

**Organischer Kohlenstoff in spätquartären
Sedimenten des Arktischen Ozeans:
Terrigener Eintrag und marine Produktivität**

**Organic carbon in late
Quaternary Arctic Ocean sediments:
Terrigenous supply and marine productivity**

Carsten J. Schubert

Carsten J. Schubert

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
Postfach 120161
Columbusstrasse
27568 Bremerhaven

Die vorliegende Arbeit ist die inhaltlich unveränderte Fassung einer
Dissertation, die 1995 dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität
Bremen vorgelegt wurde.

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Danksagung	1
Kurzfassung	2
Abstract	3
1. Einleitung und Untersuchungsgebiet	5
1.1. Einleitung	5
1.2. Morphologie und Plattentektonik	7
1.3. Hydrographie	8
1.4. Meereis	11
1.5. Sedimentationsprozesse	13
2. Material und Untersuchungsmethoden	16
2.1. Probennahme	16
2.2. Elementaranalysen	17
2.2.1. Bestimmung von organischem Kohlenstoff und Karbonat	19
2.2.2. Fehlerbetrachtung und Vergleich der unterschiedlichen Analysemethoden	20
2.3. Bestimmung der Zusammensetzung und der thermischen Reife von organischer Substanz mit der Rock-Eval-Pyrolyse	24
2.4. Gaschromatographische Bestimmung von n-Alkanen und Alkenonen	27
2.4.1. Probenaufbereitung für die Gaschromatographie	27
2.4.2. Verwendete Reagenzien und Standardsubstanzen	29
2.4.3. Fraktionierung des Gesamtextraktes	29
2.4.4. Gaschromatographische Analytik	30
2.4.5. Zuordnung und Quantifizierung von Einzelkomponenten	31
2.4.6. Beispiele von GC-Chromatogrammen	32
2.5. Bestimmung der stabilen Kohlenstoffisotope (^{12}C , ^{13}C) der organischen Substanz	34
2.6. Opalanalyse	35
2.7. Berechnung von Akkumulationsraten	36
3. Organische Substanz im Ozean	37
4. Biomarker	43

5. Stratigraphische Grundlagen und Sedimentationsraten	48
6. Ergebnisse	53
6.1. Organische Kohlenstoff- und Karbonatgehalte, Wasserstoffindex- Werte, C/N-Verhältnisse, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte und Grobfraktions- daten	53
6.1.1. Nansen-Becken und Gakkel-Rücken	53
6.1.2. Amundsen-Becken	57
6.1.3. Lomonosov-Rücken	64
6.1.4. Makarov-Becken	70
6.2. Ergebnisse der n-Alkanuntersuchungen	74
6.2.1. Oberflächensedimente	74
6.2.2. Oberflächennahe Sedimente	76
6.2.3. Kastenlotkerne	78
7. Diskussion	82
7.1. Organischer Kohlenstoffgehalt und Zusammensetzung der organischen Substanz in Oberflächensedimenten	82
7.2. Organischer Kohlenstoffgehalt und Zusammensetzung der organischen Substanz im Stadium 2	89
7.3. Änderungen in der Verteilung des organischen Kohlenstoffs und der Zusammensetzung der organischen Substanz vom Stadium 3 zum Holozän	92
7.4. Änderung in der Zusammensetzung des organischen Materials im Amundsen-Becken	98
7.5. Abschätzung des marinen bzw. terrigenen Anteils an der organischen Substanz	106
7.6. Alkenone in Sedimenten des Arktischen Ozeans	110
7.7. Lignin in Sedimenten des Arktischen Ozeans	113
8. Schlußfolgerungen	120
9. Literaturverzeichnis	121
Anhang	139

Danksagung

Zuerst möchte ich den beiden Gutachtern dieser Promotionsschrift, Herrn Priv. Doz. Dr. Ruediger Stein vom Alfred-Wegener-Institut und Herrn Prof. Dr. Gerold Wefer von der Universität Bremen für ihre Begutachtung danken.

Die Anregung zu dieser Arbeit gab Herr Priv. Doz. Dr. Ruediger Stein während unserer ersten Polarexpedition. Ihm danke ich ganz herzlich für die hervorragende fachliche Betreuung und seine stetige Diskussionsbereitschaft. Seine freundschaftliche Unterstützung und wissenschaftlichen Ratschläge haben vor allem anderen zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen.

Herrn Prof. Dr. Dieter K. Fütterer vom Alfred-Wegener-Institut danke ich für die Bereitstellung eines exzellent ausgestatteten Arbeitsplatzes. Seine Unterstützung meiner Teilnahme an nationalen und internationalen Kongressen und eines Aufenthaltes in Moskau (Shirshov Institute) waren sehr förderlich für meine wissenschaftliche Ausbildung.

Für all die gemeinsamen Stunden, moralische Unterstützung und wertvolle Kritik an dieser Arbeit danke ich Michaela Dersch-Hansmann, Monika Wahsner, Ute Mann, Kirsten Fahl, Marion Behrends, Christoph Vogt, Seung-Il Nam, Wolfgang Bonn und Jochen Knies. Besonders möchte ich mich bei Rainer Stax für die Einführung in das organisch-geochemische Laborleben bedanken. Die vielen Stunden bei der Diskussion der Daten und die Reparatur der Geräte haben viel Spaß gemacht. Meinem Freund Dirk Nürnberg danke ich für das ständige Verbreiten von Optimismus und das Zusammenärgern über arktische Sedimente. Martina Siebold möchte ich für die großartige Unterstützung im und beim Aufbau des Gaschromatographie-Labors, das Korrekturlesen und ihren unermüdlichen Einsatz danken.

Rita Fröhlking, Ute Bock, Norbert Scheele und allen anderen Mitarbeitern des Alfred-Wegener-Institutes, die ihren Anteil zur Fertigstellung dieser Arbeit beigetragen haben, sei herzlichst gedankt.

Sabine Kasten, Monika Segl, Babara Scholz-Böttcher, Lutz Schönicke, Götz Ruhland, Jens Eggers, Kurt Weber, Gregory Cowie, Nils Nøergaard-Pedersen, Robert Spielhagen und John Hedges, die mir beim Messen oder der Interpretation von Daten behilflich waren, möchte ich an dieser Stelle danken.

Der Besatzung des Forschungsschiffes "Polarstern" möchte ich für den Einsatz bei der Probennahme danken.

Meinen Eltern danke ich für das uneingeschränkt entgegengebrachte Vertrauen und die immer spürbare Unterstützung während meiner Ausbildung.

Ganz besonders möchte ich mich bei Gabriele Müller bedanken, die ich während der Endphase meiner Arbeit als einen wunderbaren Menschen kennen- und schätzengelernet habe. Vielen Dank für die tolle Unterstützung!

Kurzfassung

In dieser Arbeit werden sedimentologische und organisch-geochemische Untersuchungen an Sedimentoberflächenproben und Sedimentkernen vorgestellt, die während der "Polarstern"-Expedition ARCTIC '91 auf einem Profil durch den östlichen Arktischen Ozean gewonnen wurden. Die Ablagerungen im Arktischen Ozean bestehen hauptsächlich aus tonig-siltigen Sedimenten, in die Abschnitte mit höheren Sandgehalten eingeschaltet sind. Auf dem Gakkel- und Lomonosov-Rücken sind meist gröbere Sedimente als im Amundsen- und Makarov-Becken anzutreffen. Der gegenüber anderen Meeresgebieten relativ hohe Gehalt an organischem Kohlenstoff ist in den Becken- und Randbereichen des Arktischen Ozeans höher als auf den ozeanischen Rücken. Die oberflächennahen Sedimente wurden teilweise mit AMS-Datierungen zeitlich eingestuft, wodurch eine Interpretation der Ergebnisse der organisch-geochemischen Untersuchungen für den jüngsten Glazial-/Interglazialübergang (Stadium 2-Holozän) möglich ist. Längere Kerne konnten aufgrund des Fehlens von Foraminiferen nicht bzw. nur teilweise durch eine Isotopenstratigraphie datiert werden. Dies machte die Interpretation der Daten in Bezug auf Klimaschwankungen nur im Kern PS2174-5 aus dem Amundsen-Becken bis ins Stadium 7 möglich.

An Sedimenten aus dem zentralen Arktischen Ozean gibt es bisher kaum detaillierte organisch-geochemische Untersuchungen. In dieser Arbeit wurden sehr unterschiedliche organisch-geochemische Methoden angewandt, um eine möglichst breitgefächerte Datenbasis zur Verfügung zu haben. Dadurch konnte die Aussagekraft der verschiedenen Untersuchungsmethoden, die meistens an Sedimenten aus wärmeren Ozeangebieten entwickelt worden sind, abgeschätzt werden. Der hohe Gehalt an organischem Kohlenstoff in den Oberflächensedimenten des Arktischen Ozeans ist in erster Linie auf die erhöhte Zufuhr terrigener organischer Substanz zurückzuführen. Das terrigene organische Material wird sowohl durch Meereis und Eisberge als auch durch andere sedimentologische Prozesse (Trübeströme, Konturströme etc.) in den Arktischen Ozean eingetragen. Die ganzjährige Eisbedeckung macht eine Produktion an mariner organischer Substanz nur sehr bedingt möglich. Eine Modellrechnung ergab, daß nur 2 % der organischen Substanz im zentralen Arktischen Ozean von mariner Herkunft ist. Nur im Einstrombereich des Westspitzbergenstromes steigt der Gehalt an mariner organischer Substanz auf 16 % an.

Kurzkettige n-Alkane (C₁₇ und C₁₉) können als Anzeiger für eine erhöhte marine Produktion im Arktischen Ozean herangezogen werden. Hierbei finden sich deutlich höhere Gehalte in Oberflächensedimenten des Lomonosov-Rückens und des angrenzenden Makarov-Beckens. Dies deutet auf eine verminderte Eisbedeckung bzw. offene Wasserflächen in dieser Region hin und wird mit dem Aufeinandertreffen des Beaufort-Wirbels und der Transpolar-Drift in Verbindung gebracht. Die höheren Gehalte an kurzkettigen n-Alkanen werden auch im Stadium 2 und Stadium 3 beobachtet und könnten für ähnliche Eisdriftmuster in diesen Zeiträumen sprechen.

Klimazyklen spiegeln sich deutlich in dem Gehalt und der Zusammensetzung der organischen Substanz im Kern PS2174-5 wider. Die Warmstadien (7 und 5e) zeichnen sich durch niedrige TOC-Gehalte (< 0,5 %) und eine

gestiegene Produktion an mariner organischer Substanz aus. Die erhöhte Produktivität wird durch hohe Wasserstoffindex-Werte, niedrige C/N-Verhältnisse, hohe n-Alkangehalte (C₁₇ und C₁₉) und erhöhte Opalgehalte belegt. Im Holozän wird eine erhöhte marine Produktivität durch Foraminiferen, Coccolithen, Ostracoden und Schwammnadeln angezeigt. Diesem Signal stehen geringe Wasserstoffindex-Werte gegenüber, die auf einen hohen Anteil von terrigener organischer Substanz hindeuten. Dadurch unterscheidet sich das Holozän von den Interglazialstadien 7 und 5e. In den Kaltstadien (6, oberes 5 und 4) sind die TOC-Gehalte stark erhöht (0,7 bis 1,3 %). Niedrige Wasserstoffindex-Werte, hohe C/N-Verhältnisse, erniedrigte n-Alkangehalte (C₁₇ und C₁₉) und geringe Opalgehalte weisen auf einen hohen terrigenen organischen Eintrag bzw. eine eingeschränkte marine Produktivität hin. Hohe Ligningehalte in den Kernabschnitten mit einem erhöhten organischen Kohlenstoffgehalt unterstützen den hohen Eintrag an terrigener organischer Substanz. Der unterschiedliche Gehalt an mariner bzw. terrigener organischer Substanz der Glazial-/Interglazialstadien wird mit Meeresspiegelschwankungen und Variation der Eisbedeckung in Zusammenhang gebracht.

Abstract

During the ARCTIC '91-Expedition with RV "Polarstern", several Multicorer and Kastenlot-cores were recovered along a profile crossing the eastern part of the Arctic Ocean. The investigated cores consist mainly of clayey-silty sediments, and some units with a higher sand content. In this thesis, detailed sedimentological and organic-geochemical investigations were performed. In part, the near surface sediments were AMS-¹⁴C dated making it possible to interpret the results of the organic-geochemical investigations in terms of climatic changes (isotopic stage 2 to the Holocene). The more or less absence of foraminifers within the long cores prevented the development of an oxygen isotope stratigraphy. Only the results of core PS2174-5 from the Amundsen-Basin could be discussed in terms of the climatic change that could be dated back to oxygen isotope stage 7.

Detailed organic-geochemical investigations in the central Arctic Ocean are rare. Therefore, several different organic-geochemical methods were used to obtain a wide range of data for the interpretation of the organic matter. The high organic carbon content of the surface sediments is derived from a high input of terrigenous organic matter. The terrigenous organic material is most likely entrained within the sea-ice on the Siberian shelves and released during ice-drift over the Arctic Ocean. Other factors such as iceberg-transport and turbidites are also responsible for the high input of terrigenous organic matter. Due to the more or less closed sea-ice cover, the Arctic Ocean is known as a low productivity system. A model shows, that only 2 % of the organic matter in central Arctic Ocean sediments is of a marine origin. The influence of the West-Spitsbergen current increases the marine organic matter content to 16 %.

Short chain n-alkanes (C₁₇ and C₁₉) can be used as a marker of marine productivity in the Arctic Ocean. Higher contents of short chain n-alkanes exist in surface sediments of the Lomonosov-Ridge and the Makarov-Basin,

indicating a higher marine productivity caused by a reduced sea-ice cover. The Beaufort-Gyre and Transpolar-Drift drift patterns could be responsible for the lower sea-ice distribution in this region. The sediments of Stage 2 and Stage 3 in this region are also dominated by a higher content of short chain-n-alkanes indicating a comparable ice-drift pattern during that time.

The content and composition of organic carbon in the sediments of core PS2174-5 reflect glacial/interglacial changes. Interglacial stages 7 and 5e show a low organic carbon content (< 0,5 %) and, as indicated by high hydrogen-indices, low C/N-ratios, higher content of n-alkanes (C₁₇ and C₁₉) and a higher opal content, a higher marine productivity. In the Holocene, a high content of foraminifers, coccoliths, ostracodes, and sponge spicules indicate higher surface-water productivity. Nevertheless, the low hydrogen-indices reveal a high content of terrigenous organic matter. Therefore, the Holocene seems to be different from interglacials 7 and 5e.

During the glacial periods (stages 6, upper 5, and 4), TOC-values are significantly higher (0,7 to 1,3 %). In addition, low hydrogen-indices, high C/N-ratios, low short chain n-alkanes and opal contents provide evidence for a higher input of terrigenous organic matter and reduced marine productivity. The high lignin content in core sections with high TOC-contents, substantiates the high input of terrigenous organic matter. Changes in the content and composition of the organic carbon is believed to vary with the fluctuations in sea-level and sea-ice coverage.

1. Einleitung und Untersuchungsgebiet

1.1. Einleitung

Der Arktische Ozean stellt mit seiner ganzjährigen Eisbedeckung und seinen extremen Klimabedingungen eine Ausnahmesituation unter den Weltmeeren dar. Die in den letzten Jahren durchgeführten Untersuchungen über den Zusammenhang von Klima und Ozean verdeutlichten den großen Einfluß des Arktischen Ozeans auf Klimaveränderungen (ARCSS Workshop Steering Committee 1990, NAD Science Committee 1992). Das Meereis des Arktischen Ozeans verändert durch sein hohes Reflexionsvermögen und seine isolierenden Eigenschaften die Strahlungsbilanz der Erde und den Wärmeaustausch von Ozean und Atmosphäre. Variationen in der Eisbedeckung können deshalb wesentliche Auswirkungen auf den Wärmehaushalt der Erde haben. Der zentrale Arktische Ozean ist im Gegensatz zu anderen Ozeangebieten noch relativ unerforscht. Erst die Entwicklung moderner Eisbrecher machte es möglich, tief in polare Gebiete vorzustoßen. Während der internationalen Expedition ARCTIC '91 ist es gelungen, mit dem deutschen Forschungsschiff "Polarstern" und dem schwedischen Eisbrecher "Oden" einen Profilschnitt durch das Eurasische Becken und das angrenzende Makarov-Becken zu verwirklichen (Fütterer 1992). Damit ist es möglich, gezielt genommene Sedimente aus dem zentralen Arktischen Ozean zu untersuchen und einen genaueren Einblick in die Klimageschichte des Arktischen Ozeans zu erlangen.

Im Mittelpunkt dieser Arbeit stehen organisch-geochemische Untersuchungen der Sedimente, die zum Verständnis des organischen Kohlenstoffkreislaufs im Arktischen Ozean beitragen sollen. Menge und Zusammensetzung der organischen Substanz wird in marinen Sedimenten durch sehr verschiedene Faktoren gesteuert. Hierunter fallen sowohl ozeanographische als auch Umweltbedingungen (z.B. erhöhte Produktion von mariner organischer Substanz im Oberflächenwasser, erhöhte Erhaltung, erhöhter Eintrag von terrigener organischer Substanz, Eisbedeckung; vgl. Berger et al. 1989a, Stein 1991, Stein et al. 1994b,c). Um eine Aufschlüsselung der verschiedenen Faktoren zu erreichen, sind detaillierte Untersuchungen des organischen Materials angestellt worden.

Obwohl der Arktische Ozean heute generell als ein Gebiet mit niedriger Produktion von mariner organischer Substanz im Oberflächenwasser gilt, kommen regional sehr starke Unterschiede vor. In Gebieten des Arktischen Ozeans, die nicht ständig eisbedeckt sind, wie zum Beispiel nordwestlich Spitzbergens oder in den Küstenregionen, kann es durchaus zu einer sehr hohen Produktion kommen. Auch über geologische Zeiträume betrachtet, zeigte sich, daß starke Änderungen sowohl in der Produktivität als auch in der Zufuhr von terrigener organischer Substanz zu beobachten sind. Aus den oben angeführten Überlegungen ergaben sich für diese Arbeit folgende Fragestellungen:

- 1) Wie ist die Verteilung und die Zusammensetzung von organischem Kohlenstoff in Sedimenten des Arktischen Ozeans?

1. Einleitung und Untersuchungsgebiet

- 2) Spiegelt der organische Kohlenstoffgehalt der Sedimente Schwankungen in der globalen Klimageschichte wider, und welche Rolle spielt dabei die Eisbedeckung?
- 3) Können kurzkettige n-Alkane ($C_{17}+C_{19}$) Änderungen in der Produktion von mariner organischer Substanz im Arktischen Ozean anzeigen?
- 4) Sind langkettige n-Alkane ($C_{27}+C_{29}+C_{31}$) geeignet um eine Zufuhr von terrigener organischer Substanz im Arktischen Ozean zu bestimmen?
- 5) Welchen Anteil macht die marine organische Substanz am gesamten organischen Material aus?
- 6) Lassen sich die Alkenongehalte der Sedimente als Produktivitätsanzeiger im Arktischen Ozean verwenden und kann eine Oberflächenwassertemperatur berechnet werden?
- 7) Welche Aussagen können mit Lignin als Tracer für terrigene organische Substanz gemacht werden?

1.2. Morphologie und Plattentektonik

Der Arktische Ozean besteht aus dem zentralen Arktischen Becken, den randlichen Plateaus und nimmt innerhalb der Weltozeane aufgrund seiner ausgedehnten kontinentalen Schelfe, die 49 % des Gebietes des Arktischen Ozeans ausmachen, eine Sonderstellung ein (Abb. 1). Hierbei sind besonders die langgestreckten europäischen und sibirischen Schelfe (Barents-See, Kara-See, Laptev-See, Ostsibirische-See und Chukchi-See) mit bis zu 900 km Breite hervorzuheben. Die nordamerikanischen Schelfe sind dagegen nur bis zu 200 km breit (Weber 1986, Grantz et al. 1981, Hill et al. 1984, Naugler et al. 1974, Johnson et al. 1990). Das arktische Meeresbecken wird durch den Lomonosov-Rücken in zwei große Teilbecken unterteilt: Das Eurasische Becken, das durch den Gakkel-Rücken in Nansen- und Amundsen-Becken unterteilt wird, und das Amerasische Becken, welches durch den Alpha-Mendeleev-Rücken in Makarov- und Kanada-Becken gegliedert wird. Das Nansen-Becken erreicht eine Tiefe von 3850 m. Das Amundsen-Becken ist mit ca. 4450 m Wassertiefe das tiefste Becken im Arktischen Ozean. Das Kanadische Becken ist mit ca. 25000 km² das größte und weist relativ gleichförmige Tiefen von 3850 m auf. Das 500 km breite Makarov-Becken ist zwischen 2700 m und 4000 m tief und schließt sich an die amerasische Seite des Lomonosov-Rückens an.

Das Eurasische Becken, aus dem die meisten untersuchten Kerne stammen, ist in seiner Entstehungsgeschichte wesentlich jünger als das Amerasische Becken, dessen Entstehung um 120 bis 80 Mio. Jahren vor heute angenommen wird (Weber & Sweeney 1990). Man geht aufgrund paläomagnetischer Untersuchungen von einer Öffnung des Eurasischen Beckens um 56 Mio. Jahren vor heute aus (Johnson 1990). Die Öffnung des Eurasischen Beckens wurde durch die Spreizung des Meeresbodens (Gakkel-Rücken) hervorgerufen und steht in engem zeitlichen Zusammenhang mit der Öffnung der Norwegen-Grönland-See (Vogt et al. 1979). Entlang des Barents-Kara-See-Schelfs wurde dabei ein langes kontinentales Krustenstück, der heutige Lomonosov-Rücken, abgetrennt (Wilson 1963, Weber & Sweeney 1990). Im späten Paläozän öffnete sich das Becken mit einer Spreizungsrate von 2 cm/a. Stetigem Abnehmen der Spreizungsrate auf 1 cm/a im Oligozän/frühem Miozän folgte ein Anstieg auf 1,5 cm/a (Vogt et al. 1979). Heute werden Werte von 0,3 bis 1,0 cm/a für die Spreizung am Gakkel-Rücken angegeben (Coles et al. 1978, Vogt et al. 1979). Die Entstehung des Makarov-Beckens liegt zeitlich gesehen zwischen der Öffnung des Kanada-Beckens und des Eurasischen Beckens (Weber & Sweeney 1990).

Im Anfangsstadium der Öffnung des Eurasischen Beckens bestand keine Verbindung zu anderen Ozeanen. Vor 10 bis 15 Mio. Jahren hatte sich die Grönland-See so weit geöffnet, daß das abgeschlossene Becken eine flache Verbindung zum Atlantik erhielt. Eine richtige Tiefwasserpassage (> 2500 m), wie sie heute mit der Fram-Straße existiert, wurde erst durch die vollständige Öffnung der Norwegen-Grönland-See vor 7,5 bis 5 Mio. Jahren erreicht. Vorher behinderte das Yermak-Plateau und die Morris-Jesup-Schwelle einen Tiefenwasseraustausch (Lawver 1990). Später (vor 3 bis 3,5 Mio. Jahren) wurde durch die Öffnung der Beringstraße eine Verbindung zum Pazifischen Ozean geschaffen (Marinkovich et al. 1990).

1. Einleitung und Untersuchungsgebiet

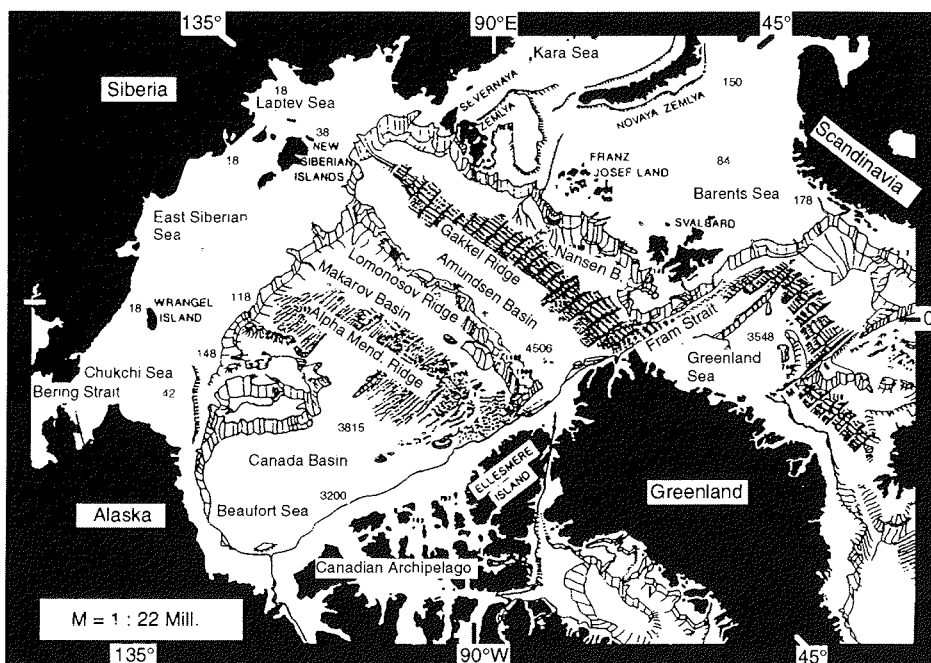


Abb. 1: Die Meeresbecken und Schelfgebiete des Arktischen Ozeans mit Tiefenangaben (m) (verändert nach Gierloff-Emden 1982 und Wollenburg 1993)

Die Sedimentmächtigkeit im Arktischen Ozean ist recht variabel und schwankt von 0,1 bis 1,3 km in der Riftachse des Gakkel-Rückens (Kristofferson 1990) bis zu 3 km an den Sibirischen Beckenrändern (Pogrebirskii 1983). Im Amundsen-Becken erreichen die känozoischen Sedimente bis 2 km, im Nansen-Becken nördlich von Spitzbergen bis zu 3 km Mächtigkeit (Sundvor et al. 1982).

