows mark modern sea-ice drift paths. TD: Transpolar drift, EGC: East Greenland Current.

net precipitation is mainly controlled by the interaction of warm Atlantic and cold polar water masses (Vinje, 1977; 1985). The Transpolar Drift system governs the overall motion of sea-ice in the eastern Arctic Ocean and leads to a movement of

sea-ice away from the Siberian coast, across the Arctic basin, and south through the western side of the Fram Strait. The Atlantic water is transformed and exported into high density intermediate waters after entering the Arctic Ocean. These Atlantic water-derived intermediated water masses flow eastward along the Eurasian continental slope (Fig. 2.3.1). According to Schauer et al. (1997), the Atlantic layer is largely decoupled from the atmosphere, and its main transformations occur through interactions with plumes of dense water ejected by seasonal sea-ice production on the shallow Barents and Kara Sea shelves. In the Eurasian Basin, a tight loop brings the water back towards the Fram Strait following the Lomonosov and Gakkel Ridge. In the Fram Strait the Arctic Ocean intermediate outflow in the EGC encounters the recirculating water of the relatively warm West Spitsbergen Current (WSC).

The sediment cores studied were located along the Eurasian continental margin and were recovered during three expeditions with *R/V Polarstern* (Fig. 2.3.1, Table 2.3.1) (Rachor, 1992; Fütterer, 1994; Rachor, 1997). The selection of core positions was based on high-resolution Parasound echosounding system (4 kHz).

Table 2.3.1: Site locations and water depth of the investigated cores.

Core	Latitude	Longitude	Water Depth.	Core Type
PS2122-2	80°23.4N	07°33.0E	705 m	gravity corer
PS2212-3	82°04.2N	15°43.0E	2550 m	kasten corer
PS2138-1	81°32.1N	30°35.6E	995 m	gravity corer
PS2446-4	82°23.8N	40°54.5E	2022 m	kasten corer
PS2741-1	81°06.3N	105°23.6E	2530 m	kasten corer
PS2782-1	79°36.6N	103°21.3E	340 m	gravity corer

Material and Methods

All cores were routinely sampled at 5 to 10 cm intervals; additional samples were taken in intervals of changing lithology and/or color. Lithological characteristics and IRD contents were determined by evaluation of X-radiographs (e.g. Grobe, 1987). All cores consist mainly of bioturbated mud, with occasional intercalated laminated sequences and layers of sand and gravel. The sediment color varies between brownish and dark olive. Core PS2446-4 contains intercalated debris

flow and slump unit. Detailed core descriptions are given by Fütterer (1994), Rachor (1997) and Knies (1998).

Bulk analysis

For bulk analysis, 5 cm³ samples were taken, freeze-dried and homogenized. Total carbon (TC) and total organic carbon (TOC) were determined using a Heraeus CHN-analyzer. The carbonate content was calculated as CaCO₃ (%) = (TC-TOC)*8.333 (for details concerning the method see Stein, 1991). The dolomite content was measured by means of a Philips PW3020 diffractometer and determined using the Qualit software package described in detail by Emmermann and Lauterjung (1990) and Vogt (1997). The hydrogen index (HI in mgHC/g TOC) was achieved by means of Rock-Eval Pyrolysis as described by Espitalié et al. (1977). Biogenic silica was determined by the NaOH extraction technique described in detail by Müller and Schneider (1993). For clay mineralogy, the fraction <2 µm was separated by wet sieving and the Stoke's law settling method in Atterberg tubes (details in Vogt 1997). The measurements were carried out on a Philips PW1820 diffractometer with an automatic divergence slit, using CoK α radiation (40 kV, 40 mA). Identification of clay minerals was done at 17 Å for smectite and 7 Å for kaolinite and chlorite. To differentiate kaolinite and chlorite we used intensity ratios of the 3.58 Å-kaolinite peak and the 3.54 Å-chlorite peak. Relative clay-mineral contents were calculated by using empirical factors after Biscaye (1965) and normalized to 100%.

Samples for magnetostratigraphic analyses were taken every 2 to 3 cm with 6.2 cm³ cubic plastic boxes. Remanence measurements and progressive alternating field demagnetization were performed with a fully automated, DC-SQUID-based 2G 755 SRM at the GeoForschungsZentrum Potsdam. Determination of characteristic remanent magnetization and polarity was based on principle component analysis of all samples. A detailed presentation of the paleo- and rock magnetic results will be published elsewhere.

Biomarker analysis

The analytical procedure used for the determination of *n*-alkanes, short-chain fatty acids, and chlorins are described in detail in Fahl and Stein (1997) and Knies and Stein (1998). Approximately 2-3 g freeze-dried and homogenized

sediment was extracted with methanol and dichloromethane. An aliquot of the total extract was used for analyzing *n*-alkanes and fatty acids. The *n*-alkane-fraction was separated by column chromatography with hexane. To prepare the fatty acid methyl esters and free alcohols, the total extract was transesterified with 3 % concentrated sulfuric acid in methanol.

The *n*-alkanes and short-chain fatty acids were analyzed by gaschromatography (HP 5890) with a flame ionization detector and a cold injection system (Gerstel). Helium was used as carrier gas. The *n*-alkanes and short-chain fatty acids (16:0, 16:1 (n-5),(n-7), 18:0, and 18:1 (n-7),(n-9)) were identified with authentic standards and were quantified by internal standards (Squalane, and 19:0 fatty acid methyl ester). Results are expressed as $\mu\text{g/g}$ dry weight sediment.

The chlorophyll-derived pigments (chlorins) were determined by measuring the absorbance of their solvent extracts (extraction in 90 % acetone) at a wavelength of 665 nm (more details in Rosell-Melé et al., 1997). The turbidity factor at 750 nm was subtracted and normalized to dry weight sediment.

Stable isotope analysis

Stable carbon isotope ratios of the organic fraction were determined on decarbonated samples using a Finnigan MAT Delta-S mass spectrometer (AWI, Potsdam). Accuracy was checked by parallel analysis of international standard reference material (IAEA-CH-7). Results are expressed in ‰ vs. Vienna-PDB.

A Finnigan MAT 251 mass spectrometer (AWI, Bremerhaven) was used to perform stable oxygen and carbon isotope measurements on the planktonic foraminifer *Neogloboquadrina pachyderma* sin. from the >63 μm fraction. Results are expressed in the δ -notation (‰ vs PDB). Results are calibrated against the National Institute of Standards and Technology (NIST) 19 standards.

Several samples were chosen for accelerator mass spectrometry (AMS) ^{14}C dating (Kiel, University). The ^{14}C dates are $\delta^{13}\text{C}$ -normalized and corrected for reservoir effects equal to 440 yr (Mangerud and Gulliksen, 1975). Calendar years are calculated using the program Calib 3.0 (Stuiver and Reimer, 1993) for ages <18 ^{14}C ka and an extended second-order fit for the period >18 ^{14}C ka (Bard et al., 1992) (Table 2.3.2). When not specified as ^{14}C ages, given ages are calendar ages.

Bulk mass accumulation rates (AR_{bulk}) and AR of different components (AR_{CaCO_3} , AR_{TOC}) were calculated as the product of the dry bulk density and the linear sedimentation rates (LSR) calculated from the interpolated calendar ages for each sample (van Andel et al., 1975). Dry bulk density for PS2138-1 was determined by weighing 5 cm³ of dry sediment, measuring volume and density by Accupyc1330 (Micromeritic), and calculating wet bulk density and porosity according to Gealy (1971). Dry bulk density data for PS2446-4 and PS2741-1 were adopted from N. Nørgaard-Pedersen (unpublished data). The accuracy and reproducibility of all described methods are outlined in Knies and Stein (1998) and Vogt (1997).

Table 2.3.2: Results of Accelerator Mass Spectrometry (AMS) ¹⁴C.

Core	Depth in core (cmbsf)	Material	Age uncorr. ¹⁴ C years	Age corr. ¹⁴ C years	Laboratory reference no.
PS2138-1	80 cm	Bivalves	12600+140/-130	14796	KIA363
PS2138-1	110 cm	mixed forams	13590 + 80/- 80	16294	KIA4765
PS2138-1	130 cm	mixed forams	15410+130/-130	18325	KIA1283
PS2138-1	160 cm	<i>N. pachyderma</i> sin.	16230+210/-210	19111	KIA364
PS2138-1	200 cm	<i>N. pachyderma</i> sin.	16880+130/-130	20573	KIA2745
PS2138-1	300 cm	<i>N. pachyderma</i> sin.	20040+330/-320	23700	KIA365
PS2138-1	331 cm	<i>N. pachyderma</i> sin.	23100+240/-240	27185	KIA2744
PS2138-1	360 cm	Bivalves	25800+280/-270	30161	KIA4766
PS2138-1	380 cm	mixed forams	34900+1570/-1310	34900	KIA1284
PS2446-4	6 cm	<i>N. pachyderma</i> sin.	660+ 40/- 40	648	KIA4760
PS2446-4	150 cm	mixed forams	12420+100/- 90	14600	KIA1286
PS2446-4	180 cm	mixed forams	15430+ 90/- 90	18325	KIA4761
PS2446-4	357 cm	mixed forams	19290+140/-130	22830	KIA4762
PS2446-4	420 cm	<i>N. pachyderma</i> sin.	21110+250/-240	24930	KIA1285
PS2446-4	520 cm	mixed forams	23140+240/-230	27230	KIA4763
PS2741-1	160 cm	mixed forams	11600+ 70/- 70	13527	KIA4764
PS2741-1	200 cm	<i>N. pachyderma</i> sin	37720+3500/-2500	37720	KIA0110
PS2782-1	338 cm	mixed forams	>44140		KIA2746

Stratigraphy

The sediment records along the Eurasian continental margin cover oxygen isotope stage (OIS) 6 to the Holocene (Fig. 2.3.2). The age model of core PS2138-1 is based on the correlation of the stable oxygen isotope records of the planktonic foraminifera *N. pachyderma* sin. with the chronostratigraphy of Martinson et al. (1987) (cf. Knies et al., 1998). Deviations from the typical shape of late Quater-

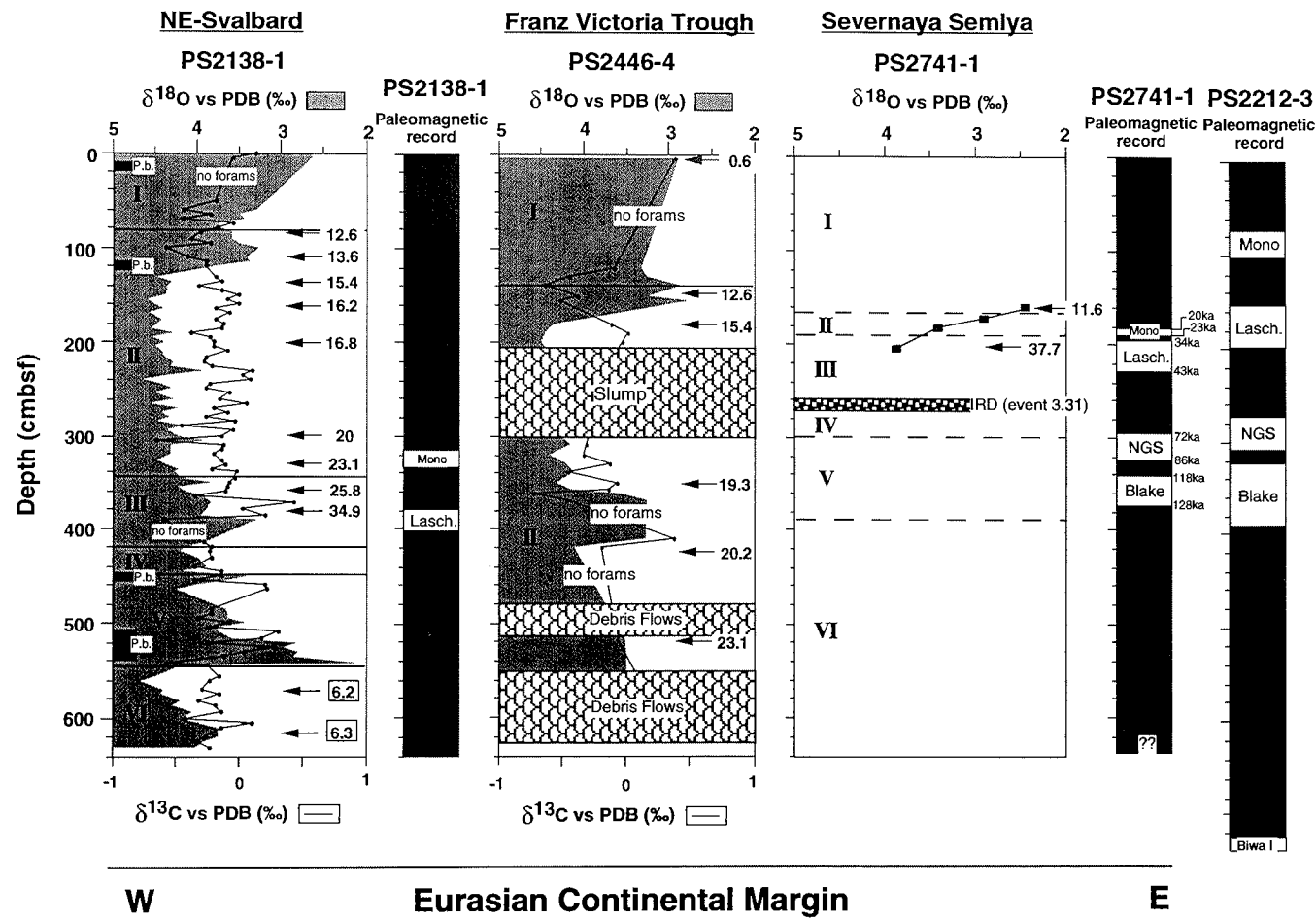


Fig. 2.3.2: Oxygen and carbon isotope stratigraphy and AMS14C datings in the investigated cores. OIS stages are displayed for each core. Abundances of *Pullenia bulloides* (P.B.) is marked by solid bars in core PS2138-1 (J. Wollenburg, unpublished data). OIS events 6.2 and 6.3 are indicated (cf. Martinson et al. 1987). Slumps/debris flows in core PS2446-4 are labelled. Paleomagnetic data for core PS2741-1 and PS2212-3 (cf. Nowaczyk et al. 1994) are shown on the right hand side. Ages for several magnetic events are adopted from Nowaczyk et al. (1994). Distinct IRD-layer in early OIS 3 is correlated to isotope event 3.3.1 according to Martinson et al. (1987) and Nørgaard-Pedersen et al. (1998).

nary isotope records are attributed to isotopically light meltwater or temperature shifts (e.g. Stein et al., 1994a,c). The stratigraphical control is further modified by several radiocarbon (AMS¹⁴C) datings (Table 2.3.2). Beyond the range of ¹⁴C datings, the final chronology has been supported by carbon isotope records and the occurrence of benthonic foraminifera *Pullenia bulloides* during substage 5.1 and between substages 5.5 and 5.3 (cf. Fig. 2.3.2, Haake and Pflaumann 1989, 1991).

Final age models of cores PS2446-4 and PS2741-1 were established by radiocarbon datings and paleomagnetic data. In core PS2446-4, the transition of the LGM, indicated by the heaviest $\delta^{18}\text{O}$ -values (4.5‰), to the Holocene is well defined by two low $\delta^{18}\text{O}$ spikes and prominent $\delta^{13}\text{C}$ -minima marking Termination Ia (cf. Fig. 2.3.2). The base of the core is estimated to represent the beginning of OIS 2.

Three paleomagnetic events, which were also found in other Arctic Ocean sediment cores (e.g. Nowaczyk et al., 1994) have been identified in core PS2741-1. OIS 6/5 and 5/4 transitions are recognized by two paleomagnetic events: The Blake event at the beginning of OIS 5 (128-118 ka) and the Norwegian/Greenland Sea (NGS) event at the end of OIS 5 (86-72 ka) (Smith and Foster, 1969; Bleil and Gard, 1989). The age of the core base of PS2741-1 is unknown. Nevertheless, we speculate that the occurrence of the Blake event in comparable core depths of PS2741-1 (370 cm) and PS2212-3 (393 cm) (cf. Fig. 2.3.2) probably allows one to establish the age of the core base of PS2741-1. The Biwa I event (171 ka) in core PS2212-3 at 730 cm core depth is used to interpolate between the Blake event in PS2741-1 and the base assuming constant sedimentation rate (cf. Tab. 2.3.3). The Laschamp event dated between 43-34 ka (Bonhommet and Babkine, 1967; Nowaczyk et al., 1994) correlates well with AMS¹⁴C dating (37.7 ¹⁴C ka) in mid OIS 3. The IRD layer at 264 cm core depth might reflect the mid-Weichselian deglaciation at the OIS 4/3 transition (Mangerud and Svendsen, 1992; Hebbeln, 1992). Nørgaard-Pedersen et al. (1998) correlate this major deglaciation event in the central Arctic Ocean with isotope event 3.31 (55.5 ka) (Martinson et al., 1987). We believe that the increased IRD input at the northern margin of Severnaya Semlya also corresponds to isotope event 3.31 and marks the OIS 4/3 transition in this region. The OIS 3/2 and 2/1 boundaries are not clearly documented in the core. The AMS ¹⁴C age

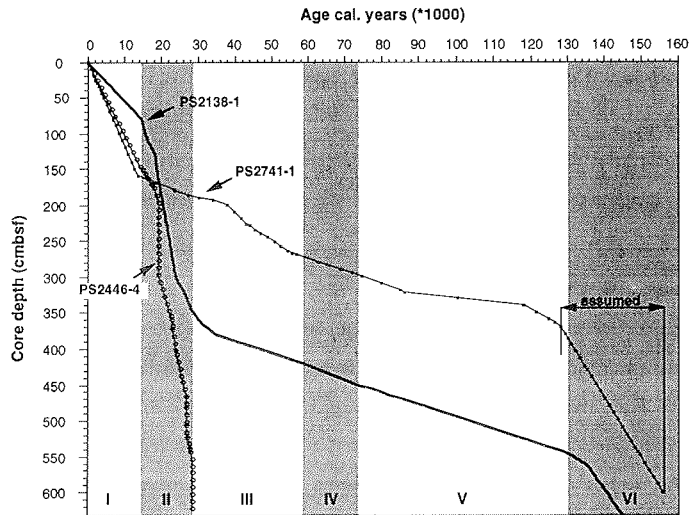


Fig. 2.3.3: Age-versus-depth diagram for the investigated cores PS2138-1, PS2446-4, and PS2741-1.

Table 2.3.3: Age/Depth fixpoints and mean sedimentation (LSR cm/kyr) and mass accumulation rates (ARbulk) in cores PS2138-1 and PS2741-1. The mean LSR and ARbulk of PS2446-4 are listed in parenthesis.

PS2138-1	Age-Fixpoint	Indication	Mean LSR	Mean ARbulk
Core depth	cal. years ^a		cm/ky	g/cm ² /ky
0 cm	Recent ^b			
80 cm	14.8 ka	AMS ¹⁴ C	5.4 (10.3)	9.0 (8.3)
345 cm	28.2 ka	OIS 2/3	21.2 (19.2)	42.8 (23.7)
420 cm	59.0 ka	OIS 3/4	4.4	6.7
450 cm	74.0 ka	OIS 4/5	2.0	3.2
545 cm	130.0 ka	OIS 5/6	1.7	2.9
560 cm	135.0 ka	Event 6.2	3.0	4.8
610 cm	142.0 ka	Event 6.3	7.1	12.2
PS2741-1				
0 cm	Recent ^b			
160 cm	13.5 ka	AMS ¹⁴ C	11.8	7.9
200 cm	37.7 ka	AMS ¹⁴ C	1.6	1.4
227 cm	43.0 ka	Laschamps	5.1	3.8
268 cm	55.5 ka	Event 3.31	3.3	3.0
322 cm	86.0 ka	NGS	1.9	1.5
340 cm	118.0 ka	Blake	0.6	0.4
370 cm	128.0 ka	Blake	3.0	2.5
730 cm ^c	171.0 ka	BiwaI	8.4	7.8

^a further AMS¹⁴C age-fixpoints for cores PS2138-1 and PS2446-4 are outlined in Table 2

^b assumed

^c correlated to PS2212-3 (Nowaczyk et al. 1994)

11.6 ka at 160 cm core depth rather reflects the OIS 2/1 boundary. The Mono Lake event (cf. Denham and Cox, 1971) dated in core PS2138-1 (23-20 ^{14}C ka) (cf. Fig. 2.3.2) is identified in PS2741-1 between 187 and 181 cm. Additional stratigraphic information to precisely define the age model is not available. The age control points are used to obtain average LSR and ARbulk of glacial and interglacial time periods (Table 2.3.3).

Results

Sedimentation and mass accumulation rates

The LSR along the Eurasian continental margin vary between 0.6 and 21.2 cm/kyr (Table 2.2.3) and show distinct differences between glacial and interglacial periods (Fig. 2.2.3). On the western margin, the LSR are generally somewhat higher during glacials (OIS 6 and 2) than during interglacials (OIS 5 and 1). The LSR during OIS 4 and 3 are comparable to interglacial values. On the eastern margin, variations in LSR apparently do not reflect glacial or interglacial trends. With respect to the low stratigraphic resolution during OIS 6, the LSR are generally higher during OIS 6 and 1 (8.4-11.8 cm/kyr) than between OIS 5 and 2 (0.6-5.1 cm/kyr). In comparison to the western margin, LSR during OIS 2 are very low (1.6 cm/kyr). Enhanced ARbulk values during OIS 1 (7.9 g/cm²/kyr) are widely consistent with the spatial pattern along the Eurasian margin (PS2122-2: 12 g/cm²/kyr (Knies, 1994), PS2138-1: 7 g/cm²/kyr, PS2446-4: 8.3 g/cm²/kyr). A possible reason could be sediment redistribution by lateral processes, i.e., contour currents and/or suspension downslope transport by brine formation as described for the northern Barents Sea margin (Elverhøi et al., 1989, Pfirman et al. 1994).

Ice-rafted debris

We use the input of coarse lithogenic IRD as a monitor of glacier fluctuations of the Barents/Kara Sea ice sheets (e.g. Hebbeln, 1992; Baumann et al., 1995). Peak values (>2 mm) indicating maximum output were reached during deglaciation, when large volumes of ice were released and subsequently melted. Significant IRD input and prograding debris flows occurred during maximum extension of ice sheets, when a broad ice front reached the continental shelf edge (e.g. McGinnis et al., 1997). Additionally, instability of tidewater ice margins caused in-

creasing calving rates and notable IRD input (Pfirman and Solheim, 1989). Peak values of the coarse fraction ($>63 \mu\text{m}$) without biogenic carbonate are in good correlation with IRD records and can be used as tracer of significant terrigenous input by ice sheets (e.g. Hebbeln and Wefer, 1997).

Increased IRD-input along the northern Barents Sea occurred during major deglacial phases, OIS event 6.3, Termination II and I, and at the OIS transition 4/3 (Fig. 2.3.4a,b). Abundant peaks of IRD on the northern Kara Sea margin are found in mid OIS 6, Termination II, late OIS 5, and early and middle OIS 3 (Fig. 2.3.4c). Debris flow and slump units are exclusively observed in PS2446-4 during early OIS 2 and Termination I. Whereas several smaller IRD pulses can be recognized along the northern Barents Sea during glacial and interglacial periods, IRD sedimentation is almost absent along the northern Kara Sea.

Carbonate

In general, carbonate contents in the study area mostly parallel the abundance curves of planktonic and benthonic foraminifera (cf. Andersen et al., 1996; Hebbeln and Wefer, 1997). Dolomitic carbonate is only of secondary importance (cf. Knies et al., 1998). In all cores, the highest biogenic carbonate contents are found in glacial sediments. Along the northern Barents Sea margin, peak values (up to 15 %) occur during OIS 6, late OIS 3 and OIS 2 (Fig. 2.3.4a,b). Highest amounts of biogenic carbonate (up to 4 %) are also observed during late OIS 3 and OIS 2 on the northern Kara Sea margin (Fig. 2.3.4c). In contrast, significant carbonate contents during OIS 6 and early OIS 3 are of detrital origin. During interglacials, the carbonate content varies between 0 and 4 % and is mostly composed of dolomite. Only surface sediments contain minor amounts of biogenic carbonate. Pervasive evidence of dissolution during interglacials is seen in the preservation of calcareous microfossils in the coarse fraction. During deglacial periods with rapid ice ablation (OIS 4/3 transition, Termination I and II), dissolution spikes can also be caused by a distinct decrease in ventilation and exchange of bottom waters due to stabilisation of the water column by development of extensive meltwater lids at the surface (Henrich, 1989).

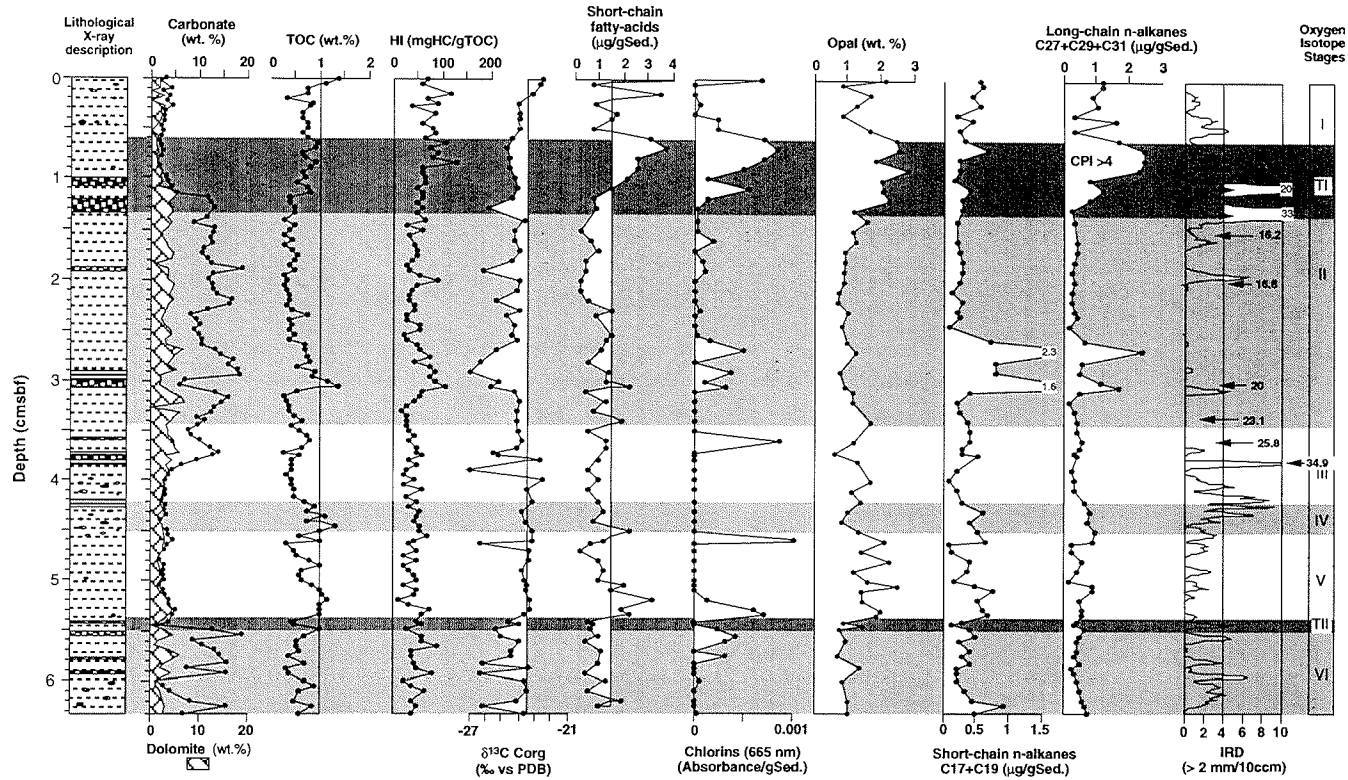







Fig. 2.3.4: Results of analyses of cores (a) PS2138-1, (b) PS2446-4, and (c) PS2741-1 versus depth: For all cores, lithological description, contents of carbonate, organic carbon, and opal (all in wt. %), the hydrogen indices (HI mgHC/gTOC), $\delta^{13}\text{C}$ Corg values (‰), and specific biomarkers like short-chain fatty acids, long- and short-chain n-alkanes (all in $\mu\text{g/gSed.}$), pigment absorbance values (665 nm), and IRD (>2 mm) records, smoothed by the 3-point average method are shown. Dolomite contents in core PS2446-4 are adopted from nearby core PS2445-4 described in Vogt (1997). Detrital amounts of carbonate in core PS2741-1 are assumed by visual inspection of the coarse fraction (>63 μm). The highest CPI values (3-4.5) are marked in specific sediment sequences. Generally, the CPI values vary between 1 and 2 during the whole time span. OIS stages including Termination I (TI) and II (TII) are displayed on the right hand side.

- X-Radiograph-description**
-  Bioturbated mud/enriched in dropstones
 -  Bioturbated mud with layers of sand and gravel/ slightly laminated and thin sandy layers (contour currents?)
 -  Laminated mud/ with layers of sand and gravel
 -  Homogenous mud (slightly bioturbated) with some IRD
 -  Slumps/Debris flows

PS2446-4 KAL

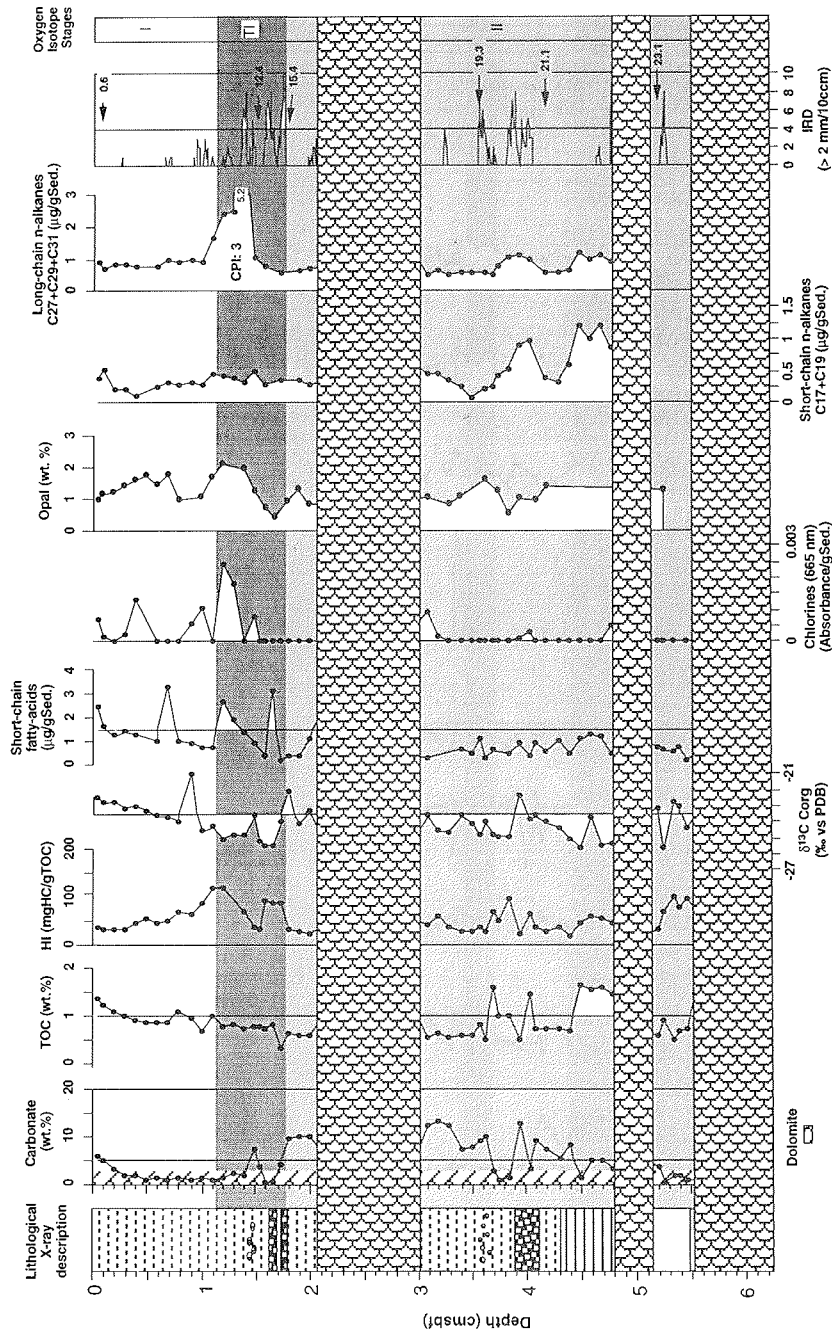


Fig. 2.3.4b: continued

PS2741-1 KAL

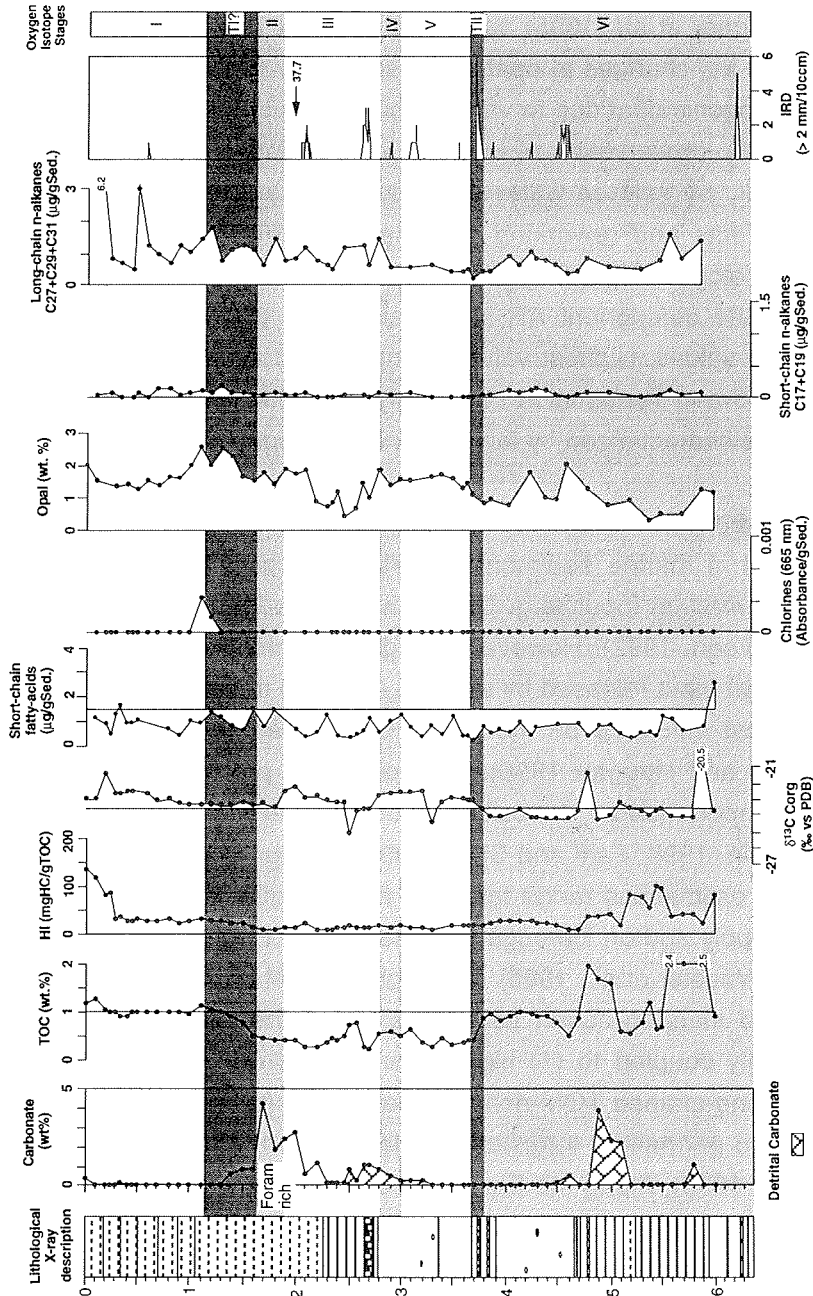


Fig. 2.3.4c: continued

Biogenic opal

Biogenic opal concentration is strongly affected by dissolution caused by the undersaturation of seawater with silica (Tréguer et al., 1995). However, if we use the arguments of Tréguer et al. (1995) assuming constant dissolution rates of opal over the past 160 ka, changes in opal abundance may reflect actual changes in the rain rate of biogenic opal due to variable nutrient supply. However, according to Nürnberg (1996), preservation of biogenic opal in Arctic Ocean sediments is influenced not only by surface water characteristics, but also by accumulation rates, dilution effects and reworking processes. In this study, the sediments contain up to 3 % biogenic opal (Fig. 2.3.4). Because of the very low percentages, we do not calculate component AR of biogenic opal since AR would strongly overprint the opal values. Highest values along the Eurasian continental margin occur during OIS 5 and Termination I and early Holocene (Fig. 2.3.4). Generally, glacial periods are characterized by low biogenic opal contents (≤ 1 %).

Total Organic Carbon

The TOC content in marine sediments is related to productivity, preservation conditions and terrestrial input (e.g. Emerson and Hedges, 1988; Stein, 1991; Calvert and Pedersen, 1992). However, in high northern latitudes, terrestrial organic matter (TOM) input released by sea ice, icebergs and gravity flows seem to have the strongest influence on the Arctic Ocean carbon cycle (Stein et al., 1994a; Lundberg and Haugan 1996). Surface water productivity changes are hence of minor importance for deposition of organic carbon (Stein et al., 1994a; Schubert and Stein, 1996; Fahl and Stein, 1997; Boetius and Damm, 1998). Primary productivity estimations range from < 1 to >100 gC/m²/y depending on nutrient and light supply and on ice-edge processes (e.g. English 1961; Subba Rao and Platt, 1984; Wheeler et al., 1996). The highest level of marine organic matter (MOM) preserved in open-ocean sediments along the northern Barents Sea margin is probably coupled to (1) high accumulation rates and scavenging of MOM on mostly fine-grained TOM-rich material and/or (2) a higher surface-water productivity due to permanent intrusion of Atlantic water and ice-edge upwelling (Knies and Stein, 1998). Along the Eurasian continental margin, the TOC content varies between 0.4 and 2.5 % (Figs. 2.3.4). These values are significantly higher than in open-ocean marine sediments, i.e., in the central North Atlantic

(Romankevich, 1984). Peak TOC values occur in debris flows and in laminated and IRD-enriched sequences during glacial and deglacial periods, respectively. We use the ARTOC values for interpreting the input of total organic carbon in order to avoid dilution effects by siliclastic material. In this study, we assume that only two sources of organic matter input, i.e., marine and terrestrial, occur. The input of freshwater organic matter is most likely negligible.

Type of organic matter (terrestrial vs. marine)

As mentioned above, the organic carbon flux in high northern latitudes is predominantly of terrigenous origin. Nevertheless, in order to reconstruct environmental changes, the variations of the input of MOM have to be considered (Stein 1991). Biomarkers preserved in Arctic sediments contain a wealth of paleoenvironmental information and can be used to distinguish between TOM and MOM (Stein, 1991; Yunker et al., 1995; Schubert and Stein, 1996, 1997; Fahl and Stein, 1997). In this study, we used long-chain *n*-alkanes (C₂₇, C₂₉ and C₃₁) to trace the continental contribution to the organic matter (Eglinton and Hamilton, 1967), which is mainly transported via melting sea ice, turbidity currents and/or meltwater input from retreating ice sheets (Schubert and Stein, 1996, 1997). However, it should be noted that the TOM in the sediments can not be quantified by this biomarker class. Bulk organic analysis of the total organic matter, like Rock Eval Pyrolysis and stable isotope analysis give a more comprehensive overview of the dominating organic fraction (e.g. Jasper and Gagosian, 1989; Stein, 1991). In immature TOC-rich sediments (>0.5 %), hydrogen indices (HI) <100 mgHC/gTOC are typical for TOM (kerogen type III) (Tissot and Welte, 1984). HI values of <100 mgHC/gTOC occur throughout the entire records, reflecting the predominance of TOM input over the last 160 ka (Fig. 2.3.4).

The determination of $\delta^{13}\text{C}$ values on the organic matter give insights into the marine and terrigenous proportions of the organic carbon deposited in Arctic Ocean sediments. Transects on the Mackenzie River/Beaufort Shelf to the open ocean and the Lena River/Laptev Sea Shelf show covariation of organic $\delta^{13}\text{C}$ values in surficial sediments explainable by a two-end-member mixture of TOM and MOM (Naidu et al., 1993; Erlenkeuser, 1996; Ruttenberg and Goñi, 1997). Along the northern Barents Sea margin, light $\delta^{13}\text{C}$ values (-27 to -24 ‰) are characteristic for glacial and deglacial periods. They indicate a major contribution

of glacier-eroded TOM from old Mesozoic bedrocks from the Barents Sea during OIS 6, 4, and 2 (Fig. 2.3.4a,b) (cf. Hebbeln, 1992; Wagner and Henrich, 1994; Knies and Stein, 1998). Heavier values (up to -22.5 ‰) between OIS 5 and OIS 3, and during the Holocene indicate slightly higher proportions of MOM (Fig. 2.3.4a,b). On the northern Kara Sea margin, lighter $\delta^{13}\text{C}$ values (up to -24.2 ‰) occur during OIS 6 and early OIS 3. Mean $\delta^{13}\text{C}$ values of -23 ‰ between OIS 6 and OIS 1 may indicate similar proportions of MOM, as found along the northern Barents Sea margin, although neither results from kerogen microscopy (B. Boucsein, pers. comm.) nor extremely low HI values (< 50 mgHC/gTOC) and $\text{C}_{17}+\text{C}_{19}$ *n*-alkane concentrations (< 0.1 $\mu\text{g/gSed.}$) can confirm this $\delta^{13}\text{C}$ trend (Fig. 2.3.4c). On the contrary, these proxies indicate a predominant terrigenous source of the organic matter. Coal fragments with $\delta^{13}\text{C}$ values of up to -23 ‰ (Wagner, 1993) delivered by Siberian rivers onto the shallow Eurasian shelves and transported via sea ice and/or icebergs to the northern Kara Sea margin can probably explain the heavier $\delta^{13}\text{C}$ values in PS2741-1.

Identification of contributions of MOM to the sediments are supported by short-chain *n*-alkanes (C_{17} and C_{19}) and chlorophyll-derived pigments (chlorins) (Harris et al., 1996; Rosell-Melé and Koc, 1997). Additionally, short-chain fatty acids (sum of 16:0, 16:1, 18:0 and 18:1) are described in marine algal material (c.f. Kates and Volcani, 1966; Cranwell, 1974; Hinrichs et al., 1995; Fahl and Stein, 1997), although a contribution from bacterial or terrestrial input cannot be excluded (cf. Boon et al., 1975; Prahl et al. 1989).

Mean concentrations of $\text{C}_{17}+\text{C}_{19}$ *n*-alkanes are significantly higher on the western (0.47 $\mu\text{g/gSed.}$) than on the eastern margin (0.1 $\mu\text{g/gSed.}$). Distinct maxima in fatty acid contents and chlorin absorbance along the northern Barents Sea margin occur during deglacial and interglacial periods. Distinctly higher values occur during substages 5.5 and 5.1, late OIS 3, Termination I and late Holocene. Distinctly lower values occur on the northern Kara Sea margin. One single peak in chlorin absorbance is observed during early Holocene. Mean values of long-chain *n*-alkanes are higher on the eastern (1.0 $\mu\text{g/gSed.}$) than on the western margin (0.68 $\mu\text{g/gSed.}$). However, the highest contents are found during Termination I along the Barents Sea margin (up to 2.5 $\mu\text{g/gSed.}$) and during the Holocene on the northern Kara Sea margin (Figs. 2.3.4).

The relation of odd-to-even carbon atom numbers of *n*-alkanes between C₂₁ and C₃₂, defined as carbon preference index (CPI), is a measure of the maturity of the organic matter (Bray and Evans, 1961). Along the Eurasian continental margin, CPI values between 1 and 2 generally indicate that fossil TOM-input predominates throughout the investigated time period. Higher values (CPI >3) found for Termination I on the western margin imply higher input of rather fresh TOM (Hollerbach, 1985).

Discussion

Glaciation history and correlation to the terrestrial record

The glaciation curves of the Scandinavian (SIS) and the Svalbard/Barents Sea ice-sheets (SBIS) during the Weichselian correlate well with the accumulation rates of IRD in the deep ocean along the western Norwegian and Svalbard margins (e.g. Hebbeln, 1992; Mangerud and Svendsen, 1992; Baumann et al., 1995; Mangerud et al., 1996 for a recent discussion). Based on those results, major ice front fluctuations of SIS and SBIS during the last glacial/interglacial cycle have been reconstructed (Fig. 2.3.5).

Larsen and Mangerud (1990) concluded that the fjord and coastal areas in Scandinavia were glaciated and deglaciated several times. During the Weichselian, the glacier front passed the coastline at least four times. This highly variable waxing and waning of ice is closely related to the near 23 kyr precession cycles of the earth's orbit (Ruddiman and McIntyre, 1981; Mangerud et al., 1996). The glaciation curve of the SBIS shows less extensive glacier advances than that of the SIS. Significant ice advances to the western Svalbard margin probably occurred during OIS 6, substage 5.4, OIS 4 and OIS 2 (cf. Mangerud and Svendsen, 1992). Landvik et al. (1992) concluded that the glaciers probably survived in the northern parts of the Barents Sea during the entire OIS 5. Based on IRD records in the Fram Strait, ice advance to the shelf edge could be confirmed during OIS 4 and OIS 2 (Hebbeln, 1992). Lloyd et al. (1996) suggest a major advance during substage 5.2, which is not consistent with the terrestrial records. However, possible discrepancies in the IRD and terrestrial record preceding the radiocarbon dating resolution are mainly due to the problems in applicable dating methods on land and in the exact interpretation of the IRD signal in the ocean.

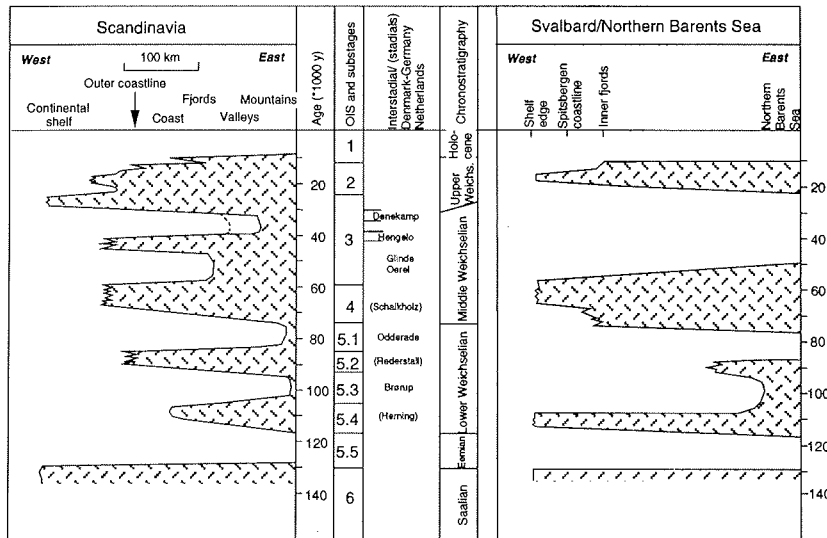


Fig. 2.3.5: The glaciation fluctuations of the Scandinavian and Svalbard/Barents Sea-ice-sheet during the last glacial/interglacial cycle (cf. Mangerud et al., 1996).

Detailed investigations of SBIS extension during the late Weichselian are summarized by Elverhøi et al. (1995) and Andersen et al. (1996). They concluded that the first significant ice advance beyond the present coastline occurred ~ 22 ^{14}C ka and that ice advanced to the shelf edge at 18 ^{14}C ka. Disintegration of the SBIS began at 14.8 ^{14}C ka, and a second stage occurred between 13 and 12 ^{14}C ka. According to Mangerud and Svendsen (1992), the major glacier advances of SBIS apparently follow the 41 kyr cycles of the tilt of the earth's rotation axis, which at this latitude is more important for the summer insolation than the 23 kyr precession cycles. Paleoenvironmental indications of glacier advance preceding the Weichselian are mostly reduced to IRD studies in marine records (Hebbeln, 1992; Baumann et al., 1995; Lloyd et al., 1996; Knies et al., 1998) and indicate a major glacier advance to the shelf edge during OIS 6.

The glaciation curves of the central Barents/Kara Sea ice-sheets during the late Weichselian are still under discussion (e.g. Grosswald et al., 1993; Pavlidis et al. 1997; Velitchko et al., 1984). Recently, Velitchko et al. (1997, also for an overview) concluded that the ice extent at the LGM on the Eurasian shelves in the east of Europe and Siberia was rather limited in size, compared to the SIS and the SBIS. Furthermore, they postulated a much more extensive ice-sheet cover during early and mid-Weichselian glaciation, which is in good agreement with

marine studies by Niessen et al. (1997), Weiel (1997), and Kleiber and Niessen (1998).

The late Weichselian glaciation along the northern Barents Sea margin

The glaciation history of the SBIS along the northern Barents Sea during the last glacial cycle can be deduced from the sedimentary records of core PS2122-2, PS2138-1, and PS2446-4 (Fig. 2.3.6). Due to high sedimentation rates (cf. Tab. 2.3.3), oscillations of the northern SBIS during the last glacial cycle are preserved on a highly resolved time scale.

During the early and middle stages of ice growth, moisture supplied by intruding Atlantic water in combination with lower summer insolation that prohibited ice-berg calving, enforced the final build-up of the SBIS (c.f. Ruddiman et al., 1980; Hebbeln et al., 1994; Dokken and Hald, 1996). In accordance with Boulton (1990), ice advance onto the shelf and to the shelf edge culminated in deposition of debris flows at the continental margin ~23 ¹⁴C ka ago (Fig. 2.3.6). After reaching the maximum extension at ~20 ¹⁴C ka, huge amounts of sediment were released in the basal parts of the ice (Powell, 1984) and triggered extremely high accumulation rates (50 g/cm²/kyr, Fig 2.3.7). In contact with the sea, the ice first broke up at at 20 ¹⁴C ka (SB 2), as indicated by major IRD units overlaid by laminated sediments and distinct meltwater supply ($\delta^{18}\text{O}$: 4 ‰; $\delta^{13}\text{C}$: -0.5 ‰; cf. Fig. 2.3.2); this corresponds to the contemporaneous Heinrich Event 2 in the North Atlantic (Bond et al., 1992).

At least, three IRD pulses (a-c, cf. Fig. 2.3.6) reflect the waxing and waning of the SBIS on the outer shelf between 19 and 16.2 ¹⁴C ka. We postulate that the ice sheet collapsed several times due to repeated readvance to the shelf edge with subsequently higher calving rates. These events are in good correlation with IRD pulses recorded in the northern North Atlantic (Bond and Lotti, 1995; Fronval et al., 1995; Stoner et al., 1996) and may reflect synchronous fluctuations of the northern Hemisphere ice sheets on a millennial time scale forced by external signals, possibly from beyond the North Atlantic region (e.g. Broecker, 1994; Bond and Lotti, 1995). However, McCabe and Clark (1998) suggest that a sudden collapse of the most extended SBIS could also have occurred in response to a rise in sea level caused by a Laurentide ice sheet surge (MacAyeal, 1993).

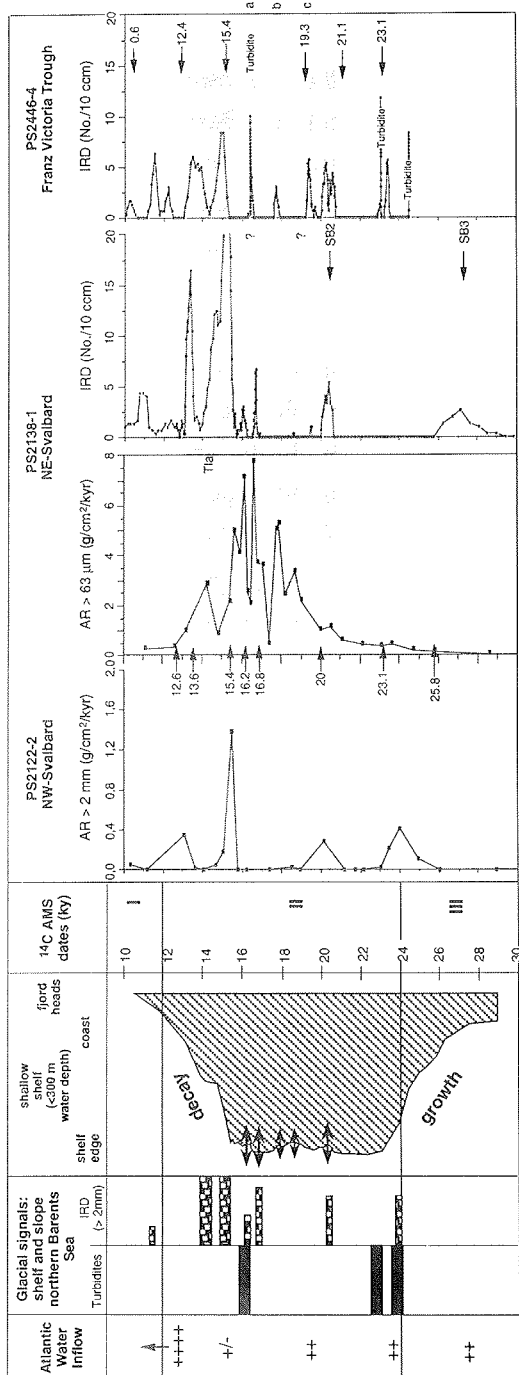


Fig. 2.3.6: The left panel shows extension of the ice-sheet on the northern Barents Sea margin during the last glacial cycle (in ¹⁴C ages) with respect to Atlantic water inflow, turbidite occurrences, and IRD peak values. The right panel shows the data corresponding to the model. The reconstruction is based on IRD-records and the coarse fraction of cores PS2122.2 (Knies, 1994), PS2138-1, and PS2446-4. Accumulation rates of gravel in core PS2122-2 are adopted from Knies (1994). Measured AMS¹⁴C datings are indicated. SB2 and SB3 (SB: Svalbard/Barents Sea) mark pronounced IRD deposition events contemporary to the North Atlantic Heinrich events H2 and H3. IRD events a-c corresponds to contemporary events in the northern North Atlantic described in Bond and Lott (1995), Fronval et al. (1995), and Stoner et al. (1996).

Rapid ice disintegrations along the northern Barents Sea continental margin started ~ 15.4 ^{14}C ka (Fig. 2.3.6), triggered by increasing summer insolation and global rise in sea level (Ruddiman and McIntyre, 1981; Fairbanks, 1989). Contemporary influx of meltwater and poorly ventilated low-saline surface water masses are indicated by prominent $\delta^{13}\text{C}$ minima and low $\delta^{18}\text{O}$ excursions (cf. Fig. 2.3.2; Knies, 1994), and can be traced to the central Arctic Ocean and the Fram Strait (e.g. Markussen et al., 1985; Jones and Keigwin, 1988; Stein et al., 1994a,c; Nørgaard-Pedersen et al., 1998). Armadas of icebergs and extensive meltwater lids prohibited further decay of the ice sheets because of a significant cooling of the ocean triggered by positive ice-albedo feedback mechanisms and sea ice formation (e.g. Ruddiman and McIntyre, 1981). After a short delay, a second major IRD pulse ~ 13.6 ^{14}C ka reflects increased iceberg calving due to further ice-sheet decay by still rising summer insolation and sea level. Moderate IRD input during the Holocene can probably be explained by surging of tidewater glaciers of Nordaustlandet or Franz Josef Land rather than by glacial readvance to the outer coastline. However, with the low stratigraphic resolution this assumption remains speculative.

Upper Saalian (OIS 6) to late Weichselian (OIS 2) glaciation

A scenario comparable to that described above is postulated for OIS 6 (Knies et al., 1998). A greatly extended ice sheet, probably reaching the shelf edge, is documented by high AR_{bulk} values (15 g/cm²/kyr), $\delta^{13}\text{C}$ values between -25‰ and -27 ‰ (Figs. 2.3.4, 2.3.7), and highest kaolinite contents similar to those of the LGM (Knies, 1998). Mesozoic bedrocks of the Barents Sea, characterized by high kaolinite concentrations and $\delta^{13}\text{C}$ values down to -27 ‰ (Birkenmajer, 1989; Hebbeln, 1992), were eroded and transported by glacial activity during OIS 6 and delivered to the slope by suspension plumes when the maximum ice sheet extension was reached. A first significant deglacial event is recorded during OIS event 6.3 and corresponds to a contemporary event on the western Scandinavian margin (cf. Wagner and Henrich, 1994; Baumann et al., 1995). Although only a few stratigraphic fixpoints exist, we suggest that further IRD pulses between OIS event 6.3 and Termination II (Fig. 2.3.8) may reflect, similar to events of the LGM (Fig. 2.3.6), higher calving rates and deliverance of IRD after repeated readvances of the marine-based ice sheet to the shelf edge. A first step in the

disintegration of the ice sheet is recognized at ~ 134 ka. This age correlates well with enhanced IRD input in the NGS and is associated with melting of the late Saalian (OIS 6) ice sheets (Fronval and Jansen, 1997). A delay of disintegration comparable to that found during Termination I can be observed. A second, distinct IRD pulse and distinct meltwater influx occurs between 128 and 126 ka (Termination II) (Fig. 2.3.8).

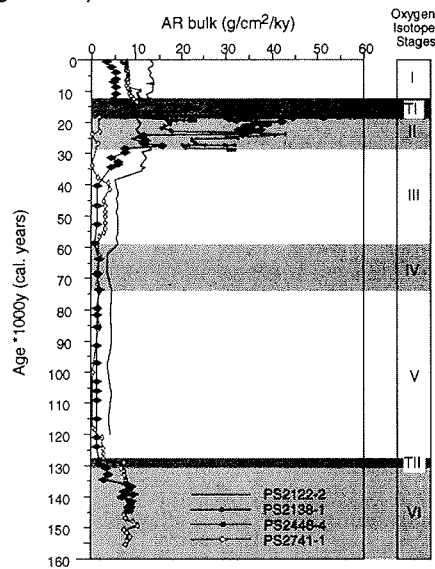


Fig. 2.3.7: Bulk accumulation rates (AR_{bulk} in $g/cm^2/kyr$) of all investigated cores versus calendar ages. Oxygen isotope stages are marked on the right hand side.

During mid OIS 5, moderate input of IRD recorded along the northern Barents Sea margin and low AR_{bulk} values suggest minor glacial activity onshore in contrast to the western margin (Mangerud and Svendsen, 1992). Landvik et al. (1992) suggested that the ice margin was still at the outer coastline during the entire OIS 5. We suggest that smaller glacier advances during colder periods and episodic surging are reflected by moderate IRD input, probably during substage 5.2, and at the boundaries 5.4/5.3 and 5.2/5.1 (Fig. 2.3.8). Nevertheless, minimal AR_{bulk} values indicate that the ice sheet along the northern Barents Sea did not reach the outer shelf during OIS 5.

During OIS 4, the SBIS expanded to western Svalbard margin, probably to the shelf edge (Mangerud and Svendsen, 1992). There are no indications for a

greatly extended ice sheet at the northern Barents Sea margin (Knies et al., 1998). Even though significant IRD pulses at the end of OIS 4 (Fig. 2.3.8) hint to glacial activity due to ice growth onto the shelf, the lower AR_{bulk} values of OIS 4 compared to OIS 6 and 2 (Fig. 2.3.7) clearly indicate a lower terrigenous supply and thus a more restricted ice sheet extension and probably a closely packed sea ice cover (cf. Figs. 2.3.7 and 2.3.8). A major deglacial event between 57 and 52 ka corresponding to OIS event 3.31 is indicated by very intensive IRD input (Fig. 2.3.8) and can be traced far into the central Arctic Ocean. Nørgaard-Pedersen et al. (1998) and Darby et al. (1997) correlated this deglacial event in Arctic Ocean sediment cores with ice sheet degradation and meltwater discharge subsequent to the mid-Weichselian glaciation, occurring around 60 ka on the Eurasian shelves (Mangerud, 1991; Mangerud and Svendsen, 1992; Velitchko et al. 1997). However, very low AR_{bulk} values ($\sim 2 \text{ g/cm}^2/\text{kyr}$) indicate that sediment supply to the northern Barents Sea continental slope during ice sheet degradation at OIS event 3.31 was reduced compared to the LGM and upper OIS 6. Thus, sedimentation on the northern Barents Sea slope has not been directly affected by deglaciation phase in early OIS 3. A possible explanation is that a more restricted ice sheet on Svalbard during OIS 4 inhibited the deposit of huge amounts of fine-grained material and IRD during deglaciation, as occurred, for example during Termination I.

Generally, moderate AR_{bulk} values along the northern Barents Sea margin during mid and late OIS 3 (Fig. 2.3.7) confirm that the mid-Weichselian glaciation (OIS 4) was succeeded by a long ice-sheet-free period until the readvance started during the Late Weichselian (Mangerud et al., 1996). Hebbeln and Wefer (1997) suggest a closely packed sea ice cover with a subsurface advection of Atlantic water for this time interval in the Fram Strait. Between the major deglaciation event 3.31 and the onset of the last glaciation, three major IRD pulses (SB 5-3), contemporaneous with the Heinrich Events 5, 4 and 3 in the North Atlantic (Bond et al., 1992) are recorded northeast of Svalbard (Fig. 2.3.8). That record displays a much lower frequency of ice sheet oscillations than suggested for the western margins of SIS and SBIS (Wagner and Henrich, 1994; Baumann et al., 1995; Fronval et al., 1995; Andersen et al., 1996). McCabe and Clark (1998) suggested that major Laurentide ice sheet surgings resulting in IRD-enriched Heinrich layers in the North Atlantic could have triggered the collapse of

the ice margin in the north of Svalbard in response to a short-term rise in sea level. However, periodically surging ice margins like those common on Svalbard and Franz Josef Land today (Liestøl, 1969) could also have delivered huge quantities of extraordinary sediment-laden icebergs concurrent to the Heinrich events in the North Atlantic. This could explain a near-synchronous response of the ice sheets triggered by external climate forcing beyond the North Atlantic as suggested by Bond and Lotti (1995) and Fronval et al. (1995). However, the timing of these IRD events along the northern Barents Sea margin are not coincident with every Dansgaard-Oeschger cooling as recorded in Greenland ice cores (Dansgaard et al., 1993) (Fig. 2.3.8). The better correlation to Heinrich events suggest that the SBIS probably did not respond to climate or to a climate-related mechanism as proposed by Bond and Lotti (1995).

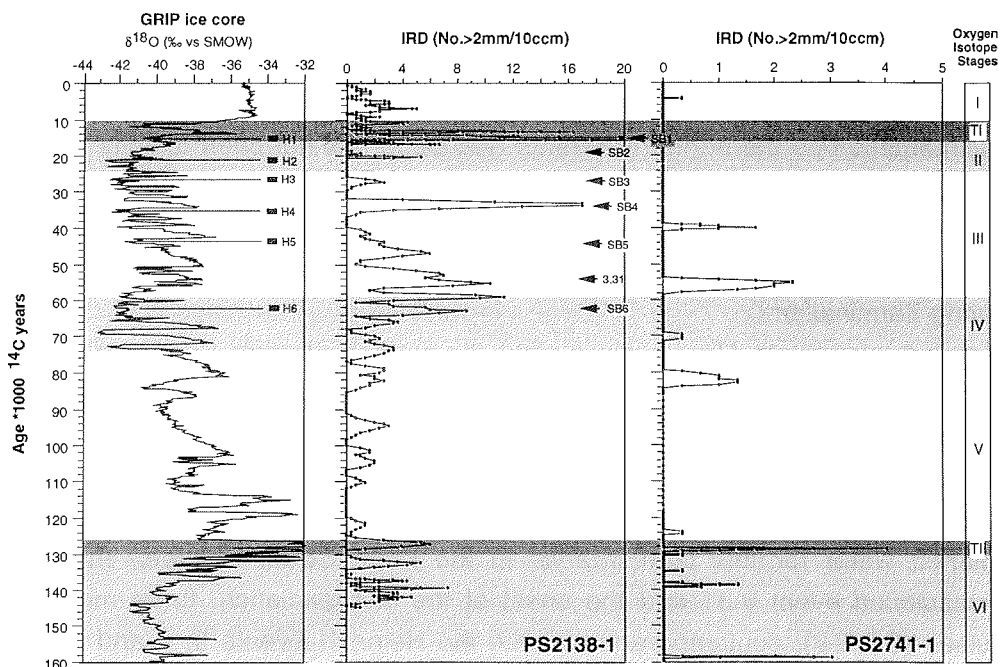


Fig. 2.3.8: Comparison of the oxygen isotope records of the GRIP ice core (Dansgaard et al. 1993) and IRD-records from the western (PS2138-1) and eastern (PS2741-1) Eurasian continental margin versus AMS ¹⁴C ages. AMS ¹⁴C ages are used in order to compare results from the western Svalbard margin by Elverhøi et al. (1995), Andersen et al. (1996), and Dokken and Hald (1996). SB1-SB 6 mark pronounced IRD deposition events contemporary to the North Atlantic Heinrich event H1-H6. Isotope event 3.31 is indicated. OIS stages are shown on the right hand side.

Glaciation history of the Severnaya Semlya ice sheet (SSIS)

Our knowledge about the fluctuations of a possible Kara Sea ice sheet through the last glacial/interglacial cycle has mostly come from research on land (Velitchko et al., 1997; for a recent discussion). To date, there are no well-dated marine IRD records from the area off the northern Kara Sea. The two cores PS2741-1 and PS2782-1 give therefore new insights in the glaciation history of the outer Kara Sea north of Severnaya Semlya (Fig. 2.3.9).

The variability of oscillations in the SSIS seems to be much lower during the last 160 ka compared to the SBIS. Short-term climatic changes presumably have lower influence on glacial activity in this low-precipitation area than on the western margin. IRD events occur only in mid OIS 6 (probably OIS event 6.3), Termination II, late OIS 5, OIS 4/3 transition, and during mid OIS 3, indicating higher iceberg calving from the SSIS. Highest AR_{bulk} values (10 g/cm²/kyr) indicate the widest extension of ice, probably to the shelf edge, during OIS 6 (Fig. 2.3.7). However, fine laminated sequences and high contents of smectite and kaolinite preceding the IRD pulse at mid OIS 6 (Fig. 2.3.9) may indicate that sedimentation on the lower slope has not been directly affected by SSIS advance onto the shelf. Indeed, the predominance of smectite and kaolinite indicate bottom transport of suspension-loaded plumes delivered by submarine meltwater discharge from the advanced ice sheet, probably from Franz Josef Land, the St. Anna Trough and/or Voronin Trough areas (cf. Vogt, 1997). A second major IRD input occur during Termination II which might indicate the final retreat of the SSIS. During late OIS 5, a distinct IRD peak, probably at the OISubstage boundary 5.2/5.1 might reflect a readvance of the SSIS to the outer shelf, comparable to the SIS (cf. Baumann et al., 1995) (Fig. 2.3.8).

The maximum position of the ice front during OIS 4 is probably indicated by a well-defined moraine ridge at 385 m water depth close to PS2782-1 (Niessen et al., 1997; Weiel, 1997). Additionally, OIS 4, interpolated from available infinite ¹⁴C age (>44 ka) in PS2782-1, is characterized by a coarse-grained diamicton, which is interpreted as till or ice-marginal debris flow. This may suggest that the SSIS was grounded at the core site (340 m water depth). The diamicton is overlaid by laminated sediments and several IRD layers which mark the deglaciation in early OIS 3 (event 3.31?). Additionally, high IRD input and laminated se-

quences during early OIS 3 in the deeper core PS2741-1 support this assumption (Fig. 2.3.9).

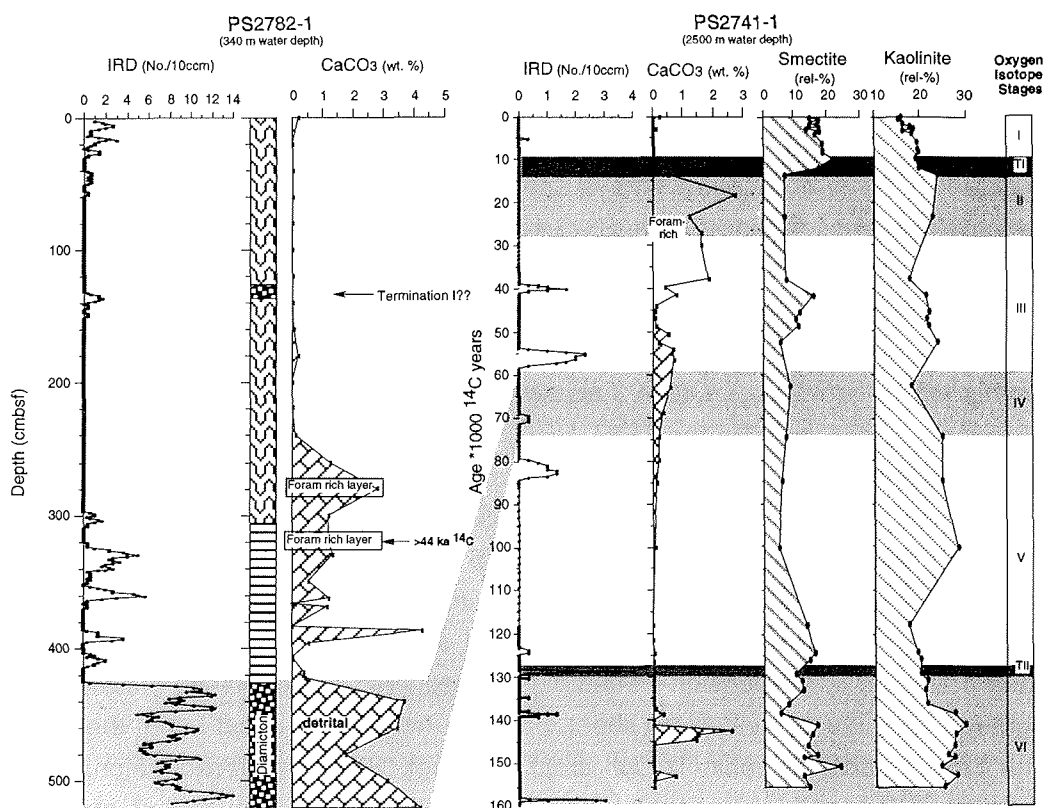


Fig. 2.3.9: Correlation of bulk analyses in core PS2782-1 (IRD, lithology, and carbonate) with IRD, and carbonate records, as well as smectite and kaolinite percentages of core PS2741-1 vs. ^{14}C ages. OIS 4 in core PS2782-1 is interpolated from an infinite age (>44 ka) in 321 cm core depth. Termination I is presumably reflected by a very thin coarse layer at 140 cm core depth.

For the late (Valdai) Weichselian, we agree with Velitchko et al. (1997, and references therein) and Pavlidis et al. (1997), rejecting the so-called "Pan-Arctic Glaciation of the Northern Hemisphere" model proposed by Grossvald (1993) and Denton and Hughes (1981) for the last glaciation. Very low ARbulk values and diminished IRD input during OIS 2 and Termination I in PS2741-1 and PS2782-1 may indicate instead a perennial sea ice cover than an extended ice sheet onto the shelf (Figs. 2.3.7 and 2.3.9). Even in the shallow core PS2782-1,

very low IRD values do not suggest an ice advance to the outer coastline (Fig. 2.3.9). For the late Holocene, enhanced IRD input in PS2782-1 could indicate the Neo-glaciation as observed in alpine glaciers, and in the North Atlantic and western Arctic Ocean marine records (Denton and Karlen, 1973; Keigwin and Jones, 1994; 1995, Darby et al., 1997)

Figure 2.3.10 summarizes the glaciation curves for the northern Barents Sea/Severnaya Semlya ice sheets based on results of this study compared to the glacier fluctuations known from Scandinavia and western Svalbard. In more detail, (1) we modified the glaciation curve along the northern Barents Sea for the late Weichselian and may have indications for a high-frequently collapsing ice sheet on a millennial time scale similar to northern Hemisphere ice sheets. (2) Short-term climatic changes as recorded in lower latitudes during the last glacial/interglacial cycle occur along the northern Barents Sea margin and may have influenced the interior Arctic Ocean environment as well (cf. Nørgaard-Pedersen et al., 1998). (3) Furthermore, we conclude that (a) oscillations of ice sheets in low-precipitation areas are more limited and less frequent than in areas of continuous moisture supply like the SIS and SBIS and (b) major fluctuations of the Kara Sea ice sheet during the last 160 ka apparently followed the major interglacial/glacial OIS 5/4 and 7/6 transitions as generally discussed by Ruddiman et al. (1980) and Velitchko et al. (1997) rather than the precession (23 kyr) and the tilt (41 kyr) cyclicity of the earth's orbit for the SIS and SBIS fluctuations, respectively (Mangerud et al., 1996).

Depositional environment along the Eurasian continental margin

Several paleoenvironmental parameters, such as sea-ice coverage, terrigenous sediment supply, surface-water productivity, the dynamic coupling of Atlantic water inflow and the Arctic Ocean, and their changes, can be described for the Eurasian continental margin with our proxy data. In accordance with Henrich (1998), ARCaCO₃ seems to be a suitable tool to identify periods with seasonally open-water conditions. The visualisation of biogenic carbonate dissolution time intervals along the northern margins are indicative of a marginal ice zone with high primary production rates, of the formation of dense bottom water on the shallow Barents and Kara Sea shelves and probably of the polar front position

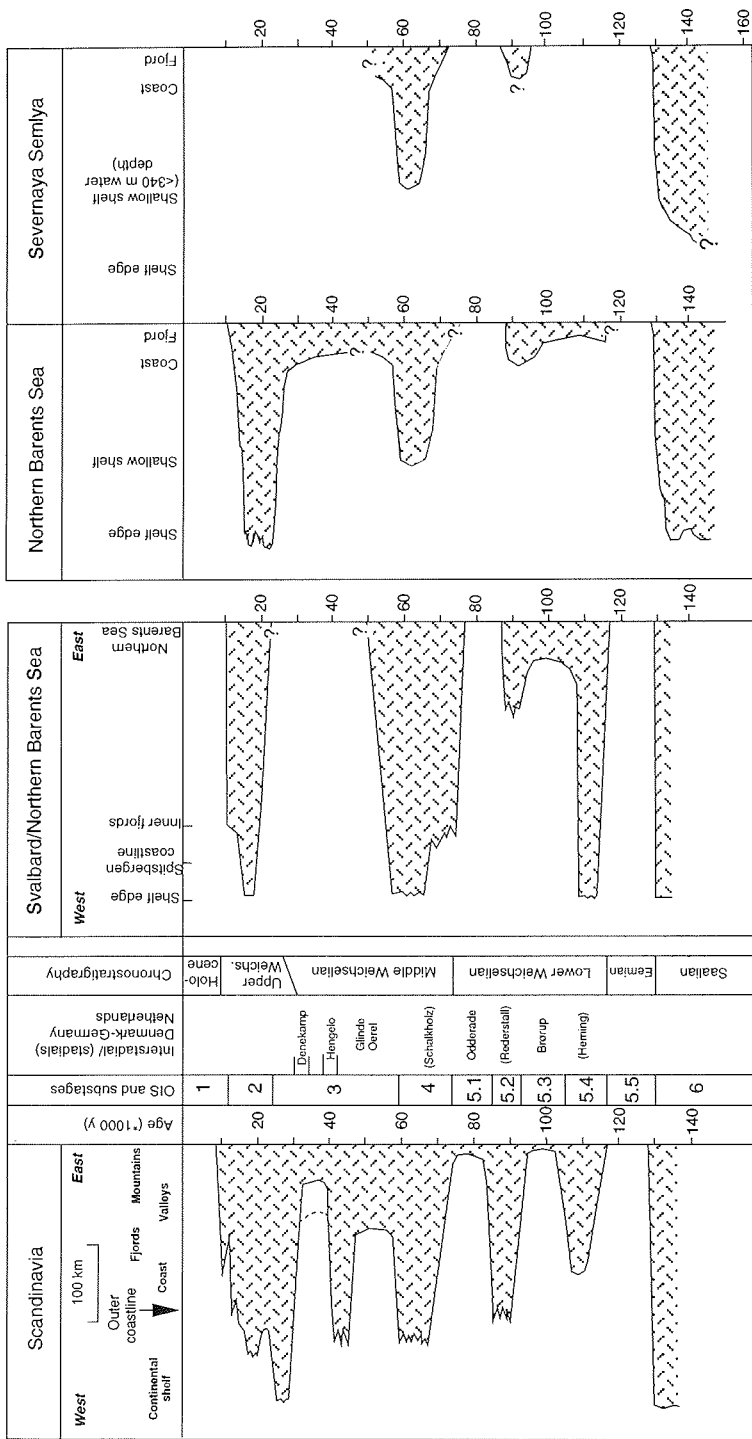


Fig. 2.3.10 : Comparison of glacier fluctuations on the western margins (cf. Mangerud et al. 1996) with glaciation curves along the northern Barents Sea and Severnaya Zemlya based on the results from this study.

(Steinsund and Hald, 1994; Knies et al., 1998). Higher amounts of MOM, indicated by bulk organic analysis and biomarker distributions, reflect at least periodically open-ice conditions (cf. Stein et al., 1994b; Schubert and Stein, 1997; Fahl and Stein, 1997). However, highest rates of MOM during glacials could also reflect rapid burial and lower oxygen exposure due to scavenging on fine-grained TOM instead of surface-water productivity variations (Knies and Stein, 1998). Strong variations of TOC contents in Arctic Ocean sediments are predominantly controlled by variable TOM input due to variable IRD-input.

Recently, Nørgaard-Pedersen et al. (1998) proposed a model for the late Quaternary Arctic Ocean, describing surface ocean conditions and sedimentation patterns for the following three-end-member climate situations: (1) glacials with closely packed sea-ice cover, low AR_{bulk} values, and limited planktonic productivity, (2) deglacials with enhanced meltwater production and high AR_{bulk} values, and (3) interglacials with increased planktonic productivity and high ablation rates due to expanded open-water (lead) proportions.

Extending this model, our refined multiproxy approach allowed a more detailed reconstruction of paleoenvironmental conditions with respect to the Eurasian continental margin for the last 160 ka.

In general, the depositional environment through this time period is dominated by terrigenous supply, but with a significant variance related to glacial/interglacial conditions. This varying, but predominantly terrestrially derived sediment-supply via sea ice, icebergs, river input, and gravitational transport is also well reflected in the composition of the sedimentary organic matter and is obvious from very low HI indices (< 100 mgHC/gTOC) and significantly higher long-chain *n*-alkane concentrations characteristic for TOM (up to 6 μ g/g Sed.) (Figs. 2.3.4). Although the proportion of MOM cannot be quantitatively determined by a single marker, the pattern of distribution of short-chain *n*-alkanes and chlorins along the northern Barents Sea margin seems to reflect glacial/interglacial variations with higher values during warmer and lower values during colder periods (except Event I (*) and OIS 4, cf. Fig. 2.3.13; Knies and Stein, 1998). Furthermore, fluctuations in MOM records, e.g. the short-chain *n*-alkanes, show a distinct decrease in concentration from the western to the eastern Eurasian continental margin during the whole period. Extremely low concentrations on the northern Kara Sea margin

may reflect variations of significant environmental changes from an ice-edge upwelling regime with seasonally ice-free conditions during warm summers on the western margin to a permanent and stable sea-ice cover with very low surface-water productivity changes on the eastern margin (Fig. 2.3.13).

Glacials

Peak glacials OIS 6 and OIS 2 reveal distinct differences between the western and the eastern margin. Highest accumulation rates of TOC and biogenic carbonate (Figs. 2.3.11 and 2.3.12) along the northern Barents Sea margin during OIS 6 and OIS 2 reflect intensive terrestrial supply by advancing ice sheets and seasonally open-water conditions triggered by subsurface inflow of Atlantic water and coastal polynyas (Knies et al., 1998). This is conform with warming episodes described for the western Svalbard margin (Hebbeln et al., 1994; Hebbeln and Wefer, 1997) and implies huge amounts of moisture evaporating to support the final build-up of the SBIS during peak glacials. In combination with light $\delta^{13}\text{C}$ values, the very high flux of organic carbon (Fig. 2.3.11) is indicative of enhanced input of TOC-rich mesozoic bedrocks eroded from the Barents Sea shelf by the advance of an ice-sheet to the shelf edge (Henrich et al. 1989; Hebbeln, 1992; Wagner and Henrich, 1994). Enhanced preservation of MOM, which could confirm seasonally ice-free conditions, is almost diminished due to intense flux of siliciclastic and terrestrial organic material (except for Event I (*), Knies and Stein, 1998).

On the northern Kara Sea margin, OIS 6 reflects the assumed colder climate, with extensive ice sheets onto the shelf and massive sea-ice coverage (Donn-William et al., 1962; Vogt et al., 1986; Arkhipov et al., 1986a, b). The first hints for a perennial sea-ice cover during OIS 6 rather than seasonally open-water conditions were obtained from the lack of foraminifera and neglectable amounts of MOM (Figs. 2.3.12 and 2.3.13). Additionally, laminated to slightly bioturbated sediments on the eastern margin probably indicate poor ventilation of the water column due to intensive sea-ice coverage (Fig. 2.3.4c) (cf. Phillips and Grantz, 1997). High contents of kaolinite and smectite, presumably supplied by submarine meltwater discharge from an expanded ice-sheet to the northern Kara Sea margin (Spielhagen et al., 1997), may indicate lateral transport processes en-

forced by the Coriolis effect rather than a vertical flux via sea-ice melting or productivity changes (Fig. 2.3.9).

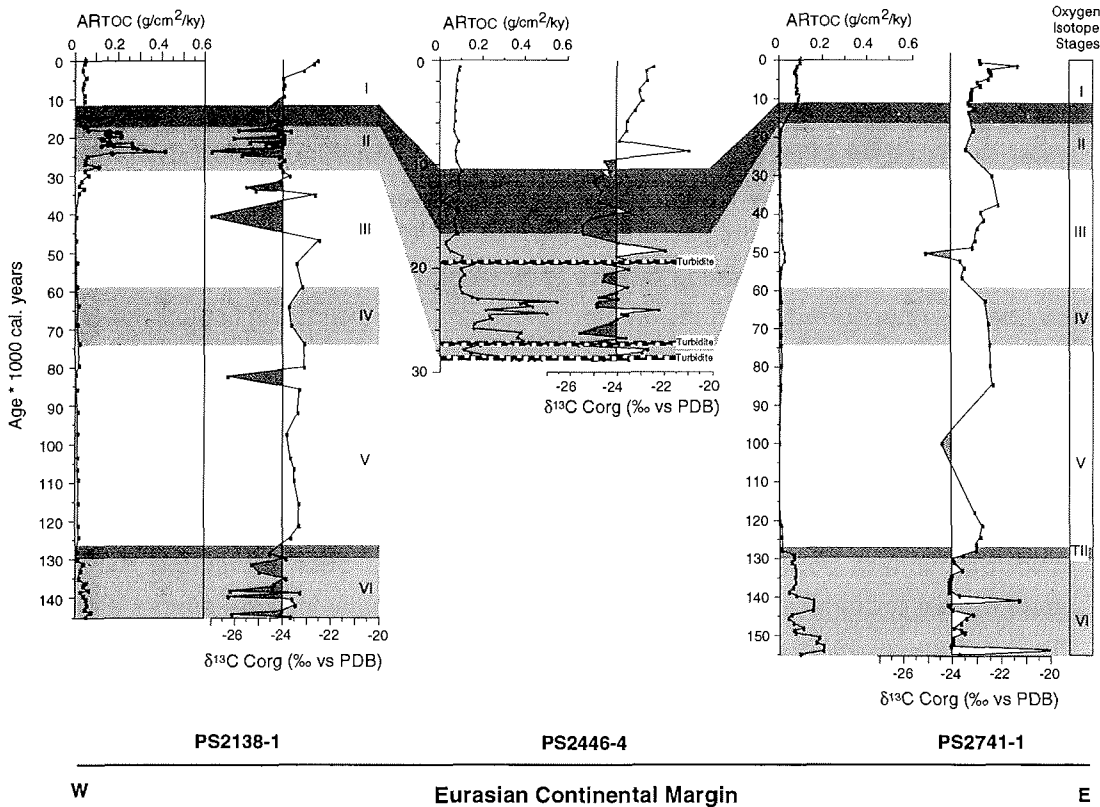


Fig. 2.3.11: Accumulation rates of organic carbon and $\delta^{13}\text{C}$ Corg values along the Eurasian continental margin versus calendar ages.

In accordance with Nørgaard-Pedersen et al. (1998) and Darby et al. (1997), we interpret the low total flux rates at the Kara Sea margin during late OIS 3 and OIS 2 as indicative of a closely packed sea-ice cover, in contrast to the more seasonal sea-ice coverage at western margin. Lowered sea level and more or less exposed and glacier-free Eurasian shelves during peak glacial periods probably reduced entrainment of sediment into sea ice, sediment supply via icebergs and/or meltwater discharge (Pfirman et al., 1990; Schubert and Stein, 1996). However, moderate flux rates of biogenic carbonate reflect open-water conditions from time to time (Fig. 2.3.12). It seems possible that a weak advection of

subsurface Atlantic-derived water masses as observed on the northern Barents Sea margin, reached the eastern margin and triggered planktonic productivity by sea-ice melting and nutrient supply. Slightly heavier $\delta^{13}\text{C}$ values and higher opal contents may support this assumption (Figs. 2.3.4c and 2.3.11). These would support the hypothesis by Dokken and Hald (1996) that each Heinrich Event between OIS 4 and 2 in the North Atlantic could have forced Atlantic surface-water to penetrate farther north into the Arctic Ocean and thus support the formation of seasonally ice-free waters along the northern Kara Sea margin. However, the restricted ice growth on Severnaya Semlya for the entire period does not indicate enough moisture-bearing storms to have caused a build-up and decay of ice sheets as occurred along the western Scandinavian and Barents Sea margin. These results from the marginal areas of the ice-covered Arctic Ocean were not observed in the central parts by Cronin et al. (1994), Stein et al. (1994a,c), Markussen et al. (1985), and Nørgaard-Pedersen et al. (1998) assuming very restricted productivity during the late glacial due to extensive sea-ice coverage. An exception exist in the Amerasian Basin where higher abundances of planktonic foraminifera between 28 and 24 ^{14}C ka indicate a brief interstadial, which could further indicate a close connection to the periodically ice-free events along the Eurasian continental margin (Darby et al., 1997).

During OIS 4 seasonally open-water conditions occurred along the western and northern Svalbard margin (Pagels, 1991, Dokken and Hald, 1996, Knies et al., 1998), as well as in the Fram Strait (Gard, 1987; Hebbeln and Wefer, 1997). In the central Arctic Ocean, however, OIS 4 is interpreted as a peak glacial period with low seasonal variations in sea-ice coverage and diminished planktonic productivity (Nørgaard-Pedersen et al., 1998). Along the Eurasian continental margin, horizons barren of planktonic foraminifera during OIS 4 do not permit conclusions about environmental changes. However, decreasing amounts of MOM from the western to the eastern margin (Fig. 2.3.13) could indicate both the decreasing influence of Atlantic water and the transition from the marginal ice zone with enhanced productivity in the west to a more or less permanent ice cover in the east. Although ice-sheet extension onto the shelves is proposed during OIS 4 (Mangerud and Svendsen, 1992, this study), very low flux rates indicate a neglectable impact of icebergs or meltwater discharge on the environment. The

transport of icebergs was probably restricted by the extended sea-ice cover along the northern Kara Sea margin.

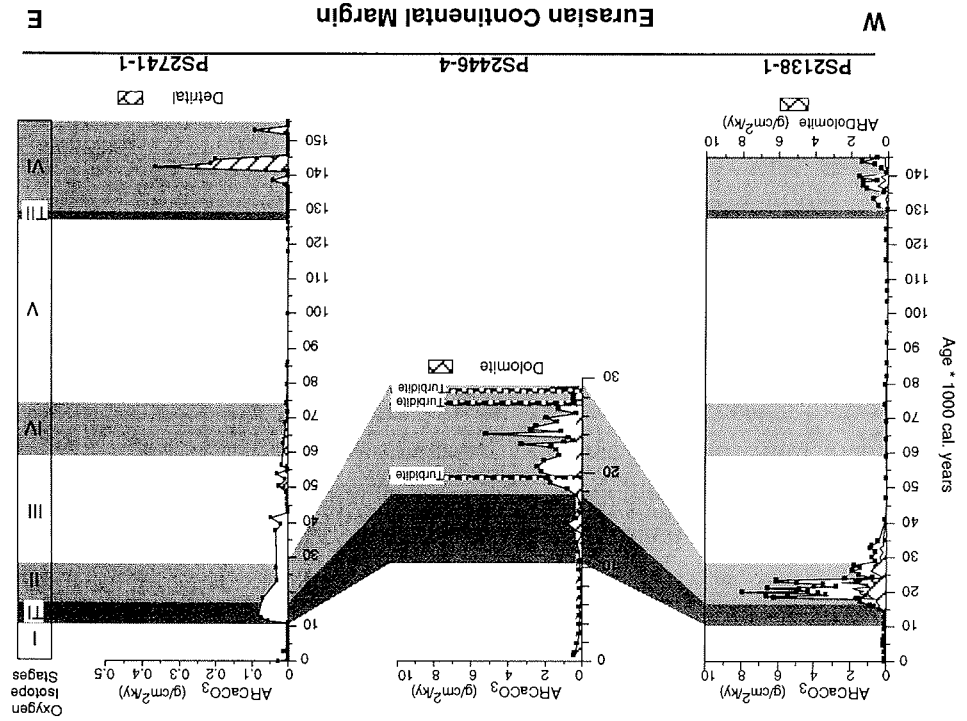
Interglacials

Knies et al. (1998) suggest that the virtually complete dissolution of biogenic calcite along the northern Barents Sea margin during interglacial intervals OIS 5, early OIS 3 and the Holocene indicates intensive Atlantic water inflow and a relatively stable ice margin. Enhanced abundances of coccoliths in the Nansen Basin during these time intervals support this assumption (cf. Baumann, 1990). However, Hebbeln and Wefer (1997) argued that sustained periods of seasonally ice-free conditions in the Fram Strait were largely restricted to peak interglacial stages 5.5, 5.1, and the Holocene. In the central Arctic Ocean, high proportions of open water are recorded during substage 5.1 and the Holocene, but also during mid OIS 3 (Stein et al., 1994a,c; Nørgaard-Pedersen et al., 1998). Schubert and Stein (1996) also found indications of an interglacial environment with relative loose pack-ice coverage during substage 5.5.

Distinct peaks in MOM input during substage 5.5, 5.1, and early Holocene might indicate an environment comparable to the recent situation with nutrient supply by ice-edge upwelling, sea-ice melting, and Atlantic water inflow, at least close to the Franz Victoria Trough (Fig. 2.3.13). On the northern Kara Sea margin, small peaks of enhanced MOM accumulation may indicate relatively higher proportions of open-water conditions and could correspond to the climatic optimum during early Holocene (Fig. 2.3.13) (cf. Hahne and Melles, 1997). As in the northern Barents Sea, carbonate dissolution probably limits the interpretation of the paleoenvironment during interglacials and deglacials (Fig. 2.3.12). A strong influence of highly saline and oxygen-enriched water masses with increased metabolic CO₂-concentrations is assumed (cf. Steinsund and Hald, 1994). Descending in troughs and depressions on the eastern and northern Barents Sea and flowing as boundary currents along the Eurasian margin, this could support CaCO₃ dissolution even on the northern Kara Sea margin (Rudels et al., 1994, Steinsund and Hald, 1994; Anderson, 1995, Schauer et al., 1997).

We therefore suggest that preservation of biogenic carbonate during late OIS 3 and OIS 2 is strongly related to the extensive ice-sheet cover between Svalbard and St. Anna Trough (Knies et al., 1998; Polyak et al., 1997), which could have prohibited dense brine formation and, thus, carbonate dissolution (Fig. 2.3.12) (cf. Steinsund and Hald, 1994). Increased accumulation of MOM along the northern Barents Sea margin during late Termination I reflects a higher surface-water productivity due to permanent intrusion of Atlantic water and high suspension load released by melting sea-ice (Knies and Stein, 1998). The sea-ice signal is supported by highest concentrations of long-chain *n*-alkanes with relatively high CPI values (up to 4.5) (Figs. 2.3.4) indicating rather fresh TOM-input, as well as with highest smectite concentrations (up to 20%; Vogt, 1997; Knies, 1998). This suggests the western Laptev or eastern Kara Sea as most probable source area (Nürnberg et al., 1994; Pfirman et al., 1997; Wahsner et al., 1998). During initial deglaciation and the sub-

Fig. 2.3.12: Accumulation rates of CaCO₃ (biogenic vs. detrital) along the Eurasian continental margin versus calendar ages.



sequent rise in the sea level, the flooding of the formerly exposed shelves resulted in large-scale erosion and distinctly increased supply of fresh TOM and smectite-rich sediments (cf. Vogt, 1997; Stein and Fahl, in prep.). These materials were entrained into sea-ice, transported through the eastern Arctic Ocean and finally released in the marginal ice zone between the Fram Strait and Franz Josef Land. High smectite concentration during OIS 1 on the northern Kara Sea margin (Fig. 2.3.9), however, can be explained by seasonal formation of dense brines on the flooded shelves that cascaded downslope and, probably as contour current, carried fine-grained suspension along the continental slope (Fig. 2.3.4c). Deposition occurs where velocities are low enough to allow settling and cause high accumulation rates (Fig. 2.3.7).

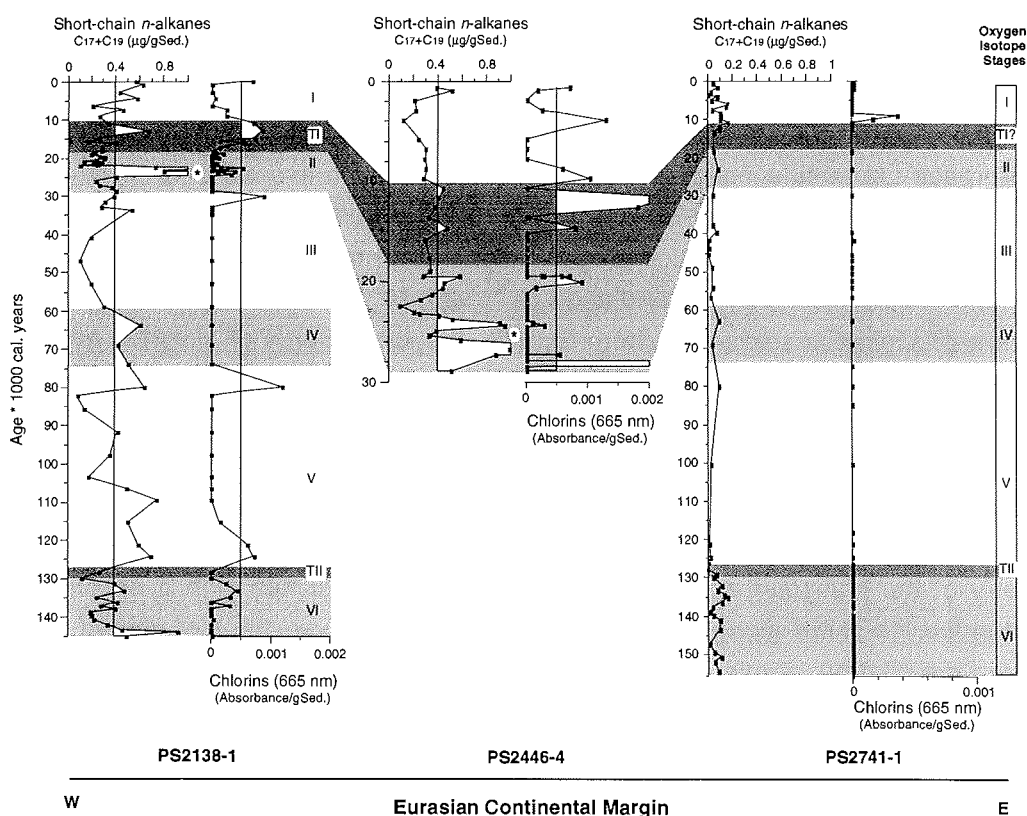


Fig. 2.3.13: Short-chain *n*-alkane concentrations ($\mu\text{g/gSed.}$) and chlorin absorbance along the Eurasian continental margin versus calendar ages. Asterisks mark high accumulation of MOM during Event I described in detail by Knies and Stein (1998).