1.3. Hydrographie

Der Arktische Ozean gilt als ein Ozean mit generell sehr stabil geschichteter Wassersäule, in dem es nur im oberen Bereich (50 bis 200 m) zu einer Durchmischung kommt. Eine intensivere Durchmischung der tieferen Wassersäule und damit einhergehenden Erneuerung des Tiefenwassers findet nur sehr eingeschränkt statt (Swift et al. 1983, Aagaard et al. 1985, Anderson et al. 1989). Ein Grund für die stabil geschichtete Wassersäule ist eine kalte (-1,5 °C), niedrig salinare Oberflächen-Wassermasse, die durch den Zufluß der großen Flußsysteme (Abb. 2) und dem Wechselspiel von Gefrieren und Schmelzen des Meereises zustande kommt (Aagaard 1981, Swift 1986).

1. Einleitung und Untersuchungsgebiet

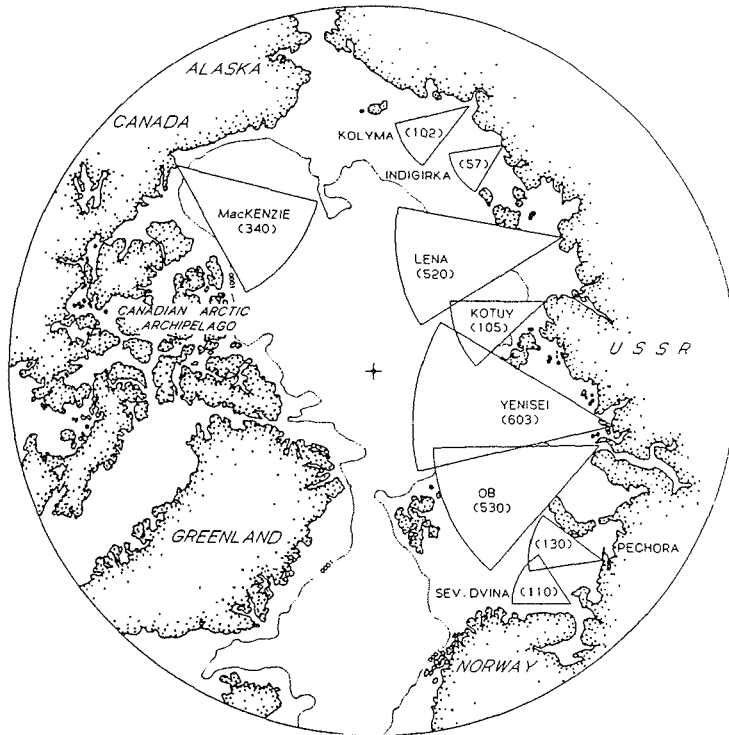


Abb. 2: Flußeintrag (km^3/a) in den Arktischen Ozean (aus Aagaard & Carmack 1989)

Durch die stabile Schichtung lassen sich zwei Wassermassen aushalten:

In Tiefen von 200 bis 1000 m kann im gesamten Arktischen Ozean das Arktische Zwischenwasser (AIW) beobachtet werden (Aagaard et al. 1985, Aagaard 1981, Anderson et al. 1989). Diese Wassermasse entsteht durch das Vermischen und nachfolgende Absinken von warmem und salzreichem atlantischem Oberflächenwasser mit Wassermassen der Schelfgebiete. Der Zufluß von atlantischem Oberflächenwasser erfolgt nördlich von Spitzbergen und über die Barents-See und läßt sich an den Schelfrändern des Eurasischen Beckens verfolgen. Während des Einfließens kommt es immer wieder zur Mischung mit kalten, hochsalinaren Wassermassen, die von den Schelfen die Kontinentabhängungen herunterfließen. Dabei entstehen drei topographiegesteuerte Einströme in das Nansen-, Amundsen- und Makarow-Becken (Anderson et al. 1994, Rudels et al. 1994).

Das Tiefenwasser des Arktischen Ozeans (AODW) wird als eine Wassermasse definiert, die unterhalb der 0°C Isotherme in etwa 1000 m Wassertiefe liegt (Aagaard 1981). Diese Wassermasse macht ungefähr 60 % des gesamten Wasservolumens der Arktis aus. Sie gilt als eine relativ homogene Wassermasse mit einer Salinität von 34,95 ‰ und einer Temperatur von $-0,94^\circ\text{C}$ im Eurasischen Becken. Das Tiefenwasser des Kanada-Becken ist ca. $0,5^\circ\text{C}$ wärmer. Die Herkunft des Tiefenwassers wird konträr diskutiert. Während einige Autoren von einem Tiefenwassereinstrom aus der Grönland-

1. Einleitung und Untersuchungsgebiet

und Norwegen-See ausgehen (Aagaard et al. 1985; Johannessen 1986; Swift & Aagaard 1981), konnte dieser Einstrom von Anderson et al. (1994) nicht beobachtet werden. Nur an einer Stelle nördlich des Yermak-Plateaus konnten noch Reste des Grönländisch-Norwegischen Tiefenwassers festgestellt werden (Anderson et al. 1994). Besonders große Bedeutung für eine Tiefenwasserbildung im Arktischen Ozean besitzen die ausgedehnten Schelfgebiete Sibiriens (Midttun 1985, Swift et al. 1983). Hier kommt es im Herbst und Winter durch die Meereisentstehung zur Bildung von hochsalinaren, kalten Salzlaugen, die aufgrund ihrer Dichte absinken und zu einer Tiefenwasserventilation beitragen (Aagaard et al. 1985; Swift et al. 1983).

Der Lomonosov-Rücken trennt das Tiefenwasser des Amerasischen Beckens vom Tiefenwasser des Eurasischen Beckens und somit vom Austausch mit den Weltozeanen (Aagaard 1989, Aagaard et al. 1985). Ein Austausch zwischen Amerasischem und Eurasischem Tiefenwasser findet nur in der Nähe des grönländischen Kontinentalhanges statt. Hier fließt ein Teil dieses Wasserstromes in die Fram-Straße, während der andere Teil zwischen Morris-Jesup-Schwelle und Yermak-Plateau abgespalten wird und ins Nansen- und Amundsen-Becken fließt (Rudels 1986, Anderson et al. 1989).

Die Oberflächenzirkulation im zentralen Arktischen Ozean wird durch zwei große Driftsysteme bestimmt. Im Amerasischen Becken zirkulieren die Wassermassen als Beaufort-Wirbel (Gordienko & Laktionov 1969). Im Eurasischen Becken verläuft die Transpolar-Drift von der Laptev-See-Region bis in die Fram-Straße (Abb. 3).

Der Austausch zwischen dem Arktischen Ozean und den übrigen Weltozeanen geschieht hauptsächlich durch die Fram-Straße, die bis 2600 m tief ist. Andere Verbindungen sind wesentlich flacher (z.B. Beringstraße ca. 20 m oder Barents-See 250 m) und spielen nur eine sehr untergeordnete Rolle. Das Zirkulationsmuster in der Fram-Straße setzt sich aus zwei entgegengesetzten Strömungssystemen zusammen. Der Westspitzbergenstrom (WSC), als nördlicher Ausläufer des Norwegenstromes (NC), bringt warme und relativ salzreiche atlantische Wassermassen in den Arktischen Ozean (Abb. 3). Diese strömen westlich von Spitzbergen und über die Barents-See ein (Johannessen 1986). Kaltes und niedrig salinanes arktisches Oberflächenwasser fließt als Ostgrönlandstrom (EGC) östlich von Grönland aus dem Arktischen Ozean in die Grönland-See (Swift 1986).

1. Einleitung und Untersuchungsgebiet

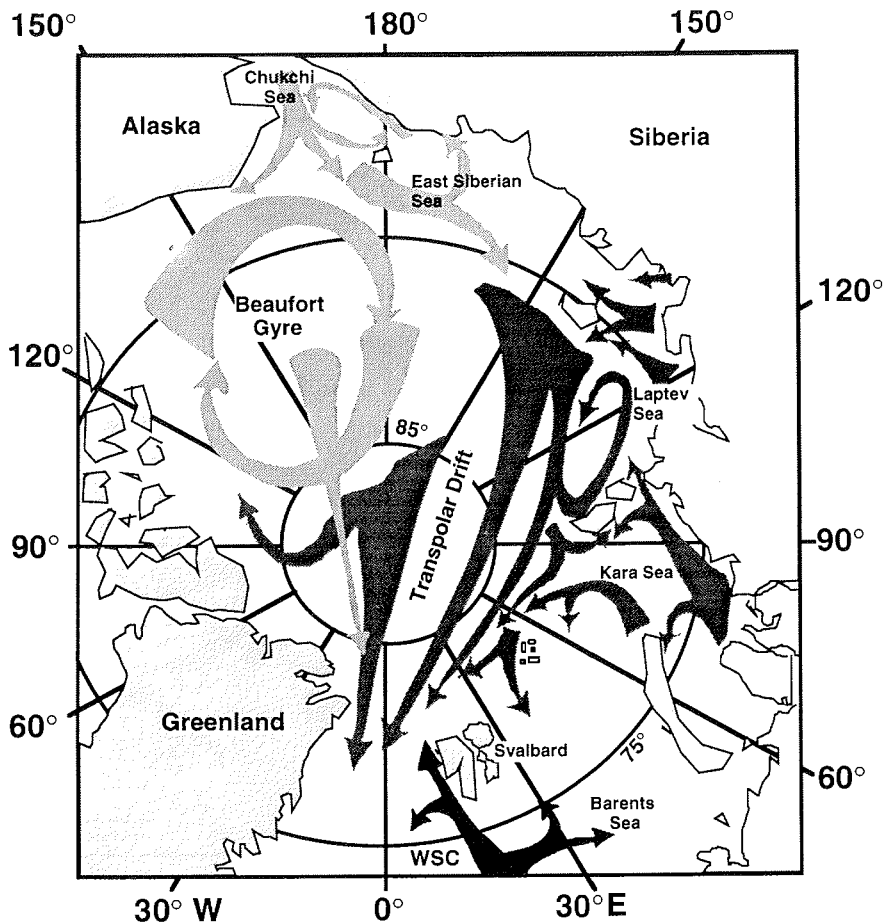


Abb. 3: Oberflächenwasserzirkulation im Arktischen Ozean mit Transpolar Drift, Beaufort Wirbel und Westspitzbergenstrom (WSC, verändert nach Gordienko & Laktionov 1969)

1.4. Meereis

Das Meereis im Arktischen Ozean deckt die Ozeanoberfläche ab und nimmt damit Einfluß auf die vertikale Struktur und Zirkulation der Wassermassen und behindert einen Wärme- bzw. Energieaustausch des Ozeans mit der Atmosphäre (Untersteiner 1990).

Der zentrale Arktische Ozean ist ganzjährig mit Eis bedeckt, nur die Schelfgebiete wie z.B. die Laptev-, Kara- und Barents-See sind in den Sommermonaten teilweise eisfrei (Untersteiner 1990). Während der maximalen Eisbedeckung in den Wintermonaten ($15 \times 10^6 \text{ km}^2$) sind 10 % der nördlichen Hemisphäre vereist (Walsh & Johnson 1979, Untersteiner 1990). Im Sommer kann die Ausdehnung der Meereisbedeckung um die Hälfte zurückgehen (Abb. 4).

1. Einleitung und Untersuchungsgebiet

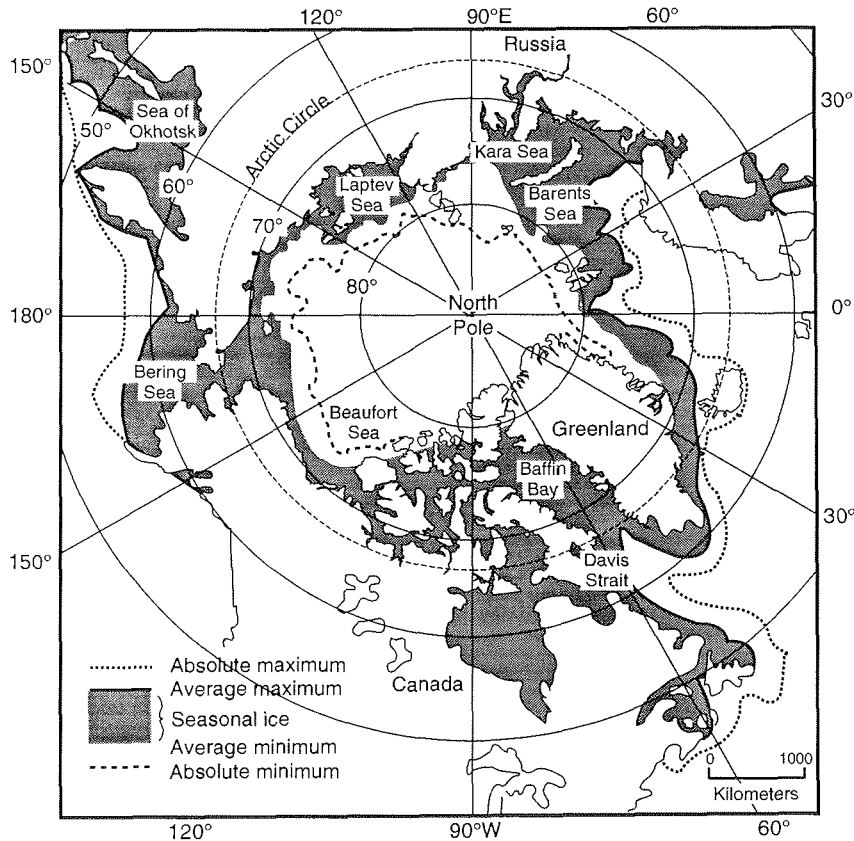


Abb. 4: Die durchschnittliche (schraffiert) und extreme (maximale = gepunktet bzw. minimale = gestrichelt) Meereisausdehnung ($\geq 1/8$ Eisbedeckung) im Arktischen Ozean (nach CIA 1978 und Barry 1989, aus Myhre et al. 1995)

Die Eisdicke betrug während ARK VIII/3 im Untersuchungsgebiet ca. 1 bis 7 m, wobei der Mittelwert bei 2,5 m lag (Fütterer 1992). Im Amerasischen Becken werden höhere Eismächtigkeiten erreicht. Dies hängt mit den unterschiedlichen Driftsystemen im Arktischen Ozean zusammen. Während im Eurasischen Becken das hauptsächlich auf den Sibirischen Schelfen gebildete Meereis durch die Transpolar Drift in Richtung Fram-Straße getrieben wird, wird das Eis im Amerasischen Becken durch den Beaufort Wirbel angetrieben (Abb. 5; Gordienko & Laktionov 1969, Colony & Thorndike 1984). Durch den zyklonalen Wirbel verweilt das Eis wesentlich länger (mehrere Jahre) im Amerasischen Becken und erreicht so größere Mächtigkeiten, bevor es über die Fram-Straße in die Grönland-See abtreibt. Die eurasischen Schelfe gelten heute als ein Hauptgebiet der Meereisproduktion (Zakharov 1966, Colony & Thorndike 1985). Sie spielen auch bei der Sedimentaufnahme ins Meereis eine wesentliche Rolle (Reimnitz &

1. Einleitung und Untersuchungsgebiet

Kempema 1987, Reimnitz & Saarso 1991, Wollenburg 1993 Nürnberg et al. 1994).

Neunzig Prozent des Meereises ist mehrjähriges Eis, wobei das Eis im Amerasischen Becken älter (bis 13 Jahre) als das meist 1 bis 3 jährige Eis des Eurasischen Beckens ist (Maykut 1985). Etwa 10 % des Meereises verläßt den Arktischen Ozean pro Jahr durch die Fram-Straße. Die Driftgeschwindigkeiten liegen bei ca. 6 km pro Tag, können aber in der Ost-Grönland Region bis auf 25 km pro Tag ansteigen.

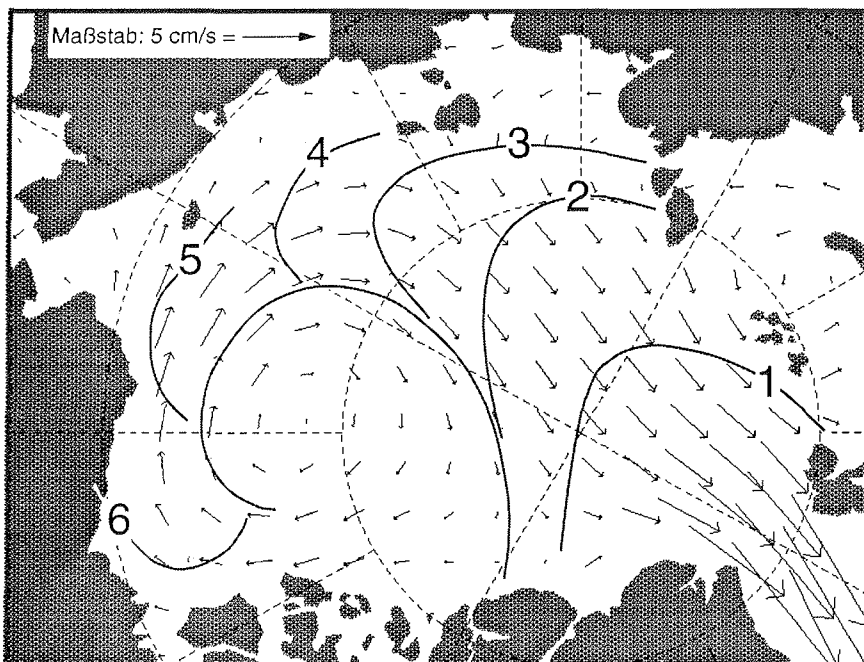


Abb. 5: Zirkulationsmuster und Driftgeschwindigkeit des Meereises. Dicke Linien und Zahlen geben die noch verbleibende Zeit (in Jahren) der Eisschollen im Arktischen Ozean an, bevor sie durch die Fram-Straße ausströmen (Rigor 1992).

Eisberge treten im Eurasischen Becken rezent nur vereinzelt auf (Wollenburg 1993, vgl. Eicken et al. 1994). Dadurch ist ihr Einfluß auf die Sedimentation im Eurasischen Becken eher als gering einzuschätzen (vgl. John & Sudgen 1975, Wollenburg 1993). Sie finden ihren Ursprung hauptsächlich auf Franz-Josef-Land oder Severnaya Zemlya (Wollenburg 1993).

1.5. Sedimentationsprozesse

Bei vorhergehenden Untersuchungen der Sedimentationsprozesse im Arktischen Ozean hat sich gezeigt, daß hier mehrere Faktoren zu berücksichtigen sind. Hierbei spielt der Partikeltransport durch Meereis eine wesentliche Rolle (Reimnitz & Kempema 1987, Reimnitz & Saarso 1991,

1. Einleitung und Untersuchungsgebiet

Pfirman et al. 1989, 1990, Wollenburg 1993, Nürnberg et al. 1994). Äolisch transportierte Sedimentpartikel stellen nur einen geringen Anteil an dem Gesamtsediment des Arktischen Ozeans (Wollenburg 1993). Bei den eistransportierten Sedimenten handelt es sich hauptsächlich um tonig-siltige oder siltig-tonige Sedimente (Pfirman et al. 1990, Wollenburg 1993, Nürnberg et al. 1994). Vereinzelt können aber auch Feinsande oder grobes Material bis fünf Zentimeter, welches im Sediment als eistransportiertes Material (IRD) bezeichnet wird, auftreten (Nürnberg et al. 1994). Die Aufnahme des Sediments in das Meereis ist von mehreren Autoren beschrieben worden (Barnes et al. 1982, Reimnitz & Kempema 1987, Reimnitz et al. 1987, Kempema et al. 1989). Hier spielen Prozesse wie "anchor"-, "frazil"- und "slush"-Eisbildung eine wesentliche Rolle für die Sedimentation im Arktischen Ozean. Als eine Hauptregion für die Sedimentaufnahme ins Meereis wird heute die Laptev-See angenommen (Pfirman et al. 1990, Wollenburg 1993, Nürnberg et al. 1994, siehe auch Kassens et al. 1994). Die Zusammensetzung der Meereissedimente ist in Abbildung 6 dargestellt. Neben Tonmineralen sind Quarz und Feldspäte häufig. Bei den biogenen Partikeln dominieren Diatomeen, die bis 90 % ausmachen können (Abelmann 1992).

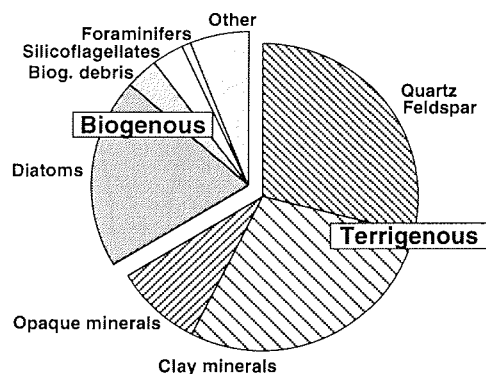


Abb. 6: Terrigene und biogene Bestandteile und deren relative Häufigkeit in Meereissedimenten (aus Nürnberg et al. 1994)

Die organischen Kohlenstoffgehalte in arktischen Meereissedimenten liegen zwischen 0,6 bis 6,4 % (Wollenburg 1993). Nürnberg et al. (1994) haben in Meereissedimenten der Laptev-See TOC-Gehalte von 1,6 % für "turbid-ice" und 5,7 % für "anchor-ice" gemessen. In dem "anchor-ice" fanden sich als häufiger Bestandteil terrigene Pflanzenhäcksel (Nürnberg pers. Mitt.). Untersuchungen über die Tonmineralvergesellschaftung in Oberflächensedimenten und der Vergleich zu den Meereissedimenten zeigt, daß auch andere Sedimentationsprozesse wie z.B. Trübestrome eine erhebliche Rolle spielen müssen (Stein et al. 1994c,d). In Abbildung 7 ist eine Zusammenfassung der Faktoren, die die Sedimentation und die Produktion von mariner organischer Substanz im Arktischen Ozean beeinflussen, dargestellt.

1. Einleitung und Untersuchungsgebiet

Durch ihre im Vergleich zu den Eurasischen Schelfen relativ schmalen Schelfgebiete hat die Kanadische Arktis keinen vergleichbar großen Einfluß auf die Sedimentation in der Arktis wie die ausgedehnten flachen Sibirischen Schelfgebiete (vgl. Reimnitz et al. 1994). Eine Absenkung des Meeresspiegels sollte auf den Schelfgebieten der Kanadischen Arktis auch nicht so große Auswirkungen haben, da diese viel tiefer sind, so daß sie bei einem Meeresspiegelabfall nicht vollständig trockenfallen.

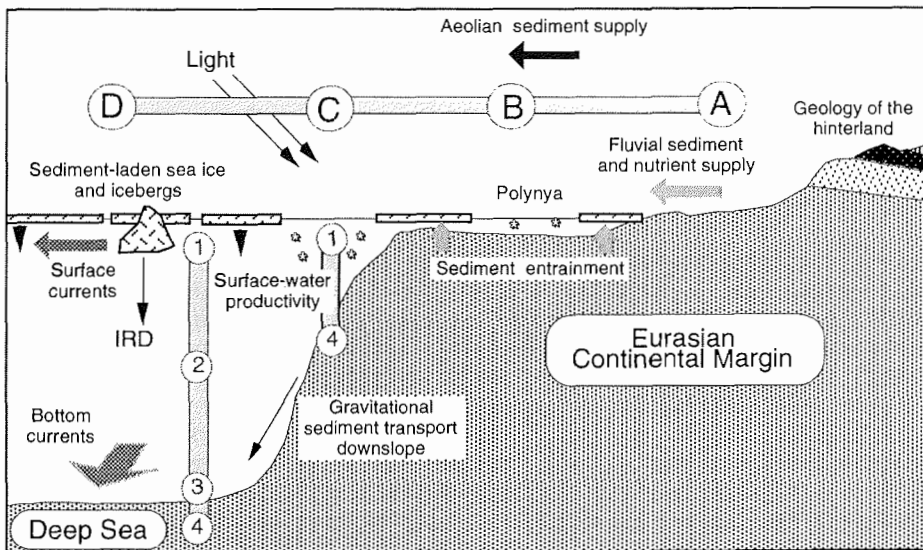


Abb. 7: Faktoren, die die Sedimentation und die Produktion von mariner organischer Substanz im Arktischen Ozean beeinflussen (Stein & Korolev 1994)

2. Material und Untersuchungsmethoden

2.1. Probennahme

In der vorliegenden Arbeit wurden Untersuchungen an Sedimenten des zentralen Arktischen Ozeans durchgeführt. Eine der wichtigsten Voraussetzungen dafür ist eine möglichst ungestörte Sedimentabfolge. Um Oberflächensedimente gewinnen zu können, wurden zwei verschiedene Multicorer (MUC; 12 Rohre mit einem Durchmesser von 6 cm bzw. 8 Rohre mit einem Durchmesser von 10 cm; Fa. Wuttke, Henstedt-Ulzburg) eingesetzt. Mit einem Penetrationsgewicht von 250 kg konnten nahezu ungestörte Oberflächensedimentkerne bis 40 cm Länge gewonnen werden. Um längere Sedimentsequenzen zu kernen, kam das Kastenlot (KAL; Hydrowerkstätten in Kiel) mit einem quadratischen Querschnitt von 30 cm und einer Segment-Länge von 575 cm sowie einem Penetrationsgewicht von 3.5 t zum Einsatz (Kögler 1963). Mit dem Kastenlot (2 Segmente) war es möglich, Kerne bis zu 970 cm Länge zu erlangen.

Die Beprobung der Multicorer-Kerne erfolgte zentimeterweise. 1 bis 2 Rohre wurden sofort für organisch-geochemische Untersuchungen tiefgefroren (-30 °C). Proben, die für Isotopenuntersuchungen sowie sedimentologische und mikroskopische Methoden verwendet werden sollten, sind bei 4 °C aufbewahrt worden. Die in dieser Arbeit angewendeten Untersuchungsmethoden sind in Abbildung 8 aufgeführt. Insgesamt wurden 20 Multicorer-Kerne bearbeitet (Abb. 9). Die Kastenlotkerne sind nach der Kernnahme sofort an Bord geöffnet worden und wurden im 5 cm Abstand beprobt. Zusätzliche Proben wurden an besonders ausgeprägten lithologischen Einheiten entnommen. Die Proben wurden bis zur Bearbeitung bei 4 °C gelagert. Um stratigraphisch hochauflösende organisch-geochemische Untersuchungen durchführen zu können, wurde ein halbiertes Rohr (12 cm im Durchmesser) in das Sediment gedrückt und so die komplette Sedimentsequenz erhalten. Diese wurde bei minus 30 °C eingefroren. Es wurden 8 Kastenlotkerne in dieser Arbeit untersucht (Abb. 9).

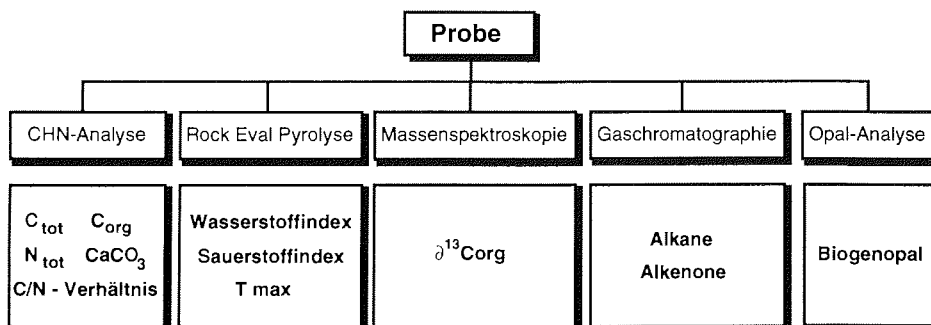


Abb. 8: Angewendete Untersuchungsmethoden und gemessene Parameter

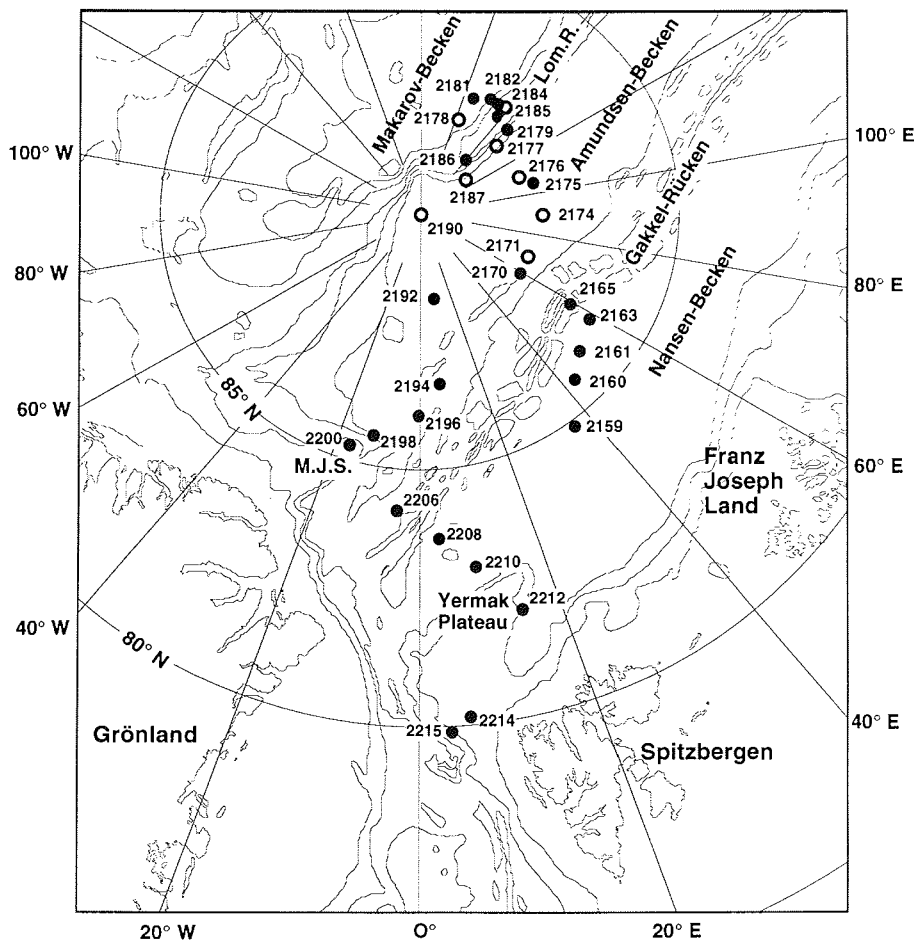


Abb. 9: Positionen der untersuchten Oberflächen- und Multicorerproben (volle Kreise) und der Kastenlotkerne (offene Kreise). Lom. R. = Lomonosov-Rücken, M.J.S. = Morris-Jesup-Schwelle.

2.2. Elementaranalysen

Zur Bestimmung des Gehaltes von Kohlenstoff und Stickstoff im Sediment stehen verschiedene Verfahren zur Verfügung. Am Alfred-Wegener-Institut wurde neben einem CHN-Elementaranalysator der Firma Heraeus ein Leco CS-Elementaranalysator eingesetzt.

Bei der Bestimmung von Kohlenstoff und Stickstoff mit dem CHN-Elementaranalysator werden ca. 20 bis 40 mg Probensubstanz in ein Zinnschiffchen eingewogen und luftdicht eingefaltet. Die Probe wird unter Zufuhr einer definierten Menge an Sauerstoff verbrannt. Hierbei werden durch die katalytische Wirkung des Zinns Temperaturen von 1400 °C erreicht, die einen

2. Material und Untersuchungsmethoden

vollständigen Aufschluß der Probe gewährleisten. Bei der Verbrennung entstehen CO_2 und Stickoxide (NO_x), die in einem mit Kupferdraht gefüllten Quarzrohr zu N_2 reduziert werden. Mit einem Helium-Trägerstrom werden die Gase durch eine mit Silicagel gefüllte Kupferspirale geleitet, an der CO_2 zurückgehalten wird, während Stickstoff in einem Wärmeleitfähigkeitsdetektor (WLD) gegen einen unkontaminierten Helium-Vergleichsstrom bestimmt wird. Anschließend wird die CO_2 -Falle aufgeheizt und das freiwerdende CO_2 ebenfalls im WLD gemessen. Die Auswertung erfolgt durch Eichung mit Standardsubstanzen (z.B. Acetanilid), die vor jeder Meßreihe durchgeführt wird.

Die Reproduzierbarkeit der Messungen wurde mit Doppelmessungen an verschiedenen Kernen überprüft. In Abbildung 10 ist das Ergebnis am Beispiel von Kern PS2176-3 dokumentiert. Die Standardabweichung ergab beim Kohlenstoff 0,05 Gew.-% und beim Stickstoff 0,04 Gew.-%.

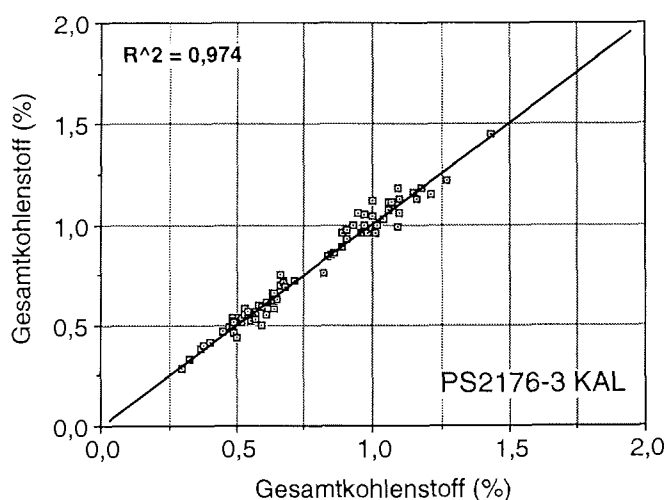


Abb. 10: Doppelmessungen des Kohlenstoffgehaltes (%) mit dem CHN-Analysator an Proben des Korns PS2176-3

Zur Kontrolle der Messungen sind in regelmäßigen Abständen Bezugs-substanzen während der Analysen-Zyklen gemessen worden. Hierbei wurden die in Tabelle 1 aufgeführten Substanzen verwendet:

Tab. 1: Standardsubstanzen für die CHN-Analyse. (2) und (3) sind interne AWI Standards

Standard	Kohlenstoff Gew.-%	Stickstoff Gew.-%
(1) Acetanilid	71,09	10,36
(2) Lias-Schwarzschiefer (ST001)	0,6 - 0,8	0,04 - 0,08
(3) Weser-Wattsediment (WRE1)	2,1 - 2,2	0,12 - 0,15

2.2.1. Bestimmung von organischem Kohlenstoff und Karbonat

Die Bestimmung des organischen Kohlenstoffs (TOC) setzt eine Trennung des karbonatisch und organisch gebundenen Kohlenstoffs voraus. In dieser Arbeit wurden drei verschiedene Methoden angewandt. (1) Das Sediment wird mit 10 %iger Salzsäure versetzt und einige Stunden stehen gelassen. Die Säure wird danach durch mehrmaliges Auswaschen des Sediments mit H₂O (dest.) entfernt. Hierbei ist es möglich, daß sehr labile organische Komponenten angelöst und weggespült werden. Nachdem das Sediment bei 60 °C getrocknet wurde, kann nach einer weiteren Messung im CHN-Elementaranalysator der organische Kohlenstoff (TOC) aus dem Gesamtkohlenstoff (TC) und dem Kohlenstoff der karbonatfreien Probe (TOC') nach folgender Formel berechnet werden:

$$\text{TOC (\%)} = \frac{100 - (8,333 \times \text{TC})}{(100/\text{TOC}') - 8,333} \quad (1)$$

Eine weitere Methode (2), bei der das Ausspülen labiler organischer Komponenten vermieden wird, sieht die Entkarbonatisierung direkt in einem Silberschiffchen vor. Dabei wird die eingewogene Gesamt-Probe mit ein paar Tropfen Äthanol versetzt und solange mit 10 %iger HCl beträufelt, bis keine Reaktion (CO₂-Entwicklung) mehr auftritt (vergl. Hebbeln 1991). Die Probe wird auf der Heizplatte bei 70 °C getrocknet, luftdicht eingefaltet, und der organische Kohlenstoff wird dann direkt im CHN-Elementaranalysator gemessen.

Bei der Kohlenstoffmessung mit dem Leco CS-Analysator (3) wird die Probe in einem Tiegel mit HCl (konz.) versetzt und mindestens 2 Stunden bei 200 °C abgeraucht. Die Probe wird dann im Leco in einem Induktionsofen bei 1800 °C verbrannt und der organische Kohlenstoff als CO₂ mit einer Infrarotmeßzelle erfaßt.

Der Karbonatgehalt der Proben errechnet sich jeweils als Differenz des Gesamtkohlenstoffs (TC) und des organischen Kohlenstoffs (TOC):

$$\text{Karbonatgehalt (\%)} = (\text{TC} - \text{TOC}) \times 8,333 \quad (2)$$

Bei der Berechnung des Karbonatgehaltes nach dieser Formel wird vorausgesetzt, daß das gesamte Karbonat als Kalzit vorliegt. Wenn größere Mengen anderer Karbonatphasen (z.B. Dolomit) in den Proben vorhanden sind, können die Gehalte aufgrund des unterschiedlichen Umrechnungsfaktors von Kalzit (8,333) und Dolomit (15,353) zu niedrig sein.

2.2.2. Fehlerbetrachtung und Vergleich der unterschiedlichen Analysenmethoden

Um die Meßdaten der verschiedenen Analysenmethoden miteinander vergleichen zu können, wurden die Werte in Abbildung 11 als Korrelationsdiagramm dargestellt. Hierbei wird deutlich, daß die am Leco gemessenen Proben im unteren Konzentrationsbereich recht gut mit den am CHN-Analysator gemessenen Proben übereinstimmen, während im oberen Konzentrationsbereich Abweichungen von bis zu 0,3 Prozentpunkten auftreten können. Diese relativ großen Abweichungen traten bei Vergleichsmessungen von Sedimenten aus dem Jungtertiär und Pleistozän nicht auf (vgl. Stein et al. 1989).

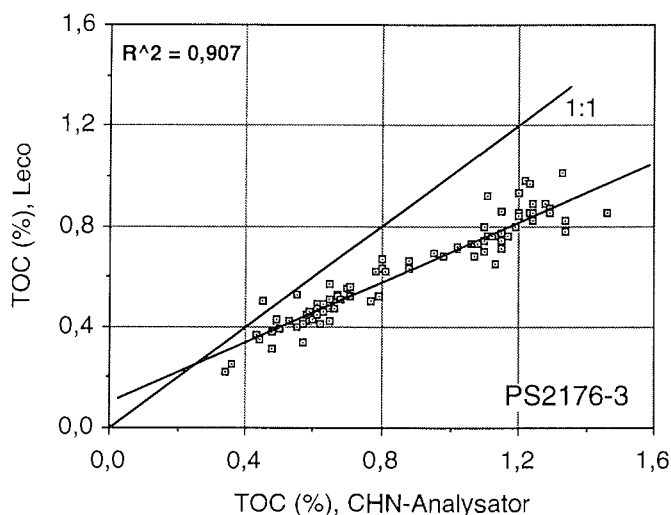


Abb. 11: Vergleich der Messung von organischem Kohlenstoff (%) an ausgewählten Proben des Kerns PS2176-3, die mit dem Leco CS-Analysator bzw. mit dem CHN-Analysator von Heraeus bestimmt wurden

Die direkte Bestimmung des organischen Kohlenstoffs mittels Silberschiffchen wurde an den Multicorer-Kernen PS2159-3, PS2161-1, PS2165-5 und PS2177-3 zusätzlich durchgeführt. In Abbildung 12 sieht man sehr schön den linearen Verlauf, der den möglichen Verlust von organischen Komponenten durch das Auswaschen nicht bestätigt. In dieser Arbeit wurden nur Meßwerte des CHN-Elementaranalysators verwendet.

Die geringen Stickstoff-Werte arktischer Sedimente (0,02 bis 0,15 %) liegen nahe an der Nachweisgrenze des CHN-Analysators. Hier wäre der Einsatz eines zusätzlichen Integrators sinnvoll, um den Fehler bei der Auswertung zu minimieren. Die Berechnung von TOC/N_{tot} wird mit Werten aus zwei Meßvorgängen vorgenommen. Um dies zu umgehen, kann zur Berechnung von C/N-Verhältnissen der TOC- und N_{tot} -Wert (die Kohlenstoff- und Stickstoffwerte der entkarbonatisierten Probe) benutzt werden. Einen Vergleich der Ergebnisse beider Berechnungsarten in Abbildung 13 zeigt aber keine signifikanten Abweichungen.

2. Material und Untersuchungsmethoden

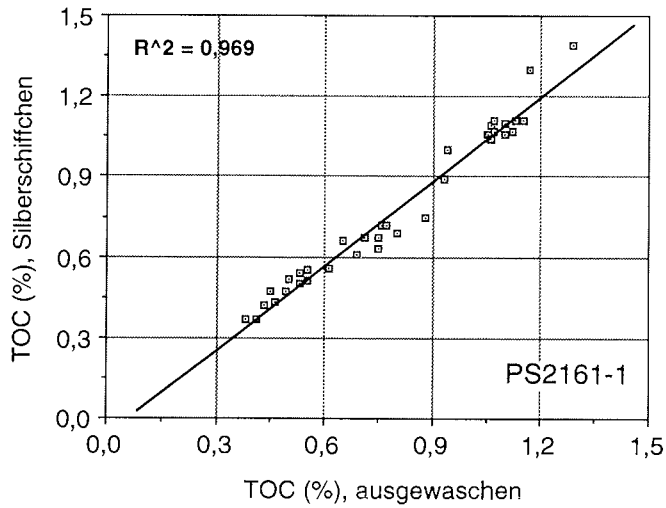


Abb. 12: Vergleich des organischen Kohlenstoffgehaltes (%) von Proben des Multicorer-Kerns PS2161-1. Die Proben, die auf der Ordinate aufgetragen sind, wurden im Silberschiffchen entkarbonatisiert. Die Proben, die auf der Abszisse aufgetragen sind, wurden mit H_2O (dest.) ausgewaschen.

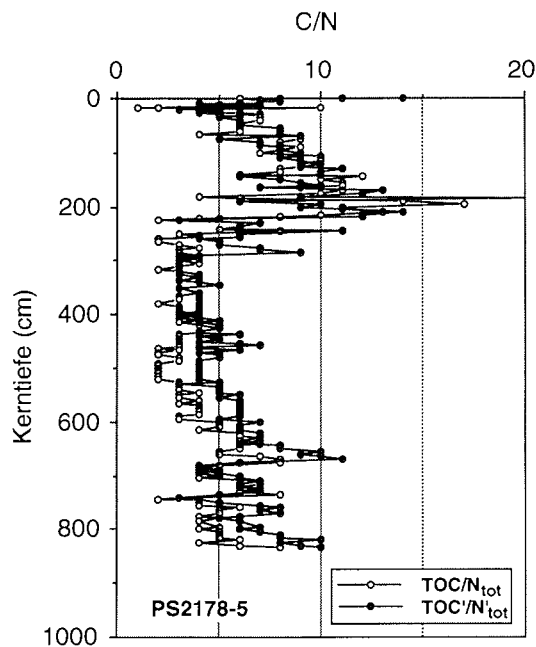


Abb. 13: Vergleich von TOC/ N_{tot} - und TOC/ N'_{tot} - Werten des Kerns PS2178-5

2. Material und Untersuchungsmethoden

Der Stickstoff im Sediment setzt sich aus einem von Organismen stammenden Teil (N_{org}) und einem an Tonminerale gebundenen Teil (N_{anorg}) zusammen. Der anorganische Stickstoff ist besonders an Illite und Vermiculite in Form von Ammonium gebunden (Stevenson & Dhariwal 1959, Schachtschabel 1961). Dies hängt mit dem Austausch von Kaliumionen gegen Ammoniumionen zusammen, die dieselbe Ladung besitzen und im Radius nur etwas größer sind ($K^+ = 2,66 \text{ \AA}$, $NH_4^+ = 2,86 \text{ \AA}$; Schwertmann & Niederbudde 1993). Bei der Bestimmung von C/N-Verhältnissen wird meist nur das $C_{\text{org}}/N_{\text{tot}}$ -Verhältnis bestimmt, da die Trennung von organischem und anorganischem Stickstoff in Sedimenten analytisch sehr aufwendig ist (Stevenson et al. 1967). Bei Sedimentproben, die arm an Illiten und Vermiculiten sind, ist dies durchaus sinnvoll und in Hinsicht auf die Herkunft des organischen Materials (Emerson & Hedges 1988, Stein 1991) interpretierbar (Müller 1977).

Die Sedimente des Arktischen Ozeans bestehen teilweise zu über 60 % aus dem ammoniumbindenden Tonmineral Illit (Stein et al. 1994c). Dies kann zu Abweichungen zwischen TOC/N_{tot} und TOC/N_{org} führen. Um eine grobe Abschätzung über den an Tonminerale gebundenen Stickstoff zu erlangen, wurden einige Proben 24 h in einem Muffelofen $400 \text{ }^\circ\text{C}$ ausgesetzt (Mogilevkina 1964). Hierbei wird der organische Stickstoffanteil zerstört, so daß man bei einer erneuten Messung den anorganischen Stickstoff messen kann. Nach folgender Gleichung kann dann der organische Stickstoffgehalt der Probe berechnet werden:

$$N_{\text{org}} (\%) + N_{\text{aust}} (\%) = N_{\text{ges}} (\%) - N_{\text{anorg}} (\%) \quad (3)$$

Der austauschbare Stickstoffgehalt (N_{aust}) liegt in den meisten Sedimenten unter 5 % und kann vernachlässigt werden (Müller 1977). In Tabelle 2 ist der N_{org} -, N_{ges} -, N_{anorg} -Gehalt sowie die Tonmineralgehalte von Oberflächensedimenten und einem Kern aus dem Amundsen-Becken (für den keine Tonmineraldaten vorliegen) angegeben. Dabei wird ersichtlich, daß teilweise bis zu 70 % des Stickstoffs aus den Tonmineralen herrühren. Man sollte hierbei aber die angewendete Methode berücksichtigen, die nur eine recht grobe Einschätzung zuläßt. Aus Abbildung 14 ist ersichtlich, daß, obwohl die Absolutwerte sehr unterschiedlich sind, eine Einordnung in marine bzw. terrigene organische Substanz aufgrund der relativen Schwankungen des C/N-Verhältnisses durchaus gerechtfertigt ist.

2. Material und Untersuchungsmethoden

Tab. 2: Gesamtstickstoff (N_{ges}), anorganischer (N_{anorg}) und organischer (N_{org}) Stickstoffanteil (%) der Gesamtprobe, Tonmineralanteil (%) der Gesamtprobe und Illitanteil (%) der Tonfraktion von Oberflächensedimenten und Kern PS2174-5 aus dem Amundsen-Becken. Tonmineraldaten aus Stein et al. (1994c)

Probe	N_{ges}	N_{anorg}	N_{org}	N_{org} (%)	Ton (%)	Illit(%)
PS2182-4 0-1	0,062	0,026	0,036	58	24	54
PS2174-2 0-1	0,114	0,035	0,079	69	57	54
PS2177-3 0-1	0,109	0,032	0,077	71	57	51
PS2178-4 0-1	0,083	0,036	0,047	57	46	59
PS2200-4 0-1	0,069	0,031	0,038	55	27	67
PS2212-6 0-1	0,145	0,043	0,102	70	14	60
PS2215-1 0-1	0,088	0,025	0,063	72	11	57
PS2174-5 50	0,090	0,057	0,033	37		
PS2174-5 130	0,081	0,049	0,032	40		
PS2174-5 170	0,070	0,038	0,032	46		
PS2174-5 200	0,104	0,033	0,071	68		
PS2174-5 250	0,061	0,036	0,025	41		
PS2174-5 340	0,064	0,043	0,021	33		
PS2174-5 400	0,061	0,034	0,027	44		
PS2174-5 420	0,068	0,032	0,036	53		
PS2174-5 500	0,081	0,037	0,044	54		

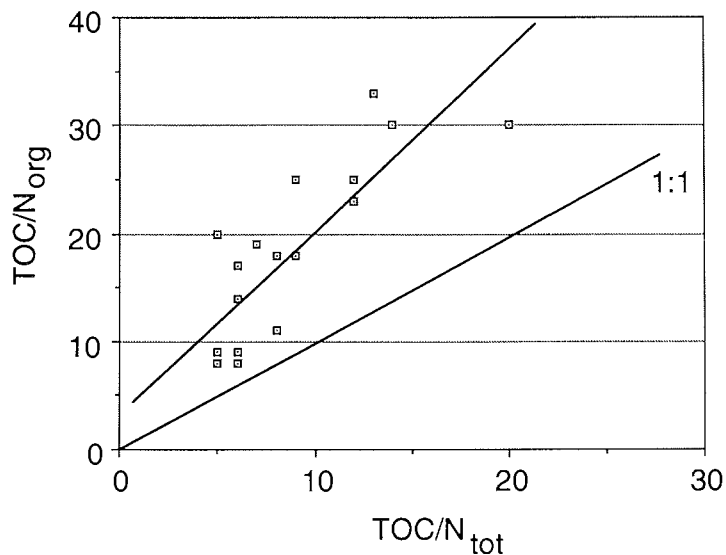


Abb.14: Korrelationsdiagramm von TOC/N_{tot} - und TOC/N_{org} -Werten

2.3. Bestimmung der Zusammensetzung und der thermischen Reife von organischer Substanz mit der Rock-Eval-Pyrolyse

Mit Hilfe der Rock-Eval-Pyrolyse kann sowohl eine Beurteilung der thermischen Reife als auch der Qualität des organischen Materials vorgenommen werden (Espitalie et al. 1977, Espitalie et al. 1984, Peters 1986). Hierbei wird ca. 100 mg Probe in einem Ofen schrittweise aufgeheizt und somit eine thermische Diagenese der organischen Substanz simuliert. Der Pyrolysevorgang erfolgt in drei Stufen (Abb. 15): (1) Die labilen organischen Verbindungen werden bei 300 °C freigesetzt und an einem Flammenionisationsdetektor (FID) als S₁-Peak gemessen.