Taking into account all the available information described above, it becomes obvious that the environmental conditions over the last 160 ka differed totally in the western and eastern Eurasian continental margin. However, the transition from the ice-edge upwelling regime with at least subsurface Atlantic water influence in the west to the more stable sea-ice cover in the east has not much changed over the last 160 ka.

Conclusions

Environmental changes over 160 ka have been studied along the Eurasian continental margin. Seasonally open-water conditions associated with Atlantic water advection, extended at least to the Franz Victoria Trough, and, combined with moisture bearing storms and low summer insolation, had a major influence on the final ice build-up during glacial OIS 6 and OIS 2 on the western Eurasian margin. Large ice-sheet fluctuations on the western Eurasian margin, contemporaneous with major Laurentide ice-sheet surging events (Heinrich events) between OIS 4 and OIS 2, suggest a link of ice-sheet dynamics in response to short-term rises in sea level caused by Laurentide surge and/or an external forcing by climate or a climate-related mechanism (Bond and Lotti, 1995; McCabe and Clark, 1998).

In low-precipitation areas of eastern Eurasia, the local source of moisture for the atmosphere was probably restricted due to a more or less closely packed sea-ice cover over the whole time span. Ice advance onto the shelf occurred during OIS 6 and OIS 4 and follows distinct interglacial periods. A diamicton of mid-Weichselian age indicates a grounding ice-sheet on the shallow shelf north of Severnaya Semlya in at least 340 m water depth. This confirms the model of an asymmetry of the cryosphere in Eurasia during the last glaciation with a maximally extended ice-sheet along the western margin and an ice-sheet of limited size along the eastern margin. It suggests that during the initial cooling following OIS 5, and probably OIS 7, the combined effect of sustained inflow of Atlantic water into the Arctic Ocean and eastward penetration of moisture-bearing cyclones supported major ice build-up during Saalian and mid-Weichselian glaciation.

Generally, the environmental conditions reflect a gradient from a more or less stable ice-edge upwelling regime with at least subsurface Atlantic water inflow along the western margin to a permanent sea-ice cover with low surface-water

productivity on the eastern margin over the 160 ka. Advection of surface and/or subsurface Atlantic water masses coupled with seasonally ice-free conditions occurred along the western margin during the last 150 ka. Sustained periods of open water were largely restricted to substages 5.5, 5.1, and the Holocene. Signals of open-water conditions along the eastern margin are insignificant. Slightly higher production of planktonic foraminifera, probably due to Atlantic water inflow occurred between 38 and 12 ¹⁴C ka and corresponds with periodically Atlantic water advection penetrating into the Arctic Ocean. However, marine organic proxies indicate a continuous decrease of surface-water productivity from the western to the eastern Eurasian continental margin due to a more extensive sea-ice cover over the last 160 ka.

3. Synthese

3.1 Die Ablagerung von terrigener und mariner organischer Substanz am nördlichen Kontinentalhang der Barents-See: Steuerungsprozesse und Klimarelevanz

Terrigene organische Substanz (TOM)

Die Akkumulationsraten von organischem Kohlenstoff betragen am nördlichen Kontinentalrand der Barents-See bis zu $0.45 \text{ gC/cm}^2/\text{kyr}$. Diese Raten sind vergleichbar mit Angaben aus Auftriebsgebieten, z.B. vor NW-Afrika (0.1 bis $0.6 \text{ gC/cm}^2/\text{kyr}$; Stein 1991), sind bei näherer Betrachtung der Zusammensetzung des organischen Materials jedoch auf völlig verschiedene Ablagerungsprozesse und Liefergebiete zurückzuführen. Während vor NW-Afrika große Mengen mariner organischer Substanz (MOM) abgelagert werden, herrscht im Untersuchungsgebiet die Zufuhr von terrigenem organischem/siliklastischem Material vor. Die Dominanz terrigener organischer Substanz (TOM) drückt sich durch niedrige HI-Werte ($<100 \text{ mgHC/gTOC}$), hohe C/N-Verhältnisse (> 10) und leichte $\delta^{13}\text{C}$ Werte ($< -23.5 \text{ ‰}$) aus. Verantwortlich dafür ist, neben dem Eintrag über Trübestrome, vorwiegend der Eintrag von eistransportiertem Material (IRD) über Meereis und Eisberge. So wird "fossiles" bzw. "frisches" TOM durch Erosion und Kalbung der zirkum-arktischen Gletscher und/oder bei der Bildung von Meereis auf den Schelfen des Arktischen Ozeans eingebaut und während der Eisdrift durch Abschmelzprozesse wieder freigesetzt. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte an partikulärem organischem Material im Oberflächenwasser von -25 ‰ nahe der Kernposition 2138 im Eisrandbereich (vgl. Abb. 1.1.4) bestätigen den hohen terrigenen organischen Anteil an der Gesamtfraktion (vgl. Andreassen et al. 1996) (vgl. Kap. 2.1).

TOM kann weiter in seine Bestandteile differenziert werden. Vor allem lassen sich mit Reifebestimmungen an der organischen Substanz Liefergebiete und Transportwege im Arktischen Ozean nachvollziehen. So haben Schubert & Stein (1996) signifikante Mengen "fossiler" Kohlefragmente (Sibirien; vgl. Bischof et al. 1990), Mesozoische TOC-reiche Siltsteine (Svalbard/Barents-See; Bjørlykke et al. 1978, Mørk & Bjørøy 1984) sowie "frische" Pflanzenhäcksel (sibirische Flüsse; z.B. Telang et al. 1991, Peulvé et al. 1996, Fahl & Stein

1997, Rachold et al. 1998) in zentralen arktischen Sedimenten nachweisen können.

Als Reifeindikatoren werden in dieser Studie, neben dem Carbon-Preference-Index (CPI) von Bray & Evans (1961), ein Verfahren von Villanueva et al. (1997)¹ und Ligningehalte² (J. Lobbes, unpubl. Daten) angewendet. T_{max} -Werte sind aufgrund der z.T. sehr niedrigen Kohlenstoffgehalte kein geeigneter Reifeindikator im Untersuchungsgebiet (vgl. Peters 1986).

Villanueva et al. (1997) beobachten hohe Anteile von "fossilem" TOM vor allem bei verstärktem IRD-Eintrag im Nord-Atlantik (vgl. Henrich et al. 1989). Einen wesentlichen Beitrag dazu leisten vermutlich Mesozoische TOC-reiche Siltsteine, die u.a. in der Barents-See Region anstehen und durch eine stark erhöhte thermische Reife gekennzeichnet sind (T_{max} : 470 °C; CPI: 0.9) (vgl. Kap. 2.1, Abb. 3.1.1).

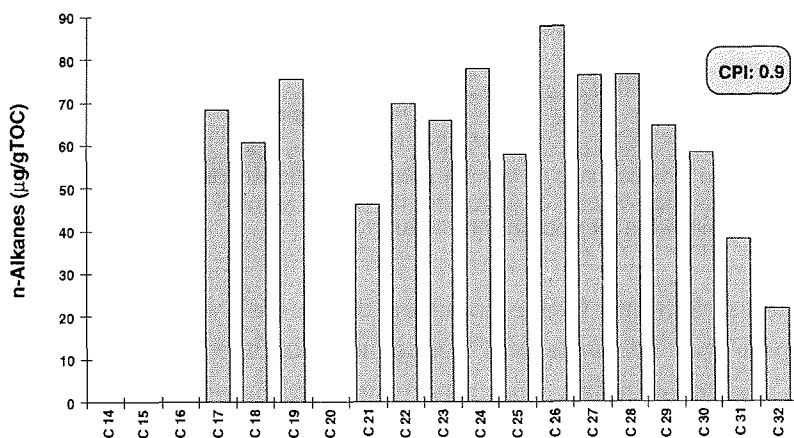


Abb. 3.1.1: Die *n*-Alkanverteilung in Mesozoischen TOC-reichen Siltsteinen (PS2138-1, 305 cm (Event I)). Die Zahl unter den Säulen gibt die Kettenlänge der *n*-Alkane an. CPI bedeutet Carbon-Preference-Index (vgl. Bray & Evans 1961).

Erhöhte Ligningehalte korrelieren dagegen nicht mit verstärktem Eintrag "fossiler" organischer Substanz, sondern bevorzugt mit erhöhter Zufuhr von relativ "frischem" TOM (s.u.). Im "Van Krevelen Diagramm" wird deutlich, daß die Inkohlung in den TOC-reichen Siltsteinen zu weit fortgeschritten ist, um

¹ das, ebenso wie der CPI-Index, auf der Verteilung der langkettigen *n*-Alkane beruht.

² einem Biomarker, der einen rein terrigenen Ursprung hat (vgl. Hedges & Parker 1976; Hedges & Mann 1979a, b, Hedges et al. 1997, für eine Übersicht).

noch Ligninphenole zu enthalten (Abb. 3.1.2) (Tissot & Welte 1984). In Abbildung 3.1.3 sind alle TOM-Reifeindikatoren für PS2138-1 für die letzten 30.000 Kalenderjahre vor heute (cal. J.v.h.) zusammengestellt. Die Rekonstruktion der Ablagerungsprozesse und der Liefergebiete von TOM am nördlichen Kontinentalrand der Barents-See werden durch den IRD-Eintrag und den Smektitgehalt unterstützt.

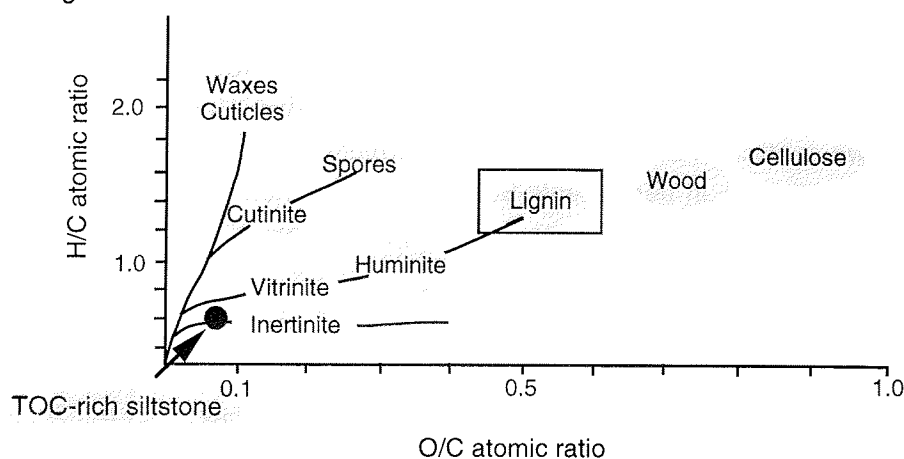


Abb. 3.1.2: Die Position ausgewählter Pflanzen- und Kohlebestandteile in einem H/C-, O/C-Diagramm (van Krevelen-Diagramm) (vgl. Tissot & Welte 1984). Position der TOC-reichen Siltsteine ist ebenfalls markiert.

Im späten OIS 3 und OIS 2 dominiert der laterale Eintrag von TOC-reichen Siltsteinen über Eisberge und Suspensionsfacht durch Abschmelzprozesse des bis zur Schelfkante vorgerückten Svalbard/Barents-See-Eisschildes. CPI-Werte um 1, niedrige Ligninkonzentrationen, ein dominierender Anteil an "fossilen" (bis zu 70 %) gegenüber "frischen" langkettigen *n*-Alkanen (bis zu 5 %) sowie $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von bis zu -27 ‰ (vgl. Kap. 2.1.; vgl. Hebbeln 1992) belegen diese Annahme.

Dem initialen Zerfall des Svalbard/Barents-See-Eisschildes um 18.300 (15.400 ^{14}C) cal. J.v.h. folgt ein deutlicher Wechsel des Liefergebiets von TOM. Während die erste Phase des Zerfalls noch mit einer verstärkten Zufuhr an TOC-reichen Siltsteinen verbunden ist, nimmt der Anteil an "frischem" TOM im weiteren Verlauf der Termination stetig zu. CPI-Werte >4, maximale Ligninkonzentrationen (0.25 mg/100 mgTOC) und maximale Anteile an "frischen" *n*-Alkanen (bis 45 %) im Event II zwischen 16.000 und 11.000 cal. J.v.h. sind

Belege dafür. Zunehmender Atlantikwassereinfluß und steigende biologische Produktion im Oberflächenwasser verbunden mit der Ausbildung einer stabilen Eisrandlage lassen vermuten, daß der vertikale Partikelfluß aus abschmelzendem Meereis eine zunehmende Rolle bei der Ablagerung von TOM einnimmt (vgl. Kap. 2.1). Die Kalbungsrate des zerfallenden Svalbard/Barents-See-Eisschildes verliert dagegen nach 16.300 (13.600 ^{14}C) cal. J.v.h. erheblich an Bedeutung.

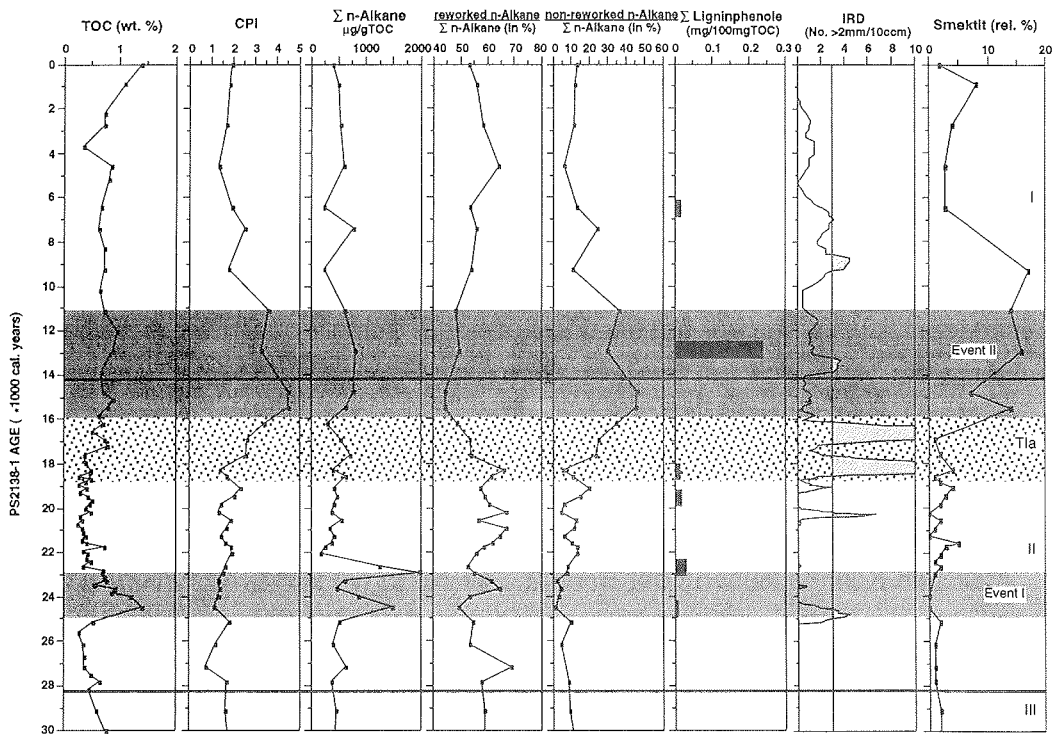


Abb. 3.1.3: Zusammenstellung der Reifeindikatoren für TOM (CPI-Index nach Bray & Evans 1961, aufgearbeitete ("fossile") und weniger-aufgearbeitete ("frische") langkettige (C₂₁-C₃₂) *n*-Alkane (in % an der Gesamtsumme der *n*-Alkane) (vgl. Villanueva et al. 1997) und die Gehalte an Ligninphenole (mg/100mgTOC)) (J. Lobbes, unpubl. Daten) sowie des IRD-Eintrags (Anzahl >2 mm/10 ccm) und des Smektitgehalts (rel. %) im Kern PS2138-1 vs. Kalenderjahre (cal. J.v.h.). Event I und II sind markiert und werden ausführlich in Kap. 2.1 erläutert. Die Zuordnung der Sauerstoffisotopenstadien III-I erfolgte nach Martinson et al. (1987) (T1a: Termination Ia).

Dieses "frische" TOM wird überwiegend von Sibirischen Flüssen transportiert und auf den Eurasischen Schelfen abgelagert (z.B. Rachold et al. 1998, Fahl & Stein 1997, Belyaeva & Eglington 1997). Berechnungen ergaben, daß wäh-

rend des spätglazialen Meeresspiegelanstiegs die durchschnittlichen holozänen Akkumulationsraten von organischer Substanz entlang des Eurasischen Kontinentalhangs ($0.3 \text{ gC/cm}^2/\text{kyr}$) um Größenordnungen höher liegen (bis zu $15 \text{ gC/cm}^2/\text{kyr}$) (Stein & Fahl in Vorb.). Vermutlich hatte zunächst der verstärkte Flußwassereintrag durch Abschmelzprozesse im Hinterland während der Termination I eine hohe Zufuhr und Akkumulation von "frischem" TOM auf den Eurasischen Schelfen zur Folge. Mit ansteigendem Meeresspiegel wurden die TOM-reichen Sedimente erneut aufgearbeitet. Die daraus resultierenden hohen Suspensionsladungen konnten sich im nun bildenden Meereis anreichern und über die Transpolar drift bis an den nördlichen Kontinentalrand der Barents-See gelangen und dort sedimentieren.

Ein zusätzlicher Hinweis, der diese Annahme stützt und auf die Verlagerung des Liefergebiets und die veränderten Ablagerungsprozesse im Event II hindeutet, sind die hohen Smektitgehalte (bis zu 18 rel. %; Abb. 3.1.3). Vogt (1997) interpretiert dies für den nördlichen Kontinentalrand der Barents-See als Meereissignal aus der östlichen Kara-See. Er postuliert, daß mit der Überflutung der vermutlich trocken-gelegenen Kara-See große Mengen Sediment ins Meereis aufgenommen worden sind und bis in das Untersuchungsgebiet transportiert und dort an der Eiskante wieder freigegeben wurden. Diese Theorie deckt sich sehr gut mit rezenten Modellierungen von Pfirman et al. (1997), die die hohen Smektitgehalte in rezenten Meereissedimenten am nördlichen Kontinentalhang der Barents-See bis in die westliche Laptev- und östliche Kara-See zurückverfolgen konnten (vgl. Nürnberg et al. 1995, Washner et al. 1998).

Im Holozän ist der Transport von umgelagerten "frischem" TOM und Smektit aus der westlichen Laptev-See bzw. östlichen Kara-See deutlich schwächer. CPI-Werte um 2, niedrige Ligninkonzentrationen und leicht erhöhte Anteile an "fossilen" *n*-Alkanen sprechen eher für einen verstärkten strömungsinduzierten Transport aus südlicher Richtung. Dort stehen in der Region Norwegischer Schelf und westlicher Barents-See vorwiegend Mesozoische TOC-reiche Siltsteine an, die über bodennahe Strömungen erodiert und bis in das Untersuchungsgebiet transportiert werden konnten (z.B. Elverhøi et al. 1989, Hebbeln 1991, Wagner & Henrich 1994).

Marine organische Substanz (MOM)

Die Akkumulation von MOM im Arktischen Ozean ist quantitativ von untergeordneter Bedeutung (z.B. Stein et al. 1994b, Schubert & Stein 1997, Fahl & Stein 1997, 1998). Die permanente Meereisbedeckung schränkt die Primärproduktion deutlich ein (vgl. Subba Roa & Platt 1984, Wheeler et al. 1996). Grobe Abschätzungen ergaben, daß nur etwa 2 % des organischen Kohlenstoffs im Sediment marinen Ursprungs ist (Schubert 1995). Unter weitgehend oxischen Ablagerungsbedingungen sind größere Mengen von MOM nur bei verstärktem fluviatilen Nährstoffeintrag, im Eisrandbereich und im Einstrombereich von Atlantikwasser sowie bei erhöhten Sedimentationsraten erhalten (vgl. Kap. 2.1; Stein et al. 1994b, Schubert & Stein 1996, 1997, Fahl & Stein 1997, Boetius & Damm 1998).

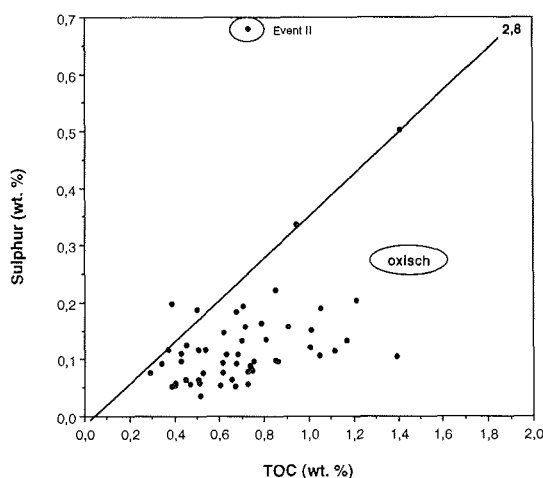


Abb. 3.1.4: Korrelationsdiagramm zwischen TOC (Gew. %) und Schwefel (Gew. %) im Kern PS2138-1. C/S-Verhältnisse $> \sim 2,8$ können nach Leventhal (1983) oxische Verhältnisse anzeigen. Niedrigere Werte weisen eher auf dys- oder anoxische Verhältnisse hin.

Oxische Ablagerungsbedingungen prägen auch den nördlichen Kontinentalrand der Barents-See. Sie werden durch sehr niedrige Konzentrationen von Schwefel³ ($\bar{\sigma}$ 0,15 Gew. %) (Abb. 3.1.4) (vgl. Leventhal 1983) und von den für anoxische Bedingungen sensitiven Spurenelementen Zn (Zn/Al: ~ 10) V (V/Al: ~ 17) und Ni (Ni/Al: 2-3) angezeigt (F. Schoster, unpublizierte Daten) (vgl.

³ der durch Reduktion von Sulfat bei Abbau der organischen Substanz unter dysoxischen oder an-oxischen Bedingungen entstehen kann.

Brumsack 1980, 1989). In diesem Milieu führen vorwiegend Kopplungsprozesse von primär produzierter organischer Substanz an lateral zugeführtem TOM bei gleichzeitig erhöhter Sedimentationsrate zur verstärkten Akkumulation von MOM (vgl. Kap. 2.1, vgl. Ittekkot et al. 1992). Wesentliche Änderungen der Oberflächenwasserbedingungen im Wechsel von Kalt- zu Warmzeiten reichen allein nicht aus, um die Schwankungen von MOM im Sediment zu erklären (vgl. Schubert & Stein 1996).

Im letzten Hochglazial sind im Untersuchungsgebiet mit die höchsten Gehalte von MOM abgelagert worden (Event I). Trotz glazialer Umweltbedingungen und daher vermutlich niedrigerer Primärproduktionsraten als heute sind die Anteile an erhaltener autochthoner organischer Substanz (MOM) höher gewesen als zu jedem anderen Zeitpunkt der vergangenen 30.000 cal. J.v.h. (vgl. Kap. 2.1). Beispielhaft für alle untersuchten "marinen" Parameter dokumentieren maximale Konzentrationen von Brassicasterol⁴ (24-Methylcholesta-5,22E-dien-3 β -ol) (bis zu 0.52 μ g/gSed.) dies sehr eindrucksvoll (Abb. 3.1.5; Kap. 2.1). Daß die Gehalte an Dinosterol⁴ (4 α -23,24-trimethyl-5 α -cholest-22E-en-3 β -ol) vergleichsweise sehr niedrig sind (Abb. 3.1.5), liegt vermutlich an der spezifischen Zusammensetzung des MOM zum Zeitpunkt der Ablagerung (vgl. Brassell 1993, für eine Übersicht). Die Voraussetzung für günstige Ablagerungsbedingungen für MOM im Event I wird trotz niedrigerer Primärproduktionsraten durch die Adsorption an glazigen aufgearbeitetem, feinkörnigem TOM (hier: TOC-reiche Siltsteine) bei gleichzeitig hohen Sedimentationsraten durch abschmelzende Eismassen des Svalbard/Barents-See Eisschildes geschaffen (vgl. Kap. 2.1).

⁴ Dinosterol ist als biosynthetisches Produkt von Dinoflagellaten (Boon et al. 1979) und Diatomeen (Volkman et al. 1993) bekannt. Brassicasterol dagegen wird häufig als Biomarker für Diatomeen und Coccolithophoriden verwendet (Volkman 1986).

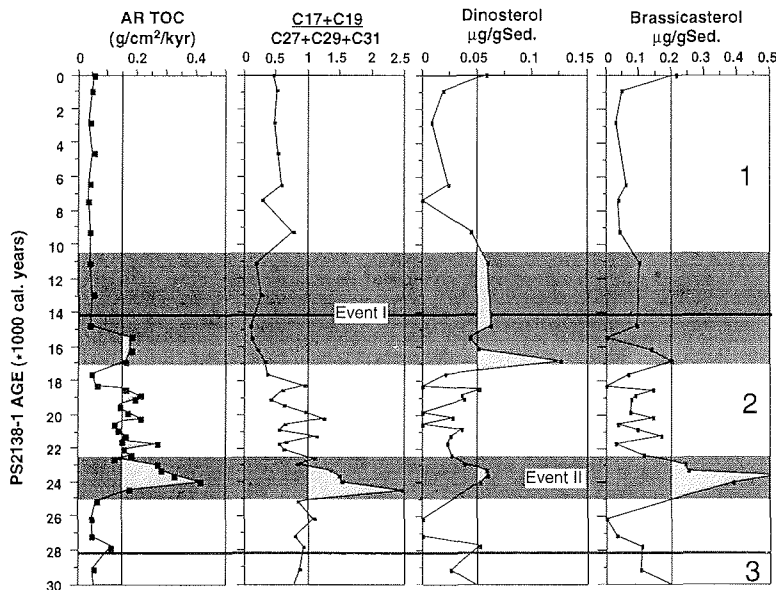


Abb. 3.1.5: Konzentration an Dinosterol und Brassicasterol ($\mu\text{g/gSed.}$) sowie das Verhältnis kurzketziger zu langkettiger *n*-Alkane und die Akkumulationsraten von organischem Kohlenstoff ($\text{g/cm}^2/\text{kyr}$) im Kern PS2138-1 vs. kalibrierte Alter (cal. J.v.h.). Event I und II sind markiert und werden ausführlich in Kap. 2.1 erläutert. Sauerstoffisotopenstadien III-I nach Martinson et al. (1987).

Die überregionale Bedeutung von Event I, sowohl (1) für die Paläoozeanographie im Europäischen Nordmeer als auch (2) für die Ablagerungsbedingungen von MOM, wird in Abbildung 3.1.6 deutlich. Sie zeigt alle Kernpositionen, in denen Event I bisher nachgewiesen worden ist und, soweit verfügbar, die jeweiligen Akkumulationsraten von organischem Kohlenstoff.

(1) Die päläoozeanographische Situation wird durch einen deutlichen Gradienten von hohen TOC-Akkumulationsraten entlang des westlichen und nördlichen Kontinentalhangs des Svalbard-Archipels (bis zu $1 \text{ gC/cm}^2/\text{kyr}$) zu zunehmend niedrigeren Werten in Richtung zentrale Fram-Straße ($<0.04 \text{ gC/cm}^2/\text{kyr}$) (vgl. Hebbeln 1992) verdeutlicht. Am nordöstlichen Kontinentalrand Grönlands wird Event I nicht mehr beobachtet (Notholt 1997); hier dominiert der Einfluß der Transpolardrift aus der zentralen Arktis das Ablagerungsmilieu. Dagegen tritt Event I in Sedimentkernen östlich des Scoresby-

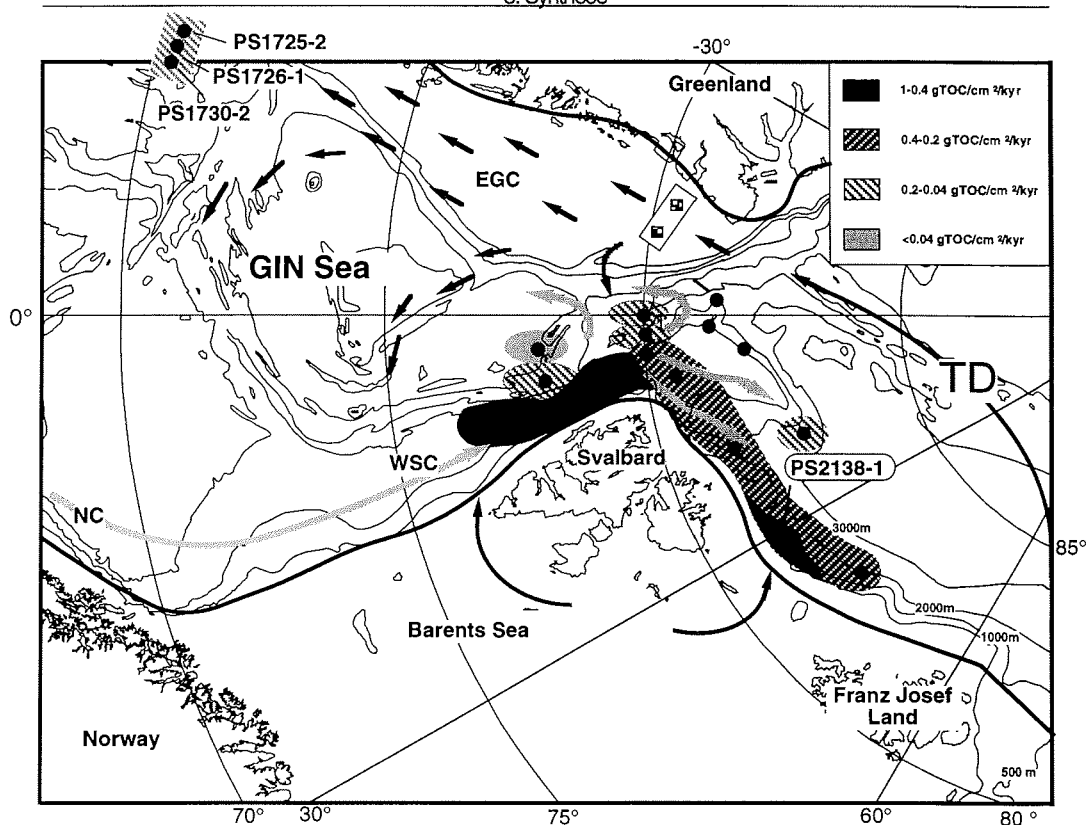


Abb. 3.1.6: Alle Kernpositionen im Europäischen Nordmeer und Arktischen Ozean (dunkle Kreise), in denen Event I nachgewiesen worden ist (vgl. Hebbeln 1991, Hebbeln 1992, Knies 1994, Müller 1995, Elverhøi et al. 1995, Nam et al. 1995, Andersen et al. 1996, Vogt 1997, Nam 1997, Stein & Fahl 1997, J. Knies, unpublizierte Daten). TOC-Akkumulationsraten ($\text{g}/\text{cm}^2/\text{kyr}$) im Event I sind, soweit verfügbar, ebenfalls angegeben. Kernpositionen (gerasterte Vierecke) am nordöstlichen Kontinentalhang Grönlands beinhalten Event I nicht (vgl. Notholt 1997). Durchgezogene Linien markieren die Ausdehnung des Svalbard/Barents-See und des grönländischen Eisschildes im LGM (CLIMAP 1981). Pfeile um Svalbard zeigen das potentielle Liefergebiet für Mesozoische TOM-reiche Siltsteine an (Elverhøi et al. 1995). Charakteristische Oberflächenströmungen sind angegeben: NC: Norwegen Strom; WSC: Westspitzbergenstrom; EGC: Ostgrönlandstrom; TD: Transpolardrift; GIN Sea: Grönland/Island/Norwegen See.

Sunds wieder auf (Nam et al. 1995)⁵. Obwohl bisher keinerlei Hinweise für Event I in Regionen nördlich des Scoresby-Sunds existieren, ist ein strömungsinduzierter IRD-Transport über das zurückfließende Atlantikwasser möglich (vgl. Wagner & Henrich 1994). Vorausgesetzt das dominierende Material im Event I (TOC-reiche Siltsteine) stammt von den östlichen Kontinental-

⁵ Dort sind, wie im PS2138-1, höchste Anteile von MOM mit verstärkter Akkumulation von TOM (vermutlich TOC-reiche Siltsteine) verbunden (J. Knies, unpubl. Daten).

rändern des Europäischen Nordmeeres, könnte dies ein Indiz dafür sein, daß Event I das meridionale Strömungssystem im LGM des Europäischen Nordmeers, wie es von Henrich (1992) postuliert worden ist, widerspiegelt (vgl. Diskussion in Sarnthein et al. 1992, 1995, Hebbeln & Wefer 1997).

(2) Schubert (1995) kalkulierte, basierend auf dem Modell von Müller & Suess (1979) und rezenten arktischen Primärproduktionsraten, daß im Untersuchungsgebiet bis zu 16 % des organischen Materials marinen Ursprungs ist. Unter der Annahme, daß vergleichbare Mengen MOM im Event I erhalten sind, könnte die Einbettungsrate entlang des Svalbard/Barents-See Kontinentalrandes bis zu 0.16 gC/cm²/kyr betragen haben. Diese Werte sind durchaus vergleichbar mit Ergebnissen aus Gebieten mit höheren Primärproduktions- und MOM-Akkumulationsraten, z.B. in Auftriebsgebieten (vgl. Stein 1991). Besonders für die Diskussion von organischer Kohlenstoffixierung in Tiefseesedimenten während der letzten Kaltzeit und möglicher Konsequenzen für den glazialen CO₂-Partialdruck der Atmosphäre erscheint es daher von großer Wichtigkeit, die Einbettungsraten entlang des Eurasischen Kontinentalrandes mit in die Kalkulation des globalen Kohlenstoffhaushalts einzubeziehen (vgl. Berger et al. 1989).

Höchste Gehalte an Dinosterol (bis zu 0.13 µg/gSed.), marinen Fettsäuren und Chlorin werden in der zweiten Phase des Zerfalls des Eischildes, am Ende von Termination Ia und im Event II, registriert (Abb. 3.1.5, Kap. 2.1). Die Anteile an kurzkettingen *n*-Alkanen und Brassicasterolkonzentrationen sind dagegen vergleichsweise niedrig (vgl. Abb. 3.1.5). Kennedy & Brassell (1992) argumentieren, daß erhöhte Brassicasterolkonzentrationen eher mit verstärktem Fluß an Diatomeen bzw. Zooplankton korrespondieren. Dinosterolmaxima sind dagegen mit Dinoflagellaten-Blüten verknüpft, die u.a. durch zunehmenden fluviatilen Nährstoffeintrag induziert werden können (vgl. Westerhausen et al. 1993). Am nördlichen Kontinentalhang der Barents-See führte der Rückzug der Gletscher, der zunehmende Einfluß von Atlantikwasser und die Nährstoffanreicherung durch ein am Eisrand induzierten Auftrieb vermutlich zu einer Verstärkung der Primärproduktion im Oberflächenwasser während Event II. Starke Anreicherungen von Sediment mit hohen Anteilen an Smektit und relativ "frischem" TOM (vgl. Kap. 3.1) im Meereis, die am Eisrand ausschmel-

zen, beschleunigten die Aggregatbildung durch Adsorption und führten zur schnelleren Einbettung von MOM (vgl. Abb. 3.1.7) (vgl. Ittekkott et al. 1992, Reemstma et al. 1993). Dieser erhöhte Fluß terrigener Substanz und, damit verbunden, hohe Sedimentationsraten im Event II werden im Gegensatz zu den Gesamtakkumulationsraten (vgl. Abb. 2.1.5) durch die extreme Verdünnung des $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Signals angedeutet (Schulz 1997). Dies befürwortet die These, daß die Adsorption von primär produzierter organischer Substanz an terrigenes organisches/siliziklastisches Material eine der wichtigsten Voraussetzungen für die Einbettung von MOM auch in hohen nördlichen Breiten ist (vgl. Keil et al. 1994, Mayer 1994a, b, Hedges & Keil 1995 und weitere Beiträge darin).

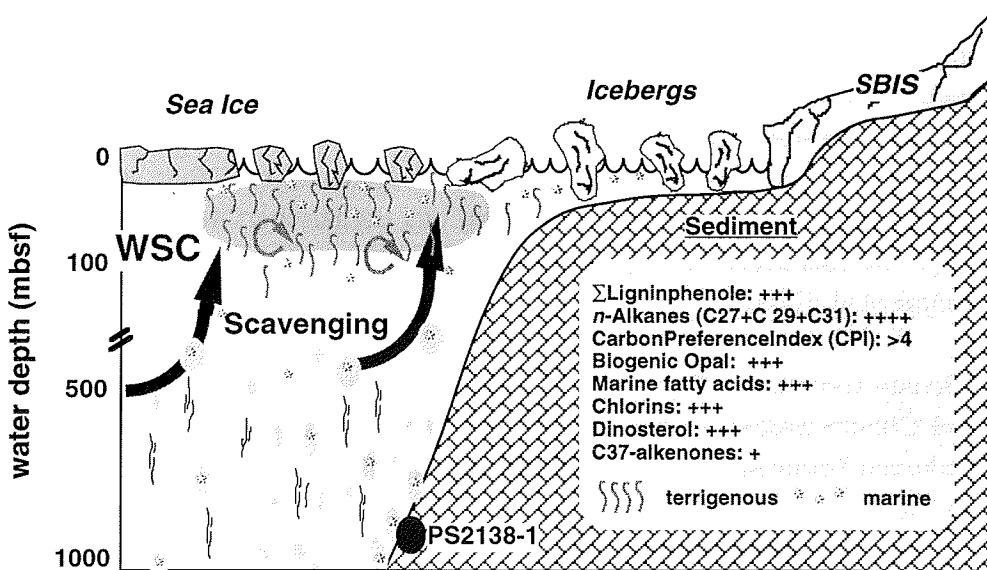


Abb. 3.1.7: Ablagerungsmodell im Event II. Das Modell basiert weitgehend auf den relativen Mengen der Sediment-Parameter, die im grau hinterlegten Feld angegeben sind. WSC: Westspitzbergenstrom; SBIS: Svalbard/Barents-See Eisschild.

3.2 Paläoumweltbedingungen am nördlichen Kontinentalrand der Barents-See während der letzten 150.000 Jahre

Glaziale

Die Ablagerungsbedingungen in den Glazialen am nördlichen Kontinentalhang der Barents-See werden durch extreme Unterschiede in den Sedimentationsraten geprägt. Sie schwanken zwischen 3 cm/kyr in OIS 4 und 37 cm/kyr in OIS 2. Die Ursachen dafür sind variierende Meereiskonzentrationen, Massenumlagerungen und intensive Sedimentzufuhr durch bodennahe Transportprozesse, induziert durch vorrückende und abschmelzende Eismassen (vgl. Kap. 2.2; Hein & Syvitski 1992, Elverhøi & Henrich 1996, Vorren & Laberg 1996, McGinnis et al. 1997).

Die höchsten Sedimentationsraten in OIS 6 und OIS 2 sind eng mit der Ausdehnung des Svalbard/Barents-See-Eisschildes bis an die nördliche Schelfkante verknüpft. Damit stehen für den Sedimenttransport am Kontinentalhang große Mengen an glazialerodiertem Material zur Verfügung. Niedrige Sedimentationsraten in OIS 4 sprechen dagegen eher für eine weitgehend geschlossene Meereisbedeckung als für die Ausdehnung der Eismassen auf den Schelf (vgl. Lloyd et al. 1996). Zusätzliche Hinweise für diese Befunde liefert die Tonmineralverteilung zusammen mit dem IRD-Eintrag im Kern PS2138-1 (vgl. Abb. 3.2.1). Sie zeigt, daß der Aufbau des Eisschildes zwischen 30 und 20.000 ¹⁴C J.v.h. (Mangerud & Svendsen 1992)⁶, wie auch die Interglaziale OIS 5 und Holozän, durch eine hohe Konzentration des Tonminerals Illit in den Sedimenten gekennzeichnet sind. Vermutlich steuerten zunächst die vorrückenden Eismassen des Svalbard-Archipels, dem potentiellen Liefergebiet für Illit (Stein et al. 1994b), den Sedimenttransport am nördlichen Kontinentalrand der Barents-See. Niedrige Illit- und erhöhte Kaolinitkonzentrationen mit verstärktem IRD-Eintrag sowohl im OIS 6 als auch zwischen 20.000 und 15.400 ¹⁴C J.v.h. dagegen deuten auf eine Verlagerung des Einzugsgebiets der vorrückenden Eismassen hin. Potentielle Quellen für Kaolinit sind die Barents-See und Franz-Josef-Land (Birkenmajer 1989, Elverhøi et al. 1989, Stein et al. 1994b, Vogt 1997, Wahsner et al., 1998). Durch das Vorrücken der Eismassen auf dem Barents-See-Schelf, wie es von Elverhøi et al. (1993) und Siegert & Dowdeswell (1995a,b) modelliert und von Lu-

⁶ Der Eisaufbau in OIS 6 ist nicht dokumentiert.

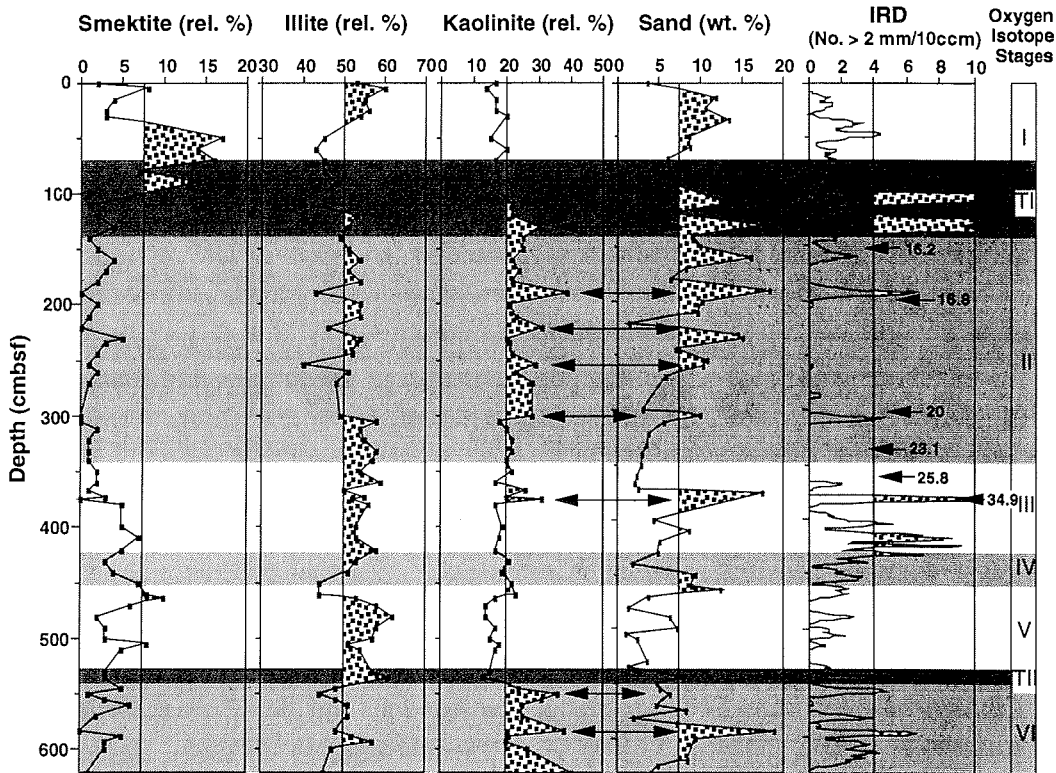


Abb. 3.2.1: Tonmineralverteilung (rel. %) (C. Vogt, unpubl. Daten) und Grobfraktionsgehalte (ohne biogenes Karbonat, Gew. %) sowie IRD-Eintrag im Kern PS2138-1 gegen die Tiefe. AMS¹⁴C Datierungen für PS2138-1 sind in der IRD-Kurve mit aufgeführt. Die Sauerstoffisotopenstadien VI-I nach Martinson et al. (1987) sind grau hinterlegt (TI und TII: Termination I und II). Die Korrelation erhöhter Kaolinit- mit erhöhten Grobfraktionsanteilen sind durch Pfeile markiert.

binski et al. (1996) bis in Wassertiefen von mindestens 470 m bestätigt worden ist, werden kaolin-reiche Mesozoische Gesteine erodiert und schließlich bei maximaler Ausdehnung an der Schelfkante wieder freigegeben (vgl. Pfirman & Solheim 1989, McGinnis et al. 1997). Die Korrelation von Kaolinit- und Grobfraktionsmaxima mit extrem hohen Gesamtakkumulationsraten zwischen 20.000 und 16.800 ¹⁴C J.v.h. (vgl. Abb. 2.1.5 und 3.2.1) zeigt an, daß die Eismassen immer wieder aufschwimmen und dabei große Mengen an Eisbergen mit basalem Detritus abbrechen (vgl. Hughes 1992). Der Grobfraktionseintrag

nimmt ab, sobald die Grundlinie auf dem Schelf wieder erreicht und der Zerfall abgeschlossen ist (vgl. Grobe & Mackensen 1992).

Bemerkenswert ist trotz der geringen zeitlichen Auflösung die Ähnlichkeit der Sedimentzusammensetzung und damit der Ablagerungsbedingungen im OIS 2 mit OIS 6. Parallel zu erhöhten Grobfraktionsgehalten werden Spitzenwerte im Kaolinit registriert. Obwohl der Eisaufbau im OIS 6 nicht dokumentiert ist, kann davon ausgegangen werden, daß die Eismassen, ähnlich wie im OIS 2, Mesozoische kaolin-reiche Gesteine des Barents-See-Schelfs erodierten und an der nördlichen Schelfkante bei erhöhten Kalbungsraten wieder abgaben. Ein vergleichbarer Zusammenhang ist für das glaziale OIS 4 nicht zu beobachten und unterstützt die Argumentation für eine begrenzte Ausdehnung der Eismassen und einer intensiven Meereisbedeckung am nördlichen Kontinentalrand der Barents-See nachhaltig (vgl. Kap. 2.2).

Die drei- bis vierfach höheren Sedimentationsraten und erhöhten biogenen Karbonatakkumulationsraten im OIS 2 gegenüber OIS 6 lassen sich vermutlich durch variierende Meereiskonzentrationen erklären (vgl. Kap. 2.2). So ist offenbar die Zooplanktonproduktion durch eine ausgedehntere Meereisbedeckung in OIS 6 erheblich eingeschränkt. Allerdings existieren in beiden Kaltphasen eindeutige Hinweise für saisonal eisfreie Bedingungen, die mit dem Einstrom von Atlantikwasser und der Ausbildung küstennaher Polynyen verbunden sind (vgl. Abb. 2.2.5). Dies wird vor allem auch durch die hohen Abundanzen der benthischen Foraminifere *Cassidulina teretis* angedeutet (vgl. Abb. 3.2.3). Ein kausaler Zusammenhang von anhaltender Feuchtigkeit-zufuhr durch Einstrom von Atlantikwasser, abnehmender Insolation und sinkendem Meeresspiegel⁷ sowie maximaler Ausdehnung des Svalbard/Barents-See-Eisschildes ist somit auch am nördlichen Kontinentalrand der Barents-See sowohl für die späte Weichsel- (OIS 3/2) als auch für die Saale-Vereisung (OIS 6) eindeutig belegbar.