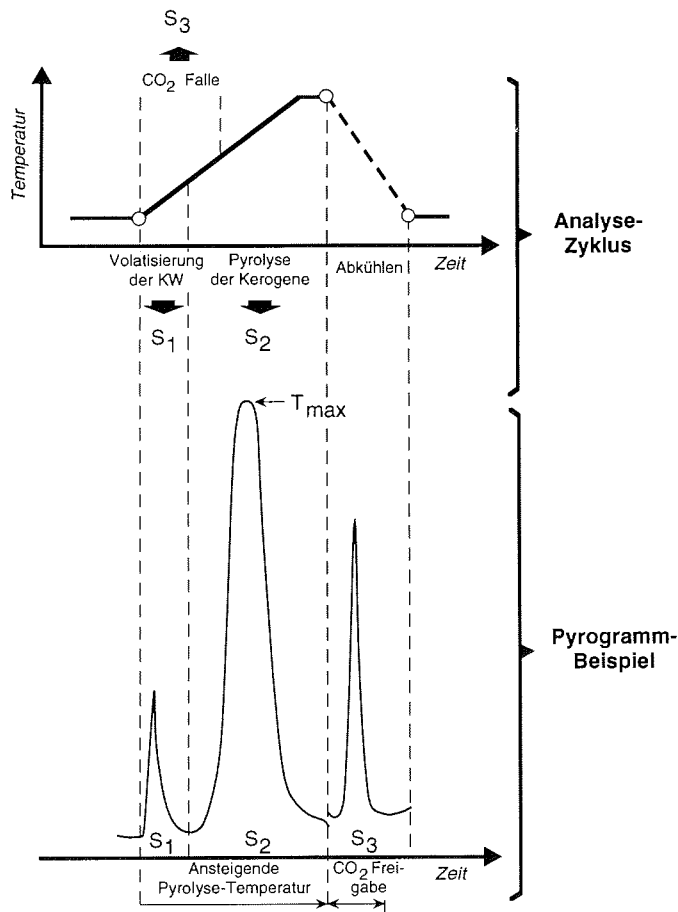


Abb. 15: Schematische Darstellung eines Analysezyklus bei der Rock-Eval-Pyrolyse

In einer weiteren Aufheizphase (300-550 °C) werden die komplexeren Kohlenstoffverbindungen aufgespalten und ebenfalls am FID als S₂-Peak detektiert (2). Bei diesem Vorgang wird gleichzeitig zwischen 300 und 390 °C das durch den Zerfall der organischen Substanz volatilierte CO₂ in einem

2. Material und Untersuchungsmethoden

Molekularsieb aufgefangen. Nach der Detektion des S₂-Peaks wird das Molekularsieb aufgeheizt und das freiwerdende CO₂ mit einem Wärmeleitfähigkeitsdetektor gemessen (S₃-Peak, 3). Durch das gezielte Auffangen des CO₂ bis 390 °C wird verhindert, daß CO₂, welches durch den Zerfall von Karbonaten entsteht, mit in den S₃-Peak einfließt. Eine ausführliche Diskussion über Einflüsse durch andere Minerale ("mineral matrix effect") oder Schwefelkomponenten findet sich bei Katz (1983) und Peters (1986) bzw. Sassen & Chinn (1989).

In Abbildung 16 sind Doppelmessungen des Wasserstoffindex von Proben des Kerns PS2163-1 aufgetragen. Diese zeigen die gute Reproduzierbarkeit der Wasserstoffindex-Werte.

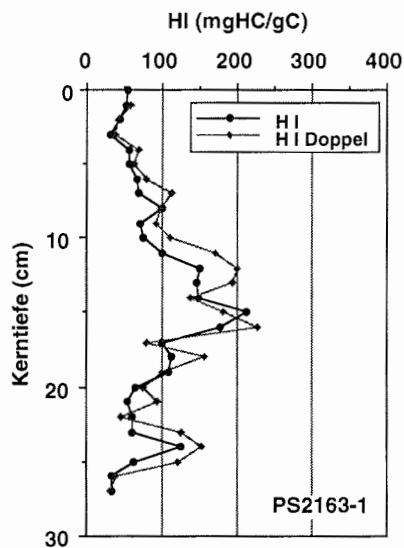


Abb. 16: Doppelmessungen der Wasserstoffindex-Werte an Proben des Kerns PS2163-1

Beim Rock-Eval-Gerät besteht neben fest programmierten Temperaturzyklen die Möglichkeit, eigene Temperaturprogramme zu bestimmen. Dies wird von manchen Autoren für rezente Sedimente angewandt, da diese Proben häufig noch sehr labile organische Substanzen beinhalten, die in den S₁-Peak mit einbezogen werden und diesen verfälschen (Liebezeit & Wiesner 1990, Wagner 1993). In Tabelle 3 werden zwei Zyklen (1 = festprogrammiert, 4 = freiwählbar) gegenübergestellt.

2. Material und Untersuchungsmethoden

Tab. 3: Pyrolysezyklen der verwendeten Rock-Eval Methode

Pyrolyse-Schritt	Zyklus 1	Zyklus 4
Warte-Isotherme	300 °C, 15 sec	180 °C, 15 sec
Spülen	450 °C, 4 min	450 °C, 4 min
Anfangs-Isotherme	300 °C, 3 min	180 °C, 2 min
Aufheizen	300-550 °C, 30 °C/min	180-550 °C, 50 °C/min
End-Isotherme	550 °C, 1 min	550 °C, 1 min

In Abbildung 17a sind die Ergebnisse des mit Zyklus 1 und Zyklus 4 gemessenen Kerns PS2174-5 in einem Diagramm aufgetragen. Es sind nur geringe Abweichungen bei zwei Proben um 350 cm Kerntiefe festzustellen. Diese fallen in einen Bereich, in dem ein höherer Anteil an (labiler) mariner organischer Substanz vorkommt. Generell wurden alle HI-Werte mit dem Zyklus 1 bestimmt. Dies ist durch den hohen Anteil an terrigener organischer Substanz in Sedimenten des Arktischen Ozeans gerechtfertigt (Kap. 7.4.). Die Anwendung des Zyklus 4 ist aber durchaus sinnvoll, wenn Sedimente mit hoher mariner organischer Substanz untersucht werden, wie Vergleichsmessungen zeigen (Wagner 1994).

In Abbildung 17b sind die Messungen des Wasserstoffindex der Gesamtprobe (HI) und der entkarbonatisierten Probe (HI-HCl) des Kerns PS2176-3 aufgetragen. Es zeigt sich, daß die erhöhten Wasserstoffindex-Werte der Gesamtprobe im Abschnitt 400 bis 500 cm nach einer Behandlung mit Salzsäure stark zurückgehen und die Werte über den gesamten Kernabschnitt zwischen 30 und 80 mgHC/gC liegen. Dieses Phänomen, welches sich bei Proben aus dem Jungtertiär und Pleistozän nicht zeigte (Stein 1991), scheint nur bei relativ jungen Sedimenten aufzutreten. In diesen Sedimenten liegen wahrscheinlich noch sehr labile, wasserstoffreiche organische Verbindungen vor, die durch eine Behandlung mit einer 10 % HCl zerstört und ausgewaschen werden. Eine gaschromatographische Analyse der Proben zeigte in der Alkanfraktion keine signifikanten Abweichungen. Um die abgereicherten organischen Komponenten der salzsäurebehandelten Probe bestimmen zu können, müßte eine massenspektrometrische Vollanalyse durchgeführt werden.

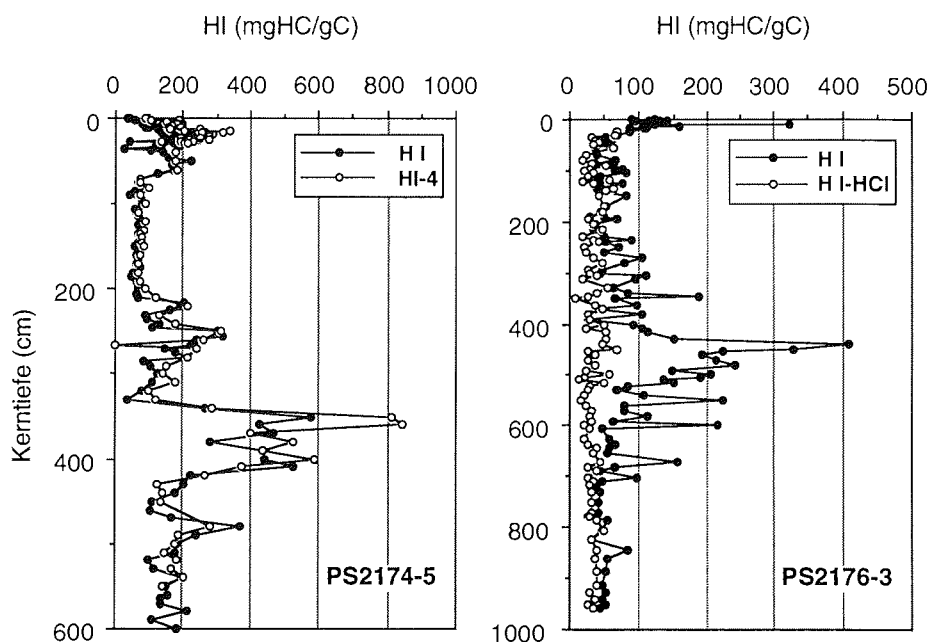


Abb. 17a, b: Gegenüberstellung von Werten der Rock-Eval-Pyrolyse des Kerns PS2174-5, die mit verschiedenen Aufheizprogrammen (Zyklen 1 und 4) bestimmt wurden und ein Vergleich der Wasserstoffindex-Werte von Gesamtpuben und entkarbonatisierten Proben des Kerns PS2176-3.

2.4. Gaschromatographische Bestimmung von n-Alkanen und Alkenonen

2.4.1. Probenaufbereitung für die Gaschromatographie

Das Sediment wurde sofort nach der Probennahme an Bord bei minus 30 °C eingefroren. Unmittelbar vor der Aufbereitung für die organisch-geochemischen Untersuchungen wurde das Sediment gefriergetrocknet und in einem Achatmörser analysenfein gemahlen. Die Aufbereitung der Sedimentproben wurde unter weitgehendem Verzicht auf Kunststoff- und Metallmaterialien durchgeführt, um eine Kontamination durch organische Substanzen sowie Metalle und Metallsalze zu minimieren. Eine massenspektrometrische Analyse einzelner Proben zeigte jedoch geringe Verunreinigungen (sog. "Weichmacher" aus Kunststoffen), die sehr wahrscheinlich auf die Probennahme an Bord und die Lagerung in Kunststoffbeuteln zurückzuführen sind.

In Abbildung 18 ist die Probenaufbereitung (nach Farrimond et al. 1990) in einem Flußdiagramm dargestellt. Abhängig vom TOC-Gehalt der Probe wurden 1 bis 5 g Probe eingewogen und mit einem internen Standard (1 µg Squalan, bzw. Octacosansäuremethylester 0,25 µg) versetzt. In drei

2. Material und Untersuchungsmethoden

Extraktionsschritten, die aus 20 min Ultraschallbad (Alkane) oder 6 min Ultraschallstab (Ketone) sowie anschließend abzentrifugieren des organischen Lösungsmittels bestehen, wurden folgende Lösungsmittel eingesetzt:

- | | | |
|------------------------|------------------------|--------------|
| 1. Extraktionsschritt: | Methanol | 10 bis 30 ml |
| 2. Extraktionsschritt: | Methanol/Dichlormethan | 10 bis 30 ml |
| 3. Extraktionsschritt: | Dichlormethan | 10 bis 30 ml |

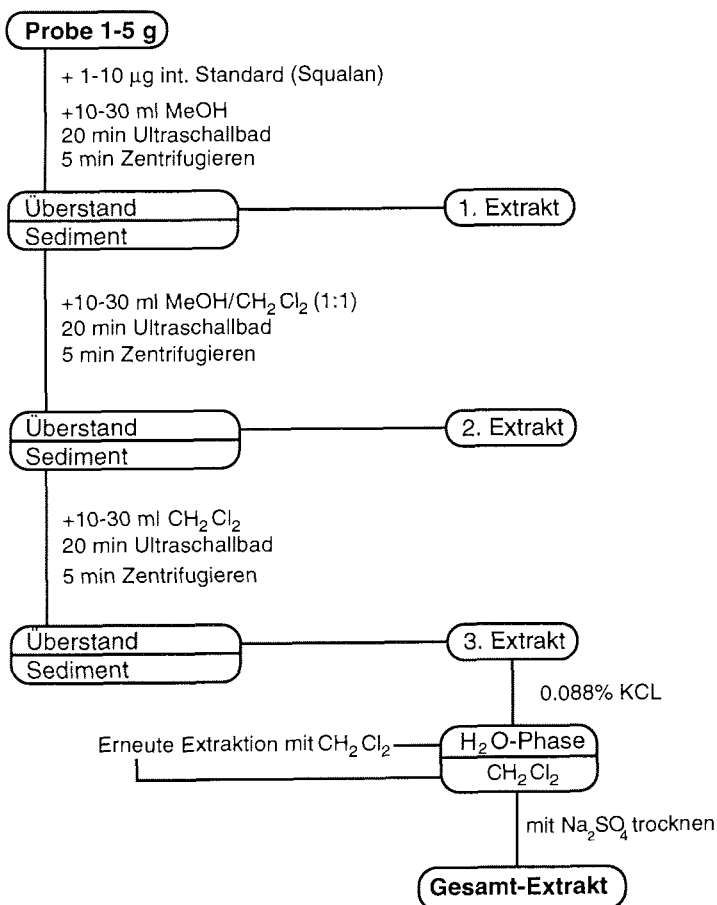


Abb. 18: Flußdiagramm der Probenaufbereitung zur GC-Analyse (nach Farrimond et al. 1990)

Die so erhaltenen Extrakte wurden zusammengefügt und mit 0,88 % KCl (Milli-Q-H₂O) in einem Schütteltrichter ausgewaschen. Nach der Phasen-

2. Material und Untersuchungsmethoden

trennung wurde die untere Phase (Dichlormethan) über zuvor extrahierte Watte und Na_2SO_4 gegeben und in einen Kolben überführt. Die zurückbehaltene Phase (Methanol- H_2O) wurde noch einmal mit Dichlormethan ausgeschüttelt, um eventuell zurückgebliebene organische Substanzen in die Dichlormethanphase zu überführen. Die so erhaltenen Dichlormethanphasen wurden vereinigt, unter leichtem Unterdruck in einem Rotationsverdampfer bei einer Temperatur von $40\text{ }^\circ\text{C}$ auf ca. 2 ml eingeengt und in ein 5 ml-Proben-gläschen überführt. Das restliche Lösungsmittel wurde unter Stickstoff-atmosphäre bei $35\text{ }^\circ\text{C}$ vorsichtig abgeblasen. Hierbei wurde besonders darauf geachtet, daß die Prozedur mit Erreichen der Gewichtskonstanz abgebrochen wurde, um Verluste an Probensubstanz möglichst gering zu halten. Da die Proben bei der Fraktionierung über eine mit n-Hexan aufgeschwämmte Kieselgel-Säule geführt werden, wurde der Extrakt mit 0,1 ml Dichlormethan und 4 ml n-Hexan aufgenommen. Dadurch ist gewähr-leistet, daß sich der Extrakt vollständig in Dichlormethan löst, aber durch den Überschuß an n-Hexan die Bedingungen für die Fraktionierung auf der Säule nicht verändert werden.

2.4.2. Verwendete Reagenzien und Standardsubstanzen

Methanol	Chromasolv	Riedel-de Haen	
Dichlormethan	LiChrosolv	Merck	
Ethylacetat	LiChrosolv	Merck	
n-Hexan	zur Rückstands-analyse	Merck	2 x dest.
Natriumsulfat	reinst	Riedel-de Haen	bei $600\text{ }^\circ\text{C}$ 2 h geglüht
Kieselgel 60	reinst	Merck	2 h bei $120\text{ }^\circ\text{C}$
Kaliumchlorid	zur Analyse	Merck	
Behensäure-methylester		Aldrich	
Pristan		Merck	
Alkane $\text{C}_{14}\text{-C}_{36}$		Aldrich	
Octacosansäure-methylester		Fluka	
Squalan		Aldrich	
Milli-Q-Wasser aus einer Milli-Q-Plus 185 Anlage mit UV-Lampe			

2.4.3. Fraktionierung des Gesamtextraktes

Der Gesamtextrakt des geologischen Probenmaterials stellt eine komplexe Mischung sehr unterschiedlicher organischer Verbindungen dar. Für eine Zuordnung von Einzelkomponenten und ihre Quantifizierung durch die GC-

2. Material und Untersuchungsmethoden

beziehungsweise GC/MS-Analytik ist eine Auftrennung des Gesamtextraktes in verschiedene Fraktionen mit ähnlicher Polarität sinnvoll. Besonders eine Zuordnung von Einzelkomponenten durch Retentionszeiten wird dadurch wesentlich erleichtert.

Die Auftrennung in drei Fraktionen wurde über eine mit Kieselgel gefüllte Pipette durchgeführt. Das verwendete Kieselgel wurde jeweils frisch mit n-Hexan aufgeschwemmt. Die Trennung der Fraktionen wird durch die Verwendung verschiedener Lösungsmittel mit unterschiedlicher Polarität erreicht:

Fraktion 1:	6 ml n-Hexan	Aliphate
Fraktion 2:	6 ml n-Hexan/Ethylacetat (95:5) 6 ml n-Hexan/Ethylacetat (90:10)	Sterole und Alkenone
Fraktion 3:	4 ml Methanol	Residuum

Die jeweiligen Fraktionen wurden bei 40 °C unter Stickstoffatmosphäre eingengt. Die Aliphatenfraktion wurde in 100 µl n-Hexan, welches mit einem Injektionsstandard (0,1 µg/ml Behensäuremethylester) versetzt wurde, aufgenommen. Die Alkenonfraktion wurde in 100 µl Dichlormethan, ebenfalls mit einem Injektionsstandard (0,1 µg/ml Behensäuremethylester) versetzt, aufgenommen. Die gaschromatographische Analytik wurde direkt nach der Aufbereitung vorgenommen.

2.4.4. Gaschromatographische Analytik

Der verwendete Gaschromatograph (GC) ist mit einem Flammenionisationsdetektor (FID) ausgestattet. Die Fläche unter dem Signal ist der Konzentration der zu bestimmenden Substanz proportional (Schomburg 1987). Dies macht bei einer eindeutigen Zuordnung und der Zugabe eines internen Standards die Quantifizierung der detektierten Substanzen möglich.

Die Messungen wurden auf einem Gaschromatographen der Firma Hewlett Packard, der mit einem Kaltaufgabegerät der Firma Gerstel ausgestattet ist, ausgeführt. Im folgenden sind die Analysebedingungen für den Messvorgang der Alkane bzw. der Alkenone aufgeführt.

Gaschromatograph:	HP 5890 Serie II
Detektor:	FID, synth. Luft: 290 ml/min, H ₂ : 40 ml/min
Injektor:	GERSTEL® KAS 3 (temperaturprogrammierbares Kaltaufgabesystem)
Trennsäule:	50 m x 0,32 mm Kapillarsäule (Hewlett-Packard) HP-1, 0,17 µm Filmdicke dimethyl-polysiloxan (unpolar)

2. Material und Untersuchungsmethoden

Trägergas: Helium, lineare Flußgeschwindigkeit: 20,4 cm/s

Temperaturprogramm für Alkane (89,5 min):

GC: 60 °C (1 min) » 15 °C/min » 150 °C » 4 °C/min » 300 °C (45 min)

KAS: 60 °C (5s) » 10 °C/s » 300 °C (60s)

Injektionsvolumen: 3µl (Autoinjektor)

Temperaturprogramm für Alkenone (81,5 min):

GC: 60 °C (1 min) » 20 °C/min » 270 °C » 1 °C/min » 320 °C (20 min)

KAS: 60 °C » 3 °C/s » 105°C » 10 °C/s » 320 °C (60s)
15 Sekunden Lösungsmittelausblendung

Injektionsvolumen: 1µl (Autoinjektor)

Es erfolgte eine On-Line Datenaufnahme und Auswertung mit der MS-DOS Chem-Station von Hewlett Packard.

2.4.5. Zuordnung und Quantifizierung von Einzelkomponenten

Die Zuordnung der Einzelsignale in einem Chromatogramm erfolgt über die Retentionszeiten. Das bedeutet, daß ein und dieselbe Substanz unter gleichen Meßbedingungen immer zu einer bestimmten Zeit im Detektor erfaßt wird. Um eine Zuordnung der Alkane über die Retentionszeiten zu ermöglichen, wurde eine Standardlösung eingesetzt, die ein n-Alkan-Gemisch (C₁₄ bis C₃₆) enthielt. Diese Standardlösung wurde von Zeit zu Zeit im Routinebetrieb mitgemessen, um eine Variation der Retentionszeiten durch die Veränderung der Säule zu erfassen und zu korrigieren. Die n-Alkane bilden eine homologe Reihe, deren zeitliche Abstände im temperaturprogrammierten Bereich nahezu konstant sind und sich deshalb gut für die gaschromatographische Analyse eignen. Auch Pristan und Phytan konnten eindeutig zugeordnet werden, wobei für Pristan ein synthetischer Standard eingesetzt wurde.

Die Retentionszeiten der Alkenone wurden an einer Probe (CC1025), die von Herrn Ruhland (Universität Bremen) zur Verfügung gestellt wurde, bestimmt. Eine Kontrolle der Retentionszeiten wurde durch die Messung von zwei Proben (PS2212-6) vom Yermak-Plateau am Massenspektrometer (AWI-Chemie) durchgeführt.

Das FID-Signal ermöglicht eine Quantifizierung der Substanzen, die über die Retentionszeiten zugeordnet werden können. Dafür wurden zu Beginn jeder Aufbereitung die Proben mit einem sogenannten internen Standard (ISTD, siehe oben) versetzt. Dieser dient einerseits zur Kontrolle der Aufbereitung und andererseits zur Quantifizierung von Einzelkomponenten. Bei der Konzentration des ISTD ist es wichtig, im Konzentrationsbereich der zu be-

2. Material und Untersuchungsmethoden

stimmenden Substanzen zu liegen, da starke Über- bzw. Unterdosierungen die Genauigkeit der Quantifizierung stark herabsetzen können. Als ISTD wurden für die Aliphatenfraktion Squalan und für die Alkenonfraktion Octacosansäuremethylester verwendet. Die Quantifizierung der Einzelkomponente erfolgt über das Peak-Flächenverhältnis relativ zu dem eingesetzten Standard, dessen Absolutmenge bekannt ist. Bei dieser Methode wird vorausgesetzt, daß das Ionisierungsverhalten der zu bestimmenden Substanz dem des internen Standards entspricht. Dies gilt für alle Komponenten in der Aliphatenfraktion relativ zu Squalan. Da das Signal von Kohlenwasserstoffen bei der Ionisierung in erster Linie nur von der Anzahl der Kohlenstoffatome pro g Substanz, die nicht an Heteroatome gebunden sind, abhängt, ist dadurch eine Quantifizierung möglich (Schomburg 1987). Die Linearität des FID wurde in dem für diese Arbeit relevanten Meßbereich durch mehrere Standardlösungen überprüft. Alle Konzentrationsangaben von Einzelkomponenten werden in dieser Arbeit relativ zu dem organischen Kohlenstoffgehalt der Probe mit der Einheit [$\mu\text{g/gC}$] angegeben. Die Berechnung der Konzentration erfolgt mit folgender Gleichung:

$$C_{\text{Komponente}} = \frac{\text{Absolutmenge (ISTD)} [\mu\text{g}] \times \text{Peakfläche}_{\text{Komponente}}}{\text{Peakfläche (ISTD)} \times \text{Absolutmenge TOC [g]}} \quad (4)$$

$C_{\text{Komponente}}$ = Konzentration der Einzelkomponente [$\mu\text{g/gC}$]

Die Integration der FID-Signale und die Berechnung der Konzentrationen von Alkanen und Alkenonen wurden mit Hilfe der HP-Chem-Station durchgeführt.

Zur Kontrolle der Probeninjektion durch den automatischen Probengeber in den Gaschromatograph, wurde zusätzlich ein sogenannter Injektionsstandard (InjSTD, hier Behensäuremethylester BAME) zugesetzt. Aus dem Peakflächenverhältnis von ISTD zu InjSTD lassen sich Aufarbeitungsverluste erkennen und bestimmen.

2.4.6. Beispiele von GC-Chromatogrammen

In den folgenden Abbildungen sind drei Beispiele verschiedener GC-Chromatogramme aufgeführt. Abbildung 19 zeigt das Chromatogramm der Probe 0-1 cm des Kerns PS2215-1, die deutlich marin bestimmt ist. Die n-Alkane mit den Kettenlängen C-17 und C-19 sind in ihren Gehalten sehr hoch und mit den langkettigen n-Alkanen (C₂₇, C₂₉, C₃₁) vergleichbar. Auch Pristan (Pr) und Phytan (Ph) als Abbauprodukte von Chlorophyll sind deutlich zu identifizieren und relativ hoch.

Demgegenüber wird die Probe 0-1 cm des Kerns PS2159-3 im wesentlichen durch langkettige n-Alkane (C₂₇, C₂₉, C₃₁), mit einer deutlichen Dominanz der ungeradzahligen über die geradzahligen n-Alkane aufgebaut (Abb. 20). Dies ist typisch für einen terrigenen Eintrag von Teilen höherer Landpflanzen (Bray & Evans 1961). Die kurzkettigen Verbindungen (C₁₇, C₁₉) treten zurück und machen nur 15 % der langkettigen Verbindungen aus.

2. Material und Untersuchungsmethoden

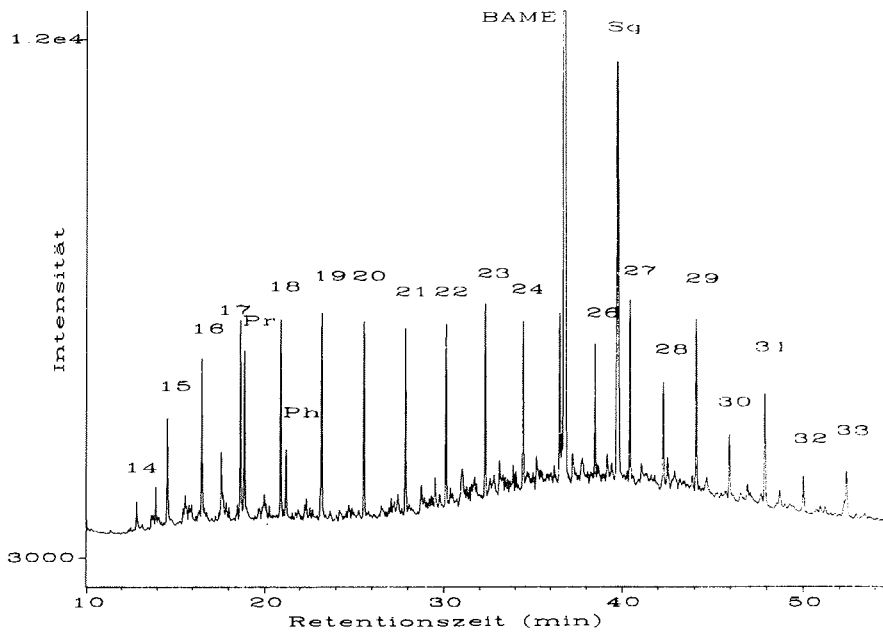


Abb. 19: Chromatogramm der Probe 0-1 cm des Kerns PS2215-1. Die Kettenlänge der n-Alkane ist über den Peaks angegeben. BAME = Behensäuremethylester, Sq = Squalan, Pr = Pristan, Ph = Phytan.

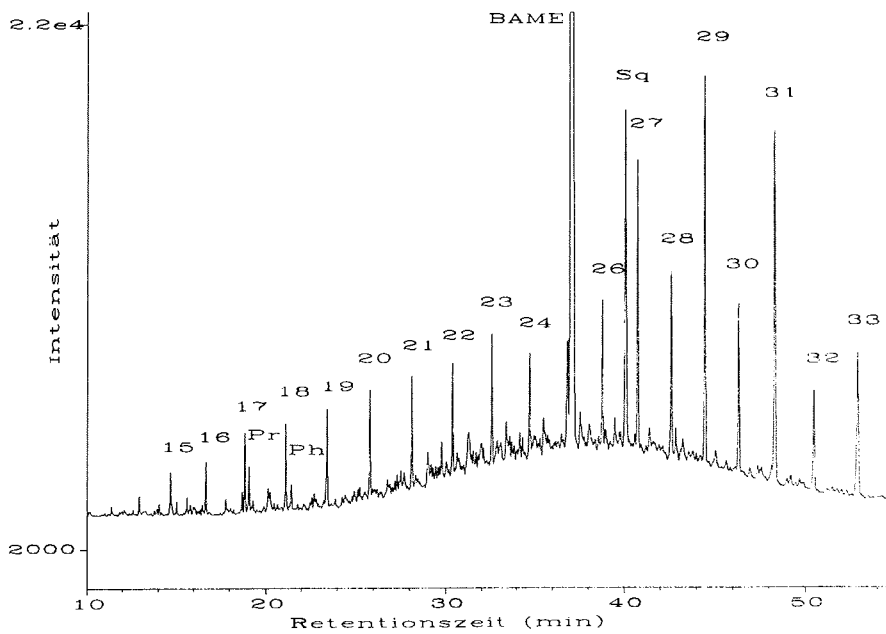


Abb. 20: Chromatogramm der Probe 0-1 cm des Kerns PS2159-3. Die Kettenlänge der n-Alkane ist über den Peaks angegeben. BAME = Behensäuremethylester, Sq = Squalan.

2. Material und Untersuchungsmethoden

Das Chromatogramm der Probe aus 155 cm Kerntiefe des Kerns PS2171-4 (Abb. 21) soll verdeutlichen, welchen Effekt eine Lagerung der gemörserten Proben in ungefrorenem Zustand (Lagerung bei 20 °C) hat. Es wird ein deutlicher Buckel der Basislinie im Bereich der kurzkettigen n-Alkane (< C21) sichtbar, der dadurch entsteht, daß die Chromatographie-Säule nicht mehr in der Lage ist, die unzählig hinzukommenden Abbauprodukte sauber zu trennen. Das FID-Signal kommt nicht mehr zur Nulllinie zurück und es entsteht das hier gezeigte typische Chromatogramm. Die chromatographische Unauflösbarkeit bei der Anhäufung organischer Verbindungen z.B. durch einen Sedimentabbau wird auch als "unresolved-complex-mixture" (UCM) bezeichnet. Das dieser Buckel bei den kurzkettigen n-Alkanen besonders hervortritt, liegt an der wesentlich labileren Konsistenz dieser Verbindungen im Gegensatz zu den längerkettigen n-Alkanen.

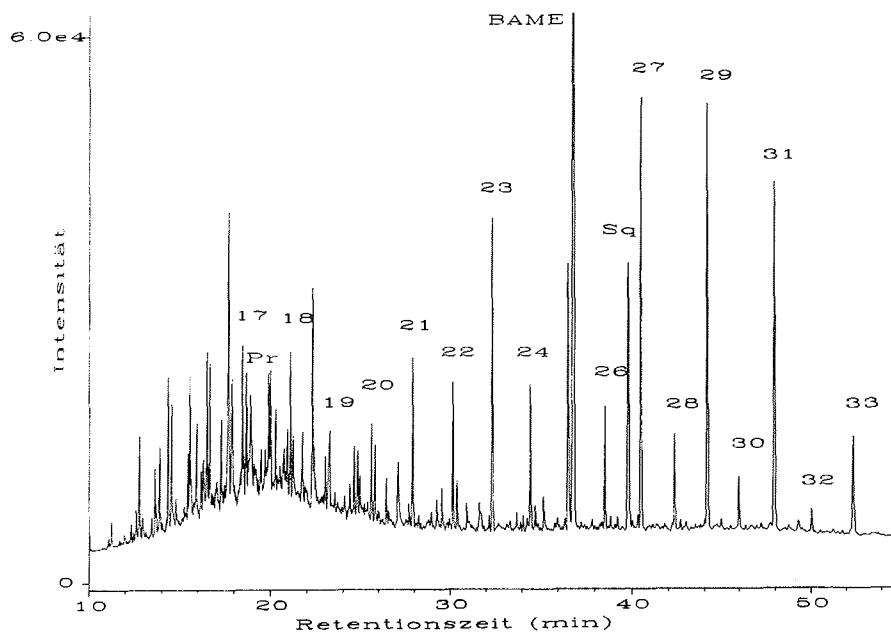


Abb. 21: Chromatogramm der Probe aus 155 cm Kerntiefe des Kerns PS2171-4. Die Kettenlänge der n-Alkane ist über den Peaks angegeben. BAME = Behensäuremethylester, Sq = Squalan.

2.5. Bestimmung der stabilen Kohlenstoffisotope (^{12}C , ^{13}C) der organischen Substanz

Das Verhältnis der stabilen Kohlenstoffisotope wird an reinem CO_2 -Gas gemessen, das durch die Verbrennung von karbonatfreien Proben gewonnen wird. Die grundlegenden Prinzipien der massenspektrometrischen Bestimmung sind von Faure (1977), Duplessy (1978) und Hoefs (1987) beschrieben worden.

Die Messung erfolgt gegen einen Standard, da eine Absolutmessung wesentlich schwieriger ist und dadurch eine große Ungenauigkeit beinhaltet.

2. Material und Untersuchungsmethoden

Das Ergebnis wird als die Abweichung von dem eingesetzten Standard angegeben:

$$\delta^{13}\text{C} = \frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{Probe}} - (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{Standard}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{Standard}}} \quad (5)$$

Größere Werte kennzeichnen eine relativ an ^{13}C angereicherte Probe und werden in dieser Arbeit als schwere Isotopen-Zusammensetzung bezeichnet, kleinere Werte kennzeichnen eine relativ an ^{13}C abgereicherte Probe und werden als leichtere $\delta^{13}\text{C}$ -Werte bezeichnet.

Die Messungen wurden an einem Finnigan-MAT Delta-S Gasmassenspektrometer ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$) am Alfred-Wegener-Institut in Potsdam durchgeführt. Zur Freisetzung des CO_2 aus der entkarbonatisierten Probe ist dem Massenspektrometer die Verbrennungseinheit eines CHN-O-Rapid-Elementaranalysators der Firma Heraeus vorgeschaltet. Als Standardgas wurde CO_2 -Gas der Firma "Buse Gas" mit einem $\delta^{13}\text{C}$ von - 6,15 ‰ PDB verwendet. Als interner Standard wird Pepton mit einem Sollwert von - 24,15 ‰ PDB eingesetzt.

2.6. Opalanalyse

Um die Menge an biogenem Opal (Diatomeen, Radiolarien, Schwammnadeln, etc.) im Sediment zu bestimmen, wird am Alfred-Wegener-Institut in Bremerhaven eine automatische Leaching-Methode angewandt (Müller & Schneider 1992). Hierbei werden ca. 20 mg Sediment in ein Edelstahlgefäß eingewogen und mit 100 ml NaOH (1,0 M) versetzt. Unter ständigem Rühren und einer Temperatur von $85 \pm 0,2$ °C werden die silikatischen Bestandteile gelöst und eine geringe Menge durch eine Fritte mit Papierfilter abgesaugt. Durch Zugabe von Schwefelsäure (0,088 M), Oxalsäure, Ascorbinsäure und Natrium-Molybdat kommt es zu einer Farbreaktion (Grasshoff et al. 1983). Die Färbung ist der Konzentration der Lösung an silikatischen Bestandteilen proportional und wird in einem Photometer bei einer Wellenlänge von 660 nm gemessen. Um eine Trennung des biogenen Opals von den silikatischen Bestandteilen (Tonminerale, Feldspäte, Quarz) der Probe zu trennen, wird eine graphische Auswertung der kontinuierlich aufgezeichneten Analysen vorgenommen (vgl. DeMaster 1981, Müller & Schneider 1992 und Bonn 1995, Abb. 22).

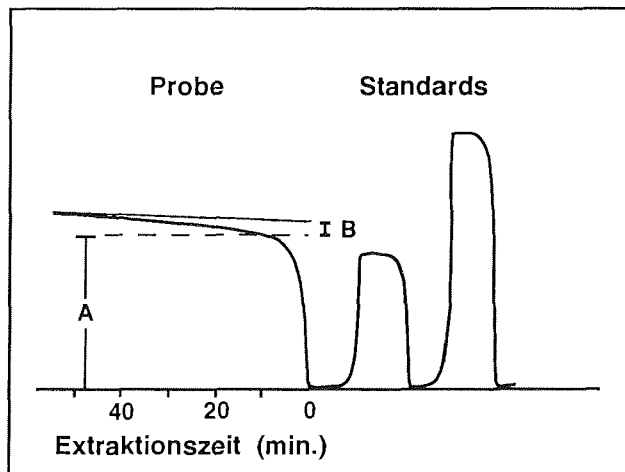


Abb. 22: Graphische Aufzeichnung einer Opalmessung (A = Biogenopal, B = Silikatanteil der Tonminerale).

2.7. Berechnung von Akkumulationsraten

Während bei linearen Sedimentationsraten (LSR) lediglich Mächtigkeit und Alter in eine Sedimentabschätzung einfließen und damit Kompaktionseffekte durch Sedimentauflast nicht berücksichtigt werden, ist durch Hinzunahme von Naßdichte und Porosität die Möglichkeit gegeben, die Sedimentmenge anzugeben, die pro Zeiteinheit auf einer definierten Fläche abgelagert wurde. Somit läßt sich mit Akkumulationsraten (AR) eine Mengenabschätzung über die effektive Sedimentzufuhr sowie deren temporäre und lokale Änderung durchführen. Die Berechnung der Akkumulationsraten wurde nach van Andel et al. (1975) durchgeführt:

$$AR_{\text{Gesamt}} = LSR \times (\text{Naßdichte} - 1,026 \times (\text{Porosität} / 100)) \quad (6)$$

$$AR_{\text{Komponente}} = (\text{Komponente} / 100) \times AR_{\text{Gesamt}} \quad (7)$$

AR (g/cm²/ka), Naßdichte (g/cm³), LSR (cm/ka), Porosität (%), Komponente (%).

3. Organische Substanz im Ozean

Marine Sedimente stellen durch ihre kontinuierliche Abfolge eine Langzeit-Aufnahme der jeweils vorherrschenden Ablagerungsbedingungen im Untersuchungsgebiet dar. Die hiermit einhergehende Sedimentation von organischem Kohlenstoff kann ein komplettes zeitliches Bild der Entwicklung des Lebens auf der Erde widerspiegeln. Der Zuwachs an Sauerstoff in der Atmosphäre während den letzten 600 Mio. Jahren, ohne den es das Leben in der heutigen Form nicht gäbe, ist hauptsächlich auf den Prozeß der Photosynthese und der Einbettung des atmosphärischen Kohlenstoffs (CO₂) als organische Substanz in das Sediment zurückzuführen (Holland 1984). Lagerstätten für fossile Brennstoffe sind durch eine erhöhte Akkumulation von organischem Kohlenstoff entstanden. Auf kürzere Zeitskalen bezogen ist es möglich, mit dem organischen Kohlenstoffgehalt der Sedimente Aussagen über paläoozeanographische Bedingungen zu treffen. Hierbei ist u.a. von besonderem Interesse, etwas über die Änderung in der Produktion von mariner organischer Substanz während Glazial- oder Interglazialzeiten aussagen zu können. Diese Untersuchungen sind in letzter Zeit immer mehr in den Mittelpunkt gerückt, nachdem man den Zusammenhang von Ozean und Atmosphäre in Bezug auf den CO₂-Haushalt erkannte (Berger et al. 1989b, Jasper & Hayes 1990, Gladrow 1994). Bei der Berechnung von Primär- bzw. Exportproduktion (siehe unten) aus Sedimentdaten (vgl. Müller & Suess 1979, Stein 1986, Berger et al. 1989b, Sarnthein et al. 1992) ist die Unterscheidung zwischen marinen und terrigenen (autochthonen bzw. allochthonen) organischen Komponenten unerlässlich (z.B. Stein 1991).

Terrigene organische Substanzen, die vom Land in den Ozean gelangen, werden hauptsächlich durch zwei Mechanismen eingetragen: Durch fluviatilen Transport, der mit der Entfernung vom Land relativ schnell abnimmt, und durch äolischen Eintrag, der sich noch über große Entfernungen in den Sedimenten des offenen Ozeans nachweisen läßt, jedoch auch deutlich mit zunehmender Distanz vom Kontinent abnimmt (Blank et al. 1985, Ferguson et al. 1970). Damit wird deutlich, daß die größten Vorkommen an terrigener organischer Substanz in den Schelfbereichen der Kontinente zu finden sind (Degens 1969, Hedges & Mann 1979b). Diese terrigene organische Substanz besteht hauptsächlich aus Pflanzenteilen, gelösten Huminstoffen und organischen Bestandteilen älterer Böden (Thurman 1985, Hedges et al. 1986). Daneben finden sich aber auch Kohlen und an organischem Material reiche Ton- und Siltsteine sowie Schiefer, die von an Land anstehenden Sedimentgesteinen stammen (Barrick et al. 1984, Mackenzie 1981).

Marines organisches Material wird größtenteils in den oberen 100 m der Wassersäule (euphotische Zone) gebildet. Als wichtige autotrophe Primärproduzenten sind hier die planktischen Kieselalgen und Coccolithophoriden zu nennen. Als sekundärer Teil der Nahrungskette kommt in diesem Bereich das Zooplankton (Foraminiferen, Copepoden sowie andere marine Kleinstlebewesen) vor. Phyto- und Zooplankton enthält neben einer ganzen Reihe von organischen Verbindungen hauptsächlich Proteine, die bis zu zweidrittel des Organismus ausmachen können (Parsons et al. 1984). Ein weiterer Anteil des organischen Materials besteht aus labilen Polysacchariden und Lipiden (Parsons et al. 1984). Küstenregionen haben aufgrund erhöhter Nährstoffzufuhr durch Küstenauftrieb und fluviatilen Eintrag meist eine höhere Primärproduktionsrate als der offene Ozean. Durch den größeren Flächenanteil des

3. Organische Substanz im Ozean

offenen Ozeans werden aber ca. 80 % des durch Photosynthese entstehenden marinen organischen Materials küstenfern gebildet (Martin et al. 1987). Das in der photischen Zone produzierte organische Material wird mehrfach wiederverwertet und unterliegt einer hohen Remineralisationsrate. Damit ist der Partikefluß, der die photische Zone verläßt (Exportproduktion), wesentlich geringer als die Primärproduktion und beträgt in ca. 100 m Wassertiefe nur noch 10 bis 20 % des im Oberflächenwasser produzierten Materials (Martin et al. 1987). In 4000 m Wassertiefe erreichen nur noch ca. 1 % des im Oberflächenwasser produzierten organischen Materials das Sediment (Suess 1980). Abbildung 23 gibt einen Überblick über die Primär- und Exportproduktion, den Abbau von organischer Substanz in der Wassersäule und die Akkumulation von organischer Substanz in verschiedenen Ozeanbereichen.

Obwohl der weitaus größte Teil der organischen Substanz küstenfern gebildet wird, werden 80 bis 90 % des organischen Materials an den Kontinenträndern akkumuliert. Dieses zeichnet sich neben den marinen Komponenten auch durch einen hohen Anteil an terrigenen organischen Bestandteilen aus. Auch im offenen Ozean können hohe Anteile an terrigenem organischen Material relativ zu marinen Substanzen auftreten. Dies liegt an der höheren Resistenz der terrigenen organischen Komponenten gegenüber oxidativen Prozessen (Tissot et al. 1979, Dean et al. 1986, Hedges et al. 1988, Prahl & Muehlhausen 1989). Die Primärproduktion von terrigener organischer Substanz wird mit $60 \text{ gC/m}^2/\text{a}$ angegeben (Olson et al. 1985). Der fluviatile Eintrag von terrigener organischer Substanz in den Ozean liegt bei $0,2 \text{ gC/m}^2/\text{a}$ (Mackenzie 1981, Maybeck 1982).

Der Abbau bzw. die Erhaltung von organischem Material in Sedimenten ist in Menge und Zusammensetzung von mehreren Faktoren abhängig. Ein wesentlicher Punkt ist die Oxidation der organischen Substanz, die durch freien Sauerstoff bzw. durch Reduktion von Mangan- und Eisenoxiden, Nitrat oder Sulfat erreicht wird. Auch die Fermentation oder die CO_2 -Reduktion sind Prozesse, die Sauerstoff für eine Oxidation verfügbar machen. In Abbildung 24 ist eine Übersicht der Faktoren, die für den Abbau von organischer Substanz wichtig sind, dargestellt (Deming & Baross 1993).

Ein allgemein akzeptiertes Modell für die Bildung von an organischem Kohlenstoff reichen Sedimenten im rezenten Ozean sowie während früheren geologischen Zeiträumen stellt eine bevorzugte Erhaltung von organischem Material unter anoxischen und suboxischen Bedingungen heraus (Demaison & Moore 1980). Dieses Modell wird auch für die Entstehung von weltweit verbreiteten und gut untersuchten Schwarzschiefern und Erdöl-Muttergesteinen herangezogen (Arthur & Schlanger 1979, siehe Stein et al. 1986 für Überblick). Einen anderen Standpunkt vertreten Calvert (1987) und Pedersen & Calvert (1990), die mit ihrem Modell die Variationen des organischen Kohlenstoffgehaltes in Sedimenten nur von der Produktivität im Oberflächenwasser abhängig machen und den Sauerstoffgehalt am bzw. im Meeresboden nicht als limitierenden Faktor für die Akkumulation von organischem Kohlenstoff ansehen.

3. Organische Substanz im Ozean

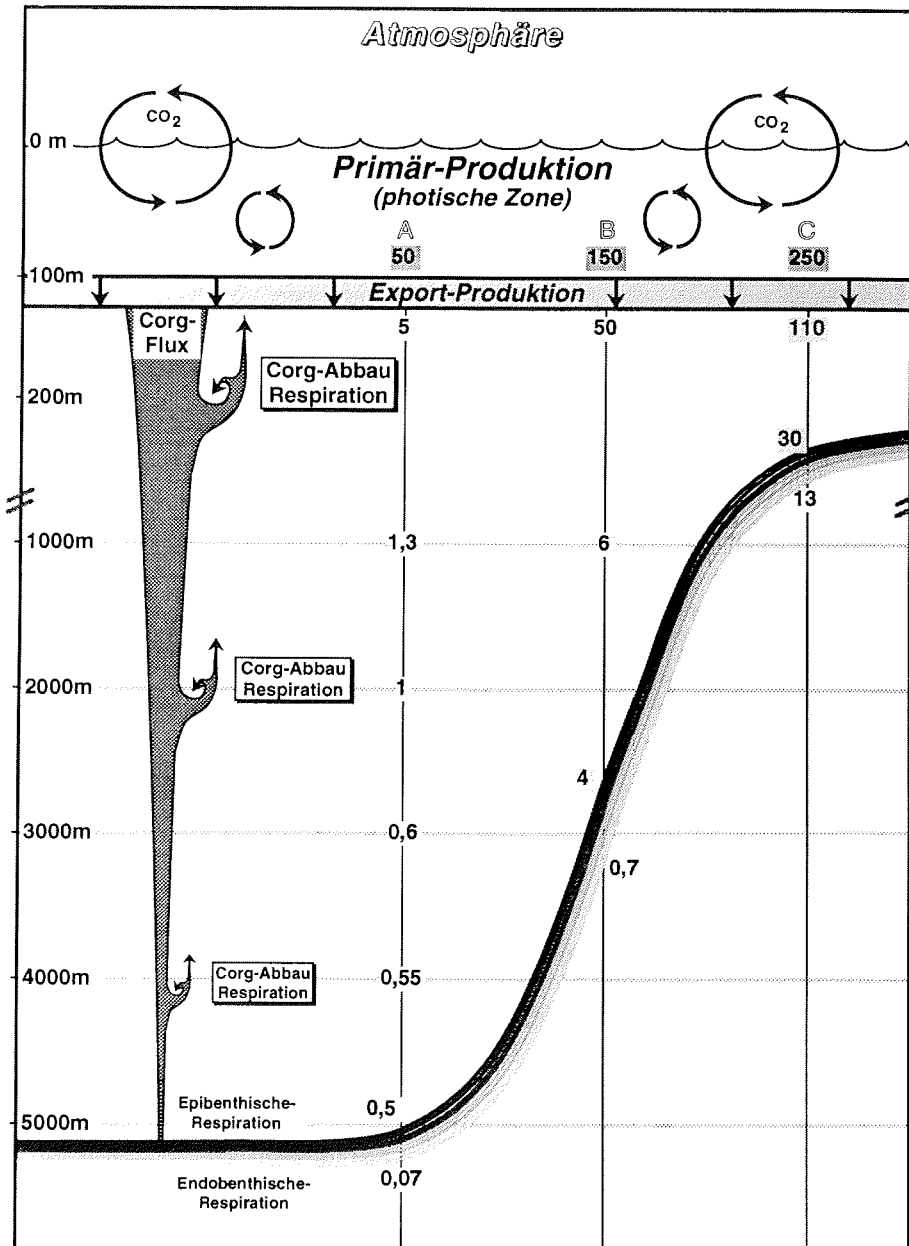


Abb. 23: Beispiele für die Primär- und Exportproduktion, Erhaltungsrate und Akkumulationsrate von organischer Substanz in verschiedenen Ozeangebieten (alle Werte in gC/m²/a). Dargestellt sind drei Extrembeispiele: (A) = Offener Ozean, 5000 m; (B) = Nichtauftriebsgebiet, 2500 m; (C) = Auftriebsgebiet, 250 m (nach Stein 1991, Abb. aus Stax 1994).