Die Zerfallsmuster der Eisschilde am Ende der Kaltzeiten (Termination II und I) sind trotz der geringen zeitlichen Auflösung offenbar ebenso eindeutig vergleichbar wie der Eisaufbau während OIS 6 und OIS 2 (vgl. Kap. 2.2). Parallelen im IRD-Eintrag und den Kaolinitgehalten sind erkennbar und belegen

⁷ wie er in der Norwegen/Grönland See diskutiert wird (z.B. Vorren et al. 1988, Larsen et al. 1991, Hebbeln et al. 1994, Dokken & Hald 1996, Rasmussen et al. 1996).

dies (Abb. 3.1.8). Auffällig ist, daß das erste IRD-Maximum zum Zeitpunkt des initialen Zerfalls des Eisschildes am Ende von OIS 6 bzw. 15.400 ^{14}C J.v.h. noch mit hohen Kaolinitgehalten verbunden ist, während der zweite IRD-Schub schon mit erhöhten Illit-Anteilen korreliert. Dies deutet darauf hin, daß sich die Eismassen zum Zeitpunkt des zweiten IRD-Schubs um 128.000 (Termination II) bzw. 13.600 ^{14}C J.v.h. bereits im inneren der Barents-See befanden (vgl. Landvik et al. 1992, 1995 Forman et al. 1995, 1996). Der IRD-Transport konnte vermutlich zu diesem Zeitpunkt nur noch über sedimentbeladene Eisberge von Svalbard aus erfolgen. Man kann daraus schließen, daß von einem synchronen Verhalten des Svalbard/Barents-See-Eisschildes nicht nur zum Zeitpunkt maximaler Ausdehnung im OIS 6 und OIS 2 auszugehen ist, sondern auch signifikante Ähnlichkeiten im Zerfallsmuster⁸ während Termination II und I zu vermuten sind.

Einschränkend muß betont werden, daß hohe Smektitgehalte, wie sie am Ende von Termination I auftreten (vgl. Kap. 3.1), während Termination II nicht registriert werden (Abb. 3.1.8). Vermutlich sind die großen Eisschilde Sibiriens im OIS 6 (vgl. Arkhipov 1986a,b, Vogt et al. 1986) verantwortlich dafür, daß die ausgedehnte Überflutung der Schelfe und der verstärkte Flußfrachteintrag, wie er für die Termination I postuliert wird, nicht stattfinden konnte. Damit konnte weniger Suspensionsfracht über Meereis an den nördlichen Kontinentalrand der Barents-See transportiert und dort freigesetzt werden (vgl. Kap. 3.1).

Interglaziale/Interstadiale

Die Interglaziale sind, verglichen mit den Glazialen, durch niedrigere Sedimentationsraten gekennzeichnet (OIS 5: 1 cm/kyr; OIS 1: 5 cm/kyr). Das Verschwinden der Eismassen auf den Barents-See-Schelf am Ende der Kaltzeiten ist dafür verantwortlich. Der IRD-Eintrag an der Grundlinie des Eises, z.B. auf Nordaustlandet oder Franz-Josef-Land, trägt in den Interglazialen nur noch geringfügig zur Sedimentation am nördlichen Kontinentalhang der Barents-See bei (vgl. Pfirman & Solheim 1989). Die deutlichen Unterschiede in den Sedimentationsraten sind vielmehr auf den intensiven bodennahen und

⁸ induziert durch verstärkte Insolation und steigenden Meeresspiegel (Ruddiman & McIntyre 1981).

strömungsinduzierten Transport entlang des Kontinentalhanges der Barents-See zurückzuführen (Elverhøi et al. 1989, Hebbeln 1991).

Daß die wärmsten Perioden des letzten Klimazyklus OIS 5.5 und OIS 1 (z.B. Kellogg 1976) andere Umweltbedingungen am nördlichen Kontinentalrand der Barents-See anzeigen als in den Kaltzeiten, wird durch die offensichtlich intensive Lösung von biogenem Karbonat gegenüber besseren Erhaltungsbedingungen in den Kaltzeiten angedeutet (vgl. Kap. 2.2). Auffallend ist jedoch, daß auch in den übrigen Substadien von OIS 5, aber auch im frühen und mittleren OIS 3, intensive Karbonatlösung auftritt. Diese ist vermutlich für eine stabile Eisrandlage mit erhöhter Produktion von MOM sowie für aggressive Bodenwässer indikativ, die durch sauerstoffreiche Salzlaugen bei saisonaler Meereisbildung in der Barents-See entstehen und indirekt die verstärkte Zufuhr von Atlantikwasser anzeigen (vgl. Kap. 2.2). Bestätigt werden diese Umweltbedingungen in den Warmzeiten auch durch die im Vergleich zu den Kaltzeiten stark erhöhten Abundanzen an Coccolithophoriden und hohen biogenen Karbonatgehalten im Nansen-Becken⁹ (Pagels 1991, Nowaczyk & Baumann 1992). Die Lösung von biogenem Karbonat während der Terminationen II und I und im frühen OIS 3 deutet dagegen ebenfalls auf eine verminderte Durchlüftung der Wassersäule bei verstärkter Schmelzwasserzufuhr und der damit verbundenen Stratifizierung hin (z.B. Henrich et al. 1989). Dagegen spiegelt die biogene Karbonaterhaltung in den Kaltzeiten die maximale Ausdehnung der Eismassen wider. Sobald der Barents-See-Schelf komplett mit einem Eisschild bedeckt ist, spielen die Prozesse für die Karbonatlösung nur noch eine untergeordnete Rolle.

Warmzeitliche Bedingungen im gesamten OIS 5, im frühen bis mittleren OIS 3 und im Holozän, mit erhöhter Oberflächenwasserproduktion und intensiver Karbonatlösung am nördlichen Kontinentalrand der Barents-See, werden zusätzlich durch maximale Konzentrationen des kosmogen gebildeten ¹⁰Be-Isotops angezeigt (vgl. Abb. 3.1.9) (Schulz 1997). Erhöhter ¹⁰Be-Fluß kann durch verstärkte Bioproduktion und erhöhte Feinkornanteile im oberflächennahen, saisonal eisfreien Wasser induziert werden (vgl. Sharma et al. 1987, Kusakabe et al. 1987). Glazial/Interglazial-Schwankungen im ¹⁰Be-Fluß (Abb. 3.2.2) werden bei vorwiegend atmosphärischen Eintrag auf die variierenden

⁹Dort sind keine Anzeichen von Karbonatlösung in holozänen Sedimenten mehr zu finden (Pagels 1991).

Meereiskonzentrationen und terrigenen Zufuhraten im Untersuchungsgebiet zurückgeführt (vgl. Eisenhauer et al. 1994). Vor allem die Verdünnung durch verstärkten Eintrag von siliziklastischem Material im OIS 2 und während Termination I verändert das ^{10}Be -Signal erheblich (Abb. 3.2.2). Dagegen hat der verstärkte IRD-Eintrag im frühen OIS 3 offensichtlich keinerlei Einfluß auf die ^{10}Be -Konzentrationen, was vermutlich mit den sehr viel niedrigeren Sedimentationsraten als im OIS 2 (Faktor 10 bis 20) zusammenhängt. Es ist anzunehmen, daß während OIS 5 und OIS 1 sowie im frühen und mittleren OIS 3 weitgehend Umweltbedingungen vorgeherrscht haben, die der rezenten Situation entsprechen. Das bedeutet zum einen einen verstärkten Einfluß von Atlantikwasser und saisonal eisfreien Bedingungen und zum anderen Phytoplanktonblüten und lithogenen Partikelfluß in der Nähe des Eisrandes, induziert durch Ausschmelzprozesse, Bildung von Auftriebszellen und ausreichende Nährstoffversorgung (vgl. Hebbeln & Wefer 1991).

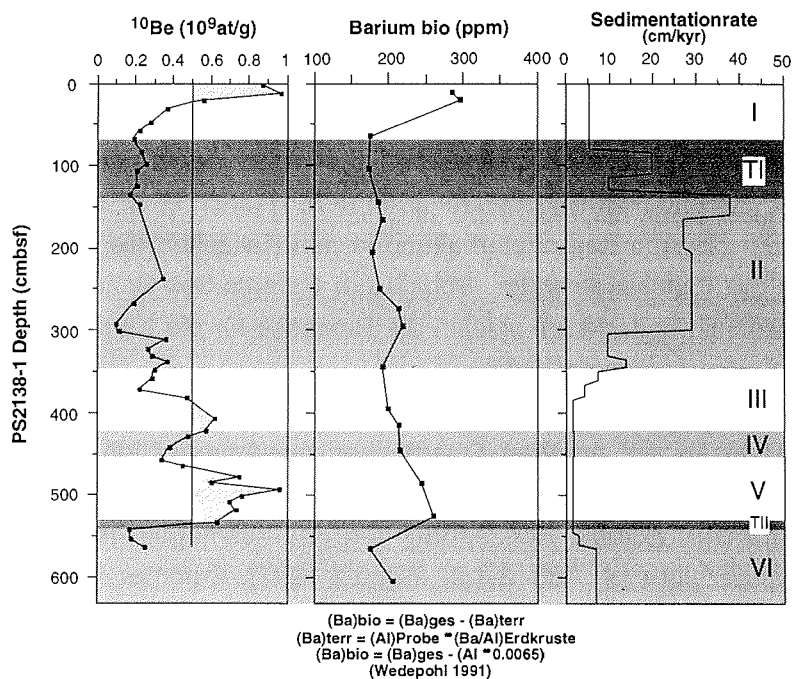


Abb. 3.2.2: Zusammenstellung der ^{10}Be -Aktivität (10^9 at/g) (Schulz 1997), des biogenen Bariumanteils (ppm) und die Sedimentationsraten (cm/kyr) im Kern PS2138-1. Die Berechnung des biogenen Bariumanteils ist mit aufgeführt und kann detailliert bei Nürnberg (1995, 1996) nachvollzogen werden. Die Sauerstoffisotopenstadien VI-I nach Martinson et al. (1987) sind grau hinterlegt (TI und TII: Termination I und II).

Weitere Hinweise auf erhöhte Produktivität im Oberflächenwasser werden durch hohe Barium/Aluminium (Ba/Al)-Verhältnisse bzw. biogene Anteile (Ba_{bio}) der gesamten Ba-Konzentration (Ba_{tot}) angezeigt¹⁰ (vgl. Abb. 3.2.2). In arktischen Oberflächensedimenten wurde Ba_{bio} nach der Berechnungsmethode von Boström et al. (1973) ermittelt (vgl. Nürnberg 1996). Bei Verwendung des detritischen Ba/Al Verhältnisses von 0.0065 (Wedepohl 1991) sind deutliche Ba_{bio} -Maxima in Eisrandnähe und damit im Einstrombereich von Atlantikwasser am nördlichen Kontinentalrand der Barents-See zu erkennen (Nürnberg 1996). Zwei deutliche Ba_{bio} -Maxima im OIS 5.5 und im Holozän (Abb. 3.2.2) lassen auf vergleichbare Ablagerungsbedingungen schließen. Im frühen und mittleren OIS 3 treten keine deutlichen Maxima auf. Allerdings ist zu beachten, daß die Probendichte sehr gering ist, so daß eindeutige Schlußfolgerungen nicht möglich sind. Außerdem ist zu berücksichtigen, daß die Berechnung der Ba_{bio} -Akkumulationsraten maximale Flußraten im OIS 6 und OIS 2 ergibt. Gründe für diese Änderung sind zum einen die terrigene Komponente des Bariums, die in Kaltzeiten durch verstärkten IRD-Transport das Produktivitätssignal überlagert (Dymond et al. 1992, Schroeder et al. 1997), und zum anderen, die Änderung des detritischen Ba/Al Verhältnisses durch die hohe Diversität der zirkum-arktischen Liefergebiete für IRD und fluviatiles Material (Nürnberg 1996; vgl. Bonn 1995, Nürnberg et al. 1997)¹¹. Aufgrund der geringen zeitlichen Auflösung in OIS 5 und OIS 1 sind Unterschiede in den Ablagerungsbedingungen am nördlichen Kontinentalrand der Barents-See nicht genau zu entschlüsseln. Nach den Ergebnissen dieser Studie sind keine nennenswerten Unterschiede bezüglich der Meereisausdehnung, der Eisrandposition und der Intensität von Atlantikwasser in den Warmzeiten zu erkennen (vgl. z.B. Baumann et al. 1995, Hebbeln & Wefer 1997, Fronval & Jansen 1997). Bei der Betrachtung benthischer Foraminiferenvergesellschaftungen fällt jedoch auf, daß höchste Abundanzen der At-

¹⁰Die biogene Komponente des Bariums gelangt über Barytkristalle, die vermutlich im Mikromilieu von kieseligem Plankton beim Abbau organischer Substanz entstehen, ins Sediment (z.B. Bishop 1988) und wird weitläufig als Indikator für Paläoproduktivitätsrekonstruktionen verwendet (z.B. Gingele & Dahmke 1994, Dymond et al. 1992, Nürnberg 1996, Nürnberg et al. 1997, Bonn et al. 1998).

¹¹Der globale Durchschnitt für das detritische Ba/Al Verhältnis schwankt zwischen 0.01 und 0.005 (Taylor 1964, Rösler & Lange 1972). Die Annahme, daß ein konstantes Ba/Al Verhältnis für alle Proben (hier: 0.0065; Wedepohl 1991) zur Bestimmung des terrigenen Ba-Anteils angewendet werden kann, ist für die Quantifizierung des biogenen Anteils bei generell niedrigen Ba-Konzentrationen vermutlich nicht zulässig (Nürnberg 1996, Nürnberg et al. 1997).

lantikwasser-spezifischen Formen *Pullenia bulloides*, *Discorbinella berthelothi* und *Eilohedra nipponica* (J. Wollenburg, pers. Mitt. 1998) im Untersuchungsgebiet in Peak-Warmzeiten OIS 5.5 und 5.1 sowie während Termination I auftreten (vgl. Abb. 3.2.3).

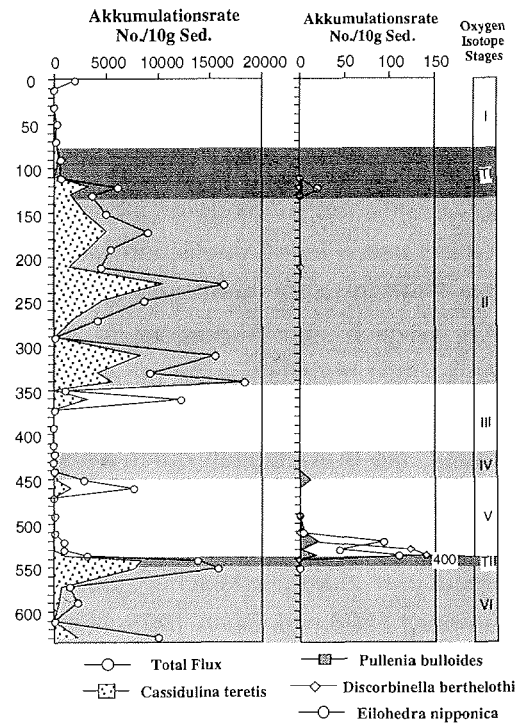


Abb. 3.2.3: Abundanzen benthischer Foraminiferen im Kern PS2138-1 (J. Wollenburg, unpublizierte Daten).

In der Fram-Straße widerspricht dies den Annahmen von Hebbeln & Wefer (1997), daß das OIS 5.5 im Vergleich zum OIS 5.1 und dem Holozän eher einem Interstadial statt einem Interglazial in hohen nördlichen Breiten entspricht. Vielmehr deutet das Vorkommen dieser Foraminiferen am Kontinentalrand der Barents-See auf einen ausgeprägten Gradienten zwischen "Arktischer Domäne" (zwischen EGC und WSC) und "Atlantischer Domäne" (WSC) hin. Während in der zentralen Fram-Straße vermutlich arktische Wassermassen das Sedimentationsmilieu beeinflussen, könnte ein verstärkter Atlantikwasserzustrom entlang eines "schmalen Bandes" am östlichen Konti-

entalhang der Norwegen/Grönland-See bis weit in den Arktischen Ozean gereicht haben. Obwohl eine deutliche Verlagerung des Einstroms von Atlantikwasser abweichend vom Haupteinstrom in westliche Richtung (Island-See) während OIS 5.5 postuliert wird (vgl. Bauch 1993, Bauch et al. 1998), kann eine intensive Zufuhr von Atlantikwasser im direkten Einstrombereich entlang des Norwegischen bzw. Barents-See-Kontinentalhangs nicht ausgeschlossen werden (vgl. Fronval & Jansen 1997). Der starke, jedoch begrenzte Zustrom von Atlantikwasser bis an den nördlichen Kontinentalrand der Barents-See würde die Ergebnisse von Mangerud & Svendsen (1992), die für Fennoskandinavien wärmere klimatische Bedingungen im OIS 5.5 als heute postulieren, nachhaltig unterstützen.

3.3 Die spätquartäre Vereisungsgeschichte und Paläoozeanographie der nördlichen Barents- und Kara-See: Hinweise aus marinen Sedimentkernen

Hinweise aus marinen Sedimentdaten belegen das direkte Zusammenspiel von oszillierenden Eismassen, Oberflächenzirkulationsmuster und Meereisbedeckung am nördlichen Kontinentalrand der Barents- und Kara-See (vgl. Kap. 2.3). So wird augenscheinlich, daß die Distanz zur Feuchtigkeitsquelle, d.h. zum Atlantik, die ausschlaggebende Größe für die Häufigkeit der Eisschildausdehnung in der Region ist. Die Insolationsschwankungen fördern dagegen nicht automatisch das Wachstum der Gletscher, vor allem nicht in den niederschlagsarmen Regionen der östlichen Kara-See (Abb. 3.3.1 und 3.3.2) (vgl. Serreze et al. 1996, Velitchko et al. 1997b, Nørgaard-Pedersen et al. 1998).

Regelmäßig eisfreie Bedingungen sind am nördlichen Kontinentalrand der Barents-See, zumindest bis zum Franz-Josef-Land, in Warm- und in Kaltzeiten registriert worden (vgl. Kap. 2.2). Sie förderten vor allem zusammen mit niedrigen Sommertemperaturen an Land, minimaler Insolation und geringen Kalbrungsraten die Ausdehnung der Eismassen bis zur Schelfkante im OIS 6 (Saale) und OIS 2 (Spät-Weichsel). Ein weniger intensives Zusammenspiel dieser Faktoren erklärt vermutlich die eingeschränkte Eisausdehnung im glazialen OIS 4 und den Interstadialen von OIS 5 und OIS 3 (vgl. Kap. 2.3). Die

Amplitude des IRD-Eintrags erreicht regelmäßig ihr Maximum am Ende der Kaltphasen OIS 6, OIS 4 und OIS 2, mit zunehmender Insolation und steigendem Meeresspiegel. Massiver IRD-Eintrag und Süßwasserzufuhr ist, wie für den zentralen Arktischen Ozean bisher angenommen, jedoch nicht nur auf die Terminationen beschränkt (vgl. Nørgaard-Pedersen et al. 1998). Hochfrequente IRD-Schübe, vor allem zwischen OIS 4 und OIS 2, aber auch im OIS 6, lassen sich in Häufigkeit, Intensität und Muster durchaus mit den schnellen und abrupten Klimazyklen in grönländischen Eiskernen und Sedimentkernen im Nord-Atlantik korrelieren (Abb. 3.3.1) (vgl. Bond et al. 1993, Broecker 1994b)¹². Daraus ist zu schliessen, daß paläoklimatische Umweltveränderungen im Arktischen Ozean, zumindest im Europäischen Sektor, unter verstärkter Einflußnahme von Atlantikwasser durchaus synchron auf schnelle Klimaschwankungen im Nord-Atlantik reagieren. Die Ursachen dieser Veränderungen werden derzeit noch debatiert, einhellige Meinungen gibt es bisher noch nicht (siehe Diskussion in Broecker 1994b, Bond & Lotti 1995, Alley 1998). Bond & Lotti (1995) z.B. argumentieren¹³, daß nicht die Instabilität der zirkumarktischen Eisschilde die auslösenden Faktoren der schnellen Klimaschwankungen sind, sondern vielmehr "externe Klima- oder klima-bezogene-Mechanismen", vermutlich atmosphärisch gesteuert (Bond & Lotti 1995), in Betracht kommen. Jedoch können derzeit existierende Modelle und Theorien noch keine plausiblen Erklärungen für derartige klimatische Sprünge im System Ozean-Atmosphäre liefern (Broecker 1994b).

¹² In $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven grönländischer Eiskerne, aber auch in hochauflösenden Sedimentkernen im Nord Atlantik sind im letzten glazialen Zyklus insgesamt 20 kurzfristige Erwärmungsphasen (sog. Dansgaard-Oeschger Interstadiale) erkannt worden (z.B. Dansgaard et al. 1993, Grootes et al. 1993, Bond et al. 1993). Charakteristisch dabei sind extrem schnelle Temperaturzunahmen, meist innerhalb von Dekaden, und etwas langsamere Abkühlungen, zumeist innerhalb einiger hundert Jahre. Diese Dansgaard-Oeschger Zyklen (D-O Zyklen) werden bei fortlaufender Abkühlung und plötzlichem, neuerlichen Temperaturanstieg (der einen neuen D-O Zyklus auslöst) in einen sog. "Bond-Zyklus" gebündelt (vgl. Bond et al. 1993, Broecker 1994b). Die fortlaufende Abkühlung in einem "Bond-Zyklus" kulminiert schließlich, induziert durch "surgende" Eismassen des Laurentidischen Eisschildes (MacAyeal 1993), in einer plötzlichen Zunahme der Kalbungsraten mit hohen Anteilen basalen Detritus, die im Nord Atlantik im allgemeinen als Heinrich-Ereignisse bekannt sind (Broecker et al. 1992). Die Häufigkeit dieser Oszillationen und Zyklen ist um einige Größenordnungen höher als die dominierenden, durch Veränderungen der Orbitalparameter induzierten, globalen Klimaveränderungen.

¹³ basierend auf verstärktem IRD-Eintrag verschiedener Eisschilde im Nord Atlantik während jeder D-O Abkühlung und nicht nur zum Zeitpunkt der Heinrich-Ereignisse.

Am nördlichen Kontinentalrand der Barents-See ist im letzten Glazial/Interglazial Zyklus verstärkter IRD-Eintrag nur zeitgleich mit Heinrich-Ereignissen im Nord-Atlantik und nicht mit Dansgaard-Oeschger (D-O)-Abkühlungsphasen festzustellen (vgl. Kap. 2.3; Abb. 3.3.1). Daher ist ein Be-

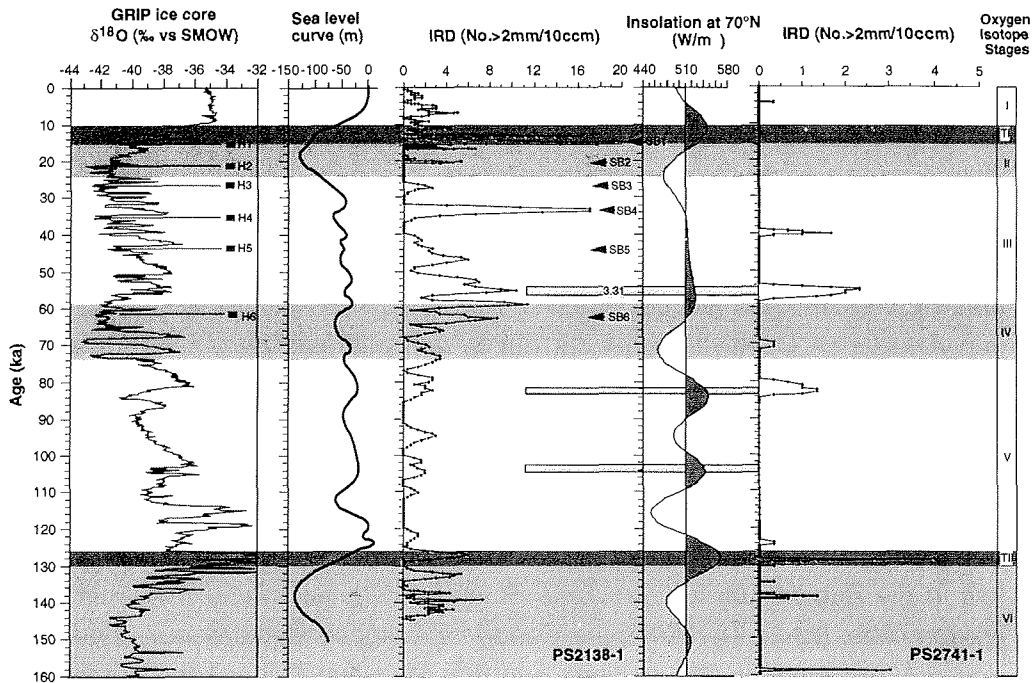


Abb. 3.3.1: Vergleich zwischen der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve (‰ vs SMOW) des GRIP Eiskerns (Dansgaard et al. 1993), der globalen Meeresspiegelkurve (Chappel & Shackleton, 1986, Fairbanks 1989), und der Juni Insolation auf 70°N (Berger 1978, Berge & Loutre 1991) mit den IRD-Kurven der Kerne PS2138-1 und PS2741-1 am nördlichen Eurasischen Kontinentalrand zwischen Svalbard und Severnaya Semlya für die letzten 150.000 J.v.h.. Heinrich-Lagen (H6-H1) im Nord-Atlantik (Bond et al. 1992), angedeutet durch schwarze Balken, korrelieren zeitgleich mit IRD-Ereignisse am westlichen Eurasischen Kontinentalrand (SB6-S1). Die Korrelation von IRD Ereignissen am Eurasischen Kontinentalrand mit Insolationsmaxima werden durch Pfeile markiert. Die Sauerstoffisotopenstadien VI-I nach Martinson et al. (1987) sind grau hinterlegt (TI und TII: Termination I und II).

zug zu "externen Klimasignalen", wie Bond & Lotti (1995) vermuten, für das Arbeitsgebiet wahrscheinlich auszuschließen. Stattdessen ist der regelmäßige Kollaps des Eisschildes, ob nahe der Schelfkante oder im Inneren der Barents-See, wohl eher auf schnell vorstoßende, sog. "surgende" Eismassen des Laurentidischen Eisschildes und daraus resultierender kurzfristiger

Meeresspiegelanstiege zurückzuführen (vgl. McCabe & Clark 1998). Sie könnten zur Instabilität des Svalbard/Barents-See-Eisschildes und damit zur Vergrößerung der Kalbungsrate unabhängig von regulären Glazial/Interglazial-Zyklen beitragen. Allerdings, und das sollte betont werden, tragen die kurzfristigen Änderungen der Kalbungsrate des nördlichen Barents-See-Eisschildes wesentlich dazu bei, daß größere Mengen Süßwasser über den Arktischen Ozean in den Nord-Atlantik transportiert werden. Dieses bestätigt die paläoozeanographische Hypothese von Dokken & Hald (1996) für den letzten glazialen Zyklus im Nord-Atlantik. Daraus geht hervor, daß während eines jeden Heinrich- oder zeitgleichen Ereignisses eine Armada von Eisbergen ein ozeanographisches Regime auslösen könnte, das eine Intensivierung der Oberflächenzirkulation mit verstärkter Atlantikwasserzufuhr in den Arktischen Ozean hinein nicht nur in den Interglazialen, sondern auch während der glazialen OIS 6, und OIS 4 bis OIS 2 zulassen würde.

In niederschlagsarmen Gebieten der östlichen Kara-See spielen dagegen die genannten Faktoren für die Ausdehnung der Eismassen nur noch eine untergeordnete Rolle. So gelangt im OIS 2 einfach nicht mehr genügend Feuchtigkeit in die Region, um für verstärkte Schneeakkumulation und Eisbildung zu sorgen (Abb. 3.3.2). Der Arktische Ozean ist weitgehend mit Meereis bedeckt und größere Mengen Feuchtigkeit aus der Atlantikregion werden durch die Ausbildung der sibirischen Hochdruckgebiete abgeblockt (vgl. Velitchko et al. 1997b). Obwohl glaziale Bedingungen vorherrschen, sind keine Eisausdehnungen auf die nördlichen Schelfregionen der östlichen Kara-See zu registrieren (Abb. 3.3.2). In OIS 6 und OIS 4 dagegen sind, vergleichbar zur Eisausdehnung am nördlichen Kontinentalrand der Barents-See, eindeutige Indizien für Eiswachstum bis in eine Wassertiefe von mindestens 380 m erkennbar (Abb. 3.3.2) (vgl. Weiel 1997). Verstärkter IRD-Eintrag und Schmelzwasserzufuhr aus der östlichen Kara-See in den Arktischen Ozean treten daher vor allem während Termination II und im frühen OIS 3 (3.31) auf (vgl. Nørgaard-Pedersen et al. 1998). Diese Tatsache bekräftigt die These von Ruddiman et al. (1980) und Velitchko et al. (1997b), daß am Ende einer ausgeprägten Warmphase (hier: OIS 7 und OIS 5) und einsetzender Abkühlung (hier: OIS 7/6 und OIS 5/4) die Wahrscheinlichkeit, daß Tiefdruckgebiete und damit "fester" Niederschlag aus der Atlantikumgebung die niederschlagsarmen Ge-

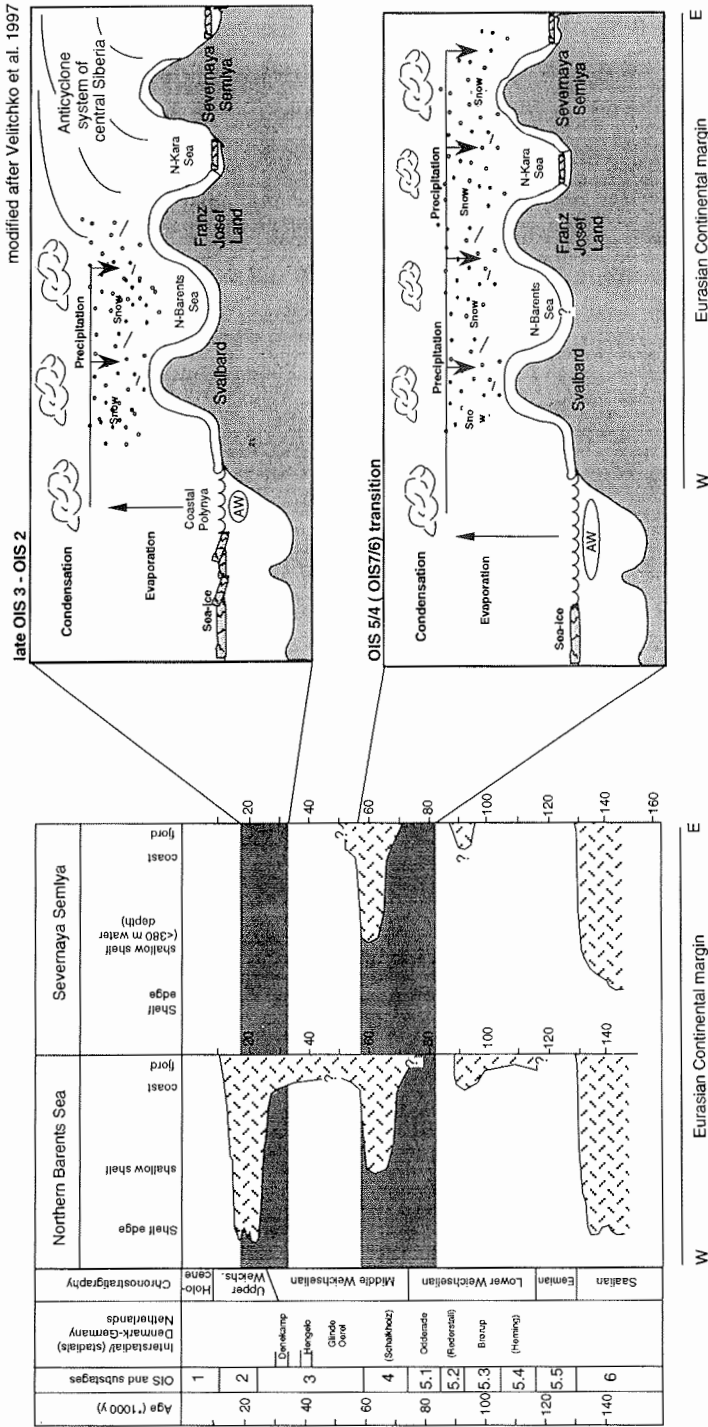


Abb. 3.3.2: Eisschildfluktuationen am nördlichen Eurasischen Kontinentalrand für die letzten 150.000 J.v.h.. Die beiden Modelle zeigen ein schematisches W-O Profil entlang des nördlichen Eurasischen Kontinentalrandes an den Übergängen der Sauerstoffisotopenstadien 3/2 und 7/6 bzw. 5/4 (modifiziert nach Velitchko et al. 1997b).

biete im Osten erreichen, erheblich größer ist als in einem glazialen Maximum (OIS 2) (Abb. 3.3.2). Eine Assymetrie der Kryosphäre Eurasiens, wie sie von Velitchko et al. (1997b) für die Weichsel-vereisung angenommen wird, ist demnach nicht zu erkennen, sondern beschränkt sich lediglich auf das OIS 2 (vgl. Abb. 3.3.2). Die Vermutung von Nørgaard-Pedersen et al. (1998) wird hiermit bestätigt, daß die Eisschilde in niederschlagsarmen Regionen, z.B. der östlichen Kara-See, weniger stark auf "surgende" Eismassen im Nord-Atlantik und kurzfristige Klimaschwankungen reagieren als z.B. die nördliche Barents-See.

4. Schlußfolgerungen und Ausblick

Die spätquartären Paläoumweltbedingungen und Ablagerungsprozesse am nördlichen Kontinentalhang der Barents- und Kara-See können nur mit einer Multi-Parameter-Analyse entschlüsselt werden. Traditionell angewandte Paläo-Tracer haben dagegen allein betrachtet nur geringe Aussagefähigkeit. Folgende Schlußfolgerungen sind aus den vorgestellten Resultaten zu ziehen:

- **Die** Zufuhr von terrigener organischer Substanz (TOM) dominiert den Kohlenstoffhaushalt am nördlichen Kontinentalrand der Barents-See. Akkumulationsraten von bis zu $0.45 \text{ gC/cm}^2/\text{kyr}$ sind zwar vergleichbar mit jenen aus biologisch hochproduktiven Auftriebsgebieten niederer Breiten, resultieren jedoch fast überwiegend aus allochthonem Sedimenteintrag über Eisberge, Meereis, gravitativen Umlagerungen sowie der Suspensionsfracht im Schmelzwasser zerfallender Eisschilde. TOM-Reifeindikatoren machen eine Liefergebietszuordnung möglich und erlauben die Rekonstruktion der dominierenden Umweltbedingungen und Transportprozesse am nördlichen Kontinentalrand der Barents-See während des letzten Glazial/Interglazial-Zyklus.
- **Die** marine organische Substanz (MOM) spiegelt nicht die Änderungen der Oberflächenwasserproduktivität im Untersuchungsgebiet wider. Die höchsten Akkumulationsraten von MOM sind stattdessen gekoppelt an die Adsorption von lateral zugeführten, feinkörnigen und aufgearbeiteten TOM-reichen ("fossilen") Sedimenten bei gleichzeitig erhöhten Sedimentationsraten, induziert durch kurzfristige Abschmelzphasen des Svalbard/Barents-See-Eisschildes im letzten Glazial zwischen 25 ka und 23 ka (Event I). Verstärkt wird MOM ebenso akkumuliert bei erhöhtem vertikalem Fluß von relativ "frischem" TOM und siliziklastischem Material aus abschmelzendem Meereis, zunehmender Oberflächenwasserproduktivität bei ausreichender Nährstoffzufuhr und verstärktem Einstrom von relativ warmen Atlantikwasser im Übergang vom letzten Glazial zum heutigen Interglazial zwischen 15.9 und 11.2 ka (Event II).
- **Die** Akkumulationsraten von MOM bis zu ca. $0.16 \text{ gC/cm}^2/\text{kyr}$ entlang des westlichen und nördlichen Kontinentalrands der Barents-See im Letzten Glazialen Maximum sind vergleichbar mit jenen aus Auftriebsgebieten nie-

derer Breiten. Damit erscheint es von überaus großer Bedeutung, die Region zwischen Svalbard und Franz-Josef-Land zukünftig mit in die Diskussion über Kalkulationen des globalen Kohlenstoffhaushalts bezüglich der möglichen Veränderung von atmosphärischem CO₂ durch verstärkte Fixierung von organischem Kohlenstoff in Tiefseesedimenten miteinzubeziehen.

- **D**ie Paläoozeanographie der letzten 150.000 Jahre am nördlichen Kontinentalrand der Barents-See wird durch wechselnde Intensitäten von Atlantikwasserzufuhr geprägt. Jedoch konnte ein Ausbleiben zu keinem Zeitpunkt festgestellt werden. In den Kaltzeiten OIS 6 und OIS 2 förderte Feuchtigkeitzufuhr durch saisonal eisfreie Bedingungen und der Bildung küstennaher Polynyen den finalen Eisaufbau bis zur Schelfkante. Deutliche Ähnlichkeiten im Auf- und Abbau der Eisschilde in beiden Kaltzeiten sind erkennbar. Die offensichtlich starke Karbonatlösung, induziert durch die Bildung von CO₂-reichen und hochsalinen Bodenwässern auf den flachen Schelfen sowie verstärkte Oxidation von größeren Mengen MOM, deutet auf die Ausbildung eines stabilen Eisrandes und der verstärkten Zufuhr von Atlantikwasser in den Warmzeiten OIS 5, frühes OIS 3 und dem Holozän hin. Auch für das glaziale OIS 4 sind, trotz Aufbau eines Eisschildes und dichter Meereisbedeckung, gelegentlich saisonal offene Bedingungen und stabile Eisrandsituationen erkennbar.

- **D**ie starken Fluktuationen des Eisschildes am nördlichen Kontinentalrand der Barents-See zwischen OIS 4 und OIS 2, und vermutlich auch im OIS 6, korrespondieren mit bedeutenden Eisvorstößen und erhöhten Kalbungsraten des Laurentidischen Eisschildes. Die gute zeitliche Korrelation der IRD-reichen Lagen mit den Heinrich-Ereignissen im Nord-Atlantik spiegelt eine direkte Kopplung der zirkum-antlantischen Eisschilde wider. Die Ursache dieser Kopplung ist wohl eher in der direkten Reaktion des Barents-See-Eisschildes auf kleinere Meeresspiegelanstiege, induziert durch die Erhöhung der Kalbungsrate des Laurentidischen Eisschildes zu suchen (vgl. McCabe & Clark 1998) und nicht auf externe "klima- oder klima-bezogene Mechanismen" zurückzuführen (vgl. Bond & Lotti 1995). Allerdings ist der Einfluß der kurzfristigen Klimaschwankungen, wie er in gemäßigteren Breiten sowohl an Land als auch im Ozean festgestellt worden ist, ohne weiteres auch im Arktischen Ozean erkennbar und könnte maßgeblich zu Temperaturveränderungen im

Ozean-Eis-Atmosphäre-System der Arktis im letzten Glazial/Interglazial-Zyklus beigetragen haben.

- **D**ie Umweltbedingungen der letzten 150.000 Jahre entlang des Eurasischen Kontinentalrands werden (a) von einem mehr oder weniger stabilen Eisrand-Auftriebs-Regime mit zumindest geringem Atlantikwassereinstrom und stark oszillierenden Eisschildfluktuationen im Westen und (b) von einer eher permanenten Meereisbedeckung mit niedriger Oberflächenwasserproduktivität und schwach oszillierenden Eisschilden im Osten geprägt. Signale von saisonal eisfreien Bedingungen im Osten sind so gut wie unbedeutend. Die leicht erhöhte Überlieferung planktischer Foraminiferen zwischen 38 und 12 ka korrespondiert mit episodischer Atlantikwasserzufuhr in den Arktischen Ozean. Die Interglaziale werden offenbar durch Karbonatlösung geprägt, die auf den Transport von dichten Bodenwässern entlang des Kontinentalhangs hinweist und eine rezenten Umweltbedingungen ähnliche Situation andeutet. In den niederschlagsarmen Gebieten im Osten Eurasiens sind größte Eisschild-Fluktuationen nur im unmittelbaren Anschluß an bedeutende Interglaziale (OIS 7 und OIS 5) zu beobachten. Es scheint, daß die Glazial/Interglazial-Übergänge von OIS 7 zu OIS 6 und OIS 5 zu OIS 4 mit verstärktem Einstrom von Atlantikwasser in den Arktischen Ozean und der daraus resultierenden Penetration von feuchtigkeitsführenden Tiefdruckgebiete in östlicher Richtung ideale Zeitpunkte für den intensiven Eisaufbau im Osten Eurasiens darstellten. Sie führten schließlich zum größten Eiswachstum des Kara-See-Eisschildes während der Saale- (OIS 6) und mittleren Weichsel- (OIS 4) Vereisung.

- **D**ie Studie zeigt viele neue Aspekte, die künftig bei Betrachtungen von Ablagerungsprozessen und Paläoumweltbedingungen in hohen nördlichen Breiten berücksichtigt werden müssen. Desweiteren zeigt sie, daß mit einer Multi-Parameter-Analyse umweltspezifische Fragenkomplexe im Arktischen Ozean besser gelöst werden können. Obwohl sicherlich nicht alle klimaspezifischen Aspekte berücksichtigt werden konnten, leistet diese Arbeit einen Beitrag zum ESF-QUEEN Programm (European Science Foundation - Quaternary Environment of the Eurasian North) und steuert neue Erkenntnisse zur Bedeutung des Eurasischen Kontinents und seiner Kontinentalränder bezüglich seiner globalen Klimarelevanz bei.

5. Literatur

- Aagaard, K., J.H. Swift, and E.C. Carmack (1985): Thermohaline circulation in the Arctic Mediterranean Sea. *J. Geophys. Res.*, 90 (C3): 4833-4846.
- Aagaard, K., and E.C. Carmack (1989): The role of sea ice and other fresh water in the arctic circulation. *J. Geophys. Res.*, 94 (C10):14485-14498.
- Aagaard, K., and E.C. Carmack (1994): The Arctic Ocean and climate: a perspective. *In: Johannessen, O.M., R.D. Muench, and J.E. Overland (Eds.): The Polar Oceans and their Role in Shaping the Global Environment: The Nansen Centennial Volume. Geophysical Monograph. vol. 85: pp. 5-20, AGU, Washington, D.C., U.S.A..*
- Aksu, A.E., and P.J. Mudie (1985): Magnetostratigraphy and palynology demonstrates at least 4 million years of Arctic Ocean sedimentation. *Nature*, 318: 280-283.
- Andersen, O.G.N. (1989): Primary production, chlorophyll, light, and nutrients beneath the Arctic sea ice. *In: Herman, Y. (Eds.): The Arctic seas, Van Nostrand Reinhold, New York, pp. 147-193.*
- Andersen, E.S., T.M. Dokken, A. Elverhøi, A. Solheim, and I. Fossen (1996): Late Quaternary sedimentation and glacial history of the western Svalbard margin. *Marine Geology*, 133: 123-156.
- Anderson, L.G. (1995): Chemical oceanography of the Arctic and its shelf seas. *In: Smith, W.O., and J.M. Grebmeier (Eds.): Arctic Oceanography: Marginal Ice Zones and Continental Shelves, Coastal and Estuarine Studies, vol. 49, pp. 183-202, AGU, Washington D.C., U.S.A..*
- Anderson, L.G., and E.P. Jones (1991): The transport of CO₂ into Arctic and Antarctic Seas: Similarities and differences in the driving processes, *J. Mar. Syst.*, 2: 81-95.
- Anderson, L.G., G. Björk, O. Holby, E.P. Jones, G. Kattner, K.P. Koltermann, B. Liljeblad, R. Lindegren, B. Rudels, and J. Swift (1994): Water masses and circulation in the Eurasian Basin: Results from the Oden 91 North Pole Expedition. *J. Geophys. Res.*, 99 (C2): 3273-3283.
- Andreassen, I., E.-M. Nöthig, and P. Wassmann (1996): Vertical particle flux on the shelf off northern Spitsbergen, Norway. *Mar. Ecol. Progr. Ser.*, 127: 215-228.
- Andrews, J.T. (1987): The late Wisconsin glaciation and deglaciation of the Laurentide ice sheet. *In: Ruddiman, W.F., and H.E. Wright (Eds.): The Geology of North America, vol. K-3. North America and adjacent oceans during the last deglaciation, pp. 13-38, Geol. Soc. of Am., Boulder, Colorado, U.S.A..*
- Arkhipov, S.A., L.L. Isayeva, V.G. Bepaly, and O.Y. Glushkova (1986a): Glaciation of Siberia and northeast USSR. *Quat. Sci. Rev.*, 5: 463-474.
- Arkhipov, S.A., V.G. Bepaly, M.A. Faustova, O.Y. Glushkova, L.L. Isayeva, and A.A. Velichko (1986b): Ice-sheet reconstructions. *Quat. Sci. Rev.*, 5: 475-483.
- Bard, E., M. Arnold, and B. Hamelin (1992): Present status of the radiocarbon calibration of the late Pleistocene. *In: 4th Internat. Conf. on Paleoceanography, abstract, Rep. 15, pp. 52-53, GEOMAR, Kiel, Germany.*
- Bard, E., M. Arnold, R.G. Fairbanks, and B. Hamelin (1993): ²³⁰Th-²³⁴U and ¹⁴C ages obtained by mass spectrometry on corals, *Radiocarbon*, 35: 191-199.
- Bauch, H. (1993): Planktische Foraminiferen im Europäischen Nordmeer - ihre Bedeutung für die paläoozeanographische Interpretation während der letzten 600.000 Jahre. *Ber. Sonderforschungsber. 313, vol. 40: 108 pp., University of Kiel, Germany.*

- Bauch, H., H. Erlenkeuser, K. Fahl, R.F. Spielhagen, M.S. Weinelt, H. Andruleit, R. Henrich (1998): Evidence for a steeper Eemian than Holocene sea surface temperature gradient between Arctic and sub-Arctic regions. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeocol.*, in press.
- Baumann, K.-H., K.S. Lackschewitz, J. Mangerud, R.F. Spielhagen, T.C.W. Wolf-Welling, R. Henrich, and H. Kassens (1995): Reflection of Scandinavian ice sheet fluctuations in Norwegian Sea sediments during the past 150000 years. *Quat. Res.*, 43: 185-197.
- Baumann, M. (1990): Coccoliths in sediments of the Eastern Arctic Basin. In: Bleil, U. and J. Thiede (Eds.): Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. *NATO ASI, C308*: pp. 437-445, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands.
- Behrends, M. (1998): Rekonstruktion von Meereisdrift und terrigenem Sedimenteintrag im Spätquartär: Schwermineralassoziationen in Sedimenten des Laptev-See-Kontinentalrandes und des zentralen Arktischen Ozeans. [Dissertation], unpublished, University of Bremen, Germany, 187 pp.
- Belyaeva, A.N., and G. Eglinton (1997): Lipid biomarker accumulation in the Kara Sea sediments. *Oceanology (English translation)*, 37 (5): 634-642.
- Berger, A.L. (1978): Long-term variations of Caloric insolation resulting from the Earth's orbital elements. *Quat. Geol.*, 9: 139-167.
- Berger, A.L., and M.F. Loutre (1991): Insolation values for climate of the last 10 million years. *Quat. Sci. Rev.*, 10: 297-318.
- Berger, W.H., Smetacek, V., and Wefer, G. (1989): Productivity of the Ocean: Present and Past. *Life Sci. Res. Rep. 44*, John Wiley & Sons, New York, U.S.A., 471 pp.
- Berger, W.H., and E. Jansen (1994): Mid-Pleistocene climate shift - the Nansen connection. In: Johannessen, O.M., R.M. Muench, and J.E. Overland (Eds.): The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment: The Nansen Centennial Volume. *Geophysical Monograph*, vol. 85: pp. 295-311, AGU, Washington, D.C., U.S.A..
- Birkenmajer, K. (1989): The geology of Svalbard, the western part of the Barents Sea, and the continental margin of Scandinavia. In: Nairn, A.E.M., M. Churkin, and F.G. Stehli (Eds.): *The Arctic Ocean. The Ocean Basins and Margins*, pp. 265-330, Plenum Press, New York, U.S.A..
- Biscaye, P.E. (1965): Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clays in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 76: 803-832.
- Bischof, J., J. Koch, M. Kubisch, R.F. Spielhagen, and J. Thiede (1990): Nordic Seas surface ice drift reconstructions: Ice-rafted coal fragments during oxygen isotope stage 6. In: Dowdeswell, J.A., and J.D. Scourse (Eds.): *Glacimarine Environments: Processes and Sediments. Geol. Soc. Spec. Publ.*, vol. 53: pp. 275-291, The Geological Society, London, U.K..
- Bishop, J.K.B. (1988): The barite-opal- organic carbon association in oceanic particulate matter. *Nature*, 332: 341-343.
- Bjørlykke, K., B. Bue, and A. Elverhøi (1978): Quaternary sediments in the northwestern part of the Barents Sea and their relation to the underlying Mesozoic bedrock. *Sedimentology*, 25: 227-246.
- Bleil, R., and G. Gard (1989): Chronology and correlation of Quaternary magnetostratigraphy and nannofossil biostratigraphy in Norwegian-Greenland Sea sediments. *Geol. Rundschau*, 78: 1173-1187.