3. Organische Substanz im Ozean

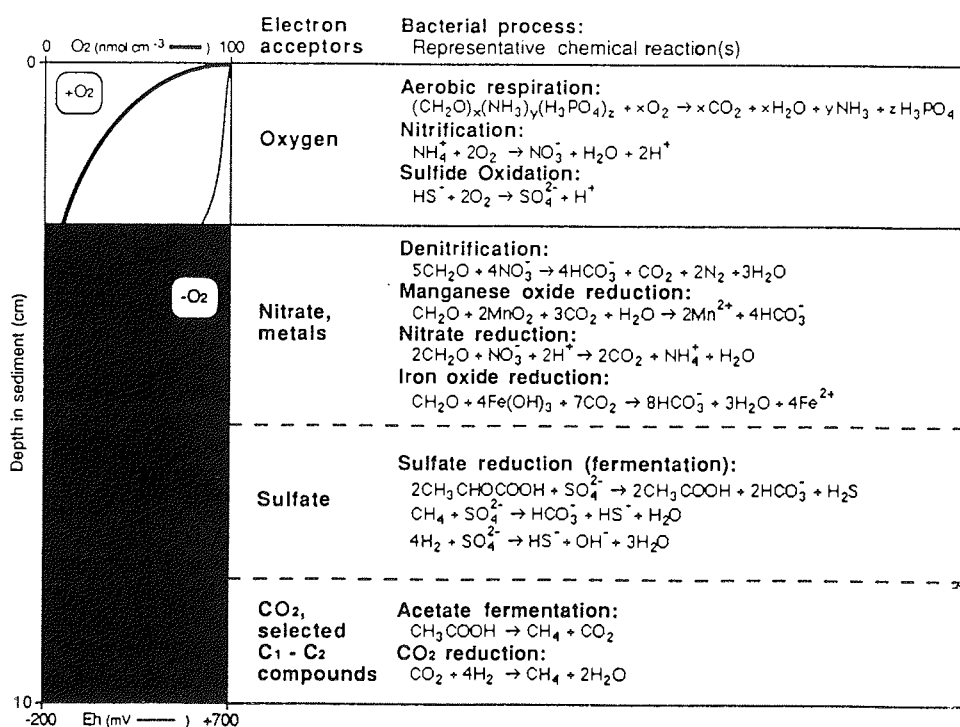


Abb. 24: Idealisertes Schema des Abbaus von organischer Substanz (Deming & Baross 1993). Dargestellt ist der Abbau von organischer Substanz unter oxischen und sub- bzw. anoxischen Bedingungen und die jeweiligen chemischen Reaktionen bei der Oxidation.

Zur Charakterisierung der organischen Substanz stehen sehr unterschiedliche Kriterien zur Verfügung. Im folgenden Abschnitt werden einige der in dieser Arbeit angewendeten Parameter aufgeführt.

C/N-Verhältnis

Das atomare Verhältnis von organischem Kohlenstoff zu Stickstoff ist ein Kriterium, um marines von terrigenem organischem Material zu unterscheiden. Phyto- und Zooplankton ist besonders an Proteinen angereichert, die zwischen 50 und 70 % des Organismus aufbauen (Parsons et al. 1984) und wesentlich zu dem niedrigen C/N-Verhältnis von 5 bis 7 beitragen (Redfield 1963). Es ist jedoch zu beachten, daß es beim Absinken des organischen Materials durch die Wassersäule zu einem Abbau der organischen Komponenten kommt. Hierbei werden stickstoffreiche Verbindungen bevorzugt abgebaut, wodurch das C/N-Verhältnis der marinen organischen Substanz auf bis zu 10 ansteigen kann (Emery & Uchupi 1984). Demgegenüber ist das C/N-Verhältnis von Gefäßpflanzen, die mit Ausnahme von Seegras und Mangroven nur an Land vorkommen, wesentlich höher und kann zwischen 20

3. Organische Substanz im Ozean

und 200 variieren (Scheffer & Schachtschabel 1984, Hollerbach 1985, Stein 1991). Dies ist durch den niedrigen Stickstoffanteil der Zellstruktur, die hauptsächlich aus Zellulose und Lignin besteht, begründet (z.B. Hollerbach 1985). Ein weiterer Punkt, der bei der Interpretation von C/N-Verhältnissen eine Rolle spielen kann, ist der in Tonmineralen gebundene Stickstoffanteil, der zu niedrigeren C/N-Werten führen kann (Müller 1977, siehe Kapitel 2.2.2.).

Wasserstoff- und Sauerstoffindex

Ein weiterer Hinweis zur Unterscheidung von marinem und terrigenem organischem Material kann durch die Bestimmung des Wasserstoff- (HI) bzw. Sauerstoffindex (OI) mit der Rock-Eval-Pyrolyse gewonnen werden. Es können dabei drei Kerogen-Typen unterschieden werden. Kerogentyp I und II sind aquatischer Herkunft, wobei Typ I hauptsächlich durch Algen, Typ II durch Phyto- und Zooplankton bestimmt wird. Beide Typen haben einen HI-Wert zwischen 200 und 600 mgHC/gC und einen OI-Wert unter 100 mgCO₂/gC, sofern es sich um diagenetisch unverändertes Material handelt. Typ III beinhaltet organisches Material terrestrischer Herkunft und zeichnet sich durch HI-Werte unter 100 mgHC/gC und relativ hohe OI-Werte zwischen 200 und 600 mgCO₂/gC aus. Die Ergebnisse der Pyrolyse werden meist in einem "van Krevelen-Diagramm" dargestellt (vergl. S. 63). Mit fortschreitender thermischer Reife nähern sich die HI- und OI-Werte dem Ursprung des Diagramms. Ein von mehreren Autoren diskutierter Effekt, bei dem organische Komponenten an die Oberfläche von Mineralen angelagert werden ("Mineral-Matrix-Effekt") kann eine gleichmäßige Bildung des S₂-Peaks verhindern (Katz 1983, Peters 1986). Dies kann besonders bei Proben mit einem organischen Kohlenstoffgehalt von unter 0,5 % zu Fehlern in der Quantifizierung führen. Durch die Anfertigung von Kerogenpräparaten, in denen der organische Gehalt der Probe angereichert wird, kann dieser Effekt vermindert werden.

Stabile Kohlenstoffisotope

Das Verhältnis der stabilen Kohlenstoffisotope (¹³C/¹²C) organischer Substanz ist von der Fraktionierung während der Photosynthese abhängig (Degens et al. 1968, O'Leary 1981, O'Leary 1988, Sackett 1989) und kann zur Unterscheidung von marinem und terrigenem organischer Substanz herangezogen werden (Sackett 1964, Calvert & Fontugne 1987, Jasper & Gagosian 1989); Für eine ausführliche Diskussion der Photosynthese-Zyklen siehe z.B. Deines (1980 und darin aufgeführte Literaturangaben). Die Kohlenstofffraktionierung ist in organischer Substanz wesentlich komplexer als in Karbonaten (z.B. Dean et al. 1986). In Abbildung 25 sind $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte für verschiedene Organismen aufgeführt. Ein temperaturabhängiger Einbau des Isotopensignals in Plankton, wie er von Sackett et al. (1965) und Fontugne & Duplessy (1981) angenommen wird, konnte von Rau et al. (1982) in vergleichenden Untersuchungen von Plankton aus arktischen und antarktischen Gewässern nicht bestätigt werden. Nach Rau et al. (1982) spielen deshalb neben der Temperatur noch andere Faktoren, wie unterschiedliche Biosynthese und geographische Bedingungen, eine wichtige Rolle. Neuere Arbeiten von Rau et al. (1991, 1992) zeigen eine Abhängigkeit der Isotopen-

3. Organische Substanz im Ozean

fraktionierung des Planktons vom CO₂-Partialdruck im Oberflächenwasser. Während des Absinkens der organischen Substanz durch die Wassersäule und der Einbettung in das Sediment müssen außerdem diagenetische Prozesse bei der Interpretation von Isotopensignalen beachtet werden (Hayes et al. 1989). Grenzen der Interpretation des Isotopensignals in polaren Breiten, hervorgerufen durch die Verschiebung des marinen $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Signals, werden z.B. von Fontugne (1983) und Fischer (1989) diskutiert.

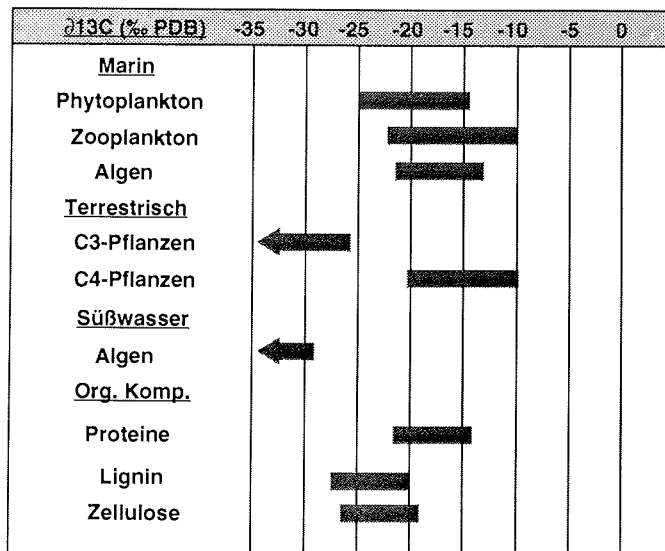


Abb. 25: $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse von tierischen und pflanzlichen Gruppen sowie einzelner organischer Verbindungen (aus Stach 1993, nach Waples 1981, Degens 1969, 1989, Macko 1981)

Kerogenmikroskopie

Einige größere Kohlepartikel wurden mit Hilfe der Kerogenmikroskopie untersucht. Mit dieser Methode können Pflanzenfragmente sowie unterschiedliche Diagenesegrade mikroskopisch bestimmt werden. Die Fragmente werden als Macerale bezeichnet, können als Gesamtmenge sehr gut mit dem C_{org}-Gehalt der Probe korreliert werden und erlauben so eine quantitative Bestimmung einzelner organischer Komponenten (z.B. Stach et al. 1982). Hierbei ist die eindeutige Identifizierung der Partikel eine wichtige Voraussetzung. Da bei sehr feinkörnig ausgebildeten marinen Sedimenten die Identifizierung der organischen Komponenten oft nur bedingt möglich ist, ist jedoch eine Quantifizierung sehr schwierig (vgl. Littke 1993).

4. Biomarker

Biomarker sind organische Verbindungen, die in geologischem Material (Sedimente, Kohle, Öl) vorkommen und durch ihre Molekülstruktur eindeutig einer bestimmten Organismengruppe zugeordnet werden können (Brassell 1993, Hedges & Prahl 1993). Mit ihrer Hilfe ist es möglich, bestimmte Substanzen, die im Sediment auftreten, auf ihre Entstehungsquelle zurückzuführen. Dies ist unter Umständen auch dann möglich, wenn es durch Diagenese zur Alteration der Biomarker kommt, sofern der Abbauprozess nachvollziehbar ist. Obwohl ihr Beitrag zur gesamten organischen Substanz im Sediment sehr gering ist, sind sie in ihrer Vielzahl und ihrer strukturellen Variabilität unschätzbare Hilfen bei der Einordnung von Herkunft, Ablagerungsmilieus und Reife der abgelagerten Sedimente.

Das Vorkommen und die Verteilung von Biomarkern in Sedimenten wird durch die Herkunft der Sedimente und der von ihnen nach der Sedimentation durchlaufenen Diagenese bestimmt. So ist es zum Beispiel möglich, mit Biomarkern die Differenzierung von marinen und lakustrinen Ablagerungsräumen vorzunehmen, eine Aussage über die Veränderung von Oberflächenwassertemperaturen zu treffen oder die Salinität zur Zeit der Bildung der Biomarker zu rekonstruieren (Brassell 1993). Weiterhin ist durch die Kenntnis der Abbauprozesse der Molekülstruktur, sofern diese systematisch und sequentiell verlaufen, eine Rekonstruktion der Diagenese der Sedimente möglich. Diese kann durch den teilweise sehr weiten Temperaturbereich, unter dem Biomarker stabil sind, und der Kombination verschiedener Biomarker von den ersten Anzeichen einer Umwandlung während der Sedimentation bis zum thermischen Aufbruch der Molekülstruktur verfolgt werden. Während der Sedimentation, Kompaktion oder einer thermischen Überprägung der Sedimente kann die individuelle Struktur von Biomarkern durchaus variieren, aber ihre eigentliche, Biomarker charakteristische Information wird sich nicht ändern. Damit ist die Resistenz gegen den Abbau eines der Hauptkriterien für Biomarker. Von Brassell et al. (1987) wurde beispielsweise die Aussagefähigkeit von Karotenoiden, die in Bakterien vorkommen, gegenüber anderen Lipid-Klassen als sehr hoch eingeschätzt. Ihre schnelle Zersetzung in der Wassersäule und im Sediment macht sie aber für die Verwendung als Biomarker für geologische Rekonstruktionen unbrauchbar.

Die Bestimmung von Biomarkern im Sediment wird durch gaschromatographische und massenspektrometrische Methoden vorgenommen. Als eine Auswahl von Biomarkern, die heute in der Paläozeanographie zur Anwendung kommen, sind folgende zu nennen:

Bakterien	Hopane
Foraminiferen	Terpene (van de Leeuw, pers. Mitt.)
Prymnesiophyceen	Alkenone (Marlowe et al. 1984, Brassell et al. 1986, Prahl et al. 1988)
Phytoplankton	Alkane (z.B. Blumer et al. 1969, Youngblood & Blumer 1973)

4. Biomarker

Zooplankton	Alkane (z.B. Blumer et al. 1969, Youngblood & Blumer 1973)
Dinoflagellaten	Dinosterol (z.B. Boon et al. 1979, Kokke et al. 1982)
Höhere Landpflanzen	Alkane, Alkenole (z.B. Gagosian & Peltzer 1986, Poynter 1989)

Ein weitergehender Schritt wurde von Hayes et al. 1990 durch die Verbindung eines Gaschromatographen mit einem Isotopen-Massenspektrometer vollzogen. Hiermit ist es möglich, die Isotopen-Verteilung einzelner Biomarker zu bestimmen. Das Kohlenstoff-Isotopensignal ist charakteristisch für die Herkunft des Kohlenstoffs und seiner durchlaufenen Prozesse (Deines 1980, Fischer 1991). Dadurch wurde zum Beispiel die Rekonstruktion der atmosphärischen CO₂-Variationen durch die Messung von $\delta^{13}\text{C}$ an Alkenonen während der letzten hunderttausend Jahre möglich (Jasper & Hayes 1990).

Da in dieser Arbeit hauptsächlich Untersuchungen der Alkan-, Alkenon- und Ligninverteilung im Sediment durchgeführt wurden, soll im Folgenden näher auf diese Komponenten eingegangen werden.

Alkane

Auch wenn Alkane quantitativ oft nur 1 µg/g Sediment ausmachen, haben sie doch eine große Aussagekraft als Biomarker (Farrington & Tripp 1977). Die Alkanverteilung in unterschiedlichen Organismen zeigt deutliche Variationen. Im Phytoplankton kommen hauptsächlich kurzkettige (C₁₅, C₁₇, C₁₉) n-Alkane vor, wobei der Gehalt an C₁₅ und C₁₇ in Algen deutlich (mehrere Größenordnungen) die Gehalte an anderen n-Alkanen übersteigt (Clark 1966, Blumer et al. 1971, Youngblood & Blumer 1973). Während in Algen meist nur n-Alkane vorkommen, sind im Zooplankton meist mehrere Isoprenoide der Alkane sowie Alkene mit einer Kettenlänge von 19 bzw. 20 C-Atomen zu finden, die als Abbauprodukte des Phytois auftreteten (Blumer et al. 1971).

Die n-Alkane mit mehr als 23 C-Atomen sind typisch für höhere Pflanzen (Eglinton & Hamilton 1963, Simoneit 1978). Besonders die langkettigen n-Alkane C₂₇, C₂₉, C₃₁, mit einer starken Dominanz der ungeraden gegenüber den geradzahigen n-Alkanen, sind charakteristische Bestandteile von Blattwachsen höherer Landpflanzen (Clark 1966, Eglinton et al. 1975, Brassell et al. 1978). Die physikalischen Eigenschaften wie Wasserunlöslichkeit und geringe Flüchtigkeit machen diese langkettigen Verbindungen sehr widerstandsfähig. Dadurch kann es zu einer erhöhten Akkumulation von langkettigen n-Alkanen im Sediment kommen. Dies macht es möglich, sie zur Rekonstruktion des Eintrages von terrestrischem organischem Material durch fluviatilen (Cranwell 1982, Prahl & Pinto 1987) und äolischen Transport (Simoneit et al. 1977, Gagosian & Peltzer 1986) zu verwenden. Eine Unterscheidung zwischen langkettigen n-Alkanen, die von relativ frischem Material stammen, und n-Alkanen, die durch einen bakteriellen Abbau oder durch Ölbildung entstanden sind, ist durch den von Bray & Evans (1961, 1965) aufgestellten CPI-Index (Carbon Preference Index)

4. Biomarker

möglich. Dieser Index beschreibt das Verhältnis von ungeradzahligen zu geradzahligen n-Alkanen mit Kettenlängen von 24 bis 34 C-Atomen. Fossiles Material weist einen CPI von annähernd 1 auf, während frisches terrestrisches Material einen CPI von 3 bis 10 (Brassell et al. 1978, Hollerbach 1985, Hedges & Prahl 1993) aufweist. Marines organisches Material zeigt keine ungeradzahlige über geradzahlige Dominanz der n-Alkane (Volkman et al. 1981).

Alkenone

Eine besondere Gruppe von Biomarkern, die zum ersten Mal von Boon et al. 1978 beschrieben wurde, stellen die Alkenone dar. Es handelt sich hierbei um temperatursensitive Lipide, die die langkettigen C₃₇-C₃₉ zwei-, drei- und vierfach ungesättigten Methyl- und Ethylketone beinhalten. Die Kettenlänge und die Position der Doppelbindung wurde von de Leeuw et al. (1980) bestimmt. Volkman et al. (1980) konnte ihren Ursprung auf *Emiliana huxleyi* (Prymnesiophyceen) zurückführen. Später konnten noch andere Mitglieder dieser Familie als Produzenten von Alkenonen identifiziert werden (vgl. Volkman et al. 1995). Sie scheinen sich auf diese Familie zu beschränken und konnten bis in miozäne Sedimente nachgewiesen werden (Marlowe et al. 1990). Ihre paläoklimatische Abhängigkeit wurde zuerst von Brassell et al. (1981) und Brassell und Eglinton (1983) angenommen, die große Unterschiede im Verhältnis von zwei- bzw. dreifach ungesättigten Ketonen in verschiedenen Klimaten beobachteten (siehe auch Brassell & Eglinton 1984). Laborexperimente von Marlowe (1984) und Brassell et al. (1986) und davon unabhängige Untersuchungen von Prahl & Wakeham (1987) und Prahl et al. (1988) haben diese Temperaturabhängigkeit beim Einbau der Alkenone in die Zellmembran bestätigt. So werden bei niedrigerer Wassertemperatur bevorzugt die ungesättigteren Komponenten C_{37:3} und C_{37:4} (Alkenon mit 37 C-Atomen und drei bzw. vier Doppelbindungen) gegenüber der zweifach ungesättigten Komponente C_{37:2} eingebaut (z.B. Prahl et al. 1988). Die Untersuchungen mündeten in der Aufstellung einer Gleichung, die den sogenannten UK₃₇-Index beschreibt ("Unsaturation-Keton 37-Index"):

$$UK_{37} = [C_{37:2}] - [C_{37:4}] / ([C_{37:2}] + [C_{37:3}] + [C_{37:4}]) \quad (8)$$

Dieser vereinfacht sich zu:

$$UK'_{37} = [C_{37:2}] / ([C_{37:2}] + [C_{37:3}]) \quad (9)$$

wenn die vierfach ungesättigte Komponente nicht bestimmt werden kann (z.B. wird diese bei höheren Bildungstemperaturen nicht synthetisiert, Brassell et al. 1986). Aber auch in polaren Gewässern (< 5 °C Wassertemperatur) spielt diese Komponente nur eine untergeordnete Rolle (vgl. Sikes & Volkman 1993). Dagegen kommt das C_{37:4}-Keton in lakustrinen Sedimenten gleicher geographischer Breite häufiger als in marinen Sedimenten vor (Cranwell

4. Biomarker

1985). Kulturexperimente zeigten eine sehr gute Korrelation der beiden Indizes mit der Wassertemperatur. Heute werden die Gleichungen:

$$UK_{37} = 0,033 \times T + 0,043 \quad (\text{Prahl \& Wakeham 1987}) \quad (10)$$

beziehungsweise:

$$UK'_{37} = 0,034 \times T + 0,039 \quad (\text{Prahl et al. 1988}) \quad (11)$$

standardmäßig zur Berechnung von Paläo-Oberflächenwassertemperaturen eingesetzt. Untersuchungen an partikulärem organischen Material von Sedimentfallen aus polar beeinflussten Gebieten im Süd-Ozean wurden von Sikes und Volkman (1993) durchgeführt. Bemerkenswert ist die in Laborversuchen beobachtete schnelle Anpassung des Alkenonsignals, das sich innerhalb eines Tages auf eine Wassertemperaturänderung von 5 °C einstellte (Prahl et al. 1988). Ob sich bestehende Lipidverteilungen in der Zellmembran an neue Temperaturen anpassen, wie dies von anderen Organismen bekannt ist (Harwood & Russell 1984), konnte noch nicht geklärt werden. Obwohl Alkenone in der Wassersäule und in den Sedimenten abgebaut werden, scheint sich das eingebaute Temperatursignal nicht zu verändern (Prahl et al. 1989). Generell werden Alkenone im Verhältnis zu anderen ungesättigten Lipiden weniger stark von einem mikrobiellen Abbau erfaßt. Dies hängt einmal von ihrer schlechten Löslichkeit im Wasser sowie durch die ungewöhnliche Stellung ihrer Doppelbindung ab, die nur schwer enzymatisch abgebaut werden kann (Rechka & Maxwell 1988). Neuere Beurteilungen der Berechnung von Wassertemperaturen mit Hilfe von Alkenonmessungen werden von Prahl et al. (1993) und Brassell (1993) gegeben.

Pristan/Phytan

Phytoplankton besteht zu circa 3 % (Trockengewicht) aus Chlorophyll, wovon circa 1 % aus Phytol und 2 % aus Chlorin besteht (Didyk et al. 1978). Beim Abbau des Phytols entsteht unter Sauerstoffeinfluß der Isoprenoid-Kohlenwasserstoff Pristan (2,6,10,14-Tetramethylpentadecan). Von Clark & Blumer (1967) konnte Pristan in benthischen und planktischen Algen nachgewiesen werden. Auch in Zooplankton (z.B. *Calanus sp.*), das sich von Phytoplankton ernährt, konnte Pristan detektiert werden (Blumer et al. 1963). Prahl et al. (1980) benutzen Pristan zur Abgrenzung von mariner gegen terrigene organische Substanz. Unter reduzierenden Bedingungen wird Chlorophyll zu Phytan (2,6,10,14-Tetramethylhexadecan) abgebaut. Diese Eigenschaft wurden als Indikator für oxische bzw. sub-/anoxische Bedingungen im Sediment verwendet (Didyk et al. 1978). Liegt das Verhältnis von Pristan zu Phytan um eins, werden von den Autoren anoxische Ablagerungsbedingungen angenommen. Dieses Verhältnis sollte aber nicht als einziger Anzeiger benutzt werden, sondern durch weitere Parameter, wie Bioturbation, Schwefelgehalte oder Pigmentgehalt der Sedimente, untermauert werden. Die Aussagekraft von Pristan/Phytan Verhältnissen als

4. Biomarker

Anzeiger für Sauerstoffbedingungen im Sediment wird von ten Haven et al. (1987) angezweifelt.

Lignin

Lignin bildet neben Cellulose und Hemicellulose einen wesentlichen Bestandteil des Holzes (30 %, Beyer & Walter 1981) und wird von höheren Landpflanzen, den Gefäßpflanzen, als Baustoff ihres Pflanzengewebes benutzt. Lignin gilt als Füllmasse und dient dazu, die Cellulosefasern untereinander zu vernetzen und so das Stützgerüst der Pflanzen zu verfestigen. Auch in nichtholzigen Bestandteilen höherer Landpflanzen findet sich Lignin. Aufgrund seines hohen Anteils am Holz, welches als terrestrische Biomasse weit verbreitet ist, eignet es sich hervorragend als Biomarker für terrigenen Eintrag (Gardner & Menzel 1974, Hedges & Mann 1979a, Hedges et al. 1982, Ertel & Hedges 1984). Marine Pflanzen besitzen kein Lignin (Sarkanen & Ludwig 1971, Hedges & Parker 1976). Lignin ist gegen biologischen und chemischen Abbau, dies besonders unter anaeroben Bedingungen, sehr resistent, wird aber durch Pilze bevorzugt abgebaut (siehe Goni et al. 1993).