- Blindheim, J. (1989): Cascading of Barents Sea bottom water into the Norwegian Sea, *Rapp. P.-v. Reun. Cons. int. Explor. Mer.*, 188: 49-58.
- Blumer, M., R.R.L. Guillard, and T. Chase (1971): Hydrocarbons of marine phytoplankton, *Marine Biology*, 8: 183-189.
- Boetius, A., and E. Damm (1998): Benthic oxygen uptake, hydrolytic potentials and microbial biomass at the Arctic continental slope, *Deep Sea Res.*, 45 (2/3): 239-275.
- Bond, G.C., H. Heinrich, W.S. Broecker, L. Labeyrie, J. McManus, J. Andrews, S. Huon, R. Jantschik, S. Clasen, C. Simet, K. Tedesco, M. Klas, G. Bonani, and S. Ivy (1992): Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature*, 365: 143-147.
- Bond, G.C., W.S. Broecker, S. Johnson, J. McManus, L. Labeyrie, J. Jouzel, and G. Bonani (1993): Correlations between climate records from the North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, 365: 143-147.
- Bond, G.C., and R. Lotti (1995): Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the last glaciation. *Science*, 267: 1005-1010.
- Bonhommet, N., and J. Babkine, (1967): Sur la présence d'aimantations inversées dans la Chaîne des Puys. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 264: 92-94.
- Bonn, W. (1995): Biogenic opal and barium: Indicators for late Quaternary changes in productivity at the Antarctic continental margin, Atlantic Sector, *Rep. on Polar Res.*, 180: 186 pp..
- Bonn, W., F.X. Gingeles, H. Grobe, A. Mackensen, and D.K. Fütterer (1998): Palaeoproductivity at the Antarctic continental margin: opal and barium records for the last 400 ka. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeocol.*, 139: 195-211.
- Boon, J.J., J.W. de Leeuw, and P.A. Schenck (1975): Organic geochemistry of Walvis Bay diatomaceous ooze - I. Occurrence and significance of the fatty acids, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39: 1559-1565.
- Boon, J.J., W.I. Rijpstra, F.D. Lange, J.W. De Leeuw, M. Yoshioka, and Y. Shimizu (1979): Black sea sterol - a molecular fossil for dinoflagellate blooms, *Nature*, 277: 125-127.
- Bordowskiy, O.K. (1965): Sources of organic matter in marine basins, *Mar. Geol.*, 3: 5-31.
- Boström, K., O. Joensuu, C. Moore, B. Boström, M. Dalziel, and H. Horowitz (1973): Geochemistry of barium in pelagic sediments. *Lithos*, 6: 159-174.
- Boulton, G.S. (1990): Sedimentary and sea level changes during glacial cycles and their control on glaciomarine facies architecture. In: Dowdeswell, J.A., and J.D. Scourse (Eds.): Glaciomarine Environments: Processes and Sediments. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, vol. 53: pp. 15-52, The Geological Society, London, U.K..
- Bowen, R. (1991): *Isotopes and Climates*, Elsevier, London, U.K., 465 pp.
- Boyle, E.A. (1988): Vertical oceanic nutrient fractionation and glacial/interglacial CO₂ cycles. *Nature*, 331: 55-56.
- Brassel, S.C. (1993): Application of Biomarkers for delineation marine paleoclimatic fluctuations during the Pleistocene. In: Engel, M.H., and S.A. Macko (Eds.): Organic Geochemistry, pp. 699-733, Plenum Press, New York, U.S.A..
- Bray, E.E., and E.D. Evans (1961): Distribution of *n*-paraffins as a clue to recognition of source beds, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 22: 2-15.

- Broecker W.S., G. Bond, and M. Klas (1990): A salt oscillator in the Glacial Atlantic, *Paleoceanography*, 5: 469-477.
- Broecker, W.S., G. Bond, M. Klas, E. Clark, and J. McManus (1992): Origin of the northern Atlantic's Heinrich events. *Clim. Dyn.*, 6: 265-273.
- Broecker, W.S. (1994a): An unstable superconveyor. *Nature*, 367: 414-415.
- Broecker, W.S. (1994b): Massive iceberg discharges as triggers for global climate change. *Nature*, 372: 421-424.
- Brumsack, H.-J. (1980): Geochemistry of Cretaceous black shales from the Atlantic Ocean (DSDP Legs 11, 14, 36, and 41). *Chem. Geol.*, 31: 1-25.
- Brumsack, H.-J. (1989): Geochemistry of recent TOC-rich sediments from the Gulf of California and the Black Sea. *Geol. Rundschau*, 78 (3): 851-882.
- Calvert, S.E. (1987): Oceanographic controls on the accumulation of organic matter in marine sediments *In: Brooks, J., and A.J. Fleet (Eds.): Marine Petroleum Source Rocks, Geol. Soc. Spec. Publ.*, vol. 26, pp. 137-151, The Geological Society, London, U.K..
- Calvert, S.E., and T.F. Pedersen, (1992): Organic carbon accumulation and preservation in marine sediments: How Important Is Anoxia? *In: Whelan, J.K. and J.W. Farrington, (Eds.): Organic Matter: Productivity, Accumulation, and Preservation in Recent and Ancient Sediments*, pp. 231-264, Columbia University Press, New York, U.S.A..
- Carmack, E.C., R.W. Macdonald, R.G. Perkin, F.A. Mclaughlin, and R.J. Pearson (1995): Evidence for warming of Atlantic water in the southern Canadian Basin of the Arctic Ocean: results from the Larsen-93 expedition. *Geophysical Research Letters*, 22: 1061-1064.
- Carstens, J., and G. Wefer (1992): Recent distribution of planktonic foraminifera in the Nansen Basin, Arctic Ocean. *Deep Sea Res.*, 39 (Suppl. 2): S507-S524.
- Cattle, H., and J. Crossley (1996): Modelling Arctic climate change. *In: Wadhams, P., J.A. Dowdewell, and A.N. Schofield (Eds.): The Arctic and environmental change*, pp. 1-13, Gordon and Breach Publishers, London, U.K..
- Chappell, J., and N.J. Shackleton (1986): Oxygen isotopes and sea level. *Nature*, 324: 137-140.
- Charles, C.D., D. Rind, J. Jouzel, R.D. Koster, and R.G. Fairbanks (1994): Glacial-interglacial changes in moisture sources for Greenland: Influences on the ice core record of climate. *Science*, 263: 508-511.
- Clark, D.L. (1990): Arctic ocean ice cover; geologic history and climatic significance. *In: Grantz, A., L. Johnson, and J.F. Sweeney (Eds.): The Geology of North America*, vol. L, The Arctic Ocean Region. *Geol. Soc. of Am.*, pp. 53-62, Boulder, Colorado. U.S.A..
- Clark, D.L., R.R. Whitman, K.A. Morgan, and S. Mackey (1980): Stratigraphy and glacial-marine sediment of the Amerasian Basin, Central Arctic Ocean. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, vol. 181: 57 pp.
- Clark, D.L., M. Andr ee, W.S. Broecker, and A.C. Mix, A. (1986). Arctic Ocean chronology confirmed by accelerator ^{14}C dating. *Geophys. Res. Let.*, 13: 319-321.
- CLIMAP (1981): Seasonal reconstruction of the Earth surface at the Last Glacial Maximum. Geological Society American Map and Chart Series MC-36.
- Craig, H. (1957): Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometer analysis of carbon dioxide. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 12: 133.

- Cranwell, P.A. (1974): Monocarboxylic acids in lake sediments, indicators derived from terrestrial and aquatic biota, of paleoenvironmental levels. *Chem. Geol.*, 14: 1-14.
- Cronin, T.M., T.R. Holtz, and R.C. Whatley (1994): Quaternary paleoceanography of the deep Arctic Ocean based on quantitative analysis of Ostracoda. *Marine Geology*, 119: 305-332.
- Dansgaard, W., S.J. Johnsen, H.B. Clausen, D. Dahl-Jensen, N.S. Gundestrup, C.U. Hammer, C.S. Hvidberg, J.P. Steffensen, A.E. Sveinbjörnsdottir, J. Jouzel, and G. Bond (1993): Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364: 218-220.
- Darby, D.A., A.S. Naidu, T.C. Mowatt, and G.A. Jones (1989): Sediment composition and sedimentary processes in the Arctic Ocean. In: Herman, Y. (Eds.): *The Arctic Seas - Climatology, Oceanography, Geology, and Biology*, pp. 657-720, van Nostrand Reinhold publishers, New York, U.S.A..
- Darby, D.A., J.F. Bischof, and G.A. Jones (1997): Radiocarbon chronology of depositional regimes in the western Arctic Ocean. *Deep Sea Res.*, 44 (8): 1745-1745.
- DeMaster, D.J. (1981): The supply and accumulation rate of silica in the marine environment. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45: 1715-1732.
- Denham, C.R., and A. Cox, (1971): Evidence that the Laschamp polarity event did not occur 13300-30400 years ago. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 13: 181-190.
- Denton, G.H., and W. Karlen (1973): Holocene climatic variations their pattern and cause. *Quat. Res.*, 3: 155-205.
- Denton, G.H., and T.J. Hughes (1981): *The Last Great Ice Sheets*. Wiley-Interscience publisher, New York, U.S.A., 484 pp.
- Dethleff, D. (1995): Sea ice and sediment export from the Laptev Sea fluvial lead during 1991/92 winter season. In: Kassens, H., D. Piepenburg, J. Thiede, L. Timokhov, H.-W. Hubberten and S.M. Priamikov (Eds.): Russian-German Cooperation: The Laptev Sea System. *Rep. on Polar Res.*, 176: pp. 78-93.
- Deuser, W.G., E.H. Ross, and R.F. Anderson (1981): Seasonality in the supply of sediment to the deep Sargasso Sea and implications for the rapid transfer of matter to the deep ocean, *Deep Sea Res.*, 28: 495-505.
- Dokken, T.M. (1995): Paleoclimatographic changes during the last Interglacial-Glacial cycle from the Svalbard-Barents Sea margin: Implications for ice sheet growth and decay. [Dissertation], Institute of Biology and Geology, University of Tromsø, Norway, 175 pp.
- Dokken, T.M., and M. Hald (1996): Rapid climatic shifts during isotope stages 2-4 in the Polar north Atlantic. *Geology*, 24 (7): 599-602.
- Donn-William, L., W.R. Ferrand, and M. Ewing, (1962): Pleistocene ice volumes and sea-level lowering. *J. Geol.*, 70: 206-214.
- Dunayev, N.N., and J.A. Pavlidis (1988): A model of Late Pleistocene glaciation of Eurasian Arctic Shelf. In: Kotlyakov, V.M. and V.E. Sokolov (Eds.): *Arctic Research - Advances and Prospects*, 2: pp. 70-72.
- Duplessy, J.C. (1978): Isotope studies. In: Gribbin, J. (Eds.), *Climatic change*, Cambridge University Press, London, U.K., pp 594-598.
- Dymond, J., E. Suess, and M. Lyle (1992): Barium in deep-sea sediments: a geochemical proxy for paleoproductivity. *Paleoceanography*, 7: 163-181.
- Eglinton, G., and R.J. Hamilton (1963): The distributions of alkanes, In: Swain, T. (Eds.): *Chemical Plant Taxonomy*, pp. 187-217, Academic Press, New York, U.S.A..

- Eglington, G., and Hamilton, R.J. (1967): Leaf epicuticular waxes. *Science*, 156: 1322-1325.
- Eicken, H., E. Reimnitz, V. Alexandrov, T. Martin, H. Kassens, and T. Viehoff, (1997): Sea-ice processes in the Laptev Sea and their importance for sediments export. *Cont. Shelf Res.*, 17 (2): 205-233.
- Eisenhauer, A., R.F. Spielhagen, M. Frank, G. Hentschel, A. Mangini, P.W. Kubik, B. Dietrich-Hannen, and T. Billen (1994): ^{10}Be records of sediment cores from high northern latitudes: Implications for environmental and climatic changes. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 124: 171-184.
- Elverhøi, A., S.L. Pfirman, A. Solheim, and B.B. Larssen (1989): Glaciomarine sedimentation in epicontinental seas exemplified by the Northern Barents Sea. *Marine Geology*, 85: 225-250.
- Elverhøi, A., W. Fjeldskaar, A. Solheim, M. Nyland-Burg, and L. Russwurm (1993): The Barents Sea ice sheet-a model of its growth and decay during the last ice maximum. *Quat. Sci. Rev.*, 12: 863-873.
- Elverhøi, A., E.S. Andersen, T. Dokken, D. Hebbeln, R.F. Spielhagen, J.I. Svendsen, M. Sørflaten, A. Rørnes, M. Hald, and C.F. Forsberg (1995): The growth and decay of the Late Weichselian Ice Sheet in western Svalbard and adjacent areas based on provenance studies of marine sediments. *Quat. Res.*, 44: 303-316.
- Elverhøi, A., and R. Henrich (1996): Glaciomarine Environments `Ancient Glaciomarine Sediments; Chapter 5. In: Menzies, J. (Eds.): *Past Glacial Environments-Sediments, Forms and Techniques*, pp. 179-215, Butterworth-Heinemann Ltd., Oxford, U.K..
- Emerson, S., K. Fischer, C. Reimers, and D. Heggies (1985): Organic carbon dynamics and preservation in deep sea sediments, *Deep Sea Res.*, 32 (1): 1-21.
- Emerson, S., and J.I. Hedges (1988): Processes controlling the organic carbon content of open ocean sediments. *Paleoceanography*, 3: 621-634.
- Emmermann, R., and J. Lauterjung (1990): Double X-Ray analysis of cuttings and rock flour: a powerful tool for rapid and reliable determination of borehole lithostratigraphy. *Scientific Drilling*, 1: 269-282.
- English, T.S. (1961): Some biological oceanographic observations in the central North Polar Sea Drift Station Alpha, 1957-1958. Arctic Institute of North America, Research Paper, 13: pp. 1-80.
- Erlenkeuser, H. (1996): Stable carbon isotope composition of the Laptev Sea sediments. *Terra Nostra*, 96, 87.
- Espitalié, J., J.L. Laporte, M. Madec, F. Marquis, P. Leplat, J. Paulet, and A. Boutefeu (1977): Méthode rapide de characcterisation des roches-mere de leur potential petrolier et de leur degre d'évolution, *Rev. Inst. Franc. Petrol.*, 32: 23-42.
- Espitalie, J., F. Marquis, and I. Barsony (1984): Geochemical logging. In: Voorhess, K.J. (Eds.): *Analytical Pyrolysis, Techniques and Applications*, pp. 276-304, Butterworth, London, U.K..
- Fairbanks, R.G. (1989): A 17.000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation. *Nature*, 342: 637-642.
- Fahl, K., and R. Stein (1997): Modern organic-carbon-deposition in the Laptev Sea and the adjacent continental slope: Surface-water productivity vs. terrigenous supply, *Org. Geochem.*, 26 (5/6): 379-390.

- Fahl, K., and R. Stein (1998): Biomarkers as organic-carbon-source and environmental indicators in the Late Quaternary Arctic Ocean: "Problems and Perspectives". *Marine Chemistry*, in press.
- Farrimond, P., J.G. Poynter, and G. Eglinton, (1990): Molecular composition of sedimentary lipids off the Peru margin. *In: Suess, E., R. von Huene et al.. (Eds.), Proc. ODP Scientific Results*, 112, 539-546.
- Faure, G. (1977): Principles of isotope geology. John Wiley & Sons, New York, U.S.A., 464 pp.
- Forman, S.L., D. Lubinski, G.H. Miller, J. Snyder, G. Matishov, S. Korsun, and V. Myslivets (1995): Postglacial emergence and distribution of late Weichselian ice-sheet loads in the northern Barents and Kara seas, Russia. *Geology*, 23 (2): 113-116.
- Forman, S.L., D. Lubinski, G.H. Miller, G. Matishov, S. Korsun, J. Snyder, F. Herlihy, R. Weihe, and V. Myslivets (1996): Postglacial emergence of Western Franz Josef Land, Russia and retreat of the Barents Sea Ice Sheet. *Quat. Sci. Rev.*, 15: 77-90.
- Fronval, T., E. Jansen, J. Bloemendal, and S. Johnson (1995): Oceanic evidence for coherent fluctuations in Fennoscandian and Laurentide ice sheets on millennium timescales. *Nature*, 374: 443-446.
- Fronval, T., and Jansen, E. (1997): Eemian and early Weichselian (140-60 ka) paleoceanography and paleoclimate in the Nordic seas with comparisons to Holocene conditions. *Paleoceanography*, 12: 443-462.
- Funder, S., C. Hjort, J.Y. Landvik, S.-I. Nam, N. Reeh, and R. Stein (1998): History of a stable ice sheet margin - East Greenland during the Middle and Upper Pleistocene. *In: Elverhøi, A., J.A. Dowdeswell, S. Funder, J. Mangerud, and R. Stein (Eds.): Glacial and Oceanic History of the Polar North Atlantic Margins. Quat. Sci. Rev.*, in press.
- Fütterer, D.K. (Ed.) (1992): ARCTIC '91: The expedition ARK-VIII/3 of RV "Polarstern" in 1991. *Rep. on Polar Res.*, 107: 267 pp.
- Fütterer, D.K. (Ed.) (1994): The expedition ARCTIC'93, Leg ARK-IX/4 of RV "Polarstern" 1993. *Rep. on Polar Res.*, 149: 244 pp.
- Gard, G. (1987): Late Quaternary calcareous nannofossil biostratigraphy and sedimentation patterns: Fram Strait, Arctica. *Paleoceanography*, 2 (5): 519-529.
- Gealy, E.L. (1971): Saturated bulk density, grain density, and porosity of sediment cores from the western Equatorial Pacific. *Proc. DSDP Init. Repts*, 7, 1081-1104.
- Gelpi, E., H. Schneider, J. Mann, and J. Oró (1970): Hydrocarbons of geochemical significance in microscopic algae, *Phytochemistry*, 9: 603-612.
- Gingele, F., and, A. Dahmke (1994): Discrete barite particles and barium as tracers of paleoproductivity in South Atlantic sediments. *Paleoceanography*, 9: 151-168.
- Gordienko, P.A., and A.F. Laktionov (1969): Circulation and physics of the Arctic Basin waters. *Annals of the International Geophysical Year*, 46: 94-112.
- Grasshoff, K., M. Ehrhardt, and K. Kremling, (1983): *Methods of Seawater Analysis*. Verlag Chemie, Weinheim, Germany, 417 pp.
- GRIP Members (1993): Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core. *Nature*, 364: 203-207.
- Grobe, H. (1987): A simple method for determination of ice rafted debris in sediment cores. *Polarforschung*, 57 (3): 123-126.

- Grobe, H., and A. Mackensen (1992): Late Quaternary climatic cycles as recorded in sediments from the Antarctic continental margin. *In*: Kennett, J.P., and D.A. Warnke (Eds.): The Antarctic paleoenvironment: A perspective on global change, *Antarctic Res. Series*, 56: 349-376.
- Groote, P.M., M. Stuiver, J.W.C. White, S. Johnson, and J. Jouzel (1993): Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature*, 366: 552-554.
- Grosswald, M.G. (1993): Extent and melting history of the late Weichselian ice sheet, the Barents-Kara continental margin. *In*: Peltier, R. (Eds.): Ice in the climate system. *NATO ASI Series*, vol. 12: pp. 1-20, Springer Verlag, Berlin, Germany.
- Haake, F.W., and U. Plaumann (1989): Late Pleistocene foraminiferal stratigraphy on the Vøring Plateau, Norwegian Sea. *Boreas*, 18 (4): 343-356.
- Haake, F.W., H. Erlenkeuser, and U. Pflaumann (1990): *Pullenia bulloides* (Orbigny) in Sediments of the Norwegian/Greenland Sea and the Northeastern Atlantic Ocean: Paleo-Oceanographic Evidence. BENTHOS '90, p. 235-244, Tokai University Press, Sendai, Japan.
- Hahne, J., and M. Melles (1997): Late- and post-glacial vegetation and climate history of the south western Taymyr Peninsula, central Siberia, as revealed by pollen analysis of a core from Lake Lama. *Vegetation history and Archaeobotany*, 6: 1-8.
- Hald, M., and T. Vorren (1987): Foraminiferal stratigraphy and environments of Late Weichselian deposits on the continental shelf off Troms, Northern Norway, *Marine Micropaleontology*, 12: 129-160.
- Hald, M., and R. Aspeli (1997): Rapid climatic shifts of the northern Norwegian Sea during the last deglaciation and the Holocene, *Boreas*, 26: 15-28.
- Hamilton, E.L. (1971): Prediction of in situ acoustic and elastic properties of marine sediments. *Geophysics*, 36: 266-284.
- Harris, P.G., A. Rosell-Melé, R. Tiedemann, M. Sarnthein, and J.R. Maxwell (1996): Chlorin accumulation rate as a molecular indicator of paleoproductivity changes in Quaternary marine sediments. *Nature*, 383: 63-66.
- Hebbeln, D. (1991): Spätquartäre Stratigraphie und Paläozeanographie in der Fram-Straße. *Berichte, FB Geowissenschaften*, vol. 22, Universität Bremen, 174 pp.
- Hebbeln, D. (1992): Weichselian glacial history of the Svalbard area: correlating the marine and terrestrial records. *Boreas*, 21: 295-304.
- Hebbeln, D., and G. Wefer (1991): Effects of ice coverage and ice-rafted material on sedimentation in the Fram Strait. *Nature*, 350: 409-411.
- Hebbeln, D., T. Dokken, E.S. Andersen, M. Hald, and A. Elverhøi (1994): Moisture supply for northern ice-sheet growth during the Last Glacial Maximum. *Nature*, 370: 357-359.
- Hebbeln, D., and G. Wefer (1997): Late Quaternary paleoceanography in the Fram Strait. *Paleoceanography*, 12 (1): 65-78.
- Hebbeln, D. (1998): The Polar North Atlantic - Environmental setting and paleoceanographic tools. *In*: Elverhøi, A., J.A. Dowdeswell, S. Funder, J. Mangerud, and R. Stein (Eds.): Glacial and Oceanic History of the Polar North Atlantic Margins. *Quat. Sci. Rev.*, in press.
- Hedges, J.I. and P.L. Parker (1976): Land-derived organic matter in surface sediments from the Gulf of Mexico. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40: 1019-1029.
- Hedges, J.I., and D.C. Mann (1979a): The characterization of plant tissues by their lignin oxidation products. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43: 1809-1818.

- Hedges, J.I., and D.C. Mann (1979b): The lignin geochemistry of marine sediments from the Gulf of Mexico. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43: 1803-1809.
- Hedges, J.I., and R.G. Keil (1995): Sedimentary organic matter preservation: an assessment and speculative synthesis. *Mar. Chem.* 49: 81-115.
- Hedges, J.I., R.G. Keil, and R. Benner (1997): What happens to terrestrial organic matter in the ocean. *Org. Geochem.*, 27 (5/6): 195-212.
- Heimdal, B.R. (1983): Phytoplankton and nutrients in the waters northwest of Spitsbergen in the autumn of 1979, *J. Plankton Res.*, 5: 901-918.
- Hein, F.J., and J.P.M. Syvitski (1992): Sedimentary environments and facies in an arctic basin, Itirbilung Fjord, Baffin Island, Canada. *Sedimentary Geology*, 81: 17-45.
- Henrich, R. (1986): A calcite dissolution pulse in the Norwegian-Greenland Sea during the last deglaciation. *Geol. Rundschau*, 75: 805-827.
- 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., J. Thiede, E. Taylor et al.: *Proc. ODP Sci. Res.*, 104: 189-232.
- Henrich, R. (1992): Beckenanalyse des Europäischen Nordmeeres: Pelagische und glaziomarine Sedimentflüsse im Zeitraum 2.6 Ma bis rezent. Habilitation (unpublished), University of Kiel, 345 pp.
- Henrich, R. (1998): Dynamics of Atlantic water advection to the Norwegian-Greenland Sea - a time-slice record of carbonate distribution in the last 300 ky. *Mar. Geol.*, 145: 95-131.
- Henrich, R., H. Kassens, E. Vogelsang, and J. Thiede (1989): Sedimentary facies of glacial-interglacial cycles in the Norwegian Sea during the last 350 ka. *Mar. Geol.*, 86: 283-319.
- Herman, Y. (1989): The Arctic Seas - Climatology, Oceanography, Geology, and Biology. Van Nostrand Reinhold Company, New York, U.S.A., 888 pp.
- Hibler III, W.D. (1989): Arctic Ice-Ocean Dynamics. In: Herman, Y. (Eds.): *The Arctic Seas -Climatology, Oceanography, Geology, and Biology*, pp. 47-91, van Nostrand Reinhold publishers, New York, U.S.A..
- Hinrichs, K.-U., J. Rullkötter, and R. Stein (1995): Preliminary assessment of organic geochemical signals in sediments from hole 893a, Santa Barbara Basin, offshore California. In: Kennett, J.P., J.G. Baldauf, and M. Lyle (Eds.): *Proc. ODP Sci. Res.*, 146: 201-211.
- Hodgson, D.A. (1989): Quaternary geology of the Queen Elisabeth Islands. The late Wisconsin glaciation and deglaciation of the Laurentide ice sheet. In: Fulton, R.J. (Eds.): *The Geology of North America*, vol. K-1. Quaternary Geology of Canada and Greenland, pp. 443-477, Geol. Soc. of Am., Boulder, Colorado, U.S.A..
- Hoefs, J. (1987): *Stable Isotope Geochemistry*, Springer Verlag, Berlin, Germany, 237 pp.
- Hollerbach, A. (1985): *Grundlagen der organischen Geochemie*, Springer Verlag, Berlin, Germany, 190 pp..
- Houghton, J.T., G.J. Jenkins, and J.J. Ephraums (Eds.) (1990): *Climate change: the IPCC scientific assessment*. Cambridge University Press, London, U.K.
- Houghton, J.T., B.A. Callandar, J.T., and S.K. Varney (Eds.) (1992): *Climate change 1992: the supplementary report to the IPCC scientific assessment*. Cambridge University Press, London, U.K..

- Huc, A.Y. (1973): Contribution à l'étude de l'humus marin et de ses relations avec les kèrogènes, Thesis, University of Nancy, France, 150 pp.
- Hughes, T. (1992): Theoretical calving rates from glaciers along ice walls grounded in water of variable depth. *J. Glaciol.*, 38 (129): 282-293.
- Imbrie, J., J.D. Hays, D.G. Martinson, A. McIntyre, A.C. Mix, J.J. Morley, N.G. Pisias, W.L. Prell and N.J. Shackleton (1984): The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. *In: Berger, A.L. (Eds.): Milankovitch and Climate, Part I. NATO ASI Series*, vol. C126: pp. 269-305, Reidel Publisher Company, Dordrecht, Netherlands.
- Ittekkot, V., B. Haake, M. Bartsch, R.R. Nair, and V. Ramaswamy (1992): Organic carbon removal in the sea: the continental connection. *In: Summerhayes, C.P., W. L. Prell, and K. C. Emeis (Eds.): Upwelling Systems: Evolution since the Early Miocene*, Geological Society Special Publications vol. 64: pp. 167-176, The Geol. Society, London, U.K.
- Jasper, J.P., and R.B. Gagosian (1989): Glacial-interglacial climatically forced $\delta^{13}\text{C}$ variations in sedimentary organic matter. *Nature*, 342: 60-62.
- Jones, E.P., B. Rudels, and L.G. Anderson (1995): Deep waters of the Arctic Ocean: origins and circulation. *Deep Sea Res.* 42 (5): 737-760.
- Jones, G.A., and L.D. Keigwin (1988): Evidence from Fram Strait (78° N) for early deglaciation. *Nature*, 336: 56-59.
- Kassens, H., D. Piepenburg, J. Thiede, L. Timokhov, H.-W. Hubberten und S.M. Priamikov (Eds.) (1995): Russian-German Cooperation: The Laptev Sea System. *Rep. on Polar Res.*, 176: 387 pp.
- Kassens, H, H.A. Bauch, I. Dmitrenko, H. Eicken, H.-W. Hubberten, M. Melles, J. Thiede, and L. Timokhov (Eds.) (1998) Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History. *Lect. Notes in Earth Sciences*, Springer-Verlag, Berlin, Germany, in press.
- Kates, K., and B.E. Volcani (1966): Lipid components of diatoms, *Biochem. Biophys. Acta*, 116: 264-278.
- Kattner, G., and H.S.G. Fricke (1986): Simple gas-liquid chromatographic method for simultaneous determination of fatty acids and alcohols in wax esters of marine organisms. *J. Chromat.*, 361: 313-318.
- Keigwin, L.D., and G.A. Jones (1994): Western North Atlantic evidence for millennial-scale changes in ocean circulation and climate. *J. Geophys. Res.*, 99: 12377-12410.
- Keigwin, L.D., and G.A. Jones (1995): The marine record of deglaciation from the continental margin off Nova Scotia. *Paleoceanography*, 10: 973-986.
- Keil, R.G., D.B. Montlucon, F.G. Prahl, and J.I. Hedges (1994) Sorptive preservation of labile organic matter in marine sediments, *Nature*, 370: 549-551.
- Kellogg, T.B. (1976): Late Quaternary climatic changes: Evidence from deep-sea cores of Norwegian and Greenland Seas. *In: Cline, R.M., and J.D. Hays (Eds.): Investigation of Late Quaternary paleoceanography and paleoclimatology. Geological Society America Memoir* 145: pp. 77-110.
- Kennedy, J.A., and S.C. Brassell (1992): Molecular stratigraphy of the Santa Barbara basin: comparison with historical records of annual climate change. *Org. Geochem.*, 19 (1-3), 235-244.
- Kleiber, H.P., and F. Niessen (1998): Late Pleistocene paleoriver channels on the Laptev Sea shelf - implications from sub-bottom profiling. *In: Kassens, H, H.A. Bauch, I. Dmitrenko, H. Eicken, H.-W. Hubberten, M. Melles, J. Thiede, and L.*

- Timokhov (Eds.), Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History. *Lect. Notes in Earth Sciences*, Springer-Verlag, Berlin, Germany, in press.
- Knies, J. (1994): Spätquartäre Sedimentation am Kontinentalhang nordwestlich Spitzbergens. Der letzte Glazial/Interglazial-Zyklus. [unpubl. Diploma thesis], Justus-Liebig-University, Gießen, Germany, 95 pp..
- Knies, J., C. Vogt, and R. Stein (1998): Growth and decay patterns of the Svalbard-Barents Sea ice sheet and paleoceanographic evolution during Saalian and Weichselian glaciations, *Geo-Marine Letters*, in press.
- Knies, J., and Stein, R. (1998): New aspects of organic carbon deposition and paleoceanographic implications along the northern Barents Sea margin during the last 30.000 years. *Paleoceanography*, in press.
- Kohfeld, K.E., R.G. Fairbanks, S.L. Smith, and I.D. Walsh (1996): *Neogloboquadrina pachyderma* (sinistral coiling) as paleoceanographic tracers in polar oceans: Evidence from Northeast Water Polynya plankton tows, sediment traps, and surface sediment samples. *Paleoceanography*, 11 (6): 679-700.
- Köhler, S.E.I. (1992): Spätquartäre paläo-ozeanographische Entwicklung des Nordpolarmeeres und Europäischen Nordmeeres anhand von Sauerstoff - und Kohlenstoffisotopenverhältnissen der planktischen Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma* (sin.). *GEOMAR Report*, vol. 13, Kiel, Germany, 104 pp..
- Kubisch, M. (1992): Die Eisdrift im Arktischen Ozean während der letzten 250.000 Jahre. *GEOMAR Report*, vol. 16, Kiel, Germany, 100 pp..
- Kusakabe, M., T.L. Ku, J.R. Southon, J.S. Vogel, D.E. Nelson, C.I. Measures, and Y. Nozaki (1987): Distribution of ^{10}Be and ^9Be in the Pacific Ocean. *Earth Plan. Sci. Let.*, 82: 231-240.
- Laberg, J.S., and T.O. Vorren (1996): The Middle and Late Pleistocene evolution of the Bear Island Trough Mouth Fan. In: Solheim, A., F. Riis, A. Elverhøi, J.J. Faleide, L.N. Jensen and S. Cloetingh (Eds.): Impact of Glaciations on Basin Evolution: Data and Models from the Norwegian Margins and Adjacent Basins. *Global and Planetary Chance, Special Issue*, 12: pp. 309-330.
- Landvik, J.Y., M. Bolstad, A.K. Lycke, J. Mangerud, and H.P. Sejrup (1992): Weichselian stratigraphy and palaeoenvironments at Bellsund, Western Svalbard. *Boreas*, 21: 335-358.
- Landvik, J.I., C. Hjort, J. Mangerud, P. Möller, and O. Salvigsen (1995): The Quaternary record of eastern Svalbard - an overview. *Polar Res.*, 14 (2): 95-103.
- Larsen, E., and J. Mangerud (1990): Marine caves: On-off signals for glaciations. *Quat. Intern.*, 3/4: 13-19.
- Larsen, E., H.P. Sejrup, L. Olsen, and G.H. Miller (1991): Late Quaternary land-sea interactions: Fennoscandia and Svalbard - The Nordic Seas. *Quat. Intern.*, 10-12: 151-159.
- Leventhal, J.S. (1983): An interpretation of carbon and sulfur relationships in Black Sea sediments as indicators of environments of deposition. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47: 133-137.
- Liestøl, O. (1969): Glacier surges in West Spitsbergen. *Can. J. Earth Sci.*, 6: 895-897.
- Lloyd, J.M., D. Kroon, G.S. Boulton, C. Laban, and A. Fallick (1996): Ice rafting history from the Spitsbergen ice cap over the last 200 kyr. *Marine Geology*, 131: 103-121.
- Lorenzen, C.J. (1967): Determination of Chlorophyll and Pheo-Pigments: Spectrophotometric Equations. *Limn. Oceanogr.*, 12: 343-346.

- Lubinski, D.J., S. Korsun, L. Polyak, S.L. Forman, S.J. Lehman, F.A. Herlihy, and G.H. Miller (1996): The last deglaciation of the Franz Victoria Trough, northern Barents Sea. *Boreas*, 25: 89-100.
- Lundberg, L., and P.M. Haugan (1996): A Nordic Seas-Arctic Ocean carbon budget from volume flows and inorganic carbon data. *Global Biogeochem. Cycles*, 10: 493-510.
- MacAyeal, D.R. (1993): Binge/Purge oscillations of the Laurentide Ice Sheet as the cause of the North Atlantic's Heinrich events. *Paleoceanography*, 8: 775-784.
- Macdonald, R. (1996): Awakenings in the Arctic, *Nature*, 380: 286-287.
- Mackensen, A., H.P. Sejrup, and E. Jansen (1985): The distribution of living benthic foraminifera on the continental slope and rise off southwest Norway. *Marine Micropaleontology*, 9: 275-306.
- Mackensen, A., H. Grobe, H.-W. Hubberten, and G. Kuhn (1994): Benthic foraminiferal assemblages from the eastern South Atlantic Polar Front region between 35° and 57°S: Glacial-to-interglacial contrasts. In: Zahn, R., T. Pedersen, M. A. Kamins and L. Labeyrie (Eds.): Carbon cycling in the glacial ocean: Constraints on the oceans role in global change. *NATO ASI Series I*, vol. 17, pp. 105-144, Springer Verlag, Heidelberg, Germany.
- Madureira, L.A.S., M.H. Conte, and G. Eglinton (1995): Early diagenesis of lipid biomarker compounds in North Atlantic sediments. *Paleoceanography*, 10: 627-642.
- Manabe, S., and R.J. Stouffer (1980): Sensitivity of a global climate model to an increase in CO₂ concentration in the atmosphere. *J. Geophys. Res.*, 85: 5529-5554.
- Mangerud, J., and S. Gulliksen (1975): Apparent radiocarbon ages of recent marine shells from Norway, Spitsbergen, and Arctic Canada. *Quat. Res.*, 5: 273-296.
- Mangerud, J. (1991): The Scandinavian Ice Sheet through the last interglacial/glacial cycle. In: Frenzel, B. (Ed.): Klimageschichtliche Probleme der letzten 130.000 Jahre. *Paläoklimaforschung*, 1: 307-330.
- Mangerud, J., and J.I. Svendsen (1992): The last interglacial-glacial period on Spitsbergen, Svalbard. *Quat. Sci. Rev.*, 11: 633-664.
- Mangerud, J., E. Jansen, and J.Y. Landvik (1996): Late Cenozoic history of the Scandinavian and Barents Sea ice sheets. In: Solheim, A., F. Riis, A. Elverhøi, J.J. Faleide, L.N. Jensen and S. Cloetingh (Eds.): Impact of Glaciations on Basin Evolution: Data and Models from the Norwegian Margins and Adjacent Basins. *Global and Planetary Change, Special Issue*, 12: pp. 11-26.
- Mariénfeld, P. (1992): Recent sedimentary processes in Scoresby Sund, East Greenland. *Boreas*, 21: 169-186.
- Markussen, B., R. Zahn, and J. Thiede (1985): Late Quaternary sedimentation in the eastern Arctic Basin: Stratigraphy and depositional environment. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 50: 271-284.
- Martinson, D.G., N.G. Pisias, J.D. Hays, J. Imbrie, T.C. Moore, and N.J. Shackleton (1987): Age dating and the orbital theory of the ice ages: Development of a high-resolution 0 to 300.000 years chronostratigraphy. *Quat. Res.*, 27: 1-27.
- Mayer, L.M. (1994a): Surface area control of organic carbon accumulation in continental shelf sediments, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58 (4): 1271-1284.
- Mayer, L.M. (1994b): Relationships between mineral surfaces and organic carbon concentrations in soils and sediments. *Chem. Geol.*, 114, 347-363.

- McCabe, A.M., and P.U. Clark (1998): Ice-sheet variability around the North Atlantic Ocean during the last glaciation. *Nature*, 392: 373-377.
- McGinnis, J.P., D.E. Hayes, and N.W. Driscoll (1997): Sedimentary processes across the continental rise of the southern Antarctic Peninsula. *Marine Geology*, 141: 91-109.
- Meincke, J., B. Rudels, and H.J. Friedrich (1997): The Arctic Ocean-Nordic Seas thermohaline system. *ICES Journal of Marine Science*, 54: 283-299.
- Melles, M. (1991): Paläoglazologie und Paläozeanographie im Spätquartär am Kontinentalrand des südlichen Weddellmeeres, Antarktis. *Rep. on Polar Res.*, 81: 190 pp.
- Mienert, J., L.A. Mayer, A. Jones and J.W. King (1990): Physical and acoustic properties of Arctic Ocean deep-sea sediments: paleoclimatic implications. In: Bleil, U., and J. Thiede (Eds.): Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. *NATO ASI Series C*, vol. 308, pp. 455-474, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands.
- Middtun, L. (1985): Formation of dense bottom water in the Barents Sea. *Deep Sea Res.*, 32 (10): 1233-1241.
- Mørk, A., and M. Bjorøy (1984): Mesozoic source-rocks on Svalbard. In: Spencer, A.M. (Ed.): *Petroleum Geology of the North European Margin*. Graham and Trotman, London, U.K., pp. 371-382.
- Müller, C. (1995): Spätquartäre Sedimentationsprozesse in der östlichen Framstraße. [unpubl. diploma thesis], Westfälische Wilhelms-University, Münster, Germany, 84 pp.
- Müller, G. (1967): *Methods in sedimentary petrology*, Schweizerbart Verlag, Stuttgart, Germany, 283 pp..
- Müller, P.M. (1977): C/N ratios in Pacific deep-sea sediments; effect of inorganic ammonium and organic nitrogen compounds sorbed by clays. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 41: 765-776.
- Müller, P.M., and E. Suess (1979) Productivity, sedimentation rate, and sedimentary organic matter in the oceans. I.- Organic matter preservation, *Deep Sea Res.*, 26: 1347-1362.
- Müller, P.M., and R. Schneider (1993): An automated leaching method for the determination of opal in sediments and particulate matter, *Deep Sea Res.*, 40 (3): 425-444.
- NAD Science Committee (1992): The Arctic Ocean record: Key to global change (initial science plan of the Nansen Arctic Drilling Program). *Polarforschung*, 161: 102 pp.
- Naidu, A.S., R.S. Scalan, H.M. Feder, J.J. Goering, M.J. Hameedi, P.L. Parker, E.W. Behrens, M.E. Caughey and S.C. Jewett (1993): Stable organic carbon isotopes in sediments of the north Bering- south Chukchi seas, Alaskan-Soviet Arctic shelf. *Cont. Shelf Res.*, 13 (5/6): 669-691.
- Nam, S.I., R. Stein, H. Grobe, and H. Hubberten (1995): Late Quaternary glacial-interglacial changes in sediment composition at the East Greenland continental margin and their paleoceanographic implications, *Marine Geology*, 122: 243-262.
- Nam, S.I. (1997): Late Quaternary glacial history and paleoceanographic reconstructions along the East Greenland continental margin. *Rep. on Polar Res.*, 241: 157 pp.
- Nelson, D.M., W.O. Smith, R.D. Muench, L.I. Gordon, C.W. Sullivan, and D.M. Husby (1989): Particulate matter and nutrient distribution in the ice-edge zone of the

- Weddell Sea: relationship to hydrography during late summer, *Deep Sea Res.*, 36: 191-209.
- Niessen, F., D. Weiel, T. Ebel, J. Hahne, C. Kopsch, M. Melles, E. Musatov, and R. Stein (1997): Weichselian glaciations in central Siberia - Implications from marine and lacustrine high resolution seismic profiles and sediment cores. Abstract Volume EUG 9 Conference, Strasbourg (European Union of Geosciences), *Terra Nova*, 9, Abstr. Supl. 1: 208.
- Notholt, H. (1997): Die Auswirkung der "NorthEastWater"-Polynya auf die Sedimentation vor NO-Grönland und Untersuchungen zur Paläo-Ozeanographie seit dem Mittelweichsel. *Rep. on Polar Res.*, 275: 183 pp.
- Nowaczyk, N.R., and M. Baumann (1992): Combined high- resolution magnetostratigraphy and nannofossil biostratigraphy for late Quaternary Arctic Ocean sediments. *Deep Sea Res.*, 39: S567-S601.
- Nowaczyk, N.R., T.W. Friedrichs, A. Eisenhauer, and G. Gard (1994): Magnetostratigraphic data from late Quaternary sediments from the Yermak Plateau, Arctic Ocean: evidence for four geomagnetic polarity events within the last 170 Ka of the Brunhes Chron. *Geophys. J. Int.*, 117: 453-471.
- Nørgaard-Pedersen, N., R.F. Spielhagen, J. Thiede, and H. Kassens, (1998): Central Arctic surface ocean environment during the past 80.000 years. *Paleoceanography*, 13: 193-204.
- Nürnberg, D., I. Wollenburg, D. Dethleff, H. Eicken, H. Kassens, T. Letzig, E. Reimnitz, and J. Thiede (1994): Sediments in Arctic sea ice: Implications for entrainment, transport and release. *Marine Geology*, 119: 185-214.
- Nürnberg, D., M.A. Levitan, J.A. Pavlidis, and E.S. Shelekhova (1995): Distribution of clay minerals in surface sediments from the eastern Barents and southwestern Kara Seas. *Geol. Rundschau*, 84: 665-682.
- Nürnberg, C. (1995): Bariumfluß und Sedimentation im südlichen Südatlantik - Hinweise auf Produktivitätsänderungen im Quartär. *GEOMAR Report*, vol. 38, Kiel, Germany, 105 pp.
- Nürnberg, D. (1996): Biogenic barium and opal in shallow Eurasian Shelf sediments in relation to the pelagic Arctic Ocean. In: Stein, R., G. Ivanov, M. Levitan, and K. Fahl (Eds.): Surface-sediment Composition and Sedimentary Processes in the Central Arctic Ocean and Along the Eurasian Continental Margin. *Rep. on Polar Res.*, 212: pp. 96-118.
- Nürnberg, C., G. Bohrmann, and M. Schlüter (1997): Barium accumulation in the Atlantic sector of the Southern Ocean: Results from 190.000-year records. *Paleoceanography*, 12 (4), 594-603.
- Oppo, D.W., and S.J. Lehman (1995): Suborbital timescale variability of North Atlantic deep water during the past 200.000 years. *Paleoceanography*, 10: 901-910.
- Pagels, U. (1991): Sedimentologische Untersuchungen und Bestimmungen der Karbonatlösung in spätquartären Sedimenten des östlichen Arktischen Ozeans. *GEOMAR Report*, vol. 10, Kiel, Germany, 106 pp..
- Pavlidis, Yu.A., N.N. Dunayev, and F.A. Shcherbakov (1997): The late Pleistocene palaeogeography of Arctic Eurasian shelves. In: Velitchko, A.A., P.M. Dolukhanov, N.W. Rutter, N.R. Catto (Eds.): Quaternary of northern Eurasia: Late Pleistocene and Holocene landscapes, stratigraphy and environments. *Quat. Intern.*, 41/42: pp. 3-9.
- Pedersen, T.F., and S.E. Calvert (1990): Anoxia vs. Productivity: What controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks?, *AAPG Bull.*, 74: 454-466.

- Peters, K.E. (1986): Guidelines for interpreting petroleum source rock using programmed pyrolysis. *Bull. Am. Ass. Pet. Geol.*, 70: 318-329.
- Peulvé, S., M.-A. Sicre, A. Saliot, J.W. De Leeuw, and M. Baas (1996): Molecular characterization of suspended and sedimentary organic matter in an Arctic delta. *Limnol. Oceanogr.*, 41 (3): 488-497.
- Pfirman, S.L., and A. Solheim (1989): Subglacial meltwater discharge in the open marine tidewater glacier environment: Observations from Nordaustlandet. *Marine Geology*, 86: 283-319.
- Pfirman, S., M.A. Lange, I. Wollenburg, and P. Schlosser (1990): Sea ice characteristics and the role of sediment inclusions in deep-sea deposition: Arctic and Antarctic comparisons. In: Bleil, U., and J. Thiede (Eds.): *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. NATO ASI Series. C*, vol. 308: pp. 187-211, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands.
- Pfirman, S.L., D. Bauch, and T. Gammelsrød (1994): The northern Barents Sea: Water mass distribution and modification. In: Johannessen, O.M., R.D. Muench and J.E. Overland (Eds.): *The Polar Oceans and their Role in Shaping the Global Environment: The Nansen Centennial Volume. Geophysical Monograph*, vol. 85: pp. 77-94, AGU, Washington D.C., U.S.A.
- Pfirman, S.L., R. Colony, D. Nürnberg, H. Eicken, and I. Rigor (1997): Reconstructing the origin and trajectory of drifting Arctic sea ice. *J. Geophys. Res.*, 102 (C6): 12575-12586.
- Phillips, R.L., and A. Grantz (1997): Quaternary history of sea ice and paleoclimate in the Amerasia basin, Arctic Ocean, as recorded in the cyclical strata of Northwind Ridge. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 109: 1101-1115.
- Polyak, L., and A. Solheim (1994): Late- and postglacial environments in the northern Barents Sea west of Franz Josef Land. *Polar Res.*, 13 (2): 197-207.
- Polyak, L., S.L. Forman, F.A. Herlihy, G. Ivanov, and P. Krinitsky (1997): Late Weichselian deglacial history of the Svyataya (Saint) Anna Trough, northern Kara Sea, Arctic Russia. *Marine Geology*, 143 (1/4): 169-188.
- Porter, S.C. (1989): Some geological implications of average Quaternary glacial conditions. *Quat. Res.*, 32: 245-261.
- Porter, S.C., and Zhisheng, A. (1995): Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciation. *Nature*, 375: 305-308.
- Powell, R.D. (1984): Glacimarine processes and inductive lithofacies modelling of ice shelf and tidewater glacier sediments based on Quaternary examples. *Mar. Geol.*, 57: 1-52.
- Prahl, F.G., L.A. Muehlhausen, and M. Lyle (1989): An organic geochemical assessment of oceanographic conditions at Manop Site C over the past 26.000 years, *Paleoceanography*, 4 (5): 495-510.
- Prahl, F.G., J.R. Ertel, M.A. Goni, M.A. Sparrow, and B. Eversmeyer (1994): Terrestrial organic carbon contributions to sediments on the Washington margin. *Geochim Cosmochim. Acta*, 58: 3035-3048.
- Quadfasel, D., B. Rudels and K. Kurz (1988): Outflow of dense water from a Svalbard fjord into the Fram Strait. *Deep Sea Res.*, 35 (7): 1143-1150.
- Rachold, V. and H.-W. Hubberten (1998): Carbon isotope composition of particulate organic material of east Siberian rivers. In: Kassens, H., H.A. Bauch, I. Dmitrenko, H. Eicken, H.-W. Hubberten, M. Melles, J. Thiede, and L. Timokhov (Eds.), *Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History. Lect. Notes in Earth Science*, Springer-Verlag, Berlin, Germany, in press.

- Rachor, E. (Ed.) (1992): Scientific Report of RV "Polarstern" Cruise ARK-VIII/2. *Rep. on Polar Res.*, 115: 150 pp.
- Rachor, E. (Ed.) (1997): Scientific Report of RV "Polarstern" Cruise ARK-XI/1, *Rep. on Polar Res.*, 226: 157 pp.
- Rasmussen, T.L., Tj.C.E. van Weering, and L. Labeyrie (1996): High resolution stratigraphy of the Faeroe-Shetland Channel and its relation to North Atlantic paleoceanography: the last 87 kyr. *Marine Geology*, 131: 75-88.
- Reimnitz, E., and E.W. Kempema (1987): Anchor ice, seabed freezing, and sediment dynamics in shallow arctic seas. *J. Geophys. Res.*, 92 (C13): 14671-14678.
- Reemtsma, T., V. Ittekkot, M. Bartsch, and R.R. Nair (1993): River input and organic matter fluxes in the northern Bay of Bengal: fatty acids. *Chem. Geol.*, 103: 55-71.
- Reimnitz, E., D. Dethleff, and D. Nürnberg (1994): Contrasts in Arctic shelf sea-ice regimes and some implications: Beaufort Sea versus Laptev Sea. *Mari. Geol.*, 119: 215-225.
- Rösler, H.J., and H. Lange (1972): Geochemical tables, Elsevier, New York, U.S.A., 468 pp.
- Romankevich, E.A. (1984): Geochemistry of organic matter in the ocean. Springer Verlag, Berlin, Germany, 334 pp.
- Rosell-Melé, A., and N. Koc (1997): Paleoclimatic significance of the stratigraphic occurrence of photosynthetic biomarker pigments in the Nordic seas, *Geology*, 25: 49-52.
- Rosell-Melé, A., M.A. Maslin, J.R. Maxwell, and P. Schaeffer (1997): Biomarker evidence for Heinrich events, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61 (8): 1671-1678.
- Ruddiman, W.F., A. McIntyre, V. Niebler-Hunt, and J.T. Durazzi (1980): Oceanic evidence for the mechanism of rapid northern hemisphere glaciation. *Quat. Res.*, 13: 33-64.
- Ruddiman, W.F., and A. McIntyre (1981): Oceanic mechanisms for amplification of the 23,000-year ice-volume cycle. *Science*, 212: 617-627.
- Rudels, B., 1996. The thermohaline circulation of the Arctic Ocean and the Greenland Sea. In: Wadhams, P., J.A. Dowdeswell, and A.N. Schofield (Eds.): *The Arctic and environmental change*, pp. 87-101, Gordon and Breach Publishers, London, U.K..
- Rudels, B., L.G. Anderson, and E.P. Jones (1996): Formation and evolution of the surface mixed layer and halocline of the Arctic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 101 (C4): 8807-8821.
- Rudels, B., E.P. Jones, L.G. Anderson, and G. Kattner (1994): On the intermediate depth waters of the Arctic Ocean. In: Johannessen, O.M., R.D. Muench and J.E. Overland (Eds.): *The Polar Oceans and their Role in Shaping the Global Environment: The Nansen Centennial Volume. Geophysical Monograph*, vol. 85: pp. 33-46, AGU, Washington D.C., U.S.A.
- Ruttenberg, K.C., and M.A. Goñi (1997): Phosphorus distribution, C:N:P ratios, and $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ in arctic, temperate, and tropical coastal sediments: tools for characterizing bulk organic matter, *Marine Geology*, 139: 123-145.
- Sarnthein, M., E. Jansen, M. Arnhold, J.C. Duplessy, H. Erlenkeuser, A. Flatøy, T. Veum, E. Vogelsang, and M.S. Weinelt (1992): $\delta^{18}\text{O}$ time-slice reconstruction of meltwater anomalies at Termination I in the North Atlantic between 50° and 80°N. In: Bard, E., and W.S. Broecker (Eds.), *The Last Deglaciation: Absolute and Radiocarbon Chronologies. NATO ASI Series, I 2*: pp. 183-200, Springer Verlag, New York, U.S.A.

- Sarnthein, M., E. Jansen, M. Weinelt, M. Arnhold, J.C. Duplessy, H. Erlenkeuser, A. Flatøy, G. Johannessen, S. Jung, N. Koç, L. Labeyrie, M. Maslin, U. Pflaumann and H. Schulz (1995): Variations in Atlantic surface ocean paleoceanography, 50-80°N: A time-slice record of the last 30,000 years. *Paleoceanography*, 10 (6): 1063-1094.
- Schauer, U., R.D. Muench, B. Rudels, and L. Timokhov (1997): Impact of eastern Arctic shelf waters on the Nansen Basin intermediate layers. *J. Geophys. Res.*, 102 (C2): 3371-3382.
- Scheffer, F., and P. Schachtschabel (1984): Lehrbuch der Bodenkunde, Enke-Verlag, Stuttgart, Germany, 442 pp.
- Schröder, J.O. R.W. Murray, M. Leinen, R.C. Pflaum, and T.R. Janecek (1997): Barium in equatorial Pacific carbonate sediment: Terrigenous, oxide, and biogenic associations. *Paleoceanography*, 12 (1): 125-146.
- Schubert, C.J. (1995): Organischer Kohlenstoff in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans: Terrigener Eintrag und marine Produktivität. *Rep. on Polar Res.*, 177: 178 pp.
- Schubert, C.J., and R. Stein (1996): Deposition of organic carbon in late Quaternary Arctic Ocean: terrigenous supply vs. marine productivity. *Org. Geochem.*, 24 (4): 421-436.
- Schubert, C.J., and R. Stein (1997): Lipid distribution in surface sediments from the eastern central Arctic Ocean, *Marine Geology*, 138: 11-25.
- Schulz, V. (1997): Datierung von Sedimentkernen aus dem Arktischen Kontinentalhang der Barents- und Laptev-See mit den Radionukleiden ^{230}Th und ^{10}Be . [unpubl. diploma thesis], University of Heidelberg, Germany, 69 pp.
- Sharma, P., R. Mahannah, W.S. Moore, T.L. Ku, and J.R. Southon (1987): Transport of ^{10}Be and ^9Be in the ocean. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 86: 69-76.
- Serreze, M.C., Barry, R.G., Rehder, M.C., and Walsh, J.E. (1996): Variability in atmospheric circulation and moisture flux. In: Wadhams, P., J.A. Dowdeswell, and A.N. Schofield (Eds.): *The Arctic and environmental change*, pp. 15-24, Gordon and Breach Publishers, London, U.K.
- Siegert, M.J., and J.A. Dowdeswell (1995a): Numerical Modelling of the Late Weichselian Svalbard-Barents Sea Ice Sheet. *Quat. Res.*, 43: 1-13.
- Siegert, M.J., and J.A. Dowdeswell (1995b): Late Weichselian ice-sheet sensitivity over Franz Josef Land, Russian High Arctic, from numerical modelling experiments. *Boreas*, 24: 207-224.
- Silva, J.A., and J.M. Bremner (1966): Determination and isotope-ratio analysis of different forms of nitrogen in soil: 5. fixed ammonium. *Soil Sci Soc. Amer. Proc.*, 30: 587-594.
- Smirnov, V.V., V.P. Shevchenko, R. Stein, A.P. Lisitzin, A.V. Savchenko, and the ARK-XI/1 Polarstern Shipboard Scientific Party (1996): Aerosol size distributions over the Laptev Sea in July-September 1995: First Results. In: Stein, R., G. Ivanov, M. Levitan and K. Fahl (Eds.): *Surface-sediment composition and sedimentary processes in the central Arctic Ocean and along the Eurasian continental margin*. *Rep. on Polar Res.*, 212: 139-144.
- Smith, W.O. (1995): Primary productivity and new production in the Northeast Water (Greenland) Polynya during summer 1992. *J. Geophys. Res.*, 100 (C3): 4341-4356.
- Smith, J.D., and J.H. Foster (1969): Geomagnetic reversal in Brunhes normal polarity Epoch. *Science*, 163: 5654-567.

- Spero, H.J., J. Bijma, D.W. Lea, and B.E. Bemis (1997): Effect of seawater carbonate concentration on foraminiferal carbon and oxygen isotopes. *Nature*, 390: 497-500.
- Spielhagen, R.F., and H. Erlenkeuser (1994): Stable oxygen and carbon isotopes in planktic foraminifers from Arctic Ocean surface sediments: Reflection of the low salinity surface water layer. *Marine Geology*, 119: 227-250.
- Spielhagen, R.F., G. Bonani, A. Eisenhauer, M. Frank, T. Frederichs, H. Kassens, A. Mangini, N.R. Nowaczyk, N. Nørgaard-Pedersen, S. Schäper, R. Stein, J. Thiede, R. Tiedemann, M. Wahsner, and P.W. Kubik (1997): Arctic Ocean evidence for Late Quaternary initiation of northern Eurasian ice sheets. *Geology*, 25 (9): 783-786.
- Stax, R. (1994): Zyklische Sedimentation von organischem Kohlenstoff in der Japan See: Anzeiger für Änderungen von Paläoozeanographie und Paläoklima im Spätkänozoikum, Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, 47, University of Bremen, 150 pp..
- Stein, R. (1991): Accumulation of organic carbon in marine sediments. *Lecture Notes in Earth Sciences*, vol. 34, Springer Verlag, Berlin, Germany, 217 pp.
- Stein, R., H. Grobe, H.-W. Hubberten, P. Marienfeld, and S.I. Nam, (1993): Latest Peisto-cene to Holocene changes in glaciomarine sedimentation in Scoresby Sund and along the adjacent East Greenland Continental Margin: preliminary results. *Geo Mar. Let.*, 13: 9-16.
- Stein, R., C. Schubert, C. Vogt, and D.K. Fütterer (1994a): Stable isotope stratigraphy, sedimentation rates, and salinity changes in the Latest Pleistocene to Holocene eastern central Arctic Ocean. *Marine Geology*, 119: 333-355.
- Stein, R., H. Grobe, and M. Wahsner (1994b): Organic carbon, carbonate, and clay mineral distributions in eastern central Arctic Ocean surface sediments. *Marine Geology*, 119: 269-285.
- Stein, R., S.-I. Nam, C. Schubert, C. Vogt, D.K. Fütterer, and J. Heinemeier (1994c): The Last Deglaciation Event in the Eastern Central Arctic Ocean. *Science*, 264: 692-696.
- Stein, R., G. Ivanov, M. Levitan, and K. Fahl (Eds.) (1996a): Surface-sediment composition and sedimentary processes in the Central Arctic Ocean and along the Eurasian Continental Margin. *Rep. on Polar Res.*, 212: 324 pp.
- Stein, R., S.-I. Nam, H. Grobe, and H.-W. Hubberten (1996b): Late Quaternary glacial history and short-term ice-rafted debris fluctuations along the East Greenland continental margin. In: Andrews, J.T., W.E.N. Austin, H. Bergsten, and A.E. Jennings (Eds.): Late Quaternary paleoceanography of the North Atlantic Margins, *Geological Society Special Publications*, 111, pp. 135-151.
- Stein, R., and K. Fahl (Eds.) (1997): Scientific cruise report of the Arctic expedition ARK-XIII/2 of RV "Polarstern". *Rep. on Polar Res.*, 255: 235 pp.
- Stein, R., K. Fahl, F. Niessen, and M. Siebold (1998): Late Quaternary organic carbon and biomarker records from the Laptev Sea continental margin (Arctic Ocean): Implications for organic carbon flux and composition. In: Kassens, H., H.A. Bauch, I. Dmitrenko, H. Eicken, H.-W. Hubberten, M. Melles, J. Thiede, and L. Timokhov (Eds.), Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History. *Lecture Notes in Earth Science*, Springer-Verlag, Berlin, Germany, in press.
- Stein, R., and K. Fahl: Holocene accumulation of organic carbon along the Eurasian Continental margin (Arctic Ocean) and its paleoenvironmental significance, in prep..
- Steinsund, P.I. and M. Hald (1994): Recent calcium carbonate dissolution in the Barents Sea: Paleoceanographic applications. *Marine Geology*, 117: 303-316.

- Stoner, J.S., J.E.T. Channell, and C. Hillaire-Marcel (1996): The magnetic signature of rapidly deposited detrital layers from the deep Labrador Sea: Relationship to North Atlantic Heinrich layers. *Paleoceanography*, 11: 309-325.
- Stuiver, M., and P.J. Reimer (1993): Extended ^{14}C data base and revised CALIB 3.0 ^{14}C age calibration program, *Radiocarbon*, 35: 215-230.
- Subba-Rao, D.V., and T. Platt (1984): Primary Production of Arctic Water. *Polar Biology*, 3: 191-201.
- Sudgen, D.E. (1982): *Arctic and Antarctic - A Modern Geographical Synthesis*. Blackwell Publication, Oxford, London, U.K., 472 pp.
- Suess, E. (1980): Particulate organic carbon flux in the oceans - surface productivity and oxygen utilization. *Nature*, 288: 260-263.
- Taylor, S.R. (1964): Abundance of chemical elements in the continental crust: A new table. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 28: 1273-1285.
- Telang, S.A., R. Pocklington, A.S. Naidu, E.A. Romankevich, I.I. Gitelson, and M.I. Gladyshev (1991): Carbon and mineral transport in major north American, Russian, Arctic, and Siberian Rivers. In: Degens, E.T., S. Kempe, and J.E. Richey (Eds.): *Biogeochemistry of Major World Rivers*. SCOPE report, vol. 42: pp. 75-104, John Wiley & Sons, New York, U.S.A.
- Thiede, J., A. M. Myhre, J. V. Firth, G. L. Johnson, and W. F. Ruddiman (Eds.) (1996): *Proc. ODP, Scientific Results*, 151: College Station, Texas, U.S.A..
- Thiede, J., and A.M. Myhre (1996): Non-steady behaviour in the Cenozoic polar North Atlantic system: the onset and variability of Northern Hemisphere glaciation. In: Wadhams, P., J.A. Dowdewell, and A.N. Schofield (Eds.): *The Arctic and environmental change*, pp. 173-185, Gordon and Breach Publishers, London, U.K..
- Tissot, B.P., and D.H. Welte (1984): *Petroleum Formation and Occurrence*. New York, U.S.A., 699 pp.
- Tréguer, P., D.M. Nelson, A.J. Van Bennekom, D.J. DeMaster, A. Leynaert, and B. Quéguiner, (1995) The silica balance in the world ocean: A reestimate, *Science*, 268: 375-379.
- Treshnikov, A.F. (1977): Water masses of the Arctic Basin. In: Dunbar, W. (Eds.): *Polar Oceans*, pp. 17-31, Arctic Institute of N. America, Calgary, Alberta, Canada.
- Tveranger, J., V. Astakhov, and J. Mangerud (1995): The margin of the last Barents-Kara ice sheet at Markhida, Northern Russia, *Quat. Res.*, 44: 328-340.
- Van Andel, T.H., G.R. Heath, and T.C. Moore (1975): Cenozoic history and paleoceanography of the Central Equatorial Pacific. *Mem. Geol. Soc. Am.*, 143: 134 pp.
- Velitchko, A.A. (Eds.) (1984): *Late Quaternary Environments of the Soviet Union*, University of Minnesota Press, Minneapolis, U.S.A., 327 pp.
- Velitchko, A.A., P.M. Dolukhanov, N.W. Rutter, and N.R. Catto (Eds.) (1997a): Quaternary of northern Eurasia: Late Pleistocene and Holocene landscapes, stratigraphy and environments. *Quat. Intern.*, 41/42, 191 pp.
- Velitchko, A.A., Y.M. Kononov, and M.A. Faustova (1997b): The last glaciation of Earth: Size and volume of ice-sheets. In: Velitchko, A.A., P.M. Dolukhanov, N.W. Rutter, N.R. Catto (Eds.): *Quaternary of northern Eurasia: Late Pleistocene and Holocene landscapes, stratigraphy and environments*. *Quat. Intern.*, 41/42: pp. 43-51.

- Villanueva, J., J. Grimalt, E. Cortijo, L. Vidal, and L. Labeyrie (1997): A biomarker approach to the organic matter deposited in the North Atlantic during the last climatic cycle. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61 (21): 4633-4646.
- Vinje, T. (1977): Sea ice conditions in the European sector of the marginal seas of the Arctic 1966-1975. *Norsk Polarinstitutt Årbok*, pp. 164-174.
- Vinje, T. (1985): Sea ice distribution 1971-80. *Norsk Polarinstitutt Skrifter*, 179D: pp.12-20.
- Vogt, P.R. (1986): Seafloor, topography, sediments, and paleoenvironments. In: Hurdle, B.G. (Ed.): *The Nordic Seas*. Springer Verlag, New York, U.S.A., pp. 237-410.
- Vogt, C. (1997): Regional and temporal variations of mineral assemblages in Arctic Ocean sediments as climatic indicator during glacial/interglacial changes. *Rep. on Polar Res.* 251: 335 pp.
- Volkman, J.K., G. Eglinton, E.D.S. Corner, and T.E.V. Forsberg (1980): Long-chain alkenes and alkenones in the marine coccolithophorid *Emiliania huxleyi*, *Phytochemistry*, 19: 2619-2622.
- Volkman, J.K. (1986): A review of sterol markers for marine and terrigenous organic matter. *Org. Geochem.*, 9(2): 83-99.
- Volkman, J.K., S.M. Barrett, G.A. Dunstan, and S.W. Jeffrey (1993): Geochemical significance of the occurrence of dinosterol and other 3-methyl sterols in a marine diatom. *Org. Geochem.* 20: 7-15.
- Vorren, T.O., M. Hald, and E. Lebesbye (1988): Late Cenozoic environment in the Barents Sea. *Paleoceanography*, 3: 601-612.
- Vorren, T.O., and J.S. Laberg (1996): Late glacial air temperature, oceanographic and ice sheet interactions in the southern Barents Sea region. In: Andrews, J.T., W.E.N. Austin, H. Bergsten, and A.E. Jennings (Eds.): *Late Quaternary Paleoclimatology of the North Atlantic Margins*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, vol. 111: pp. 303-321. The Geological Society, London, U.K.
- Wadhams, P., J.A. Dowdeswell, and A.N. Schofield (Eds.) (1996): *The Arctic and environmental change*, Gordon and Breach Publishers, London, U.K., 192 pp.
- Wagner, T. (1993): *Organisches Material in pelagischen Sedimenten: Glaziale/Interglaziale Variationen im Europäischen Nordmeer*. *Ber. Sonderforschungsber.* 313, vol. 42, University of Kiel, Germany, 138 pp.
- Wagner, T., and R. Henrich (1994): Organo- and lithofacies of glacial-interglacial deposits in the Norwegian-Greenland Sea: Responses to paleoceanographic and paleoclimatic changes. *Marine Geology*, 120: 335-364.
- Wagner, T., and J.A. Hölemann (1995): Deposition of organic matter in the Norwegian-Greenland Sea during the past 2.7 million years, *Quat. Res.*, 44: 355-366.
- Wahsner, M., C. Müller, R. Stein, G. Ivanov, M. Levitan, E. Shelekova, and G. Tarasov (1998): Clay mineral distributions in surface sediments from the Central Arctic Ocean and the Eurasian continental margin as indicator for source areas and transport pathways - a synthesis. *Boreas*, in press..
- Wedepohl, K.H. (1991): The composition of the upper earth's crust in the natural cycles of selected metals. - Metals in natural raw materials. In: Merian, E. (Eds.): *Metals and their compounds in the environment*, VCH Verlagsgesellschaft mbh, Weinheim, Germany.
- Weiel, D. (1997): *Paläozeanographische Untersuchungen in der Vilkitsky Straße und östlich von Severnaya Zemlya mit sedimentologischen und geophysikalischen Methoden*. [unpubl. diploma thesis], University of Köln, Germany, 138 pp.

5. Literatur

- Westerhausen, L., Poynter, J., G. Eglinton, H. Erlenkeuser, and M. Sarnthein (1993): Marine and terrigenous origin of organic matter in modern sediments of the equatorial East Atlantic: the $\delta^{13}\text{C}$ and molecular records. *Deep Sea Res.*, 40 (5): 1087-1121.
- Wheeler, P.A., M. Gosselin, E. Sherr, D. Thibault, D.L. Kirchman, R. Benner, and T.E. Whitledge (1996): Active cycling of organic carbon in the central Arctic Ocean, *Nature*, 380: 697-699.
- Wollenburg, I. (1993): Sedimenttransport durch das Arktische Meereis: Die rezente lithogene und biogene Materialfracht. *Rep. on Polar Res.* 127: 159 pp.
- Wollenburg, J. (1995): Benthische Foraminiferenfaunen als Wassermassen-, Produktions- und Eisdriftanzeiger im Arktischen Ozean. *Rep. on Polar Res.*, 179: 227 pp.
- Youngblood, W.W., and M. Blumer (1973): Alkanes and Alkenes in Marine Benthic Algae, *Marine Biology*, 21: 163-172.
- Yunker, M.B., R.W. Macdonald, D.J. Velthamp, and W.J. Cretney (1995): Terrestrial and marine biomarkers in a seasonally ice-covered Arctic estuary - integration of multivariate and biomarker approaches. *Mar. Chem.*, 49: 1-50.
- Zahn, R., B. Markussen, and J. Thiede (1985): Stable isotope data and depositional environments in the late Quaternary Arctic Ocean. *Nature*, 314: 433-435.

Danksagung

Offiziell danke ich Herrn Priv. Doz. Dr. Rüdiger Stein und Prof. Dr. Rüdiger Henrich für die Begutachtung des Manuskripts. Herr Prof. Dr. D.K. Fütterer hat dazu beigetragen, daß ich alle notwendigen Mittel für diese Arbeit zur Verfügung hatte. Dafür herzlichen Dank.

Beginnen möchte ich bei der Laborarbeit. Da sind vor allem Martina Siebold und Kirsten Fahl zu nennen. Beide habe einen wesentlichen Anteil daran, daß ein "Allroundchaot" in die Geheimnisse der organischen Geochemie eingeweiht worden ist. Ihre Geduld und Hilfestellung bei der Diskussion der Daten wird mir immer in Erinnerung bleiben.

Die notwendige Begeisterung für methodische und fachliche Details steuerten Carsten Schubert und Dirk Nürnberg bei. Ich habe ihnen sehr viel zu verdanken.

Der Weg vom Labor zum Schreibtisch gelang mir meist nur über Umwege. Carsten, Regina, CD, und Uta gestalteten sich immer wieder als hervorragende Stolpersteine für einen kurzen Plausch. Ich möchte nicht wissen, wie oft ich die genannten Personen vom Arbeiten abgehalten habe. Danken möchte ich auch Rita Fröhlking, Michael Seebeck, Gabi Traue und Lutz Schönicke, ohne deren Hilfe ich nie soweit gekommen wäre.

Die Denkwurde im Container D, Zimmer 9 war für drei Jahre mein zweites zu Hause. Fünf Personen haben mit mir gelitten und sich mit mir gefreut. Christoph Vogt und Seung-Il Nam haben sicherlich die meiste Zeit mit mir verbracht. Sie werden mir als beste Diskussionspartner und Freunde in Erinnerung bleiben. Balkan, Jens Radtke und Renate Volkmann sorgten während der Schreiberei für unglaublich angenehme Bedingungen. Bessere Kollegen kann man sich kaum wünschen.

Den Arbeitsgruppen "Arktis" und "Antarktis" am AWI möchte ich für viele gemeinsame und fruchtbare Diskussionen danken.

Am Ende der Arbeit, als alles drunter und drüber ging, standen mir Rüdiger Stein, die beiden Jensens (Matthiesen und Hefter) und Carsten Schubert zur Seite, um mein Manuskript kritisch und gewissenhaft zu begutachten. Dafür möchte ich mich herzlich bei ihnen bedanken. Von auswärts danke ich vor allem Norbert Nowaczyk (GFZ Potsdam), der mir in einer unglaublichen Session die Paläomagnetik meiner Kerne bestimmt hat. Jutta Wollenburg (Universität Kiel) danke ich dafür, daß sie die Begeisterung für meinen Kern PS2138-1 geteilt und mir unveröffentlichte Daten zugeschoben hat. In bester Erinnerung bleiben mir Øyvind Sylta (IKU Petroleum Research, Trondheim), der mir in meiner Endphase ein Einzelzimmer mit Blick auf Trondheim gab, und damit einen wesentlichen Teil zum Gelingen der Arbeit beigetragen hat. Marie-José Nadeau und Pieter Grootes (Leibniz Labor für Altersbestimmung, Kiel) danke ich dafür, daß sie mir wunderbare AMS¹⁴-Alter geliefert haben. Niels Nørgaard-Pedersen (Geomar, Kiel) danke ich für die Bereitstellung unveröffentlichter Daten und für zahlreiche Diskussionen. Allen Praktikanten und Hiwis, die ich in den letzten Jahren kennengelernt habe, danke ich vielmals für ihre Unterstützung.

Meinen beiden Förderern, Lorenz King und Martin Volk, danke ich ganz besonders dafür, daß sie an mich geglaubt haben, und meinen Wunsch, Polarforschung zu betreiben, nachhaltig unterstützt haben.

Privat hatten natürlich jede Menge Leute Gelegenheit, meine Hochs und Tiefs zu erleben. Zu nennen sind natürlich meine Familie und meine WG (Bettina, Ute und Renate). Sie haben mir über manches Tief hinweggeholfen. Dafür danke ich ihnen sehr. Meinen Freunden Rahel, HP, Jan, Carsten, Regina, Niels, Dudi, Anke, Martin, Schubi, Chrissie, Gernot und Nam danke ich für all die Dinge, die ich nie vergessen werde.

Eigentlich finde ich es schlimm, daß man der wichtigsten Person erst am Ende der Danksagung Tribut zollt. Es hat sich leider so eingebürgert und ich möchte keine Ausnahme sein. Deshalb beende ich mit ihr den wesentlichen Teil dieser Arbeit: **Ute, die Gute.**

Was bleibt ist die Tatsache, daß ich im "Kleinod" eine großartige Zeit hatte. Mal sehen, was mich in Norwegen erwartet. Auf bald, **Euer Jockel.**

I. Material und Methoden

Die bearbeiteten Sedimentkerne und -oberflächen wurden entlang des nördlichen Kontinentalrandes der Barents- und Kara-See während der Expeditionen ARK-VIII/2, ARK-IX/4 und ARK-XI/1 mit FS "Polarstern" genommen (vgl. Rachor 1992, Fütterer 1994, Rachor 1997). Die Stationsbeschreibungen sind in Tabelle I.1 aufgeführt. Die Schwerelot- (SL) und Kastenlot- (KAL) Kerne wurden in 1 m langen Segmenten bzw. Hartplastikboxen archiviert und bis zur Bearbeitung bei 4 °C gelagert. An Sedimentkernen, die für Detailuntersuchungen ausgewählt wurden, wurde der dazugehörige Großkastengreifer (GKG) ebenfalls bearbeitet, um eine möglichst ungestörte Beprobung der Sedimentoberfläche vorzunehmen. Die an dem Material angewendeten Untersuchungsmethoden sind nachfolgend detailliert beschrieben. Sobald die Methoden bereits in den Publikationen beschrieben wurden, wird darauf verwiesen. Das gilt auch für ihre Anwendungsmöglichkeiten.

Tab. I.1: Liste des bearbeiteten Probenmaterial (SL: Schwerelot; KAL: Kastenlot; GKG: Großkastengreifer).

Kernnr.,	Gerät	Position Geogr. Breite	Position Geogr. Länge	Wasser- tiefe(m)	Fahrtab- schnitt	Kernge- winn(cm)
PS2129-1	SL	81°22.0 N	17°28.3 E	875 m	ARK-VIII/2	400
PS2138-1	SL	81°32.1 N	30°35.6 E	995 m	ARK-VIII/2	631
PS2138-2	GKG	81°32.1 N	30°34.0 E	862 m	ARK-VIII/2	35
PS2445-4	KAL	82°46.0 N	40°13.6 E	2999 m	ARK-IX/4	725
PS2446-4	KAL	82°23.8 N	40°54.5 E	2022 m	ARK-IX/4	650
PS2447-5	SL	82°09.7 N	42°02.7 E	1025 m	ARK-IX/4	417
PS2448-4	SL	82°07.4 N	42°29.8 E	553 m	ARK-IX/4	352
PS2741-1	KAL	81°06.3 N	105°23.6 E	2530 m	ARK-XI/1	637
PS2742-5	SL	80°47.3 N	103°48.9 E	1890 m	ARK-XI/1	381
PS2743-9	SL	80°44.5 N	103°09.2 E	1020 m	ARK-XI/1	140
PS2782-1	SL	79°36.6 N	103°21.3 E	340 m	ARK-XI/1	520

I.1 Probennahme und Bearbeitung der Sedimentkerne

Nach dem Aufsägen der Schwerelotkerne in eine Archiv- und eine Arbeitshälfte wurde der Kern zunächst fotografiert und anschließend detailliert beschrie-

ben. Unter konstanten Lichtverhältnissen wurden u.a. Farbwechsel (Munsell Soil Color Chart), Textur, Korngröße, Bioturbationsspuren und eistransportiertes Material berücksichtigt. Die Kastenlotkerne wurden nach der Kernnahme sofort geöffnet, photographiert und beschrieben (vgl. Fütterer 1994, Rachor 1997).

Für Röntgenpräparate (Radiographien) wurden 27,5*10*1 cm dicke Sedimentscheiben entnommen und zur Archivierung eingeschweißt. Standardmäßig wurde alle 5-10 cm Proben entnommen. Proben für organisch-geochemische Untersuchungen (5 bzw. 50 cm³) wurden bei -30 °C bis zur Bearbeitung gelagert. Zur Bestimmung der stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope (siehe Kap. 2.1) sowie der Zusammensetzung des eistransportierten Materials wurden ca. 50 cm³-Probe über einem Sieb naß gesiebt (>63 µm) und anschließend getrocknet. 5 cm³-Proben wurden für die Korngrößenanalyse in Leitungswasser bei Raumtemperatur bis zur Bearbeitung gelagert. Alle in dieser Arbeit angewandten Untersuchungsmethoden sind in Abbildung 1.1.4 dargestellt.

I.II Sedimentphysikalische Eigenschaften und Granulometrie

Wassergehalt

Der Wassergehalt wurde direkt nach der Entnahme der Probe bestimmt. Die nasse Probe wurde zunächst gewogen und anschließend ca. 24 h tiefgefroren. Nach vollständigem Trocknen der Probe im Gefrietrockner (Lyoval, LEYBOLD-HERAEUS) wurde die Probe erneut gewogen. Der Wassergehalt (in Gew. %) errechnet sich, bezogen auf das Naßgewicht, nach folgender Formel:

$$\text{Wassergehalt (\%)} = \frac{(\text{Naßgewicht} - \text{Trockengewicht})}{\text{Naßgewicht} - \text{Leergewicht}} * 100 \quad [I-1]$$

Korndichte, Naßdichte und Porosität

In einem Pyknometer (Manual AccuPyc 1330, MICROMERITICS) wurde die Korndichte (Gd in g/cm³) der zuvor getrockneten und in der Kugelmühle homogenisierten Probe bestimmt. Die Naßdichte (Wd in g/cm³) und Porosität (PO in %) errechnet sich nach folgenden Gleichungen (vgl. Gealy 1971, Hamilton 1971):

$$\text{Naßdichte (g/cm}^3\text{)} = 100 / \left(\frac{100 - H_2O}{G_d} - H_2O * 3.5 / (96.5 * 2.1) + H_2O * 100 / (96.5 * 1.024) \right) \quad [I-2]$$

$$\text{Porosität (\%)} = 100 * \left(\frac{H_2O * 100 / (96.5 * 1.024)}{\frac{100 - H_2O}{G_d} - H_2O * 3.5 / (96.5 * 2.1) + H_2O * 100 / (96.5 * 1.024)} \right) \quad [I-3]$$

wobei

H_2O = Wassergehalt (%), G_d = Korndichte (g/cm³),
 1.024 = Dichte (g/cm³) von Meerwasser bei 23°C,
 3.5 = Salinität (%),
 and 2.1 = Dichte von Salz (g/cm³).

Akkumulationsraten

Für die Bestimmung der Akkumulationsraten werden neben der linearen Sedimentationsrate, die Porosität und die Naßdichte berücksichtigt. Damit wird die Möglichkeit gegeben, Kompaktionseffekte im Sediment durch Auflast zu minimieren, und die tatsächlich abgelagerte Sedimentmenge pro Zeit und Fläche zu berechnen. Dazu wird folgende Gleichung angewendet (vgl. van Andel et al. 1975):

$$\text{MAR} = \text{LSR} * (\text{WBD} - 1.026 * (\text{PO}/100)) \quad [I-4]$$

wobei

LSR = Lineare Sedimentationsrate (cm/kyr)
 WBD = Naßdichte (g/cm³)
 PO = Porosität (%).

Die Akkumulationsraten einzelner Komponenten errechnen sich nach Gleichung:

$$\text{MAR}_{\text{CPX}} = (\text{CP}/100) * \text{MAR} \quad [I-5]$$

wobei

CP_x = Sedimentkomponente (%).

Analyse der Korngrößenverteilung

Die Sand/Silt/Ton-Verhältnisse wurden an einer 5 cm³ Probe bestimmt. Dabei wurde die Probe zunächst naß gesiebt (63 µm) und der Überstand getrocknet und gewogen. Auf eine quantitative Abtrennung der Kies- (>2000 µm) von der Sandfraktion (63-2000 µm) wurde verzichtet. Die Fraktionen <63 µm wurden für

die weitere Bearbeitung in einem Behälter aufgefangen. Zur Trennung der Silt- (2-63 μm) und Tonfraktion (<2 μm) wurde die Atterberg-Methode angewendet. Die Probe wurde dabei in Suspension gebracht (0.003 %iger Ammoniaklösung) und nach der Sedimentationszeit für das Grenzkorn (Stokes'sches Gesetz) die verbleibende Suspension abgesaugt (vgl. Müller 1967). Der Vorgang wurde ca. acht-bis zwölfmal wiederholt, bis schließlich die Tonfraktion vollständig getrennt von der Siltfraktion vorliegt. Die Siltfraktion wurde getrocknet und gewogen. In der Tonfraktion mußte zunächst das mit Ammoniak versetzte, demineralisierte Wasser abzentrifugiert werden. Anschließend wurde die Probe ebenfalls getrocknet und gewogen. Über das Gesamtgewicht und die Einzelgewichte wurden die Gewichtsanteile der verschiedenen Kornfraktionen ausgerechnet. Nach Melles (1991) verbleibt ein restlicher Tonanteil im Silt nach der Atterberg-Trennung von weniger als 8 %. Um die Anteile der organischen Substanz und des Karbonats in den drei Fraktionen noch bestimmen zu können, wurde auf eine Vorbehandlung der Proben durch H_2O_2 (Oxidation der organischen Substanz) und 30 %iger Essigsäure (Lösung des Biogenkarbonats) verzichtet.

Quantitative Auswertung des eistransportierten Materials

Die Bestimmung des Anteils an eistransportiertem Material (IRD: ice rafted debris) erfolgte an Radiographien der entnommenen Sedimentscheiben. Die Radiographien wurden in den Röntgengeräten HP 43805 bzw. HP 43855A (Faxitron Serie) der Fa. HEWLETT PACKARD erstellt. Bei konstanter Stromstärke (3 mA) und Spannung (35 kV) kann die Bestrahlungszeit je nach Lithologie und Textur erheblich variieren (8-16 min). Nach dem Prinzip von Grobe (1987) wurden die Körner >2 mm in 1 cm mächtigen Horizonten an den Radiographien ausgezählt.

I.III Elementaranalyse und Rock-Eval Pyrolyse

Bestimmung von Gesamtkohlenstoff, Gesamtstickstoff, Gesamtschwefel, organischem Kohlenstoff und Karbonat

Die Messung der Gesamtkohlenstoff- und -stickstoffgehalte wurden an einem CHNO Rapid Elementaranalysator der Fa. HERAEUS durchgeführt. Dabei wurden ca. 30 mg Sediment in ein Zinnschiffchen eingewogen und luftdicht gefaltet.

Der Analysevorgang beginnt mit der Verbrennung der Probe unter Sauerstoffzufuhr. Bei Temperaturen von 1400 °C in direkter Umgebung des Sediments, wird die Probe vollständig aufgeschlossen. Bei der Verbrennung entstehen u.a. Kohlendioxid und verschiedene Stickoxide (NO_x). Diese werden über ein Helium-Trägerstrom durch ein mit Kupferdraht gefülltes Quarzrohr geleitet, wobei die Stickoxide zu N₂ reduziert werden. An einer mit Silicagel gefüllten Kupferspirale wird anschließend der Kohlendioxid-Anteil der getrockneten und gereinigten Gase aufgefangen, während der Stickstoff in einem Wärmeleitfähigkeitsdetektor (WLD) gegen einen unkontaminierten Helium-Vergleichsstrom gemessen wird. Sobald dieser Vorgang abgeschlossen ist, wird die CO₂-Falle erhitzt und das freiwerdende Kohlendioxid in einem zweiten Analyseschritt gemessen. Das Auswerteprinzip beruht auf einer Grundeichung des Gerätes, die bei jedem Start mit einem Standard (Acetanilid) korrigiert wird. Die Quantifizierung von Kohlenstoff und Stickstoff erfolgt über die Flächenintegrale relativ zu dem eingesetzten Standard. Mit Doppelmessungen wurde die Reproduzierbarkeit der Messungen überprüft. Sie ergaben eine Standardabweichung beim Kohlenstoff von 0.06 % und beim Stickstoff von 0.02 %. Zur Kontrolle der Messungen wurden in regelmäßigen Abständen interne Standards (Wremer Wattsediment WRE) gefahren:

Standard	Kohlenstoff (Gew. %)	Stickstoff (Gew. %)
Acetanilid	71.09	10.36
WRE (intern)	2.19	0.12 (n=40)

Der Gehalt an Gesamtschwefel wurde mit einem CS-125 Analysator der Fa. LECO bestimmt. 150 bis 200 mg Probe werden in einem Hochfrequenzinduktionsofen bei ca. 1600 °C verglüht. Am getrockneten Verbrennungsgas wird der SO₂-Gehalt in einer Schwefel-Infrarotzelle durch Absorption bestimmt. Mit einem Kalibrierungsfaktor, der zu Beginn der Meßreihe ermittelt wird, erfolgt die Umrechnung in Gewichtsprozent. Die Standardabweichung der Messungen liegt bei 0.03 % (vgl. Stax 1994). Zur Kontrolle der Kohlenstoff- und Stickstoffmessungen wurden Vergleichsmessungen im LECO CNS-2000 Analysator durchgeführt. In reiner Sauerstoffatmosphäre wird die Probe verbrannt. Die Verbrennungsgase CO₂, SO₂, N₂ und NO_x werden durch zwei Infrarotzellen zur Bestimmung des Kohlenstoff- und Schwefelgehalts sowie durch eine TC-Zelle (Wärmeleitfähig-

keitsmessung) zur Bestimmung des N₂-Gehalts geleitet. Die Standardabweichungen der Messungen liegen bei 0.04 % für Gesamtkohlenstoff (TC) und 0.02 % für Gesamtstickstoff (N_{ges}).

Zur Bestimmung von organischem Kohlenstoff (TOC) und Karbonat (CaCO₃) mußte zunächst der anorganisch gebundene Kohlenstoff in der Gesamtprobe vom organisch gebundenen getrennt werden. Dies geschah mit Hilfe 10 %iger Salzsäure. Die Probe wurde solange mit der Säure beträufelt bis keine Reaktion mehr erfolgte. Danach wurde die Probe mehrfach mit demineralisiertem Wasser ausgewaschen. Wenn ein pH-Wert von 5.5 erreicht war, wurde die Probe bei 60 °C getrocknet und anschließend nochmal im HERAEUS-CHN gemessen. Der Anteil an TOC wurde aus dem Gehalt an Gesamtkohlenstoff (TC) und dem Kohlenstoff der karbonatfreien Probe (TOC') nach folgender Formel errechnet:

$$\text{TOC (wt.\%)} = \frac{[100 - (8.333 * \text{TC})]}{[(100 / \text{TOC}') - 8.333]} \quad [I-6]$$

Der Karbonatgehalt im Gesamtsediment wurde aus TC und TOC nach folgender Formel berechnet¹:

$$\text{CaCO}_3 \text{ (wt.\%)} = (\text{TC} - \text{TOC}) * 8.333 \quad [I-7]$$

Vergleich der unterschiedlichen Analysenmethoden

In dieser Arbeit wurden nur Meßwerte des HERAEUS-CHN verwendet. Um die Vergleich- und Reproduzierbarkeit des Meßverfahrens zu gewährleisten, wurden zahlreiche Kontrollmessungen mit unterschiedlichen Analysemethoden durchgeführt. Eine detaillierte Betrachtung der verschiedenen Aufbereitungsverfahren für die Messung von organischem Kohlenstoff und Fehlerrechnungen sind in Hebeln (1991), Stax (1994) und Schubert (1995) zu finden und werden an dieser Stelle nicht weiter aufgeführt. In Abb. I.III.1a und 1b sind Korrelationsdiagramme von Messungen des TC und N_{ges} mit dem HERAEUS-CHN und dem LECO CNS-2000 dargestellt. Erkennbar ist eine zufriedenstellende Korrelation der Daten mit einem Korrelationskoeffizient von R²=0.99/0.92.

¹ Dabei wird vorausgesetzt, daß das gesamte Karbonat in Form von Kalzit (Umrechnungsfaktor: 8.333) und nicht z.B. als Dolomit (15.353) vorliegt.

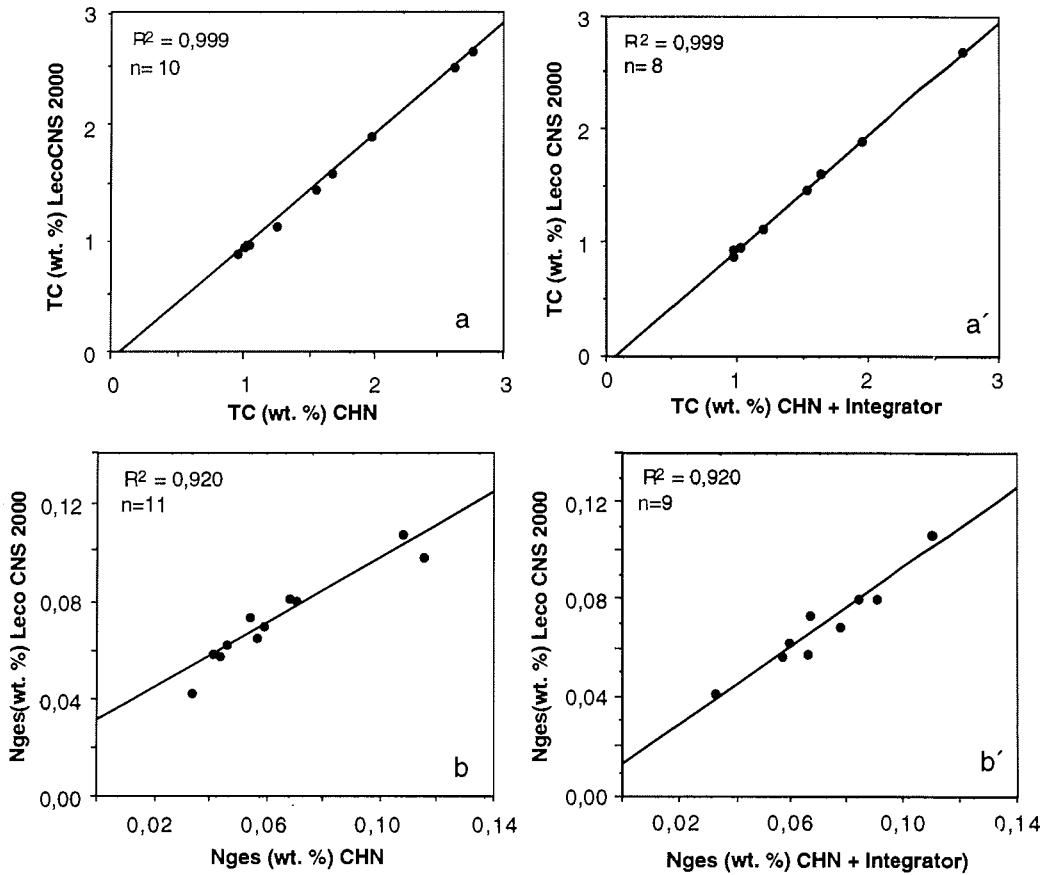


Abb. I.III.1: Korrelationsdiagramme von Messungen des Gesamtkohlenstoffs und Gesamtstickstoffs mit dem HERAEUS-CHN (mit und ohne Integrator) und dem LECO CNS-2000.

Um Schwankungen der Nulllinie durch eine Basisliniendrift während der Elementaranalyse im HERAEUS-CHN zu minimieren, wurde ein externer Integrator (SP 4200 II) der Fa. SPECTRA PHYSICS an das Gerät gekoppelt. Kohlenstoff- und Stickstoffmessungen ohne diesen Integrator zeigen, daß nur die Kohlenstoffmessungen ideal reproduzierbar sind (Abb. I.III.1a/a'), daß jedoch leichte Abweichungen bei den Stickstoffmessungen auftreten (Abb. I.III.1b/b'). Die Ursachen liegen vermutlich in den Schwankungen der z.T. extrem niedrigen Gesamtstickstoffgehalte. Bemerkbar machen sich diese Differenzen vor allem bei

der Berechnung des $\text{TOC}/\text{N}_{\text{ges}}$ Verhältnisses (kurz: $\text{C}_{\text{org}}/\text{N}_{\text{ges}}$). Abb. I.III.2a zeigt deutliche Abweichungen der Korrelation zwischen $\text{C}_{\text{org}}/\text{N}_{\text{ges}}$ (ohne Integrator) und $\text{C}_{\text{org}}/\text{N}_{\text{ges}}$ (mit Integrator) ($R^2=0.33$). Da der externe Integrator bei den Messungen nicht ständig zur Verfügung stand, wurden alle Meßreihen in dieser Arbeit auf Standardsubstanzen, die durch Vielfachmessungen im HERAEUS-CHN +Integrator kontrolliert wurden, normiert. Abb. I.III.2b zeigt eine zufriedenstellende Korrelation der normierten $\text{C}_{\text{org}}/\text{N}_{\text{ges}}$ und der $\text{C}_{\text{org}}/\text{N}_{\text{ges}}$ (+Integr.) Verhältnisse ($R^2= 0.68$).