Lignin besitzt eine komplexe Polymerstruktur und wird zur Messung in seine Phenole aufgespalten. Man unterscheidet 11 Phenole, die sich in vier Gruppen zusammenfassen lassen: Hydroxy-, Vanillin-, Syringa- und Cinnamyl-Phenole (Hedges & Parker 1976). Nach Leo & Bagehoorn (1970) und Hedges & Mann (1979a) können anhand der Verteilung dieser Phenolgruppen folgende Aussagen getroffen werden: Niedere Pflanzen bilden keine Vanillin-Phenole (V) und können so von Gefäßpflanzen unterschieden werden. Innerhalb der Gefäßpflanzen wird eine Einteilung in Angiospermen (Laubbäume, Gräser) und in Gymnospermen (Nadelbäume) vorgenommen. Diese Zweiteilung läßt sich auch beim Lignin vornehmen, da die Phenole bei den Angiospermen teilweise doppelt methoxylisiert sind und sich somit von den Gymnospermen unterscheiden. Angiospermen produzieren sowohl Syringa- (S) als auch Vanillinphenole, während Gymnospermen keine Syringaphenole synthetisieren. Damit kann bei einem $S/V=0$ auf eine Herkunft von Gymnospermen geschlossen werden. Cinnamylphenole (C) kommen ausschließlich in nichtholzigen Bestandteilen der Pflanze vor. Das Verhältnis von $C/V=0$ deutet damit auf nichtholzige Bestandteile in der Probe hin. Der Gesamtgehalt der Ligninphenole in der Probe wird als Summenparameter angegeben. Die Summe der Vanillin- und Syringaphenole wird mit einem kleinen Lambda ($\lambda = V+S$) bezeichnet. In das große Lambda gehen zusätzlich die Cinnamylphenole ein ($\Lambda = V+S+C$). Beide Parameter werden auf 100 mg TOC der Probe normalisiert und lassen Aussagen über den terrigenen organischen Anteil an der Sedimentprobe zu (Hedges & Mann 1979b). Zusätzlich zu den oben genannten Aussagen, läßt sich mit Hilfe des Verhältnisses von Säuren zu Aldehyden eine Aussage über die oxidative Zersetzung des Lignins machen (Hedges et al. 1982, Ertel & Hedges 1984, Ertel et al. 1984). So zeigen frische Pflanzenteile ein Säure/Aldehyd-Verhältnis der Vanillinphenole (Ad/Al)_v von 0,15 ($\pm 0,05$), das mit zunehmendem Abbau ansteigt. Dies wird durch den bevorzugten Abbau der Aldehyde verursacht (Hedges et al. 1982). Laborversuche über das Ad/Al-Verhältnis von Angiospermen-Vanillinphenolen (Hedges et al. 1988a) bestätigten die Anwendbarkeit dieses Verhältnisses um das diagenetische Stadium von Lignin im Sediment festzustellen (Hedges et al. 1986, Hedges et al. 1988b).

5. Stratigraphische Grundlagen und Sedimentationsraten

Die Datierung von Sedimenten aus dem Arktischen Ozean wird durch mehrere Faktoren erschwert bzw. oft vollständig verhindert. Dies ist einmal der geringe oder oft fehlende Gehalt an Mikrofossilien, besonders an Foraminiferen, an denen eine $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenstratigraphie erstellt werden kann. Meist fanden sich nur in den oberen Zentimetern genügend Foraminiferen für die Erstellung einer Isotopenkurve. Es zeigte sich aber, sofern es überhaupt möglich war, genügend Foraminiferen für die Erstellung einer Isotopenkurve zu gewinnen, lokale Schmelzwassereinflüsse das $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopensignal so stark beeinflussen können (Stein et al. 1994a,b), daß ein Vergleich der erstellten Isotopenkurven mit globalen Isotopenkurven (z.B. Imbrie et al. 1984, Martinson et al. 1987) nicht möglich ist (vgl. auch Jones & Keigwin 1988).

Die Artenvielfalt an Organismen ist im Arktischen Ozean stark eingeschränkt. Dadurch ist es nicht möglich, aufgrund verschiedener Vergesellschaftungen von Organismengruppen eine stratigraphische Einordnung der Sedimente durch einen Vergleich mit anderen Ozeanen zu erlangen. Es ist zwar möglich, Kernabschnitte mit höheren oder niedrigeren Anteilen an Organismen anzugeben, diese lassen aber immer nur eine relative Einteilung in wärmere und kältere Klimaabschnitte zu und liefern keine absolute Alterseinstufung.

Weitere relative Alterseinstufungen sind mit der Magnetostratigraphie möglich, die im Nansen-Becken und auf dem Gakkel-Rücken von Nowaczyk (1991) und von Frederichs (1994) an den hier untersuchten Kernen angewendet wurde. Diese kann aber innerhalb einer Chron auch nur unter Zuhilfenahme von anderen absoluten Datierungen zu einer Alterseinstufung der Sedimente beitragen. Die Magnetostratigraphie ist in diesem Fall eher für eine Korrelation von Kernen einsetzbar (Nowaczyk 1991, Frederichs 1994).

In dieser Arbeit basiert die Alterseinstufung der oberflächennahen Sedimente auf AMS- ^{14}C -Datierungen, die über den radioaktiven Zerfall des ^{14}C -Isotopes eine absolute Datierung der Sedimente zulassen (Bard 1988, Bard et al. 1989, Bard et al. 1990). Bedingt durch die Halbwertszeit des ^{14}C von 5730 ± 40 Jahren ist eine Datierung nur bis ca. 40000 Jahre vor heute möglich. Von den Multicorer-Kernen wurde PS2163-1 und PS2170-4 nach dieser Methode datiert (Stein et al. 1994a,b; Abb. 26). Alle anderen Kerne wurden mit Hilfe der $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopenkurven, sofern diese angefertigt werden konnten sowie der Lithologie, den Karbonat- und organischen Kohlenstoffgehalten, den C/N-Werten und Wasserstoffindex-Werten mit diesen AMS- ^{14}C datierten Kernen korreliert. Als guter Marker für den Übergang eines Kaltstadiums in ein Warmstadium stellte sich das $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopensignal heraus, welches sich hierbei zu sehr leichten Werten verschiebt. Dies hängt mit einem erhöhten Schmelzwassereintrag ins Oberflächenwasser und damit einer schlechteren Durchlüftung zusammen (Stein et al. 1994a). Durch dieses Signal läßt sich z.B. der Übergang vom letzten Glazial ins Holozän (Termination I) stratigraphisch festlegen und eine Korrelation der Kerne untereinander erreichen (Abb. 26).

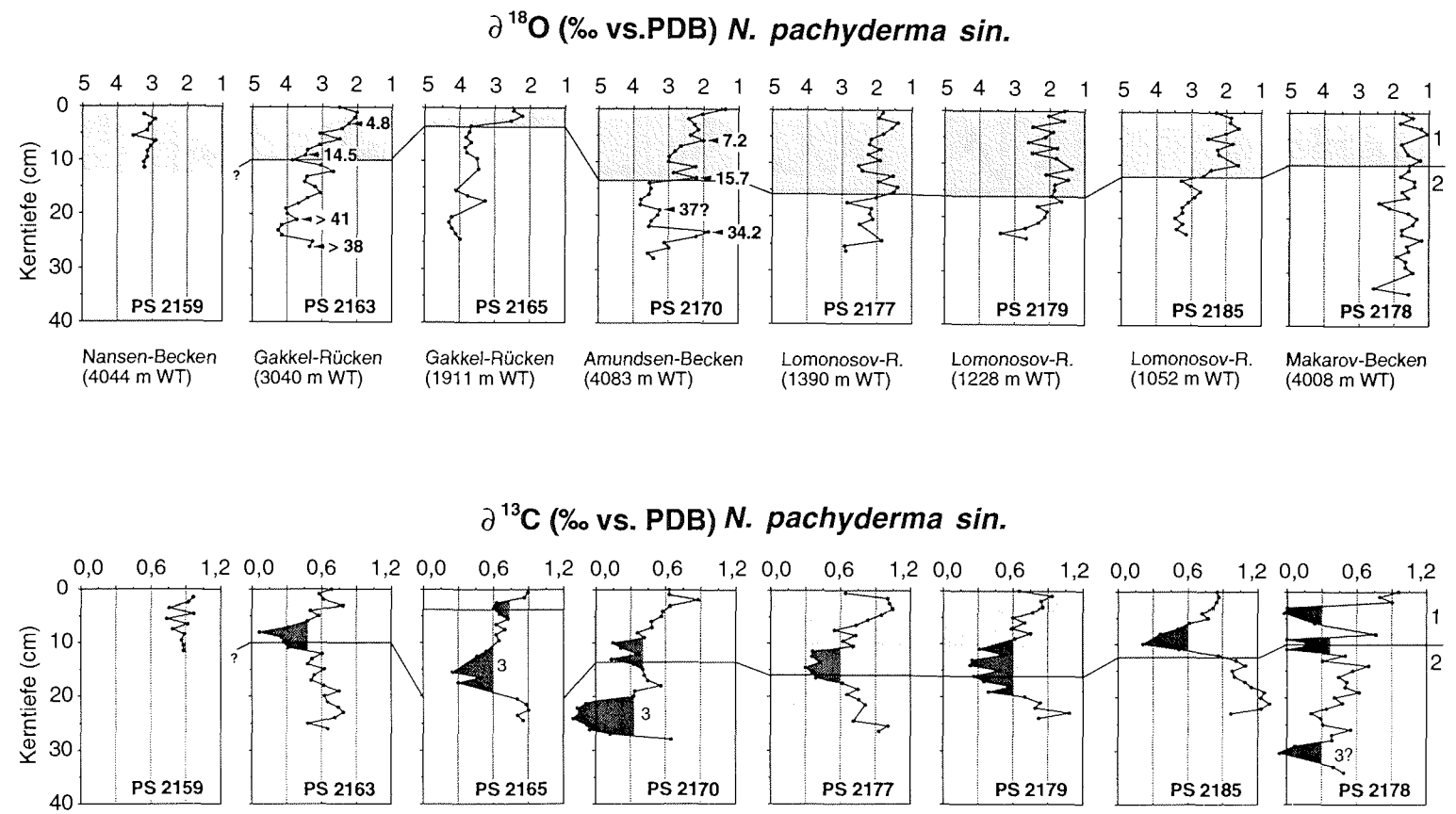


Abb. 26: Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope ausgewählter Multicorer-Kerne, gemessen an der Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma* sin. (verändert nach Stein et al. 1994b). Der schraffierte Bereich stellt den Übergang vom Stadium 2 in Stadium 1 (Termination I) dar. AMS ^{14}C -Datierungen (ka) sind bei den Kernen PS2163-1 und PS2170-4 als fettgedruckte Zahlen an der jeweiligen Kernposition angegeben.

5. Stratigraphische Grundlagen und Sedimentationsraten

Bei den längeren Kastenlot-Kernen war es nur für den Kern PS2185-6 möglich, eine Isotopenkurve zu erstellen, die aber über größere Kernabschnitte lückenhaft ist, da keine ausreichende Anzahl an Foraminiferen in den entsprechenden Abschnitten enthalten war (Spielhagen pers. Mitt.). Mit Hilfe einer ^{10}Be -Aktivitäts-Kurve (Abb. 27) war es möglich, die Interglaziale, die sich durch eine höhere Berylliumaktivität auszeichnen, zu identifizieren (Schäper 1994, Spielhagen pers. Mitt.).

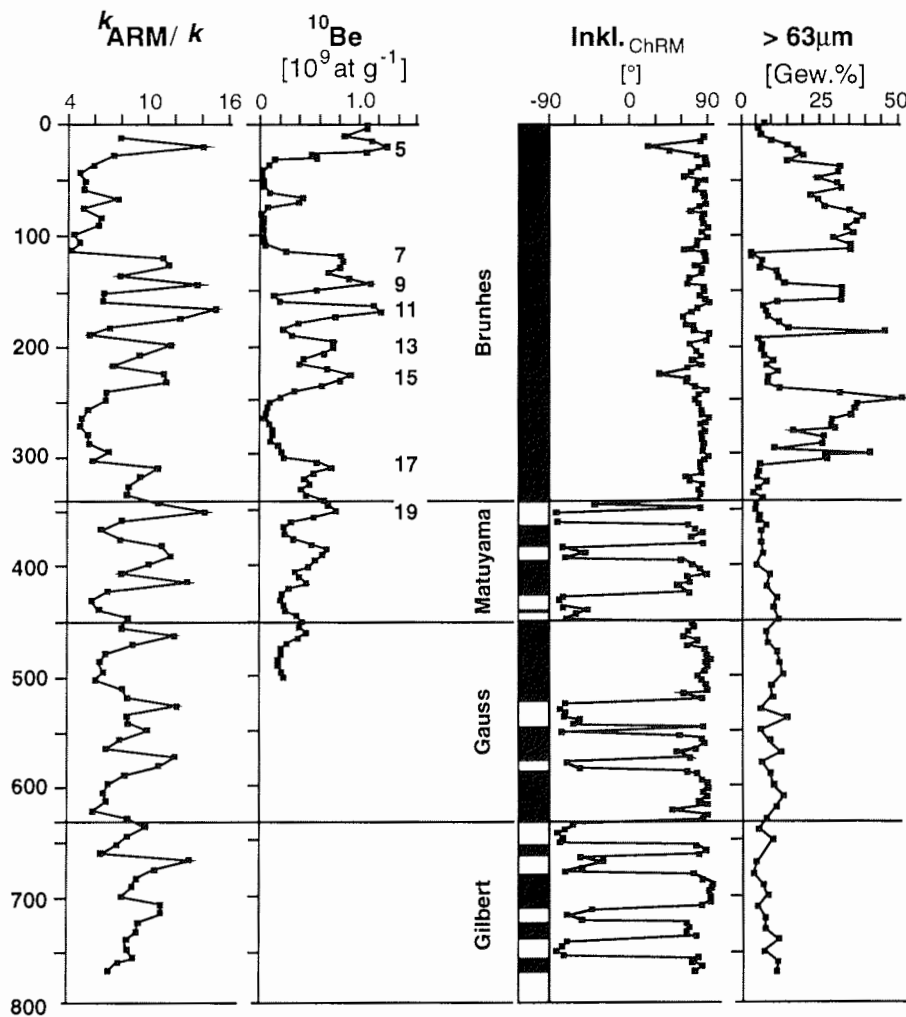


Abb. 27: k_{ARM}/k -Verhältnis Anhyseretische Suszeptibilität/Suszeptibilität, ^{10}Be -Aktivität, Inklination und Grobfraktion (>63 μm) des Sedimentkerns PS2185-6 (Daten aus: Suszeptibilität und Inklination aus Frederichs 1994, ^{10}Be -Aktivität aus Schäper 1994, Grobfraktion aus Wahsner pers. Mitt.)

5. Stratigraphische Grundlagen und Sedimentationsraten

Die Brunhes-Matuyama Grenze (780 ka) konnte durch paläomagnetische Parameter in 350 cm Kerntiefe festgelegt werden (Frederichs 1994). Durch dieses stratigraphische Gerüst war es möglich, weitere paläomagnetische Ereignisse stratigraphisch einzuordnen (Frederichs 1994, Abb. 27). Damit ergeben sich für den oberen Abschnitt (Brunhes Chron) lineare Sedimentationsraten von 0,4 cm/ka. Im unteren Abschnitt sind die Sedimentationsraten wesentlich niedriger und liegen um 0,1 cm/ka (Frederichs 1994). Das Kastenlot PS2178-5 aus dem Makarov-Becken kann mit dem Kern PS2185-6 vom Lomonosov-Rücken nur bedingt korreliert werden (Schäper 1994, Noergaard-Petersen pers. Mitt.).

Für die Kerne PS2171-4 und PS2174-5 wurde ein Altersmodell entworfen, in das hauptsächlich Lithologie (Farbe, Korngröße), der Biogengehalt und paläomagnetische Parameter eingingen. Nach Coccolithendaten stuft Gard (1993) den Kernabschnitt 160 bis 220 cm von PS2171-4 als Isotopenstadium 5 ein. Frederichs (1994) konnte verschiedene magnetische Ereignisse identifizieren (Kernabschnitt 62 bis 66 cm als Laschamp Ereignis von 33000 bis 43000 Jahren, 227 bis 232 cm als Blake Ereignis von 114000 bis 122000 Jahren und 278 bis 300 cm als Baffin Bay Ereignis von 150000 bis 159000 Jahren oder Biwa I Ereignis von 170000 bis 182000 Jahren) und stellte das in Abbildung 28 gezeigte Altersmodell auf. In dieses wurde der Kern PS2174-5 über Suszeptibilitätsdaten und geochemische Parameter eingehängt (Abb. 29). Die sich daraus ergebenden Stadiengrenzen und Sedimentationsraten sind in Tabelle 4 aufgeführt.

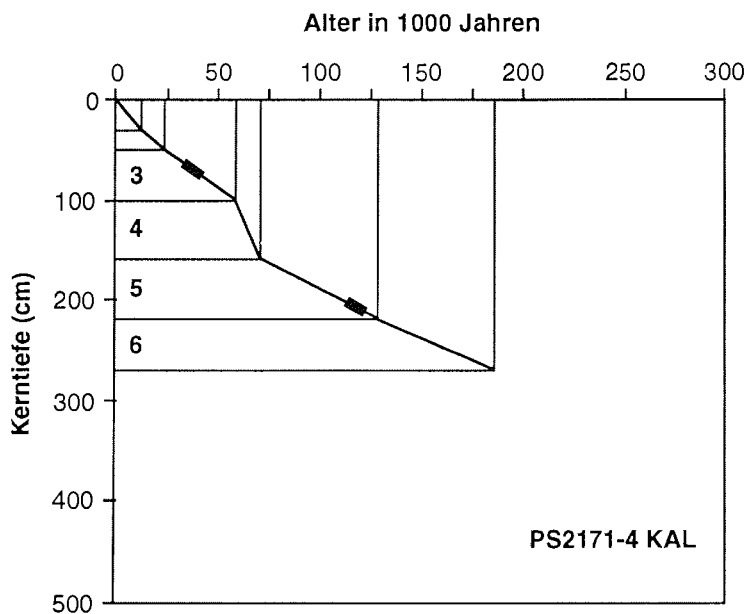


Abb. 28: Altersmodell für PS2171-4 nach Frederichs (1994). Die Rechtecke geben magnetische Ereignisse (siehe Text), die Linien die Grenzen der Sauerstoffisotopenstadien 1-6 nach Imbrie et al. (1984) an.

5. Stratigraphische Grundlagen und Sedimentationsraten

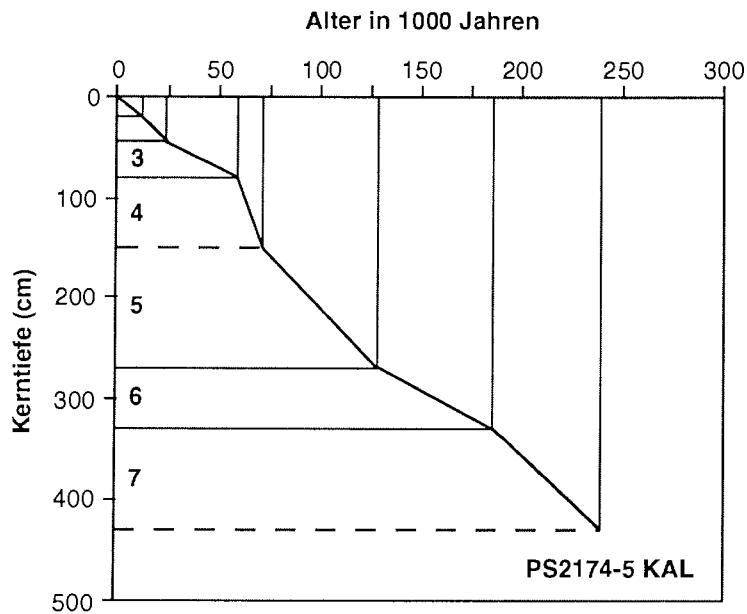


Abb. 29: Altersmodell für PS2174-5. Die Linien geben die Grenzen der Sauerstoffisotopenstadien 1-7 nach Imbrie et al. (1984).

Tab. 4: Stadiengrenzen und Sedimentationsraten (cm/ka) der Kerne PS2171-4 und PS2174-5

Isotopenstadien	PS2171-4	PS2174-5	
1	0-30 cm	0-20 cm	Kerntiefe
	2.5 cm / 1000 a	1.7 cm / 1000 a	Sed.- Rate
2	30-50 cm	20-45 cm	Kerntiefe
	1.7 cm / 1000 a	2.1 cm / 1000 a	Sed.- Rate
3	50-100 cm	45-80 cm	Kerntiefe
	0.9 cm / 1000 a	1.0 cm / 1000 a	Sed.- Rate
4	100-160 cm	80-150 cm	Kerntiefe
	5.0 cm / 1000 a	5.8 cm / 1000 a	Sed.- Rate
5	160-220 cm	150-280 cm	Kerntiefe
	1.1 cm / 1000 a	2.3 cm / 1000 a	Sed.- Rate
6	220-270 cm	280-330 cm	Kerntiefe
	0.9 cm / 1000 a	0.9 cm / 1000 a	Sed.- Rate
7		330-430 cm	Kerntiefe
		1.7 cm / 1000 a	Sed.- Rate

6. Ergebnisse

6.1. Organische Kohlenstoff- und Karbonatgehalte, HI-Werte, C/N-Verhältnisse, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte und Grobfraktionsdaten

6.1.1. Nansen-Becken und Gakkel-Rücken

Oberflächennahe Sedimente

Im Nansen-Becken bestehen die Sedimente aus dunkelgrauen, graubraunen bis olivgrauen tonig bis tonig-siltigen Einheiten. Der Anteil an eistransportiertem, grobem Material ist sehr gering. Die Kerne wurden in einer Wassertiefe von 4005 m bis 4044 m gewonnen. Die oberflächennahen Sedimente vom Gakkel-Rücken sind grobkörniger, d.h. wenigstens tonig-siltig, wobei PS2165-5 in 1911 m Wassertiefe einen wesentlich höheren Sandanteil als PS2163-1 in 3040 m Wassertiefe besitzt. Damit scheint der Transport von grobem Material durch Meereis oder Eisberge eine größere Rolle zu spielen. Die Farben sind graubraun im letzten Glazial und braun im Holozän. Quarz, Tonminerale und Glimmer machen den Hauptanteil der Minerale aus (Fütterer 1992). Der organische Kohlenstoffgehalt der Sedimente im Nansen-Becken liegt zwischen 0,3 und 1,3 % und nimmt von unten nach oben zu (Abb. 30). Die Sedimente des Gakkel-Rückens sind an organischem Kohlenstoff ärmer und schwanken zwischen 0,2 und 0,6 %. Der Karbonatgehalt liegt bei allen Kernen zwischen 0 und 16 %, wobei die Kerne des Gakkel-Rückens im oberen Abschnitt höhere Gehalte als die Kerne des Nansen-Beckens aufweisen (Abb. 30). Der Anstieg des Karbonatgehaltes in den oberen Abschnitten geht auf einen höheren Anteil an biogenen Komponenten (Foraminiferen, Ostracoden) zurück. Dieser dem Holozän zuzurechnenden Kernabschnitt zeichnet sich auch durch das Vorkommen von *Emiliania huxleyi* und *Coccolithus pelagicus* aus (Fütterer 1992). Der Wasserstoffindex schwankt zwischen 30 und 160 mgHC/gC. Die Werte sind damit niedriger als auf dem Lomonosov-Rücken (Abb. 31). Sie nehmen zur Kernoberfläche hin ab. Die C/N-Werte liegen zwischen 5 und 18, werden zur Oberfläche hin höher und zeigen damit, ebenso wie der Wasserstoffindex, einen Anstieg terrigener organischer Substanz zur Oberfläche hin an (Abb. 31).

In Tabelle 5 ist der Foraminiferengehalt, die relative Korngröße der Minerale, der Gehalt an eistransportiertem Material (IRD) und der Biogehalt der Sedimente vom Nansen-Becken (PS2159-3) und vom Gakkel-Rücken (PS2163-1 und PS2165-5) dargestellt. Bei allen Kernen liegt ein deutliches Maximum des Foraminiferengehaltes an der Kernoberfläche. Während es bei Kern PS2159-3 nur dieses eine Maximum gibt, zeigen die Kerne PS2163-1 und PS2165-5 vom Gakkel-Rücken ein zweites Maximum zur Kernbasis, welches mit Stadium 3 bzw. 5 (?) zusammenfällt. Nach einem geringen Gehalt an IRD bei 10 bis 11 cm des Kerns PS2163-1 steigt dieser zur Oberfläche hin an. Ein hoher Anteil an benthischen Foraminiferen fällt in den Proben bei 0 bis 1 cm und 7 bis 8 cm des Kerns PS2165-5 auf, die dem Stadium 3 und dem Holozän zugeordnet werden.