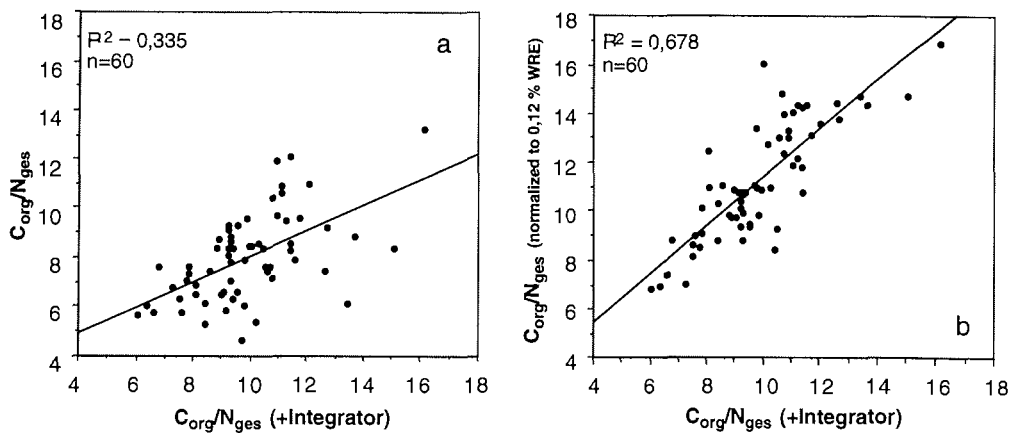


Abb. I.III.2: a.) Korrelation von $\text{C}_{\text{org}}/\text{N}_{\text{ges}}$ -Verhältnissen, die mit und ohne angekoppelten Integrator zur Kontrolle der Basisliniendrift im HERAEUS-CHN gemessen worden sind. b.) Korrelation von normierten $\text{C}_{\text{org}}/\text{N}_{\text{ges}}$ Verhältnissen (interner Standard WRE: 0.12 % N) mit $\text{C}_{\text{org}}/\text{N}_{\text{ges}}$ + Integrator Ergebnissen.

Bestimmung des anorganischen Stickstoffanteils am Gesamtstickstoff

Der Gehalt an Stickstoff im Sediment wird für die Berechnung des C/N Verhältnisses benötigt (s.o.). Dieses Verhältnis gibt einen ersten Hinweis zur Unterscheidung von marinem und terrigenem organischem Material (vgl. Kap. 2.1). Hohe Anteile von anorganisch gebundenem Stickstoff, der als Ammonium bevorzugt an die Tonminerale Illit und Vermiculit adsorbiert wird, kann die C/N Verhältnisse stark erniedrigen (vgl. Müller 1977). Bei Sedimentproben, die hohe Konzentrationen an Illiten enthalten, sollte eine quantitative Trennung des anorganisch gebundenen Stickstoffanteils durchgeführt werden. Das in dieser

Arbeit angewendete Verfahren ist von Silva & Bremner (1966) beschrieben worden.

Zu 1g homogenisiertem Sediment wurde 20 ml Kaliumhypobromid-Lösung (KOB_r-KOH) zugeführt. Das Gemisch wurde homogen geschüttelt und verbleibt ca. 12 h unter dem Abzug. Danach wurden 60 ml destilliertes Wasser dem Gemisch zugeführt und anschließend aufgeköcht (ca. 5 min). Nach dem Abkühlen wurde die Lösung dekantiert und zentrifugiert (10 min, 2500 U/min). Die überstehende Lösung wurde dekantiert. Der verbleibende Rest wurde mit 0.5 molarer Kaliumchlorid- (KCl) Lösung aufgefüllt (ca. 40 ml). Anschließend wurde zentrifugiert (10 min 2500 U/min) und der Überstand dekantiert. Dem wiederum verbleibenden Rest wurde 30 ml destilliertes Wasser zugegeben und erneut zentrifugiert (10 min, 2500 U/min). Anschließend wurde die Probe getrocknet und homogenisiert. Unter der Voraussetzung, daß der organische Stickstoffanteil während der Behandlung mit Kaliumhypobromid vollständig in gasförmiges N₂ übertritt (siehe Gleichung 5.7), sollte nun lediglich der gesamte anorganische Stickstoffanteil in der Probe im HERAEUS-CHN gemessen werden.



Die Ergebnisse in Abbildung I.III.3 zeigen, daß in den Proben ca. 60 % des Gesamtstickstoffanteils aus anorganischem Stickstoff (N_{anorg}) besteht. Dies läßt sich durch den hohen Illit-Anteil von über 60 % in den bearbeiteten Sedimenten erklären (vgl. Abb. 3.2.1).

Abb. I.III.4a verdeutlicht einerseits die Beziehung des anorganisch gebundenen Stickstoffs mit den Illitgehalten, andererseits zeigt sie die Antikorrelation zu Kaolinit (Abb. I.III.4b). Berechnet man die korrigierten C_{org}/N_{org} Verhältnisse und vergleicht sie mit den ursprünglichen Werten (C_{org}/N_{ges}), wird deutlich, daß die organische Substanz in den Proben vorwiegend terrigenem Ursprung ist (Abb. I.III.5; vgl. Kap. 2.1). Diese Methodik wurde nur an ausgewählten Proben angewendet. Da jedoch der Anteil an Illit in allen Proben zwischen 30 und 60 % schwankt (vgl. Abb. 3.2.1), ist davon auszugehen, daß ein Großteil des Gesamtstickstoffs in den untersuchten Sedimentkernen aus anorganischem Stickstoff besteht. Dadurch ergibt sich eine deutliche Verschiebung der C_{org}/N_{org} Verhältnisse zu höheren (terrigenen) Werten.

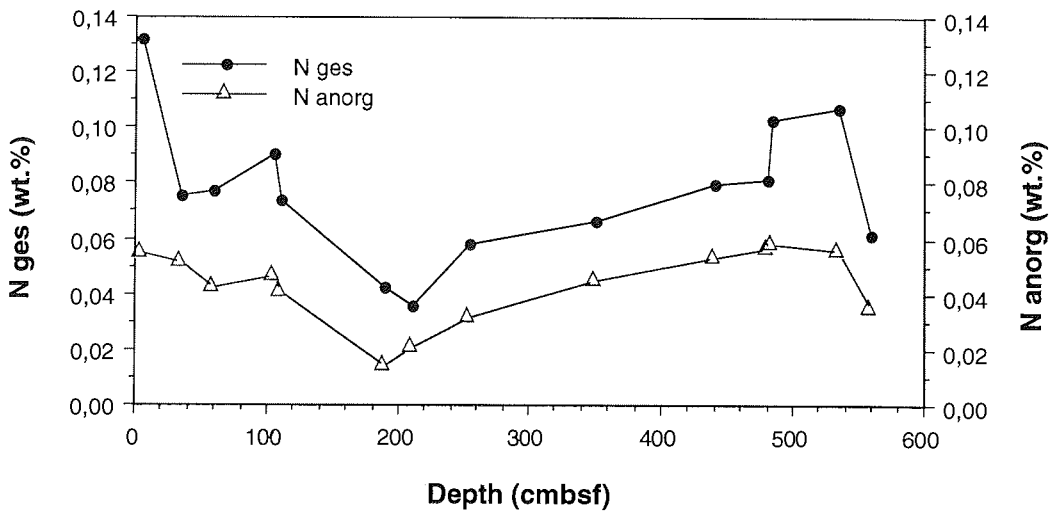


Abb. I.III.3: Vergleichsmessungen von N_{ges} (Gew. %) und N_{anorg} (wt. %) im Kern PS21381.

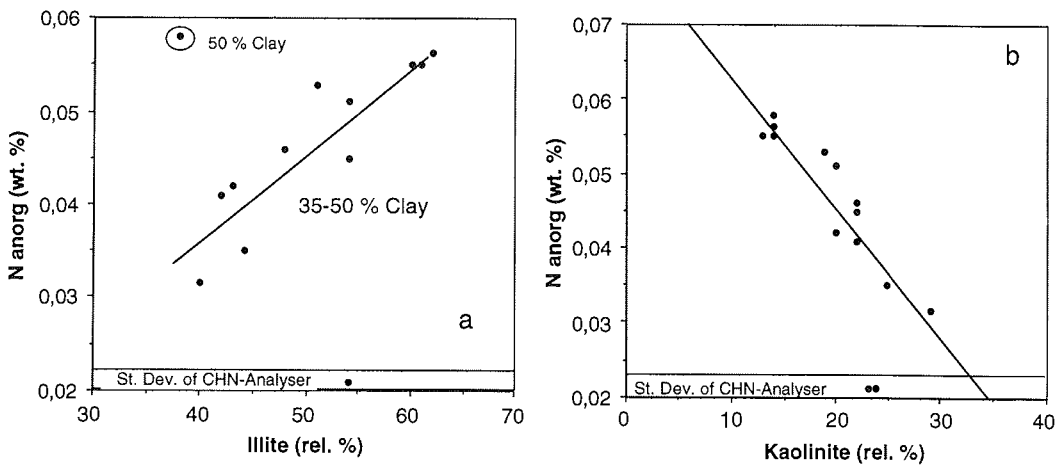


Abb. I.III.4: Korrelationsdiagramme von a.) Illit (rel. %) und N_{anorg} (Gew. %), und b.) Kaolinit (rel. %) und N_{anorg} (Gew. %) (St. Dev.: Standardabweichung).

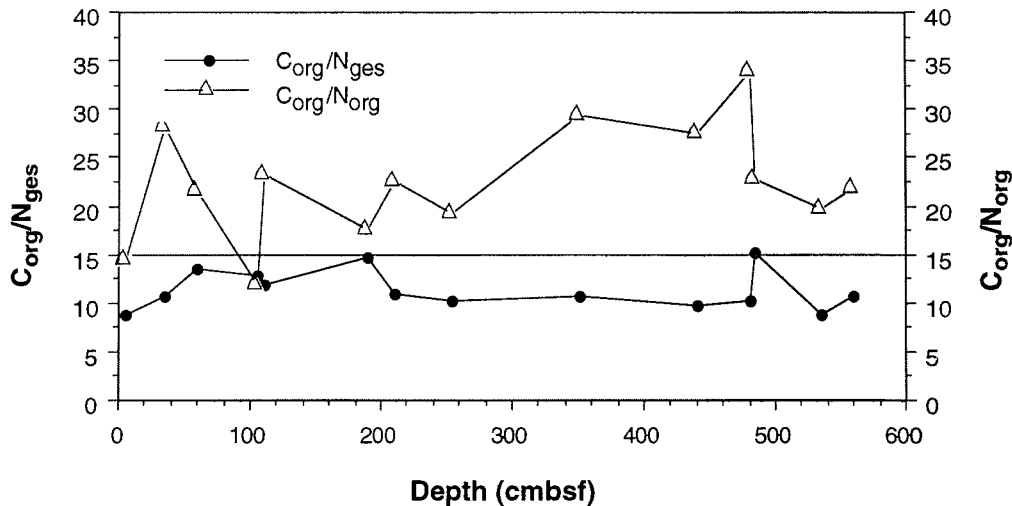


Abb. I.III.5: C_{org}/N_{ges} und C_{org}/N_{org} Verhältnisse im Kern PS2138-1.

Rock-Eval Pyrolyse

Nach Espitalié et al. (1977) dient die Rock-Eval Pyrolyse zur Bewertung der Qualität und der thermischen Reife der organischen Substanz. Schrittweise werden ca. 60 mg Sediment aufgeheizt, wodurch die thermische Diagenese der organischen Fraktion simuliert wird. Die Pyrolyse erfolgt in drei Stufen (vgl. Abb. I.III.6) (Tissot & Welte 1984). Die leichtflüchtigen Kohlenwasserstoffe werden bei 300 °C (3 min) freigesetzt und in einem Flammenionisationsdetektor (FID) gemessen (S1-Peak). Die verbleibenden Kerogene werden von 300 bis 550 °C (30 °C/min) aufgeheizt, in leichtere Kohlenwasserstoffe aufgespalten und im FID registriert (S2-Peak). Die Temperatur, bei der die maximale Freisetzung von Kohlenwasserstoffen erfolgt (S2-Peak), wird als T_{max} (°C) angegeben. Während der Pyrolyse des organischen Materials wird das zwischen 300-390 °C entstehende CO_2 in einer Falle aufgefangen². Nach Beendigung der S2-Detektion (550 °C) wird die Falle auf 250 °C aufgeheizt und das freiwerdende CO_2 in einem Wärmeleitfähigkeitsdetektor (WLD) gemessen (S3-Peak).

²Bei höheren Temperaturen würden die CO_2 -Gase der Karbonate ebenfalls registriert werden.

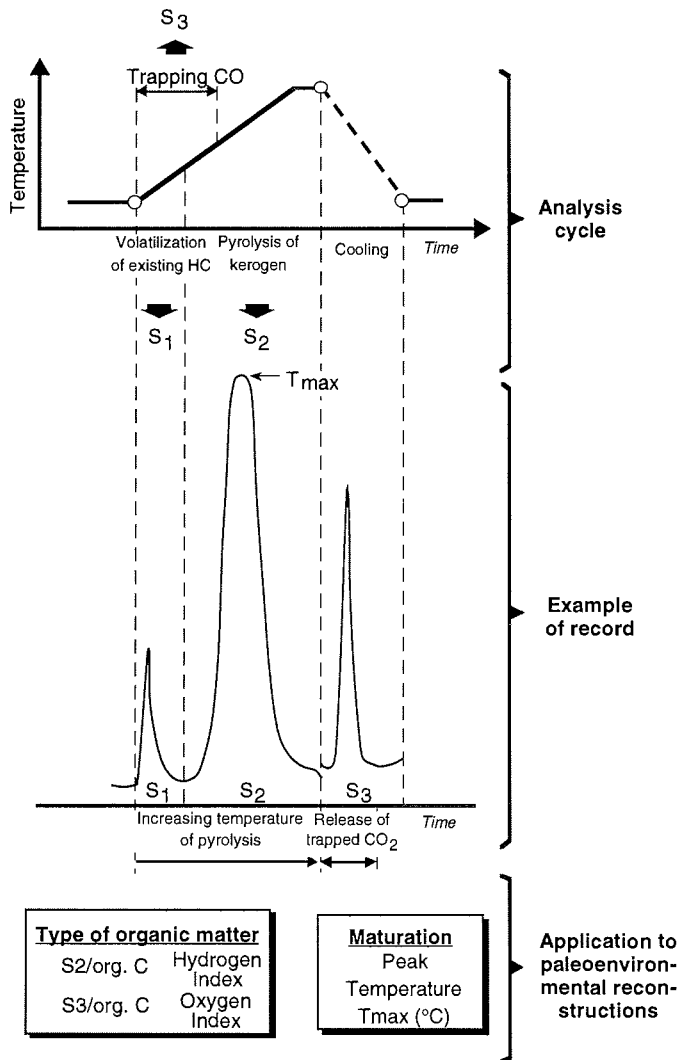


Abb. I.III.6: Schematische Darstellung des Analysevorgangs bei der Rock-Eval Pyrolyse einschließlich der Anwendungs- bzw. Interpretationsmöglichkeiten in quartären Sedimenten (modifiziert nach Tissot & Welte 1984).

Vergleich der Rock-Eval Pyrolyse am Gesamtsediment und an Kerogenkonzentraten

Die Rock-Eval Pyrolyse wurde sowohl am Gesamtsediment als auch an Kerogenkonzentraten durchgeführt. Für die Herstellung von Kerogenkonzentraten werden die Proben zunächst mit 10 %iger Salzsäure entkarbonatisiert (s.o.). Danach wurde das Material zur Entfernung der Silikate mit 40 %iger Flußsäure versetzt. Mehrmaliges Dekantieren (ca. 5-8 mal) der Proben und Wiederauffüllen mit Flußsäure gewährleistet eine nahezu vollständige Lösung der Silikate. Im Anschluß daran wurde die Probe neutralisiert, getrocknet und homogenisiert. Abbildung I.III.7 zeigt, daß der TOC-Gehalt in den Konzentraten 6-10 mal höher ist als in den Gesamtsedimentproben. Der deutlich parallele Kurvenverlauf der beiden Meßreihen deutet zunächst an, daß durch die Säurebehandlung keine signifikanten Änderungen in der Gesamtzusammensetzung des organischen Materials (marin vs. terrigen) zu vermuten sind.

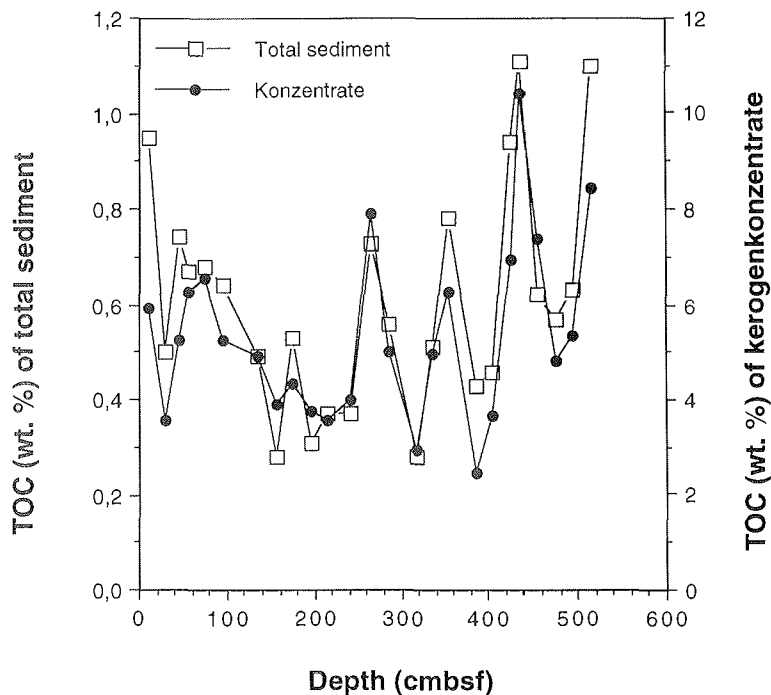


Abb. I.III.7: Organischer Kohlenstoff im Gesamtsediment und in Kerogenkonzentraten des Kerns PS2138-1.

Die Klassifizierung des organischen Kohlenstoffs in einem "van Krevelen Diagramm" zeigt jedoch, daß erhebliche diagenetische Veränderungen in einem Gemisch aus quartären und aufgearbeiteten Sedimenten auftreten können (vgl. Abb. I.III.8). Das Gesamtsediment wird geprägt durch Kerogen Typ III (Wasserstoffindizes (HI) < 100 mgHC/gTOC; Sauerstoffindizes (OI) 200-600 mgCO₂/gTOC), der im wesentlichen das terrigene organische Material klassifiziert (vgl. Kap. 2.1). Die hohen OI-Werte sind typisch für rezent quartäre Sedimente, da labile organische Komponenten, z.B. Biopolymere, durch hohe Anteile an Sauerstoff in ihrer chemischen Struktur gekennzeichnet sind. Durch die Säurebehandlung bei der Herstellung der Konzentrate werden diese Komponenten zerstört (Huc 1973). Abbildung I.III.8 dokumentiert diese Zerstörung durch die extrem niedrigen OI-Werte der Konzentrate.

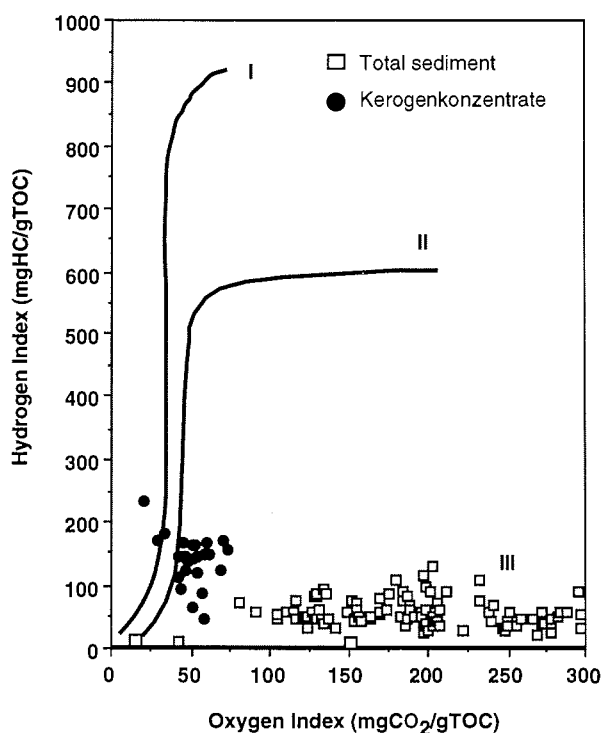


Abb. I.III.8: Darstellung der Wasserstoffindex (HI) und Sauerstoffindex (OI) Werte des Kerns PS2138-1 (Gesamtsediment vs. Kerogenkonzentrate) in einem van-Krevelen-Diagramm.

Dagegen wird fossiles bzw. thermisch reiferes organisches Material mit niedrigen HI- und OI-Werten bevorzugt angereichert. Bemerkenswert ist, daß in oberflächennahen Sedimenten nur geringe Unterschiede im HI von Gesamtsedimenten und Konzentraten existieren (vgl. Abb. I.III.9). In tieferen Abschnitten des Kern dagegen liegen deutliche Unterschiede im Generierungspotential vor, die möglicherweise auf "Mineral-Matrix-Effekte" zurückgeführt werden können (vgl. Peters 1986). In oberflächennahen Sedimenten sind die geringen Unterschiede in den HI-Werten von Gesamtsediment und Konzentraten möglicherweise auf die Zerstörung labiler, wasserstoffreicher Komponenten bei der Herstellung der Kerogenkonzentrate zurückzuführen.

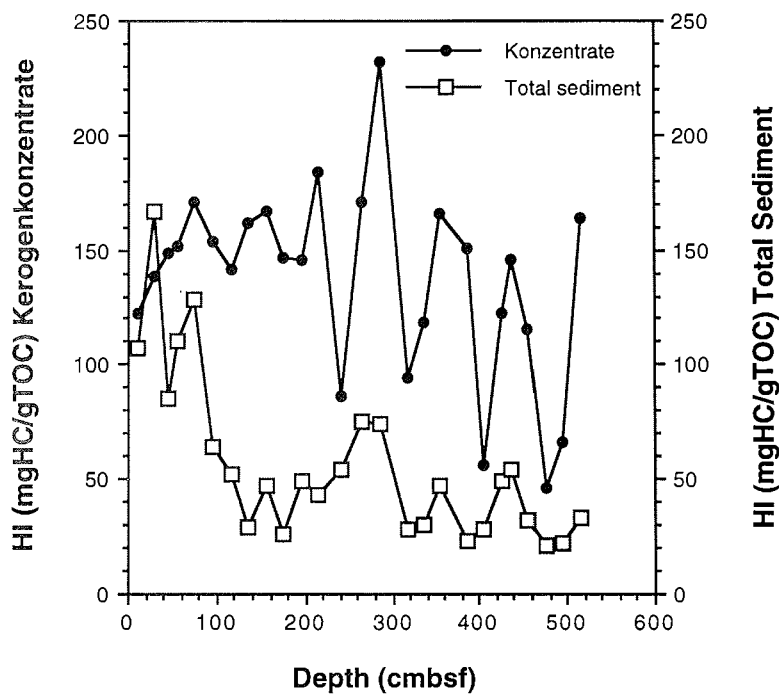


Abb. I.III.9: Vergleich der HI-Werte im Gesamtsediment und der Kerogenkonzentrate

I.IV UVvis Spektroskopie, Opalanalyse, und stabile Isotope

Analyse der Chlorophyll-Abbauprodukte im Gesamtsediment mit der UV-Spektrophotometrie

Zur Extraktion der Chlorophyll-Abbauprodukte (Phaeopigmente) im Gesamtsediment wurde 90 %iges Aceton verwendet (Lorenzen 1967). Je nach TOC-Gehalt wurde ca. 2 g gefriergetrocknetes und homogenisiertes Sediment eingewogen und 15 Minuten im Ultraschallbad extrahiert. Das Volumen des Lösungsmittels betrug in allen Meßreihen 25 ml. Die Probe sollte bei der Aufbereitung möglichst wenig Licht und nicht zu hohen Temperaturen ausgesetzt werden. Nach der Extraktion wurde die Probe 10 min bei 2500 U/min zentrifugiert. Der Überstand wurde anschließend überführt und bis zur Analyse im Gefrierschrank (bei -30 °C) gelagert. Die Messung eines Aliquots des Gesamtextrakts erfolgte mit einem UV/Vis Zweistrahl-Spektrophotometer (Uvikon 922, Fa. KONTRON) gegen das verwendete Lösungsmittel (90 %iges Aceton). Nach Eichung des Geräts durch Chlorophyll *a* Standards wurde die Absorptionsintensität der Chlorophyll-Abbauprodukte an den Wellenlängen 410 nm und 665 nm bestimmt. Der Trübungsfaktor des Extrakts wurde bei einer Wellenlänge von 750 nm bestimmt. In oberflächennahen Proben wurde eine Trennung von Chlorophyll *a* und Phaeopigmenten durch die Behandlung des Extrakts mit 1 N HCl-Lösung ermöglicht (Lorenzen 1967). Details zur Interpretation der Daten liegen in Kap. 2.1 vor.

Bestimmung des biogenen Silikatanteils im Gesamtsediment

Der biogene Silikatanteil im Sediment wurde nach der Leaching-Methode von DeMaster (1981) und Müller & Schneider (1993) gemessen. Diese basiert auf der leichten Löslichkeit amorpher SiO₂-Phasen in alkalischen Lösungen bei erhöhter Temperatur. 20 mg Probe wurden in ein Edelstahlgefäß eingewogen und mit 100 ml NaOH (1 M) versetzt. Im Wasserbad bei 85 °C wurde unter ständigem Rühren das silikatische Material der Probe gelöst und durch eine Fritte die gelösten Bestandteile abgesaugt. Die Lösung wurde mit Schwefelsäure (0.088 M) angesäuert und nach der Molybdat-Blau Methode (Grasshoff et al. 1983) durch Zugabe von Oxalsäure, Ascorbinsäure und Natrium-Molybdat spektralphotometrisch (660 nm) analysiert. Die Farbintensität ist proportional zur Silikatkonzentration der Probe. Die Trennung von biogenem Opal von silikatischen Bestandteilen (z.B. Tonminerale, Feldspäte, Quarz) erfolgt nach

dem Prinzip der graphischen Auswertung von DeMaster (1981). Der rasche Anstieg an gelöster Kieselsäure zu Beginn der Messung wird der Opallösung zugeschrieben, während der lineare Anstieg im späteren Verlauf der Messung auf die Freisetzung von SiO₂ aus Tonmineralen zurückzuführen ist. Einzelheiten dazu sowie zur Kalibrierung der Methode und zu Fehlermessungen liegen in DeMaster (1981) Müller & Schneider (1993), Bonn (1995) und Nürnberg (1996) vor.

Bestimmung der stabilen Isotope

Grundsätzliche Beschreibungen zur Isotopengeochemie und Methodik der Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenmessungen werden z.B. bei Faure (1977), Hoefs (1987), Duplessy (1978) und Bowen (1991) gegeben. Die Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope an der planktischen Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma* sin. wurden an einem Finnigan MAT 250 am AWI, Bremerhaven gemessen. Kohlenstoffisotopenmessungen an der organischen Substanz sind an einem Finnigan MAT-Delta S am AWI-Potsdam durchgeführt worden (vgl. Kap. 2.1).

Die stabilen Isotope werden als Verhältnis gegen einen Standard (PDB (Pee Dee Belemnite), Craig 1957) (vgl. Kap. 2.1) gemessen und in δ-Schreibweise angegeben. Das Verhältnis wird durch die folgende Formel ermittelt:

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{\{({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}) \text{ sample} - \{({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}) \text{ standard}\}}{\{({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}) \text{ standard}\}} * 1000 \quad [I\cdot9]$$

$$\delta^{13}\text{C} = \frac{\{({}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}) \text{ sample} - \{({}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}) \text{ standard}\}}{\{({}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}) \text{ standard}\}} * 1000 \quad [I\cdot10]$$

I.V Gaschromatographie und Massenspektrometrie

Gaschromatographie

Bei der Probennahme wurden je nach Lithologie alle 5-10 cm eine 50 cm³ Probe genommen und in einem Glasbehälter tiefgefroren (-30 °C). Für die Extraktion wurden je nach TOC-Gehalt 1-3 g Probe eingewogen. Die Aufbereitung der Proben für die Bestimmung der *n*-Alkane, Alkenone und kurzkettigen Fettsäuren sind in Kap. 2.1 aufgeführt. Ebenso wird die Methode bei Farrimond et al. (1990), Schubert (1995) und Fahl & Stein (1997, 1998) detailliert beschrieben. Tabelle I.V.1 gibt einen Überblick über die verwendeten Reagenzien und Standardsubstanzen. Am Beispiel der Steroide wird nachfolgend die Gesamtextraktion noch einmal überblickshalber erklärt.

Gaschromatographie/Massenspektrometrie

Aufbereitung der Proben für die Bestimmung der Sterole

Für die Bestimmung der Sterole wurden ca. 5-6 g Probenmaterial eingewogen. Für die Quantifizierung der Sterole wurde zunächst 20 µl deuteriertes Cholesterol (cholest-5-en-3β-ol-2,2,3,4,4,6-d₆) als interner Standard dazugegeben. Extrahiert wurde mit ca. 15 ml Methanol (MeOH), ca. 15 ml Methanol/Dichlormethan (DCM) (1:1, v/v) und ca. 15 ml DCM. Im Ultraschallbad wurde die Lösung jeweils 15 min lang homogenisiert und anschließend 3 Minuten bei 2500 U/min zentrifugiert. Bei der nachfolgenden Extraktion mußte darauf geachtet werden, daß das Flüssigkeitsgemisch mit Eis gekühlt wurde, um Verflüchtigungen zu vermeiden. In einen 250 ml Schütteltrichter wurde dann das Gemisch mit ca. 30 ml 0,88 % KCl in Reinstwasser versetzt und ca. 5 min ausgeschüttelt. Nach Absetzen der organischen Phase wurde diese in einen Rundkolben abgelassen. Die überstehende wässrige Phase wurde nochmals mit DCM versetzt³, und nach der Phasentrennung ebenfalls in dem Rundkolben aufgefangen. In einem Rotationsverdampfer (WB2001, Fa. HEIDOLDP) (30 °C, 450 mbar) wurde das Extrakt eingengt und das restliche Lösungsmittel unter Stickstoffbelüftung abgeblasen.

³ um auch die verbliebenen organischen Bestandteile zu lösen,

Fraktionierung der Sterole

Das Gesamtextrakt wurde in 2 ml Hexan gelöst und mit 100 µl BSTFA (Bis-trimethylsilyl-trifluoroacetamid) silyliert (60 °C für 2 Stunden). Nach Abkühlen der Probe wurde 4 ml Reinstwasser (Milli-Q) dazugegeben. Die Probe wurde geschüttelt (VORTEX) und nach der Phasentrennung das Hexan abgenommen. Dieser Vorgang wurde 2 bis 3 mal wiederholt. Die Probe wurde am Rotationsverdampfer bei ca. 60 °C eingeeengt und in 100 µl Hexan aufgenommen.

Analytik

Das GC/MS-System setzt sich aus einem Gaschromatographen (HP 5890, Säule: 30 m/ 0.25 mm; Filmdicke 0.25 µm; Flüssigphase: HP 5) und einem Massenspektrometer (MSD, HP 5972, 70 eV Elektronenstoß-Ionisierung, Scan 50-650 m/z, 1 scan/s, Temperatur der Ionenquelle: 175 °C) zusammen. Injiziert (splittlos) wurde 1 µl des derivatisierten Extraktes. Das Trägergas ist Helium (Durchfluß: 1.2 ml/min bei 60 °C). Die Aufheizrate während der Messung ist folgendermaßen programmiert: 60 °C (1.55 min), 200 °C (20 °C/min), 300 °C (5 °C/min). Die Auswertung der Massenspektren erfolgte über den Retentionszeitenindex und die Fragmentierungsmuster.

Quantitative Analyse und Zuordnung der Komponenten

Die Zuordnung der *n*-Alkane und Fettsäuren bzw. -alkohole erfolgte über die Retentionszeiten verschiedener Standardgemische. Für die *n*-Alkane (C₁₅-C₃₄) stand ein kommerzielles Gemisch von C₁₄-C₃₆ Verbindungen zur Verfügung (siehe Tab.). Mit einem Marinol Standard, der von J.R. Sargent (Schottland) zur Verfügung gestellt wurde, konnten die Retentionszeiten der kurzkettigen Fettsäuren (C₁₆-C₁₈) ermittelt werden. Die Quantifizierung wurde durch die Zugabe von internen Standards (Squalan bzw. 19:0 Fettsäuremethylester) ermöglicht. Die Quantifizierung der Sterole (Dinosterol: 4 α -23,24-trimethyl-5 α -cholest-22E-en-3 β -ol; Brassicasterol: 24-Methylcholesta-5,22E-dien-3 β -ol) erfolgte über den Vergleich des Molekülionen-Peaks des internen Standards mit denen der zu untersuchenden Einzelkomponenten.

Tab. I.2: Verwendete Reagenzien und Standardsubstanzen

Methanol	Chromasolv	Riedel-de Haen
Dichlormethan	LiChrosolv	Merck
Hexan	Zur Rückstandanalyse	Merck
Ethylacetat	LiChrosolv	Merck
Aceton	zur Spektroskopie	Merck
Salzsäure (37 %)		Riedel-de Haen
Schwefelsäure (95-97 %)	zur Analyse	Riedel-de Haen
Brom	zur Analyse	Merck
Milli-Q-Wasser aus einer Milli-Q-Plus 185 Anlage mit UV-Lampe		
Kieselgel 60	reinst (120°C geglüht, 2h)	Merck
Natriumsulfat	reinst (600°C geglüht, 6h)	Riedel-de Haen
Kaliumchlorid	zur Analyse	Merck
Kaliumhydroxid	zur Analyse	Merck
Squalan		Aldrich
Alkane C ₁₄ -C ₃₆		Aldrich
Octacosansäuremethylester		Fluka
Fettsäuremethylester 19:0		Sigma
Marinol Standard		J. Sargent
Cholest-5-en-3 β -ol-2,2,3,4,4,6-d ₆ (97,4 %)		
Cholesterol d ₆		Deutero GmbH
BSTFA (Bis-Trimethylsilyl-trifluor(o)acetamid)		Mackerey-Nagel
Chlorophyll a,b		Sigma

Folgende Hefte der Reihe „Berichte zur Polarforschung“ sind bisher erschienen:

- * **Sonderheft Nr. 1/1981** – „Die Antarktis und ihr Lebensraum“
Eine Einführung für Besucher – Herausgegeben im Auftrag von SCAR
Heft Nr. 1/1982 – „Die Filchner-Schelfeis-Expedition 1980/81“
zusammengestellt von Heinz Kohnen
- * **Heft-Nr. 2/1982** – „Deutsche Antarktis-Expedition 1980/81 mit FS ‚Meteor‘“
First International BIOMASS Experiment (FIBEX) – Liste der Zooplankton- und Mikronektonnetzfüge
zusammengestellt von Norbert Klages.
Heft Nr. 3/1982 – „Digitale und analoge Krill-Echolot-Rohdatenerfassung an Bord des Forschungsschiffes ‚Meteor‘“ (im Rahmen von FIBEX 1980/81, Fahrabschnitt ANT III), von Bodo Morgenstern
Heft Nr. 4/1982 – „Filchner-Schelfeis-Expedition 1980/81“
Liste der Planktonfänge und Lichtstärkemessungen
zusammengestellt von Gerd Hubold und H. Eberhard Drescher
- * **Heft Nr. 5/1982** – „Joint Biological Expedition on RRS ‚John Biscoe‘, February 1982“
by G. Hempel and R. B. Heywood
- * **Heft Nr. 6/1982** – „Antarktis-Expedition 1981/82 (Unternehmen ‚Eiswarte‘)“
zusammengestellt von Gode Gravenhorst
Heft Nr. 7/1982 – „Marin-Biologisches Begleitprogramm zur Standorterkundung 1979/80 mit MS ‚Polar-sirkel‘ (Pre-Site Survey)“ – Stationslisten der Mikronekton- und Zooplanktonfänge sowie der Bodenfischerei
zusammengestellt von R. Schneppenheim
Heft Nr. 8/1983 – „The Post-Fibex Data Interpretation Workshop“
by D. L. Cram and J.-C. Freytag with the collaboration of J. W. Schmidt, M. Mall, R. Kresse, T. Schwinghammer
- * **Heft Nr. 9/1983** – „Distribution of some groups of zooplankton in the inner Weddell Sea in summer 1979/80“
by I. Hempel, G. Hubold, B. Kaczmaruk, R. Keller, R. Weigmann-Haas
Heft Nr. 10/1983 – „Fluor im antarktischen Ökosystem“ – DFG-Symposium November 1982
zusammengestellt von Dieter Adelung
Heft Nr. 11/1983 – „Joint Biological Expedition on RRS ‚John Biscoe‘, February 1982 (II)“
Data of micronekton and zooplankton hauls, by Uwe Piatkowski
Heft Nr. 12/1983 – „Das biologische Programm der ANTARKTIS-I-Expedition 1983 mit FS ‚Polarstern‘“
Stationslisten der Plankton-, Benthos- und Grundschieppnetzfüge und Liste der Probenahme an Robben und Vögeln, von H. E. Drescher, G. Hubold, U. Piatkowski, J. Plötz und J. Voß
- * **Heft Nr. 13/1983** – „Die Antarktis-Expedition von MS ‚Polarbjörn‘ 1982/83“ (Sommerkampagne zur Atka-Bucht und zu den Kraul-Bergen), zusammengestellt von Heinz Kohnen
- * **Sonderheft Nr. 2/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition von FS ‚Polarstern‘ (Kapstadt, 20. Januar 1983 – Rio de Janeiro, 25. März 1983)“, Bericht des Fahrtleiters Prof. Dr. Gotthilf Hempel
Sonderheft Nr. 3/1983 – „Sicherheit und Überleben bei Polarexpeditionen“
zusammengestellt von Heinz Kohnen
- * **Heft Nr. 14/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition (ANTARKTIS I) von FS ‚Polarstern‘ 1982/83“
herausgegeben von Gotthilf Hempel
Sonderheft Nr. 4/1983 – „On the Biology of Krill *Euphausia superba*“ – Proceedings of the Seminar and Report of the Krill Ecology Group, Bremerhaven 12.–16. May 1983, edited by S. B. Schnack
Heft Nr. 15/1983 – „German Antarctic Expedition 1980/81 with FRV ‚Walther Herwig‘ and RV ‚Meteor‘“ –
First International BIOMASS Experiment (FIBEX) – Data of micronekton and zooplankton hauls
by Uwe Piatkowski and Norbert Klages
Sonderheft Nr. 5/1984 – „The observatories of the Georg von Neumayer Station“, by Ernst Augstein
Heft Nr. 16/1984 – „FIBEX cruise zooplankton data“
by U. Piatkowski, I. Hempel and S. Rakusa-Suszczewski
Heft Nr. 17/1984 – „Fahrtbericht (cruise report) der ‚Polarstern‘-Reise ARKTIS I, 1983“
von E. Augstein, G. Hempel und J. Thiede
Heft Nr. 18/1984 – „Die Expedition ANTARKTIS II mit FS ‚Polarstern‘ 1983/84“,
Bericht von den Fahrabschnitten 1, 2 und 3, herausgegeben von D. Fütterer
Heft Nr. 19/1984 – „Die Expedition ANTARKTIS II mit FS ‚Polarstern‘ 1983/84“,
Bericht vom Fahrabschnitt 4, Punta Arenas–Kapstadt (Ant-II/4), herausgegeben von H. Kohnen
Heft Nr. 20/1984 – „Die Expedition ARKTIS II des FS ‚Polarstern‘ 1984, mit Beiträgen des FS ‚Valdivia‘
und des Forschungsflugzeuges ‚Falcon 20‘ zum Marginal Ice Zone Experiment 1984 (MIZEX)“
von E. Augstein, G. Hempel, J. Schwarz, J. Thiede und W. Weigel
Heft Nr. 21/1985 – „Euphausiid larvae in plankton samples from the vicinity of the Antarctic Peninsula,
February 1982“ by Sigrid Marschall and Elke Mizdalski
Heft Nr. 22/1985 – „Maps of the geographical distribution of macrozooplankton in the Atlantic sector of
the Southern Ocean“ by Uwe Piatkowski
Heft Nr. 23/1985 – „Untersuchungen zur Funktionsmorphologie und Nahrungsaufnahme der Larven
des Antarktischen Krills *Euphausia superba* Dana“ von Hans-Peter Marschall

- Heft Nr. 24/1985** – „Untersuchungen zum Periglazial auf der König-Georg-Insel Südshetlandinseln/ Antarktika. Deutsche physio-geographische Forschungen in der Antarktis. – Bericht über die Kampagne 1983/84“ von Dietrich Barsch, Wolf-Dieter Blümel, Wolfgang Flügel, Roland Mäusbacher, Gerhard Stablein, Wolfgang Zick
- * **Heft-Nr. 25/1985** – „Die Expedition ANTARKTIS III mit FS ‚Polarstern‘ 1984/1985“ herausgegeben von Gotthilf Hempel.
- * **Heft-Nr. 26/1985** – "The Southern Ocean"; A survey of oceanographic and marine meteorological research work by Hellmer et al.
- Heft Nr. 27/1986** – „Spatpleistozäne Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalhang vor Kapp Norvegia, östliche Weddell-See“ von Hannes Grobe
- Heft Nr. 28/1986** – „Die Expedition ARKTIS III mit ‚Polarstern‘ 1985“ mit Beiträgen der Fahrtteilnehmer, herausgegeben von Rainer Gersonde
- * **Heft Nr. 29/1986** – „5 Jahre Schwerpunktprogramm ‚Antarktisforschung‘ der Deutschen Forschungsgemeinschaft.“ Rückblick und Ausblick. Zusammengestellt von Gotthilf Hempel, Sprecher des Schwerpunktprogramms
- Heft Nr. 30/1986** – "The Meteorological Data of the Georg-von-Neumayer-Station for 1981 and 1982" by Marianne Gube and Friedrich Obleitner
- Heft Nr. 31/1986** – „Zur Biologie der Jugendstadien der Notothenioidei (Pisces) an der Antarktischen Halbinsel“ von A. Kellermann
- Heft Nr. 32/1986** – „Die Expedition ANTARKTIS IV mit FS ‚Polarstern‘ 1985/86“ mit Beiträgen der Fahrtteilnehmer, herausgegeben von Dieter Fütterer
- Heft Nr. 33/1987** – „Die Expedition ANTARKTIS-IV mit FS ‚Polarstern‘ 1985/86 – Bericht zu den Fahrtabschnitten ANT-IV/3–4“ von Dieter Karl Fütterer
- Heft Nr. 34/1987** – „Zoogeographische Untersuchungen und Gemeinschaftsanalysen an antarktischem Makroplankton“ von U. Piatkowski
- Heft Nr. 35/1987** – „Zur Verbreitung des Meso- und Makrozooplanktons in Oberflächenwasser der Weddell See (Antarktis)“ von E. Boysen-Ennen
- Heft Nr. 36/1987** – „Zur Nahrungs- und Bewegungsphysiologie von *Salpa thompsoni* und *Salpa fusiformis*“ von M. Reinke
- Heft Nr. 37/1987** – "The Eastern Weddell Sea Drifting Buoy Data Set of the Winter Weddell Sea Project (WWSP)" 1986 by Heinrich Hoerber and Marianne Gube-Lehnhardt
- Heft Nr. 38/1987** – "The Meteorological Data of the Georg von Neumayer Station for 1983 and 1984" by M. Gube-Lenhardt
- Heft Nr. 39/1987** – „Die Winter-Expedition mit FS ‚Polarstern‘ in die Antarktis (ANT V/1–3)“ herausgegeben von Sigrid Schnack-Schiel
- Heft Nr. 40/1987** – "Weather and Synoptic Situation during Winter Weddell Sea Project 1986 (ANT V/2) July 16–September 10, 1986" by Werner Rabe
- Heft Nr. 41/1988** – „Zur Verbreitung und Ökologie der Seegurken im Weddellmeer (Antarktis)“ von Julian Gutt
- Heft Nr. 42/1988** – "The zooplankton community in the deep bathyal and abyssal zones of the eastern North Atlantic" by Werner Beckmann
- Heft Nr. 43/1988** – "Scientific cruise report of Arctic Expedition ARK IV/3" Wissenschaftlicher Fahrtbericht der Arktis-Expedition ARK IV/3, compiled by Jörn Thiede
- Heft Nr. 44/1988** – "Data Report for FV 'Polarstern' Cruise ARK IV/1, 1987 to the Arctic and Polar Fronts" by Hans-Jürgen Hirche
- Heft Nr. 45/1988** – „Zoogeographie und Gemeinschaftsanalyse des Makrozoobenthos des Weddellmeeres (Antarktis)“ von Joachim Voß
- Heft Nr. 46/1988** – "Meteorological and Oceanographic Data of the Winter-Weddell-Sea Project 1986 (ANT V/3)" by Eberhard Fahrback
- Heft Nr. 47/1988** – „Verteilung und Herkunft glazial-mariner Gerölle am Antarktischen Kontinentalrand des östlichen Weddellmeeres“ von Wolfgang Oskierski
- Heft Nr. 48/1988** – „Variationen des Erdmagnetfeldes an der GvN-Station“ von Arnold Brodscholl
- * **Heft Nr. 49/1988** – „Zur Bedeutung der Lipide im antarktischen Zooplankton“ von Wilhelm Hagen
- Heft Nr. 50/1988** – „Die gezeitenbedingte Dynamik des Ekström-Schelfeises, Antarktis“ von Wolfgang Kobarg
- Heft Nr. 51/1988** – „Ökomorphologie nototheniider Fische aus dem Weddellmeer, Antarktis“ von Werner Ekau
- Heft Nr. 52/1988** – „Zusammensetzung der Bodenfauna in der westlichen Fram-Straße“ von Dieter Piepenburg
- * **Heft Nr. 53/1988** – „Untersuchungen zur Ökologie des Phytoplanktons im südöstlichen Weddellmeer (Antarktis) im Jan./Febr. 1985“ von Eva-Maria Nöthig
- Heft Nr. 54/1988** – „Die Fischfauna des östlichen und südlichen Weddellmeeres: geographische Verbreitung, Nahrung und trophische Stellung der Fischarten“ von Wiebke Schwarzbach
- Heft Nr. 55/1988** – "Weight and length data of zooplankton in the Weddell Sea in austral spring 1986 (Ant V/3)" by Elke Mizdalski
- Heft Nr. 56/1989** – "Scientific cruise report of Arctic expeditions ARK IV/1, 2 & 3" by G. Krause, J. Meincke und J. Thiede

- Heft Nr. 57/1989** – „Die Expedition ANTARKTIS V mit FS ‚Polarstern‘ 1986/87“
Bericht von den Fahrtabschnitten ANT V/4–5 von H. Miller und H. Oerter
- * **Heft Nr. 58/1989** – „Die Expedition ANTARKTIS VI mit FS ‚Polarstern‘ 1987/88“
von D. K. Fütterer
- Heft Nr. 59/1989** – „Die Expedition ARKTIS V/1a, 1b und 2 mit FS ‚Polarstern‘ 1988“
von M. Spindler
- Heft Nr. 60/1989** – „Ein zweidimensionales Modell zur thermohalinen Zirkulation unter dem Schelfeis“
von H. H. Hellmer
- Heft Nr. 61/1989** – „Die Vulkanite im westlichen und mittleren Neuschwabenland,
Vestfjella und Ahlmannryggen, Antarktika“ von M. Peters
- * **Heft-Nr. 62/1989** – „The Expedition ANTARKTIS VII/1 and 2 (EPOS I) of RV ‚Polarstern‘
in 1988/89“, by I. Hempel
- Heft Nr. 63/1989** – „Die Eisalgenflora des Weddellmeeres (Antarktis): Artenzusammensetzung und Biomasse
sowie Ökophysiologie ausgewählter Arten“ von Annette Bartsch
- Heft Nr. 64/1989** – „Meteorological Data of the G.-v.-Neumayer-Station (Antarctica)“ by L. Helmes
- Heft Nr. 65/1989** – „Expedition Antarktis VII/3 in 1988/89“ by I. Hempel, P. H. Schalk, V. Smetacek
- Heft Nr. 66/1989** – „Geomorphologisch-glaziologische Detailkartierung
des arid-hochpolaren Borgmassivet, Neuschwabenland, Antarktika“ von Karsten Brunk
- Heft-Nr. 67/1990** – „Identification key and catalogue of larval Antarctic fishes“,
edited by Adolf Kellermann
- Heft-Nr. 68/1990** – „The Expedition Antarktis VII/4 (Epos leg 3) and VII/5 of RV ‚Polarstern‘ in 1989“,
edited by W. Arntz, W. Ernst, I. Hempel
- Heft-Nr. 69/1990** – „Abhängigkeiten elastischer und rheologischer Eigenschaften des Meereises vom
Eisgefüge“, von Harald Hellmann
- Heft-Nr. 70/1990** – „Die beschalteten benthischen Mollusken (Gastropoda und Bivalvia) des
Weddellmeeres, Antarktis“, von Stefan Hain
- Heft-Nr. 71/1990** – „Sedimentologie und Paläomagnetik an Sedimenten der Maudkuppe (Nordöstliches
Weddellmeer)“, von Dieter Cordes.
- Heft-Nr. 72/1990** – „Distribution and abundance of planktonic copepods (Crustacea) in the Weddell Sea
in summer 1980/81“, by F. Kurbjeweit and S. Ali-Khan
- Heft-Nr. 73/1990** – „Zur Frühdiagenese von organischem Kohlenstoff und Opal in Sedimenten des südlichen
und östlichen Weddellmeeres“, von M. Schlüter
- Heft-Nr. 74/1990** – „Expeditionen ANTARKTIS-VIII/3 und VIII/4 mit FS ‚Polarstern‘ 1989“
von Rainer Gersonde und Gotthilf Hempel
- Heft-Nr. 75/1991** – „Quartäre Sedimentationsprozesse am Kontinentalhang des Süd-Orkey-Plateaus im
nordwestlichen Weddellmeer (Antarktis)“, von Sigrun Grünig
- Heft-Nr. 76/1990** – „Ergebnisse der faunistischen Arbeiten im Benthal von King George Island
(Südshetlandinseln, Antarktis)“, von Martin Rauschert
- Heft-Nr. 77/1990** – „Verteilung von Mikroplankton-Organismen nordwestlich der Antarktischen Halbinsel
unter dem Einfluß sich ändernder Umweltbedingungen im Herbst“, von Heinz Klöser
- Heft-Nr. 78/1991** – „Hochauflösende Magnetostratigraphie spätquartärer Sedimente arktischer
Meeresgebiete“, von Norbert R. Nowaczyk
- Heft-Nr. 79/1991** – „Ökophysiologische Untersuchungen zur Salinitäts- und Temperaturtoleranz
antarktischer Grünalgen unter besonderer Berücksichtigung des β -Dimethylsulfoniumpropionat
(DMSP) - Stoffwechsels“, von Ulf Karsten
- Heft-Nr. 80/1991** – „Die Expedition ARKTIS VII/1 mit FS ‚Polarstern‘ 1990“,
herausgegeben von Jörn Thiede und Gotthilf Hempel
- Heft-Nr. 81/1991** – „Paläoglaziologie und Paläozeanographie im Spätquartär am Kontinentalrand des
südlichen Weddellmeeres, Antarktis“, von Martin Melles
- Heft-Nr. 82/1991** – „Quantifizierung von Meereseigenschaften: Automatische Bildanalyse von
Dünnschnitten und Parametrisierung von Chlorophyll- und Salzgehaltsverteilungen“, von Hajo Eicken
- Heft-Nr. 83/1991** – „Das Fließen von Schelfeisen - numerische Simulationen
mit der Methode der finiten Differenzen“, von Jürgen Determann
- Heft-Nr. 84/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS-VIII/1-2, 1989 mit der Winter Weddell Gyre Study
der Forschungsschiffe ‚Polarstern‘ und ‚Akademik Fedorov‘, von Ernst Augstein,
Nikolai Bagriantsev und Hans Werner Schenke
- Heft-Nr. 85/1991** – „Zur Entstehung von Unterwassereis und das Wachstum und die Energiebilanz
des Meereises in der Atka Bucht, Antarktis“, von Josef Kipfstuhl
- Heft-Nr. 86/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS-VIII mit ‚FS Polarstern‘ 1989/90. Bericht vom
Fahrtabschnitt ANT-VIII / 5“, von Heinz Miller und Hans Oerter
- Heft-Nr. 87/1991** – „Scientific cruise reports of Arctic expeditions ARK VI / 1-4 of RV ‚Polarstern‘
in 1989“, edited by G. Krause, J. Meincke & H. J. Schwarz
- Heft-Nr. 88/1991** – „Zur Lebensgeschichte dominanter Copepodenarten (*Calanus finmarchicus*,
C. glacialis, *C. hyperboreus*, *Metridia longa*) in der Framstraße“, von Sabine Diehl

- Heft-Nr. 89/1991** – „Detaillierte seismische Untersuchungen am östlichen Kontinentalrand des Weddell-Meereres vor Kapp Norvegia, Antarktis“, von Norbert E. Kaul
- Heft-Nr. 90/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS-VIII mit FS „Polarstern“ 1989/90. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT-VIII/6-7“, herausgegeben von Dieter Karl Fütterer und Otto Schrems
- Heft-Nr. 91/1991** – „Blood physiology and ecological consequences in Weddell Sea fishes (Antarctica)“, by Andreas Kunzmann
- Heft-Nr. 92/1991** – „Zur sommerlichen Verteilung des Mesozooplanktons im Nansen-Becken, Nordpolarmeer“, von Nicolai Mumm
- Heft-Nr. 93/1991** – „Die Expedition ARKTIS VII mit FS „Polarstern“, 1990. Bericht vom Fahrtabschnitt ARK VII/2“, herausgegeben von Gunther Krause
- Heft-Nr. 94/1991** – „Die Entwicklung des Phytoplanktons im östlichen Weddellmeer (Antarktis) beim Übergang vom Spätwinter zum Frühjahr“, von Renate Scharek
- Heft-Nr. 95/1991** – „Radioisotopenstratigraphie, Sedimentologie und Geochemie jungquartärer Sedimente des östlichen Arktischen Ozeans“, von Horst Bohrmann
- Heft-Nr. 96/1991** – „Holozäne Sedimentationsentwicklung im Scoresby Sund, Ost-Grönland“, von Peter Marienfeld
- Heft-Nr. 97/1991** – „Strukturelle Entwicklung und Abkühlungsgeschichte der Heimefrontjella (Westliches Dronning Maud Land/Antarktika)“, von Joachim Jacobs
- Heft-Nr. 98/1991** – „Zur Besiedlungsgeschichte des antarktischen Schelfes am Beispiel der Isopoda (Crustacea, Malacostraca)“, von Angelika Brandt
- Heft-Nr. 99/1992** – „The Antarctic ice sheet and environmental change: a three-dimensional modelling study“, by Philippe Huybrechts
- * **Heft-Nr. 100/1992** – „Die Expeditionen ANTARKTIS IX/1-4 des Forschungsschiffes „Polarstern“ 1990/91“, herausgegeben von Ulrich Bathmann, Meinhard Schulz-Baldes, Eberhard Fahrbach, Victor Smetacek und Hans-Wolfgang Hubberten
- Heft-Nr. 101/1992** – „Wechselbeziehungen zwischen Schwermetallkonzentrationen (Cd, Cu, Pb, Zn) im Meewasser und in Zooplanktonorganismen (Copepoda) der Arktis und des Atlantiks“, von Christa Pohl
- Heft-Nr. 102/1992** – „Physiologie und Ultrastruktur der antarktischen Grünalge *Prasiola crispa* ssp. *antarctica* unter osmotischem Streß und Austrocknung“, von Andreas Jacob
- Heft-Nr. 103/1992** – „Zur Ökologie der Fische im Weddellmeer“, von Gerd Hubold
- Heft-Nr. 104/1992** – „Mehrkanalige adaptive Filter für die Unterdrückung von multiplen Reflexionen in Verbindung mit der freien Oberfläche in marinen Seismogrammen“, von Andreas Rosenberger
- Heft-Nr. 105/1992** – „Radiation and Eddy Flux Experiment 1991 (REFLEX I)“, von Jörg Hartmann, Christoph Kottmeier und Christian Wamser
- Heft-Nr. 106/1992** – „Ostracoden im Epipelagial vor der Antarktischen Halbinsel - ein Beitrag zur Systematik sowie zur Verbreitung und Populationsstruktur unter Berücksichtigung der Saisonalität“, von Rüdiger Kock
- Heft-Nr. 107/1992** – „ARCTIC '91: Die Expedition ARK-VIII/3 mit FS „Polarstern“ 1991“, von Dieter K. Fütterer
- Heft-Nr. 108/1992** – „Dehnungsbeben an einer Störungszone im Ekström-Schelfeis nördlich der Georg-von-Neumayer Station, Antarktis. – Eine Untersuchung mit seismologischen und geodätischen Methoden“, von Uwe Nixdorf.
- Heft-Nr. 109/1992** – „Spätquartäre Sedimentation am Kontinentalrand des südöstlichen Weddellmeeres, Antarktis“, von Michael Weber.
- Heft-Nr. 110/1992** – „Sedimentfazies und Bodenwasserstrom am Kontinentalhang des nordwestlichen Weddellmeeres“, von Isa Brehme.
- Heft-Nr. 111/1992** – „Die Lebensbedingungen in den Solekanälen des antarktischen Meereises“, von Jürgen Weissenberger.
- Heft-Nr. 112/1992** – „Zur Taxonomie von rezenten benthischen Foraminiferen aus dem Nansen Becken, Arktischer Ozean“, von Jutta Wollenburg.
- Heft-Nr. 113/1992** – „Die Expedition ARKTIS VIII/1 mit FS „Polarstern“ 1991“, herausgegeben von Gerhard Kattner.
- * **Heft-Nr. 114/1992** – „Die Gründungsphase deutscher Polarforschung, 1865-1875“, von Reinhard A. Krause.
- Heft-Nr. 115/1992** – „Scientific Cruise Report of the 1991 Arctic Expedition ARK VIII/2 of RV „Polarstern“ (EPOS II)“, by Eike Rachor.
- Heft-Nr. 116/1992** – „The Meteorological Data of the Georg-von-Neumayer-Station (Antarctica) for 1988, 1989, 1990 and 1991“, by Gert König-Langlo.
- Heft-Nr. 117/1992** – „Petrogenese des metamorphen Grundgebirges der zentralen Heimefrontjella (westliches Dronning Maud Land / Antarktis)“, von Peter Schulze.
- Heft-Nr. 118/1993** – „Die mafischen Gänge der Shackleton Range / Antarktika: Petrographie, Geochemie, Isotopengeochemie und Paläomagnetik“, von Rüdiger Hotten.
- * **Heft-Nr. 119/1993** – „Gefrierschutz bei Fischen der Polarmeere“, von Andreas P.A. Wöhrmann.
- * **Heft-Nr. 120/1993** – „East Siberian Arctic Region Expedition '92: The Laptev Sea - its Significance for Arctic Sea-Ice Formation and Transpolar Sediment Flux“, by D. Dethleff, D. Nürnberg, E. Reimnitz, M. Saarlo and Y. P. Sacchenko. – „Expedition to Novaja Zemlja and Franz Josef Land with RV „Dalnie Zelentsy““, by D. Nürnberg and E. Groth.

- * **Heft-Nr. 121/1993** – „Die Expedition ANTARKTIS X/3 mit FS 'Polarstern' 1992“, herausgegeben von Michael Spindler, Gerhard Dieckmann und David Thomas.
- Heft-Nr. 122/1993** – „Die Beschreibung der Korngestalt mit Hilfe der Fourier-Analyse: Parametrisierung der morphologischen Eigenschaften von Sedimentpartikeln“, von Michael Diepenbroek.
- * **Heft-Nr. 123/1993** – „Zerstörungsfreie hochauflösende Dichteuntersuchungen mariner Sedimente“, von Sebastian Gerland.
- Heft-Nr. 124/1993** – „Umsatz und Verteilung von Lipiden in arktischen marinen Organismen unter besonderer Berücksichtigung unterer tropischer Stufen“, von Martin Graeve.
- Heft-Nr. 125/1993** – „Ökologie und Respiration ausgewählter arktischer Bodenfischarten“, von Christian F. von Dorrien.
- Heft-Nr. 126/1993** – „Quantitative Bestimmung von Paläoumweltparametern des Antarktischen Oberflächenwassers im Spätquartär anhand von Transferfunktionen mit Diatomeen“, von Ulrich Zielinski
- Heft-Nr. 127/1993** – „Sedimenttransport durch das arktische Meereis: Die rezente lithogene und biogene Materialfracht“, von Ingo Wollenburg.
- Heft-Nr. 128/1993** – „Cruise ANTARKTIS X/3 of RV 'Polarstern': CTD-Report“, von Marek Zwierz.
- Heft-Nr. 129/1993** – „Reproduktion und Lebenszyklen dominanter Copepodenarten aus dem Weddellmeer, Antarktis“, von Frank Kurbjeweit
- Heft-Nr. 130/1993** – „Untersuchungen zu Temperaturregime und Massenhaushalt des Filchner-Ronne-Schelfeises, Antarktis, unter besonderer Berücksichtigung von Anfríer- und Abschmelzprozessen“, von Klaus Grosfeld
- Heft-Nr. 131/1993** – „Die Expedition ANTARKTIS X/5 mit FS 'Polarstern' 1992“, herausgegeben von Rainer Gersonde
- Heft-Nr. 132/1993** – „Bildung und Abgabe kurzketziger halogener Kohlenwasserstoffe durch Makroalgen der Polarregionen“, von Frank Laturnus
- Heft-Nr. 133/1994** – „Radiation and Eddy Flux Experiment 1993 (REFLEX II)“, by Christoph Kottmeier, Jörg Hartmann, Christian Wamser, Axel Bochert, Christof Lüpkes, Dietmar Freese and Wolfgang Cohrs
- * **Heft-Nr. 134/1994** – „The Expedition ARKTIS-IX/1“, edited by Hajo Eicken and Jens Meincke
- Heft-Nr. 135/1994** – „Die Expeditionen ANTARKTIS X/6-8“, herausgegeben von Ulrich Bathmann, Victor Smetacek, Hein de Baar, Eberhard Fahrbach und Gunter Krause
- Heft-Nr. 136/1994** – „Untersuchungen zur Ernährungsökologie von Kaiserpinguinen (*Aptenodytes forsteri*) und Königspinguinen (*Aptenodytes patagonicus*)“, von Klemens Pütz
- * **Heft-Nr. 137/1994** – „Die kanozoische Vereisungsgeschichte der Antarktis“, von Werner U. Ehrmann
- Heft-Nr. 138/1994** – „Untersuchungen stratosphärischer Aerosole vulkanischen Ursprungs und polarer stratosphärischer Wolken mit einem Mehrwellenlängen-Lidar auf Spitzbergen (79° N, 12° E)“, von Georg Beyerle
- Heft-Nr. 139/1994** – „Charakterisierung der Isopodenfauna (Crustacea, Malacostraca) des Scotia-Bogens aus biogeographischer Sicht: Ein multivariater Ansatz“, von Holger Winkler.
- Heft-Nr. 140/1994** – „Die Expedition ANTARKTIS X/4 mit FS 'Polarstern' 1992“, herausgegeben von Peter Lemke
- Heft-Nr. 141/1994** – „Satellitenaltimetrie über Eis – Anwendung des GEOSAT-Altimeters über dem Ekströmisen, Antarktis“, von Clemens Heidland
- Heft-Nr. 142/1994** – „The 1993 Northeast Water Expedition. Scientific cruise report of RV 'Polarstern' Arctic cruises ARK IX/2 and 3, USCG 'Polar Bear' cruise NEWP and the NEWLand expedition“, edited by Hans-Jürgen Hirche and Gerhard Kattner
- Heft-Nr. 143/1994** – „Detaillierte refraktionsseismische Untersuchungen im inneren Scoresby Sund Ost-Grönland“, von Notker Fechner
- Heft-Nr. 144/1994** – „Russian-German Cooperation in the Siberian Shelf Seas: Geo-System Laptev Sea“, edited by Heidemarie Kassens, Hans-Wolfgang Hubberten, Sergey M. Pryamikov und Rüdiger Stein
- * **Heft-Nr. 145/1994** – „The 1993 Northeast Water Expedition. Data Report of RV 'Polarstern' Arctic Cruises IX/2 and 3“, edited by Gerhard Kattner and Hans-Jürgen Hirche.
- Heft-Nr. 146/1994** – „Radiation Measurements at the German Antarctic Station Neumayer 1982-1992“, by Torsten Schmidt and Gert König-Langlo.
- Heft-Nr. 147/1994** – „Krustenstrukturen und Verlauf des Kontinentalrandes im Weddell Meer / Antarktis“, von Christian Hübscher.
- Heft-Nr. 148/1994** – „The expeditions NORILSK/TAYMYR 1993 and BUNGER OASIS 1993/94 of the AWI Research Unit Potsdam“, edited by Martin Melles.
- ** **Heft-Nr. 149/1994** – „Die Expedition ARCTIC' 93. Der Fahrtabschnitt ARK-IX/4 mit FS 'Polarstern' 1993“, herausgegeben von Dieter K. Fütterer.
- Heft-Nr. 150/1994** – „Der Energiebedarf der Pygoscelis-Pinguine: eine Synopse“, von Boris M. Culik.
- Heft-Nr. 151/1994** – „Russian-German Cooperation: The Transdrift I Expedition to the Laptev Sea“, edited by Heidemarie Kassens and Valeriy Y. Karpiy.
- Heft-Nr. 152/1994** – „Die Expedition ANTARKTIS-X mit FS 'Polarstern' 1992. Bericht von den Fahrtabschnitten / ANT-X / 1a und 2“, herausgegeben von Heinz Miller.
- Heft-Nr. 153/1994** – „Aminosäuren und Huminstoffe im Stickstoffkreislauf polarer Meere“, von Ulrike Hubberten.
- Heft-Nr. 154/1994** – „Regional und seasonal variability in the vertical distribution of mesozooplankton in the Greenland Sea“, by Claudio Richter.

- Heft-Nr. 155/1995** – "Benthos in polaren Gewässern", herausgegeben von Christian Wiencke und Wolf Arntz.
- Heft-Nr. 156/1995** – "An adjoint model for the determination of the mean oceanic circulation, air-sea fluxes und mixing coefficients", by Reiner Schlitzer.
- Heft-Nr. 157/1995** – "Biochemische Untersuchungen zum Lipidstoffwechsel antarktischer Copepoden", von Kirsten Fahl.
- ** Heft-Nr. 158/1995** – "Die Deutsche Polarforschung seit der Jahrhundertwende und der Einfluß Erich von Drygalskis", von Cornelia Lüdecke.
- Heft-Nr. 159/1995** – "The distribution of $\delta^{18}\text{O}$ in the Arctic Ocean: Implications for the freshwater balance of the halocline and the sources of deep and bottom waters", by Dorothea Bauch.
- * Heft-Nr. 160/1995** – "Rekonstruktion der spätquartären Tiefenwasserzirkulation und Produktivität im östlichen Südatlantik anhand von benthischen Foraminiferenvergesellschaftungen", von Gerhard Schmiedl.
- Heft-Nr. 161/1995** – "Der Einfluß von Salinität und Lichtintensität auf die Osmolytkonzentrationen, die Zellvolumina und die Wachstumsraten der antarktischen Eisdiatomeen *Chaetoceros* sp. und *Navicula* sp. unter besonderer Berücksichtigung der Aminosäure Prolin", von Jürgen Nothnagel.
- Heft-Nr. 162/1995** – "Meereistransportiertes lithogenes Feinmaterial in spätquartären Tiefseesedimenten des zentralen östlichen Arktischen Ozeans und der Framstraße", von Thomas Letzig.
- Heft-Nr. 163/1995** – "Die Expedition ANTARKTIS-XI/2 mit FS "Polarstern" 1993/94", herausgegeben von Rainer Gersonde.
- Heft-Nr. 164/1995** – "Regionale und altersabhängige Variation gesteinsmagnetischer Parameter in marinen Sedimenten der Arktis", von Thomas Frederichs.
- Heft-Nr. 165/1995** – "Vorkommen, Verteilung und Umsatz biogener organischer Spurenstoffe: Sterole in antarktischer Gewässern", von Georg Hanke.
- Heft-Nr. 166/1995** – "Vergleichende Untersuchungen eines optimierten dynamisch-thermodynamischen Meereismode mit Beobachtungen im Weddellmeer", von Holger Fischer.
- Heft-Nr. 167/1995** – "Rekonstruktionen von Paläo-Umweltparametern anhand von stabilen Isotopen und Faunen-Vergesellschaftungen planktischer Foraminiferen im Südatlantik", von Hans-Stefan Niebler.
- Heft-Nr. 168/1995** – "Die Expedition ANTARKTIS XII mit FS 'Polarstern' 1993/94. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT XII/1 und 2", herausgegeben von Gerhard Kattner und Dieter Karl Fütterer.
- Heft-Nr. 169/1995** – "Medizinische Untersuchung zur Circadianrhythmik und zum Verhalten bei Überwinterern auf einer antarktischen Forschungsstation", von Hans Wortmann.
- Heft-Nr. 170/1995** – DFG-Kolloquium: Terrestrische Geowissenschaften - Geologie und Geophysik der Antarktis.
- Heft-Nr. 171/1995** – "Strukturentwicklung und Petrogenese des metamorphen Grundgebirges der nördlichen Heimfrontfjella (westliches Dronning Maud Land/Antarktika)", von Wilfried Bauer.
- Heft-Nr. 172/1995** – "Die Struktur der Erdkruste im Bereich des Scoresby Sund, Ostgrönland: Ergebnisse refraktionsseismischer und gravimetrischer Untersuchungen", von Holger Mandler.
- Heft-Nr. 173/1995** – "Paläozoische Akkretion am paläopazifischen Kontinentalrand der Antarktis in Nordvictorialand – P-T-D-Geschichte und Deformationsmechanismen im Bowers Terrane", von Stefan Matzer.
- Heft-Nr. 174/1995** – "The Expedition ARKTIS-X/2 of RV 'Polarstern' in 1994", edited by Hans-W. Hubberten.
- Heft-Nr. 175/1995** – "Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR 1994", edited by Christine Siegert and Dmitry Bolshiyarov.
- Heft-Nr. 176/1995** – "Russian-German Cooperation: Laptev Sea System", edited by Heidemarie Kassens, Dieter Piepenburg, Jörn Thiede, Leonid Timokhov, Hans-Wolfgang Hubberten and Sergey M. Priamikov.
- Heft-Nr. 177/1995** – "Organischer Kohlenstoff in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans: Terrigener Eintrag und marine Produktivität", von Carsten J. Schubert.
- Heft-Nr. 178/1995** – "Cruise ANTARKTIS XII/4 of RV 'Polarstern' in 1995: CTD-Report", by Jüri Sildam.
- Heft-Nr. 179/1995** – "Benthische Foraminiferenfaunen als Wassermassen-, Produktions- und Eisdriftanzeiger im Arktischen Ozean", von Jutta Wollenburg.
- Heft-Nr. 180/1995** – "Biogenopal und biogenes Barium als Indikatoren für spätquartäre Produktivitätsänderungen am antarktischen Kontinentalhang, atlantischer Sektor", von Wolfgang J. Bonn.
- Heft-Nr. 181/1995** – "Die Expedition ARKTIS X/1 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1994", herausgegeben von Eberhard Fahrbach.
- Heft-Nr. 182/1995** – "Laptev Sea System: Expeditions in 1994", edited by Heidemarie Kassens.
- Heft-Nr. 183/1996** – "Interpretation digitaler Parasound Echolotaufzeichnungen im östlichen Arktischen Ozean auf der Grundlage physikalischer Sedimenteigenschaften", von Uwe Bergmann.
- Heft-Nr. 184/1996** – "Distribution and dynamics of inorganic nitrogen compounds in the troposphere of continental, coastal, marine and Arctic areas", by María Dolores Andrés Hernández.
- Heft-Nr. 185/1996** – "Verbreitung und Lebensweise der Aphroditiden und Polynoiden (Polychaeta) im östlichen Weddellmeer und im Lazarevmeer (Antarktis)", von Michael Stiller.
- Heft-Nr. 186/1996** – "Reconstruction of Late Quaternary environmental conditions applying the natural radionuclides ^{230}Th , ^{10}Be , ^{231}Pa and ^{236}U : A study of deep-sea sediments from the eastern sector of the Arctic Circumpolar Current System", by Martin Frank.
- Heft-Nr. 187/1996** – "The Meteorological Data of the Neumayer Station (Antarctica) for 1992, 1993 and 1994", by Gert König-Langlo and Andreas Herber.
- Heft-Nr. 188/1996** – "Die Expedition ANTARKTIS-XI/3 mit FS 'Polarstern' 1994", herausgegeben von Heinz Müller und Hannes Grobe.
- Heft-Nr. 189/1996** – "Die Expedition ARKTIS-VII/3 mit FS 'Polarstern' 1990", herausgegeben von Heinz Müller und Hannes Grobe.

Heft-Nr. 190/1996 – "Cruise report of the Joint Chilean-German-Italian Magellan 'Victor Hensen' Campaign in 1994", edited by Wolf Arntz and Matthias Gorny.

Heft-Nr. 191/1996 – "Leitfähigkeits- und Dichtemessung an Eisbohrkernen", von Frank Wilhelms.

Heft-Nr. 192/1996 – "Photosynthese-Charakteristika und Lebensstrategie antarktischer Makroalgen", von Gabriele Weykam.

Heft-Nr. 193/1996 – "Heterogene Reaktionen von N₂O₅ und HBr und ihr Einfluß auf den Ozonabbau in der polaren Stratosphäre", von Sabine Seisel.

Heft-Nr. 194/1996 – "Ökologie und Populationsdynamik antarktischer Ophiuroiden (Echinodermata)", von Corinna Dahm.

Heft-Nr. 195/1996 – "Die planktische Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg) im Weddellmeer, Antarktis", von Doris Berberich.

Heft-Nr. 196/1996 – "Untersuchungen zum Beitrag chemischer und dynamischer Prozesse zur Variabilität des stratosphärischen Ozons über der Arktis", von Birgit Heese.

Heft-Nr. 197/1996 – "The Expedition ARKTIS-XI/2 of 'Polarstern' in 1995", edited by Gunther Krause.

Heft-Nr. 198/1996 – "Geodynamik des Westantarktischen Riftsystems basierend auf Apatit-Spaltspuranalysen", von Frank Lisker.

Heft-Nr. 199/1996 – "The 1993 Northeast Water Expedition. Data Report on CTD Measurements of RV 'Polarstern' Cruises ARKTIS IX/2 and 3", by Gereon Budéus and Wolfgang Schneider.

Heft-Nr. 200/1996 – "Stability of the Thermohaline Circulation in analytical and numerical models", by Gerrit Lohman

Heft-Nr. 201/1996 – "Trophische Beziehungen zwischen Makroalgen und Herbivoren in der Potter Cove (King George-Insel, Antarktis)", von Katrin Iken.

Heft-Nr. 202/1996 – "Zur Verbreitung und Respiration ökologisch wichtiger Bodentiere in den Gewässern um Svalbard (Arktis)", von Michael K. Schmid.

Heft-Nr. 203/1996 – "Dynamik, Rauigkeit und Alter des Meereises in der Arktis - Numerische Untersuchungen mit einem großskaligen Modell", von Markus Harder.

Heft-Nr. 204/1996 – "Zur Parametrisierung der stabilen atmosphärischen Grenzschicht über einem antarktischen Schelfeis", von Dörthe Handorf.

Heft-Nr. 205/1996 – "Textures and fabrics in the GRIP ice core, in relation to climate history and ice deformation", by Thorsteinn Thorsteinsson.

Heft-Nr. 206/1996 – "Der Ozean als Teil des gekoppelten Klimasystems: Versuch der Rekonstruktion der glazialen Zirkulation mit verschiedenen komplexen Atmosphärenkomponenten", von Kerstin Fieg.

Heft-Nr. 207/1996 – "Lebensstrategien dominanter antarktischer Oithonidae (Cyclopoida, Copepoda) und Oncaeididae (Poecilostomatoida, Copepoda) im Bellingshausenmeer", von Cornelia Metz.

Heft-Nr. 208/1996 – "Atmosphäreneinfluß bei der Fernerkundung von Meereis mit passiven Mikrowellenradiometern" von Christoph Oelke.

Heft-Nr. 209/1996 – "Klassifikation von Radarsatellitendaten zur Meereiserkennung mit Hilfe von Line-Scanner-Messungen", von Axel Bochert.

Heft-Nr. 210/1996 – "Die mit ausgewählten Schwämmen (Hexactinellida und Demospongiae) aus dem Weddellmeer, Antarktis, vergesellschaftete Fauna", von Kathrin Kunzmann.

Heft-Nr. 211/1996 – "Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR 1995 and the Expedition KOLYMA 199. by Dima Yu. Bolshiyarov and Hans-W. Hubberten.

Heft-Nr. 212/1996 – "Surface-sediment composition and sedimentary processes in the central Arctic Ocean and along the Eurasian Continental Margin", by Ruediger Stein, Gennadij I. Ivanov, Michael A. Levitan, and Kirsten Fahl.

Heft-Nr. 213/1996 – "Gonadenentwicklung und Eiproduktion dreier *Calanus*-Arten (Copepoda): Freilandbeobachtung Histologie und Experimente", von Barbara Niehoff.

Heft-Nr. 214/1996 – "Numerische Modellierung der Übergangszone zwischen Eisschild und Eisschelf", von Christoph Mayer.

Heft-Nr. 215/1996 – "Arbeiten der AWI-Forschungsstelle Potsdam in Antarktika, 1994/95", herausgegeben von Ulrich Wand.

Heft-Nr. 216/1996 – "Rekonstruktion quartärer Klimaänderungen im atlantischen Sektor des Südpolarmeeres anhand von Radiolarien", von Uta Brathauer.

Heft-Nr. 217/1996 – "Adaptive Semi-Lagrange-Finite-Elemente-Methode zur Lösung der Flachwassergleichungen: Implementierung und Parallelisierung", von Jörn Behrens.

Heft-Nr. 218/1997 – "Radiation and Eddy Flux Experiment 1995 (REFLEX III)", by Jörg Hartmann, Axel Bochert, Dietmar Freese, Christoph Kottmeier, Dagmar Nagel and Andreas Reuter.

Heft-Nr. 219/1997 – "Die Expedition ANTARKTIS-XII mit FS 'Polarstern' 1995. Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-XII/3" herausgegeben von Wilfried Jokat und Hans Oerter.

Heft-Nr. 220/1997 – "Ein Beitrag zum Schwerfeld im Bereich des Weddellmeeres, Antarktis. Nutzung von Altimetermessungen des GEOSAT und ERS-1", von Tilo Schöne.

Heft-Nr. 221/1997 – "Die Expeditionen ANTARKTIS-XIII/1-2 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1995/96", herausgegeben von Ulrich Bathmann, Mike Lucas und Victor Smetacek.

Heft-Nr. 222/1997 – "Tectonic Structures and Glaciomarine Sedimentation in the South-Eastern Weddell Sea from Seismic Reflection Data", by László Oszkó.

- Heft-Nr. 223/1997** – “Bestimmung der Meereisdicke mit seismischen und elektromagnetisch-induktiven Verfahren”, von Christian Haas.
- Heft-Nr. 224/1997** – “Troposphärische Ozonvariationen in Polarregionen”, von Silke Wessel.
- Heft-Nr. 225/1997** – “Biologische und ökologische Untersuchungen zur kryopelagischen Amphipodenfauna des arktischen Meereises”, von Michael Poltermann.
- Heft-Nr. 226/1997** – “Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XI/1 of RV 'Polarstern' in 1995”, edited by Eike Rachor.
- Heft-Nr. 227/1997** – “Der Einfluß kompatibler Substanzen und Kyroprotektoren auf die Enzyme Malatdehydrogenase (MDH) und Glucose-6-phosphat-Dehydrogenase (G6P-DH) aus *Acrosiphonia arcta* (Chlorophyta) der Arktis”, von Katharina Kück.
- Heft-Nr. 228/1997** – “Die Verbreitung epibenthischer Mollusken im chilenischen Beagle-Kanal”, von Katrin Linse.
- Heft-Nr. 229/1997** – “Das Mesozooplankton im Laptevmeer und östlichen Nansen-Becken - Verteilung und Gemeinschaftsstrukturen im Spätsommer”, von Hinrich Hanssen.
- Heft-Nr. 230/1997** – “Modell eines adaptierbaren, rechnergestützten, wissenschaftlichen Arbeitsplatzes am Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung”, von Lutz-Peter Kurdelski.
- Heft-Nr. 231/1997** – “Zur Ökologie arktischer und antarktischer Fische: Aktivität, Sinnesleistungen und Verhalten”, von Christopher Zimmermann.
- Heft-Nr. 232/1997** – “Persistente chlororganische Verbindungen in hochantarktischen Fischen”, von Stephan Zimmermann.
- Heft-Nr. 233/1997** – “Zur Ökologie des Dimethylsulfoniumpropionat (DMSP)-Gehaltes temperierter und polarer Phytoplanktongemeinschaften im Vergleich mit Laborkulturen der Coccolithophoride *Emiliana huxleyi* und der antarktischen Diatomee *Nitzschia lecontei*”, von Doris Meyerdierks.
- Heft-Nr. 234/1997** – “Die Expedition ARCTIC '96 des FS 'Polarstern' (ARK XII) mit der Arctic Climate System Study (ACSYS)”, von Ernst Augstein und den Fahrtteilnehmern.
- Heft-Nr. 235/1997** – “Polonium-210 und Blei-210 im Südpolarmeer: Natürliche Tracer für biologische und hydrographische Prozesse im Oberflächenwasser des Antarktischen Zirkumpolarstroms und des Weddellmeeres”, von Jana Friedrich.
- Heft-Nr. 236/1997** – “Determination of atmospheric trace gas amounts and corresponding natural isotopic ratios by means of ground-based FTIR spectroscopy in the high Arctic”, by Arndt Meier.
- Heft-Nr. 237/1997** – “Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR / SEVERNAYA ZEMLYA 1996”, edited by Martin Melles, Birgit Hagedorn and Dmitri Yu. Bolshiyarov.
- Heft-Nr. 238/1997** – “Life strategy and ecophysiology of Antarctic macroalgae”, by Iván M. Gómez.
- Heft-Nr. 239/1997** – “Die Expedition ANTARKTIS XIII/4-5 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1996”, herausgegeben von Eberhard Fahrbach und Dieter Gerdes.
- Heft-Nr. 240/1997** – “Untersuchungen zur Chrom-Speziation im Meerwasser, Meereis und Schnee aus ausgewählten Gebieten der Arktis”, von Heide Giese.
- Heft-Nr. 241/1997** – “Late Quaternary glacial history and paleoceanographic reconstructions along the East Greenland continental margin: Evidence from high-resolution records of stable isotopes and ice-rafted debris”, by Seung-Il Nam.
- Heft-Nr. 242/1997** – “Thermal, hydrological and geochemical dynamics of the active layer at a continuous site, Taymyr Peninsula, Siberia”, by Julia Boike.
- Heft-Nr. 243/1997** – “Zur Paläoozeanographie hoher Breiten: Stellvertreterdaten aus Foraminiferen”, von Andreas Mackensen.
- Heft-Nr. 244/1997** – “The Geophysical Observatory at Neumayer Station, Antarctica. Geomagnetic and seismological observations in 1995 and 1996”, by Alfons Eckstaller, Thomas Schmidt, Viola Gaw, Christian Müller and Johannes Rogenhagen.
- Heft-Nr. 245/1997** – “Temperaturbedarf und Biogeographie mariner Makroalgen - Anpassung mariner Makroalgen an tiefe Temperaturen”, von Bettina Bischoff-Bäsmann.
- Heft-Nr. 246/1997** – “Ökologische Untersuchungen zur Fauna des arktischen Meereises”, von Christine Friedrich.
- Heft-Nr. 247/1997** – “Entstehung und Modifizierung von marinen gelösten organischen Substanzen”, von Berit Kirchoff.
- Heft-Nr. 248/1997** – “Laptev Sea System: Expeditions in 1995”, edited by Heidemarie Kassens.
- Heft-Nr. 249/1997** – “The Expedition ANTARKTIS XIII/3 (EASIZ I) of RV 'Polarstern' to the eastern Weddell Sea in 1996”, edited by Wolf Arntz and Julian Gutt.
- Heft-Nr. 250/1997** – “Vergleichende Untersuchungen zur Ökologie und Biodiversität des Mega-Epibenthos der Arktis und Antarktis”, von Andreas Starmans.
- Heft-Nr. 251/1997** – “Zeitliche und räumliche Verteilung von Mineralvergesellschaftungen in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans und ihre Nützlichkeit als Klimaindikatoren während der Glazial/Interglazial-Wechsel”, von Christoph Vogt.
- Heft-Nr. 252/1997** – “Solitäre Ascidien in der Potter Cove (King George Island, Antarktis). Ihre ökologische Bedeutung und Populationsdynamik”, von Stephan Kühne.
- Heft-Nr. 253/1997** – “Distribution and role of microprotozoa in the Southern Ocean”, by Christine Klaas.
- Heft-Nr. 254/1997** – “Die spätquartäre Klima- und Umweltgeschichte der Bunge-Oase, Ostantarktis”, von Thomas Kulbe.

- Heft-Nr. 255/1997** – “Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XIII/2 of RV ‘Polarstern’ in 1997”, edited by Ruediger Stein and Kirsten Fahl.
- Heft-Nr. 256/1998** – “Das Radionuklid Tritium im Ozean: Meßverfahren und Verteilung von Tritium im Südatlantik und im Weddellmeer”, von Jürgen Sültenfuß.
- Heft-Nr. 257/1998** – “Untersuchungen der Saisonalität von atmosphärischen Dimethylsulfid in der Arktis und Antarktis” von Christoph Kleefeld.
- Heft-Nr. 258/1998** – “Bellinghausen- und Amundsenmeer: Entwicklung eines Sedimentationsmodells”, von Frank-Oliver Nitsche.
- Heft-Nr. 259/1998** – “The Expedition ANTARKTIS-XIV/4 of RV ‘Polarstern’ in 1997”, by Dieter K. Fütterer.
- Heft-Nr. 260/1998** – “Die Diatomeen der Laptevsee (Arktischer Ozean): Taxonomie und biogeographische Verbreitung” von Holger Cremer.
- Heft-Nr. 261/1998** – “Die Krustenstruktur und Sedimentdecke des Eurasischen Beckens, Arktischer Ozean: Resultate aus seismischen und gravimetrischen Untersuchungen”, von Estella Weigelt.
- Heft-Nr. 262/1998** – “The Expedition ARKTIS-XIII/3 of RV ‘Polarstern’ in 1997”, by Gunther Krause.
- Heft-Nr. 263/1998** – “Thermo-tektonische Entwicklung von Oates Land und der Shackleton Range (Antarktis) basieren auf Spaltspuranalysen”, von Thorsten Schäfer.
- Heft-Nr. 264/1998** – “Messungen der stratosphärischen Spurengase ClO, HCl, O₃, N₂O, H₂O und OH mittels flugzeuggetragener Submillimeterwellen-Radiometrie”, von Joachim Urban.
- Heft-Nr. 265/1998** – “Untersuchungen zu Massenhaushalt und Dynamik des Ronne Ice Shelves, Antarktis“, von Astrid Lambrecht.
- Heft-Nr. 266/1998** – “Scientific Cruise Report of the Kara Sea Expedition of RV ‘Akademik Boris Petrov’ in 1997“, edited by Jens Matthiessen and Oleg Stepanets.
- Heft-Nr. 267/1998** – “Die Expedition ANTARKTIS-XIV mit FS ‘Polarstern’ 1997. Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-XIV/3“ herausgegeben von Wilfried Jokat und Hans Oerter.
- Heft-Nr. 268/1998** – “Numerische Modellierung der Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Meereis in der arktischen Eisrandzone“, von Gerit Birnbaum.
- Heft-Nr. 269/1998** – “Katabatic wind and Boundary Layer Front Experiment around Greenland (KABEG ‘97)“, by Günther Heinemann.
- Heft-Nr. 270/1998** – “Architecture and evolution of the continental crust of East Greenland from integrated geophysical studies“, by Vera Schindwein.
- Heft-Nr. 271/1998** – “Winter Expedition to the Southwestern Kara Sea - Investigations on Formation and Transport of Turbid Sea-Ice“, by Dirk Dethleff, Peter Loewe, Dominik Weiel, Hartmut Nies, Gesa Kuhlmann, Christian Bahe and Gennady Tarasov.
- Heft-Nr. 272/1998** – “FTIR-Emissionsspektroskopische Untersuchungen der arktischen Atmosphäre“, von Edo Becker
- Heft-Nr. 273/1998** – “Sedimentation und Tektonik im Gebiet des Agulhas Rückens und des Agulhas Plateaus (‘SETA-RAP‘)“, von Gabriele Uenzelmann-Neben.
- Heft-Nr. 274/1998** – “The Expedition ANTARKTIS XIV/2“, by Gerhard Kattner.
- Heft-Nr. 275/1998** – “Die Auswirkung der ‘NorthEastWater’-Polynya auf die Sedimentation vor NO-Grönland und Untersuchungen zur Paläo-Ozeanographie seit dem Mittelwechsel“, von Hanne Notholt.
- Heft-Nr. 276/1998** – “Interpretation und Analyse von Potentialfelddaten im Weddellmeer, Antarktis: der Zerfall des Superkontinents Gondwana“, von Michael Studinger.
- Heft-Nr. 277/1998** – “Koordiniertes Programm Antarktischforschung“. Berichtskolloquium im Rahmen des Koordinierten Programms “Antarktischforschung mit vergleichenden Untersuchungen in arktischen Eisgebieten“, herausgegeben von Hubert Miller.
- Heft-Nr. 278/1998** – “Messung stratosphärischer Spurengase über Ny-Ålesund, Spitzbergen, mit Hilfe eines bodengebundenen Mikrowellen-Radiometers“, von Uwe Raffalski.
- Heft-Nr. 279/1998** – “Arctic Paleo-River Discharge (APARD). A New Research Programme of the Arctic Ocean Science Board (AOSB)“, edited by Ruediger Stein.
- Heft-Nr. 280/1998** – “Fernerkundungs- und GIS-Studien in Nordostgrönland“, von Friedrich Jung-Rothenhäuser.
- Heft-Nr. 281/1998** – “Rekonstruktion der Oberflächenwassermassen der östlichen Laptevsee im Holozän anhand aquatischen Palynomorphen“, von Martina Kunz-Pirring.
- Heft-Nr. 282/1998** – “Scavenging of ²³¹Pa and ²³⁰Th in the South Atlantic: Implications for the use of the ²³¹Pa/²³⁰Th ratio as a paleoproductivity proxy“, by Hans-Jürgen Walter.
- Heft-Nr. 283/1998** – “Sedimente im arktischen Meereis - Eintrag, Charakterisierung und Quantifizierung“, von Frank Lindemann.
- Heft-Nr. 284/1998** – “Langzeitanalyse der antarktischen Meereisbedeckung aus passiven Mikrowellendaten“, von Christian H. Thomas.
- Heft-Nr. 285/1998** – “Mechanismen und Grenzen der Temperaturanpassung beim Pierwurm *Arenicola marina* (L.)“, von Angela Sommer.
- Heft-Nr. 286/1998** – “Energieumsätze benthischer Filtrierer der Potter Cove (King George Island, Antarktis)“, von Jens Kowalke.
- Heft-Nr. 287/1998** – “Scientific Cooperation in the Russian Arctic: Research from the Barents Sea up to the Laptev Sea“, edited by Eike Rachor.

- Heft-Nr. 288/1998** – “Alfred Wegener. Kommentiertes Verzeichnis der schriftlichen Dokumente seines Lebens und Wirkens“, von Ulrich Wutzke.
- Heft-Nr. 289/1998** – “Retrieval of Atmospheric Water Vapor Content in Polar Regions Using Spaceborne Microwave Radiometry“, by Jungang Miao.
- Heft-Nr. 290/1998** – “Strukturelle Entwicklung und Petrogenese des nördlichen Kristallingürtels der Shackleton Range, Antarktis: Proterozoische und Ross-orogene Krustendynamik am Rand des Ostantarktischen Kratons“, von Axel Brommer.
- Heft-Nr. 291/1998** – “Dynamik des arktischen Meereises - Validierung verschiedener Rheologieansätze für die Anwendung in Klimamodellen“, von Martin Kreyscher.
- Heft-Nr. 292/1998** – “Anthropogene organische Spurenstoffe im Arktischen Ozean. Untersuchungen chlorierter Biphenyle und Pestizide in der Laptevsee, technische und methodische Entwicklungen zur Probenahme in der Arktis und zur Spurenstoffanalyse“, von Sven Utschakowski.
- Heft-Nr. 293/1998** – “Rekonstruktion der spätquartären Klima- und Umweltgeschichte der Schirmacher Oase und des Wohlthat Massivs (Ostantarktika)“, von Markus Julius Schwab.
- Heft-Nr. 294/1998** – “Besiedlungsmuster der benthischen Makrofauna auf dem ostgrönländischen Kontinentalhang“, von Klaus Schnack.
- Heft-Nr. 295/1998** – “Gehäuseuntersuchungen an planktischen Foraminiferen hoher Breiten: Hinweise auf Umweltveränderungen während der letzten 140.000 Jahre“, von Harald Hommers.
- Heft-Nr. 296/1998** – “Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XIII/1 of RV ‘Polarstern’ in 1997“, edited by Michael Spindler, Wilhelm Hagen and Dorothea Stübing.
- Heft-Nr. 297/1998** – “Radiometrische Messungen im arktischen Ozean - Vergleich von Theorie und Experiment“, von Klaus-Peter Johnsen.
- Heft-Nr. 298/1998** – “Patterns and Controls of CO₂ Fluxes in Wet Tundra Types of the Taimyr Peninsula, Siberia - the Contribution of Soils and Mosses“, by Martin Sommerkorn.
- Heft-Nr. 299/1998** – “The Potter Cove coastal ecosystem, Antarctica. Synopsis of research performed within the frame of the Argentinean-German Cooperation at the Dallmann Laboratory and Jubany Station (King George Island, Antarctica, 1991-1997)“, by Christian Wiencke, Gustavo Ferreyra, Wolf Arntz & Carlos Rinaldi.
- Heft-Nr. 300/1999** – “The Kara Sea Expedition of RV ‘Akademik Boris Petrov’ 1997: First results of a Joint Russian-German Pilot Study“, edited by Jens Matthiessen, Oleg V. Stepanets, Ruediger Stein, Dieter K. Fütterer, and Eric M. Galimov.
- Heft-Nr. 301/1999** – “The Expedition ANTARKTIS XV/3 (EASIZ II)“, edited by Wolf E. Arntz and Julian Gutt.
- Heft-Nr. 302/1999** – “Sterole im herbstlichen Weddellmeer (Antarktis): Großräumige Verteilung, Vorkommen und Umsatz“, von Anneke Mühlebach.
- Heft-Nr. 303/1999** – “Polare stratosphärische Wolken: Lidar-Beobachtungen, Charakterisierung von Entstehung und Entwicklung“, von Jens Biele.
- Heft-Nr. 304/1999** – “Spätquartäre Paläoumweltbedingungen am nördlichen Kontinentalrand der Barents- und Kara-See. Eine Multi-Parameter-Analyse“, von Jochen Knies.

* vergriffen / out of print.

** nur noch beim Autor / only from the author.