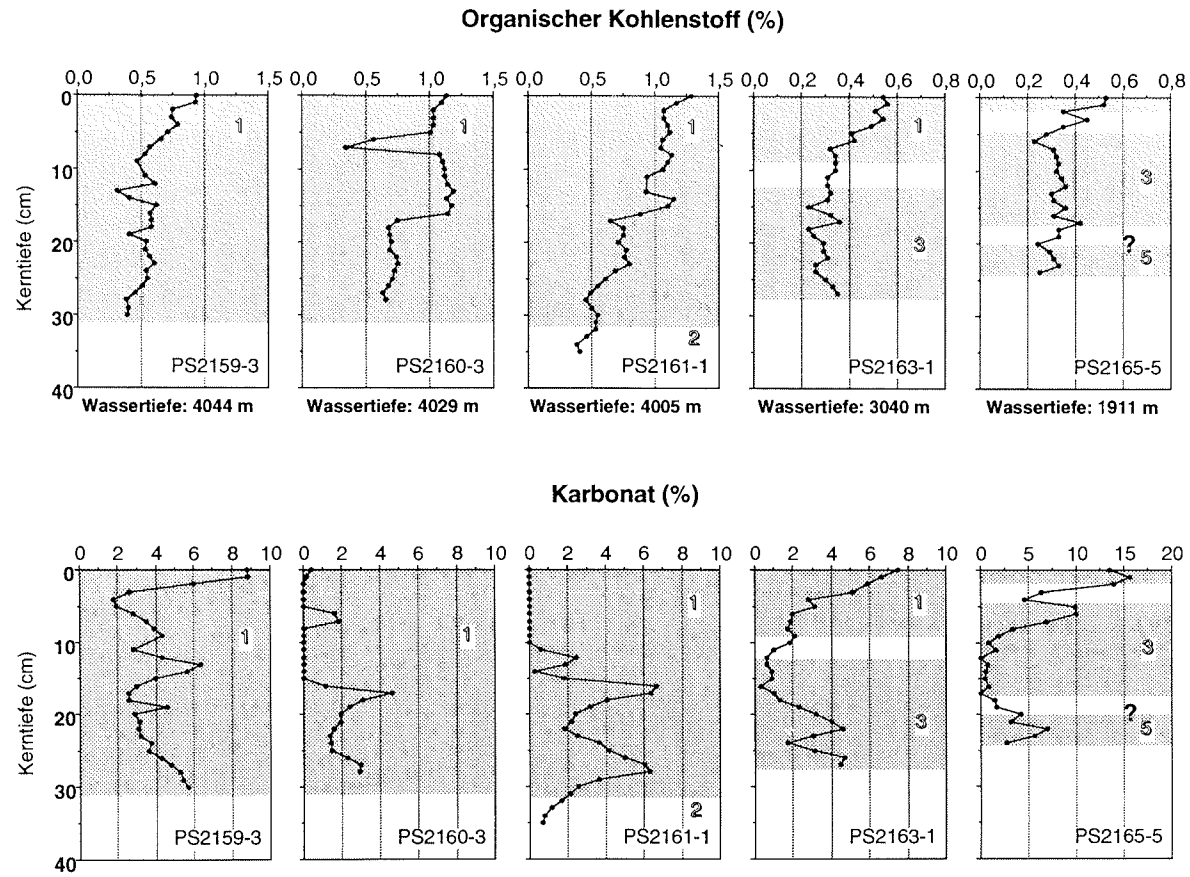


Abb. 30: Organische Kohlenstoff- und Karbonatgehalte (%) der Kerne aus dem Nansen-Becken und vom Gakkel-Rücken

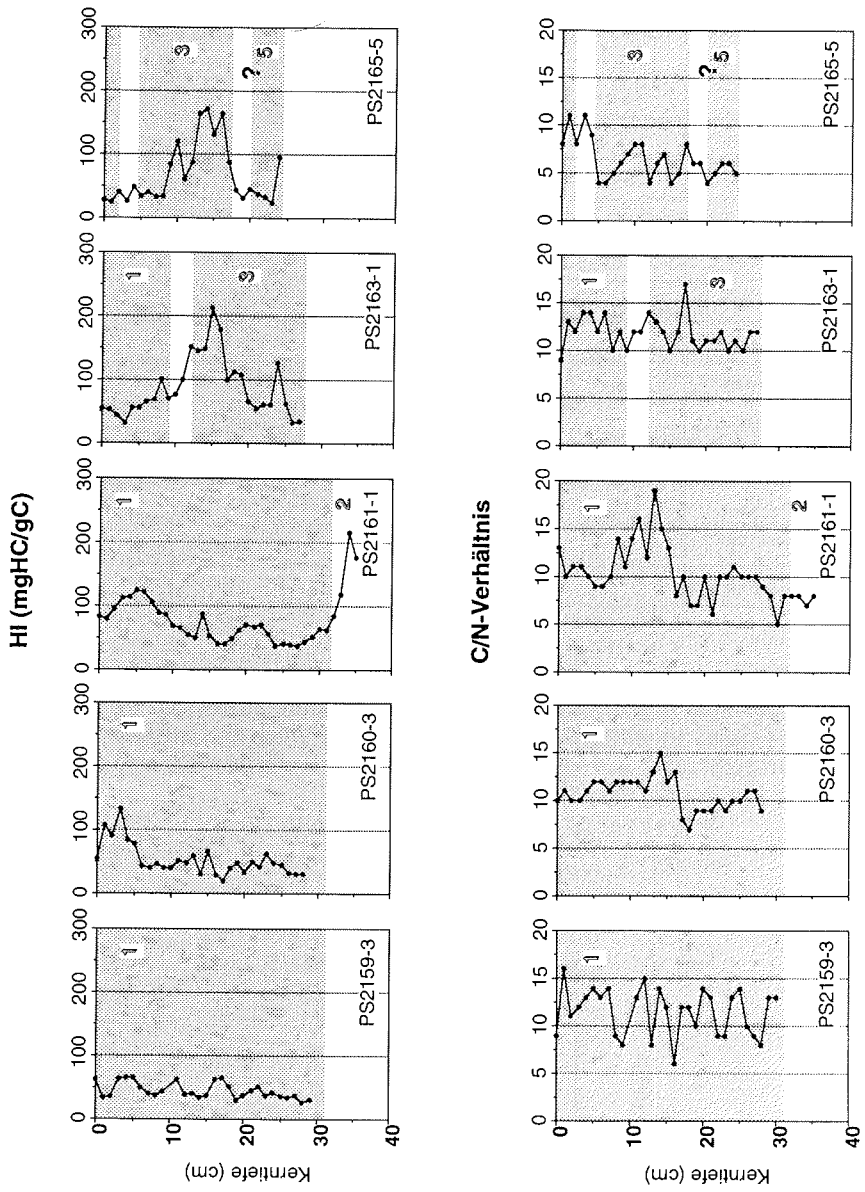


Abb. 31: Wasserstoffindex-Werte (mgHC/gC) und C/N-Verhältnisse der Kerne aus dem Nansen-Becken und vom Gakkel-Flüchen

6. Ergebnisse

Tab. 5: Foraminiferengehalt, relative Korngröße, IRD-Gehalt und Biogehalt der Kerne des Nansen-Beckens und des Gakkel-Rückens (von - = selten bis +++++ = sehr häufig, / = nicht vorhanden)

Proben	Foraminiferen	grobe Min.	mittelgr. Min.	feine Min.	IRD	Div. Organismen
PS2159-3 0-1	+++++			-		
PS2159-3 4-5	++++			++		
PS2159-3 9-10	++	+	+	+++		
PS2163-1 0-1	++++		++		++	
PS2163-1 4-5	++	++			++	
PS2163-1 10-11	-			++	/	
PS2163-1 20-21	+++			++		+
PS2163-1 25-26	++++			++		
PS2163-1 27-28	+++++			++		
PS2165-5 0-1	++++			-		++++
PS2165-5 7-8	+++		+	++		+++
PS2165-5 8-9	++	+	++	+		
PS2165-5 11-12	+	++	++			
PS2165-5 16-17	-		++++		+++	
PS2165-5 22-23	+++			+		

In Abbildung 32 sind die $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte ausgewählter Proben des Kerns PS2163-1 dargestellt. In einer Kerntiefe von 25 cm wird der leichteste Wert von -25,0 ‰ erreicht, der auf -22,7 ‰ in einer Kerntiefe von 20 cm ansteigt. Zur Oberfläche hin liegen die Werte um -23,0 ‰.

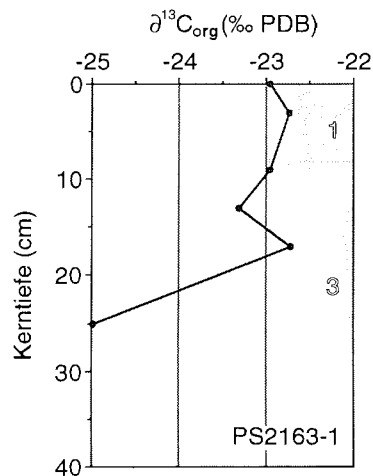


Abb. 32: $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte des Kerns PS2163-1 (‰ PDB)

6.1.2. Amundsen-Becken

Oberflächennahe Sedimente

Die Multicorer-Kerne des Amundsen-Beckens wurden in einer Wassertiefe zwischen 3898 m (PS2187-5) am Hang zum Lomonosov-Rücken und 4427 m (PS2174-2) im zentralen Becken gewonnen. Die Sedimente sind durchgehend tonig bzw. tonig-siltig. Siltige Sandlagen kommen vereinzelt vor. Der Sandgehalt liegt im Durchschnitt unter 3% (Wahsner pers. Mitt.). Die Sedimentfarben sind im Stadium 2 meist grau bis dunkelgrau und wechseln im Holozän zu bräunlichen Farben. Der Gehalt an biogenen Komponenten ist auf die oberen Zentimeter beschränkt und besteht hauptsächlich aus planktischen Organismen (Foraminiferen und Coccolithen). Als benthische Vertreter sind nur Amphipoden häufiger (Fütterer 1992). Bioturbation fehlt in den Kernen fast vollständig. Die organischen Kohlenstoffgehalte schwanken zwischen 0,2 und 1,3 % (Abb. 33). Dabei ist eine Zunahme der Werte von der Basis zur Oberfläche hin zu beobachten. Die Karbonatgehalte liegen mit Ausnahme von Kern PS2171-2, bei dem Gewichtsprozent von 15 % erreicht werden und die zur Oberfläche hin abnehmen, zwischen 0 und 6 % (Abb. 33). Innerhalb dieser insgesamt sehr niedrigen Werte kommt es bei den Kernen, die am östlichen (PS2170-4) und westlichen (PS2187-5, PS2190-5) Rand des Beckens liegen, zu deutlichen Schwankungen. Die C/N-Werte variieren zwischen 4 und 16. Innerhalb der Kerne ist nur bei Kern PS2175-4 eine größere Schwankungsbreite (6 bis 16) festzustellen (Abb. 34). Die Wasserstoffindex-Werte liegen generell zwischen 40 und 260 mgHC/gC und nehmen zum Holozän ab (Abb. 34). Warum bei Kern PS2171-2 nur ein sehr geringer Anteil an Kohlenwasserstoffen (0 bis 40 mgHC/gC) freigesetzt wurde, konnte nicht geklärt werden.

In Tabelle 6 sind die Ergebnisse der Grobfraktionsanalyse der Kerne aus dem Amundsen-Becken zusammengefasst. In Bezug auf den Foraminiferengehalt stellt der Kern PS2170-4 eine Besonderheit dar. Während in allen anderen Kernen Foraminiferen nur in den obersten Zentimetern vorkommen, können in dem Kern PS2170-4 bis in eine Kerntiefe von 25 cm Tiefe Foraminiferen gefunden werden. Dadurch kommt vielleicht die exponierte geographische Position des Kerns, der auf einem ca. 400 m aus dem Amundsen-Becken herausragenden Tiefseeplateau gezogen wurde, zum Ausdruck. Die Korngröße ist generell sehr fein, nur in tieferen Bereichen der Kerne PS2174-2 und PS2175-4 kommen auch gröbere Partikel vor. Diese gehören stratigraphisch ins Stadium 2 bzw. 3 (?). Biogene Komponenten sind nur sehr spärlich in der Oberflächenprobe des Kerns PS2175-4 und in der Probe 6 bis 7 cm des Kerns PS2190-5 vertreten.

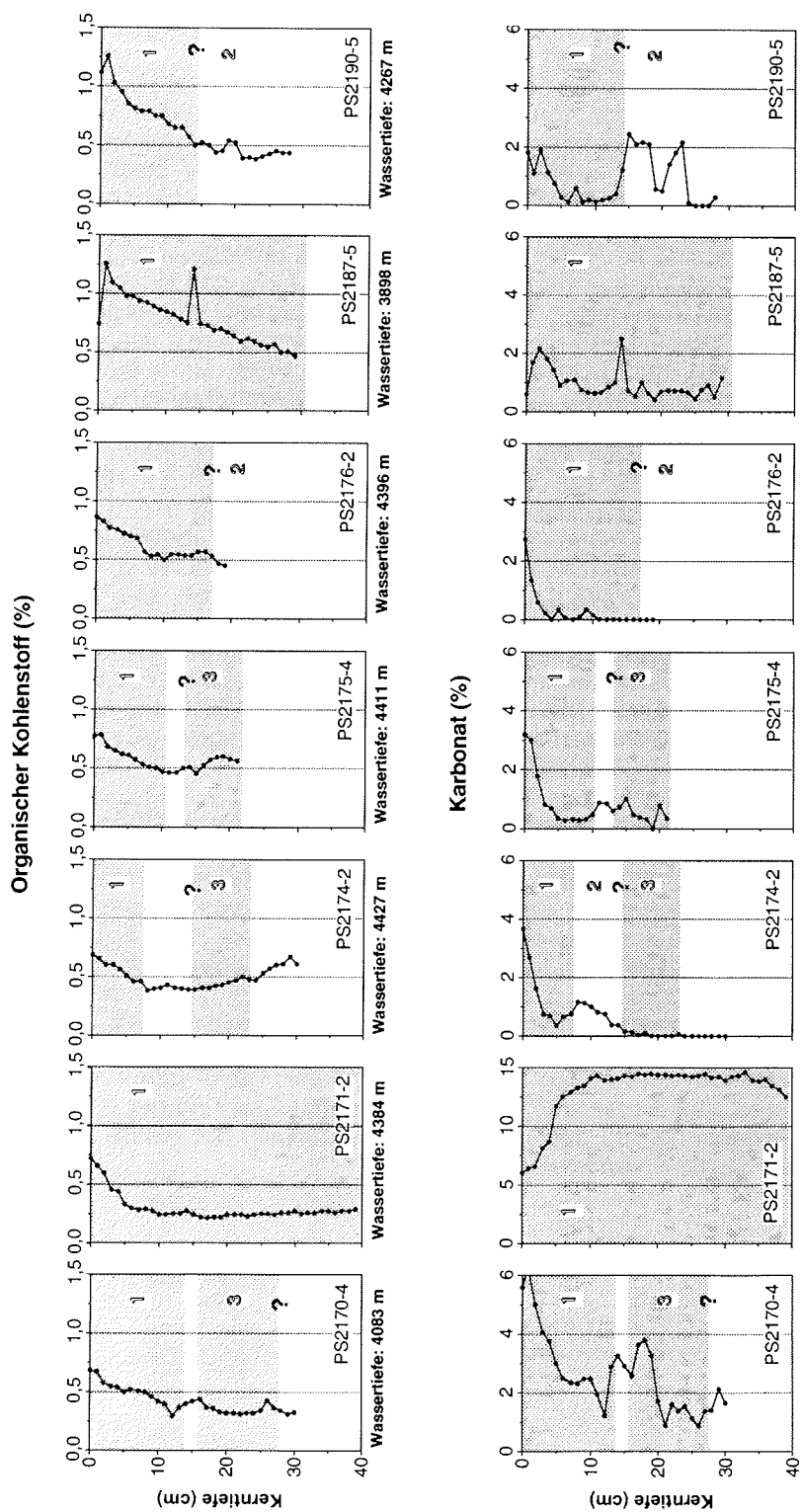


Abb. 33: Organische Kohlenstoff- und Karbonatgehalte (%) der Kerne vom Amundsen-Becken

6. Ergebnisse

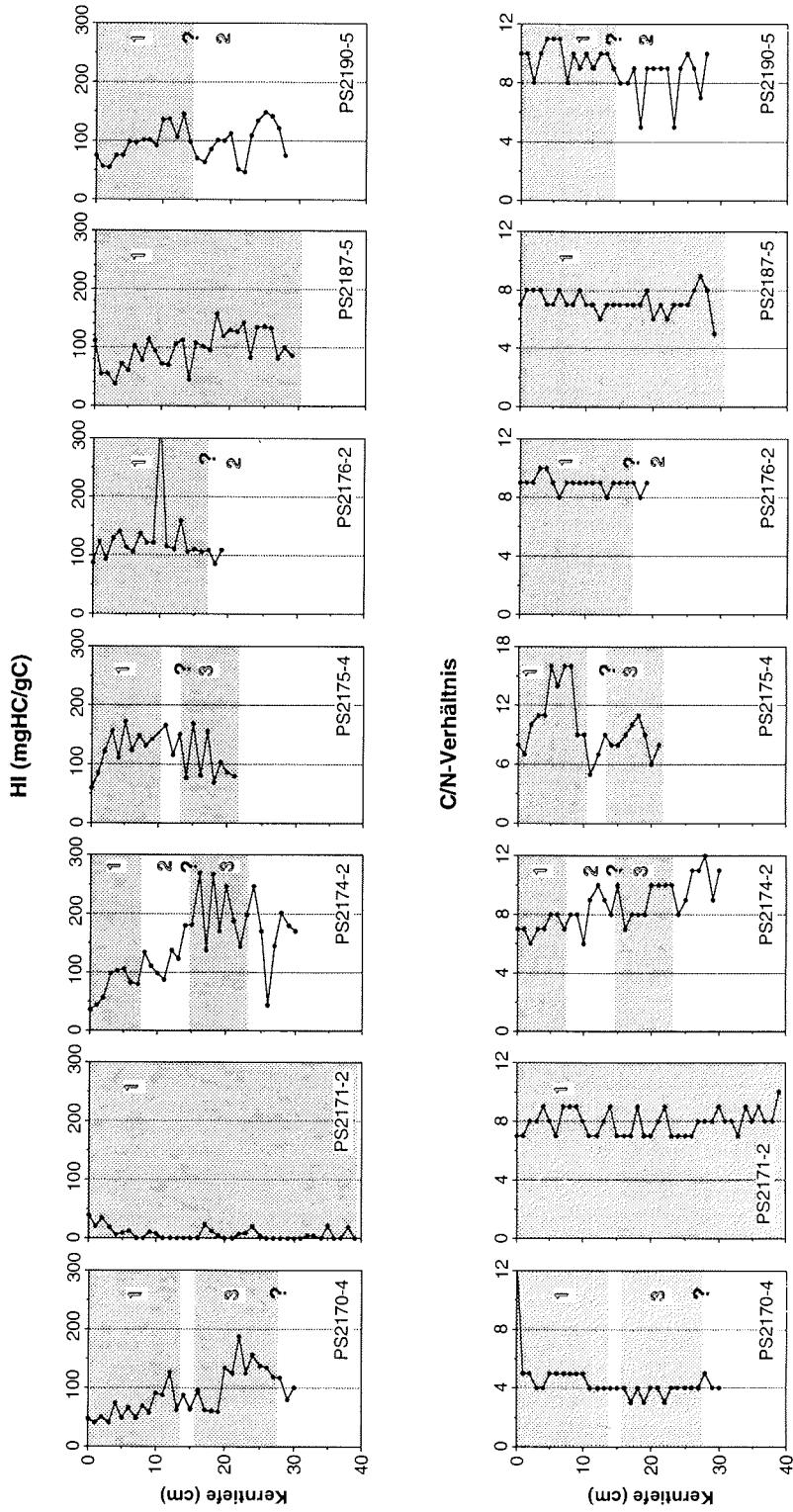


Abb. 34: Wasserstoffindex-Werte (mgHC/gC) und C/N-Verhältnisse der Kerne vom Amundsen-Becken

6. Ergebnisse

Tab. 6: Ergebnisse der Grobfraktionsanalyse der Kurzkerne aus dem Amundsen-Becken
(von -- = sehr selten bis +++++ = sehr häufig, / = nicht vorhanden)

Proben	Foraminiferen	grobe Min.	mittelgr. Min.	feine Min.	IRD
PS2170-4 0-1	++++			+++	
PS2170-4 10-11	+++			+++	
PS2170-4 15-16	++			+++	
PS2170-4 20-21	+++			+++	+
PS2170-4 25-26	+		++		++
PS2170-4 30-31	-		+++		++
PS2171-2 1-2	+++++			+	
PS2171-2 5-10	+++			+++	
PS2171-2 15-35	/			+++	
PS2174-2 1-2	++++	+	+	++++	
PS2174-2 5-6	/		+++		
PS2174-2 10-11	/	++	+++		
PS2174-2 15-16	/			+++	
PS2174-2 20-21	/			+++	
PS2174-2 25-26	/		+++	++	
PS2175-4 0-1	+++++				
PS2175-4 2-3	+++			+++	
PS2175-4 11-12	/		+	+++	
PS2175-4 15-20	/	+++	+++		
PS2190-5 0-1	+++++				
PS2190-5 6-7	+			++++	
PS2190-5 10-11	-		+	++++	
PS2190-5 14-15	--			++++	
PS2190-5 16-17	/			++++	+
PS2190-5 22-23	/			++++	-
PS2190-5 25-26	/			++++	/

In Abbildung 35 sind die $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte der Kerne PS2170-4 und PS2174-2 dargestellt. PS2170-4 zeigt schwankende Werte zwischen -24,0 und -22,8 ‰. Im unteren Stadium 3 und unterem Stadium 1 werden die schwersten Werte erreicht. PS2174-2 zeigt im unteren Abschnitt relativ gleichförmige Werte (-24,0 ‰), die vom mittleren Stadium 3 zur Oberfläche hin auf -22,5 ‰ abnehmen.

6. Ergebnisse

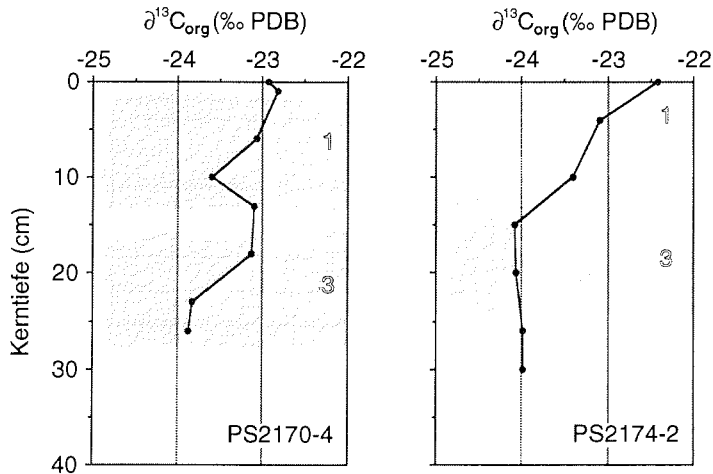


Abb. 35: $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte der Kerne PS2170-4 und PS2174-2 aus dem Amundsen-Becken

Kastenlot PS2174-5

Der Kern PS2174-5 wurde aus einer Wassertiefe von 4427 m gewonnen. Der Kern besteht durchgehend aus Ton. Besonders charakteristisch sind die auftretenden Farbwechsel des Sediments von braunen und grauen Farbtönen. Von der Basis bis zu einer Kerntiefe von 450 cm ist der Kern dunkelgrau. Daran schließt sich ein brauner Abschnitt in einer Kerntiefe von 450 bis 330 cm an, der von einem dunkelgrauen Segment bis zu einer Kerntiefe von 295 cm abgelöst wird. Ein gelbbrauner Abschnitt in einer Kerntiefe von 295 bis 210 cm wechselt zu grauen Tönen in einer Kerntiefe von 210 bis 78 cm. Zur Oberfläche werden oliv- bis graubraune (78 bis 36 cm) Farben von einer gelbbraunen Sequenz (36 bis 0 cm) abgelöst. Im gesamten Kern kommen laminierte und bioturbirte Abschnitte vor (Kernbeschreibung siehe Anhang C). In Abbildung 36 sind die Karbonat-, organische Kohlenstoff- und Opalgehalte sowie Wasserstoffindex-Werte und C/N-Verhältnisse dargestellt.

In Kern PS2174-5 ist meist kein Karbonat meßbar. Nur in einzelnen Abschnitten (600 bis 560 cm, 210 bis 100 cm und 30 bis 0 cm) kommt Karbonat (bis zu 4 %) vor, wobei der Abschnitt 210 bis 100 cm aus detritischem Karbonat (hauptsächlich Dolomit, Vogt pers. Mitt.), 30 bis 0 cm dagegen aus biogenem Karbonat (meist Foraminiferen) besteht. Der Gehalt an organischem Kohlenstoff schwankt zwischen 0,3 und 2,1 %. Es sind deutlich Abschnitte mit hohen Gehalten (940 bis 420 cm, 320 bis 280 cm und 200 bis 70 cm) von Abschnitten mit niedrigen Gehalten (um 0,5 %) zu trennen. Dies liegt an den variierenden Anteilen von terrigenen und marinen organischen Komponenten. Generell sind alle Werte höher als 0,3 %, welcher von Suess (1980) als Durchschnitt für den offenen Ozean angegeben wird. Die Wasserstoffindex-Werte und die C/N-Verhältnisse sind gegenläufig.

AMUNDSEN-BECKEN
PS2174-5 KAL, 4427 m WT

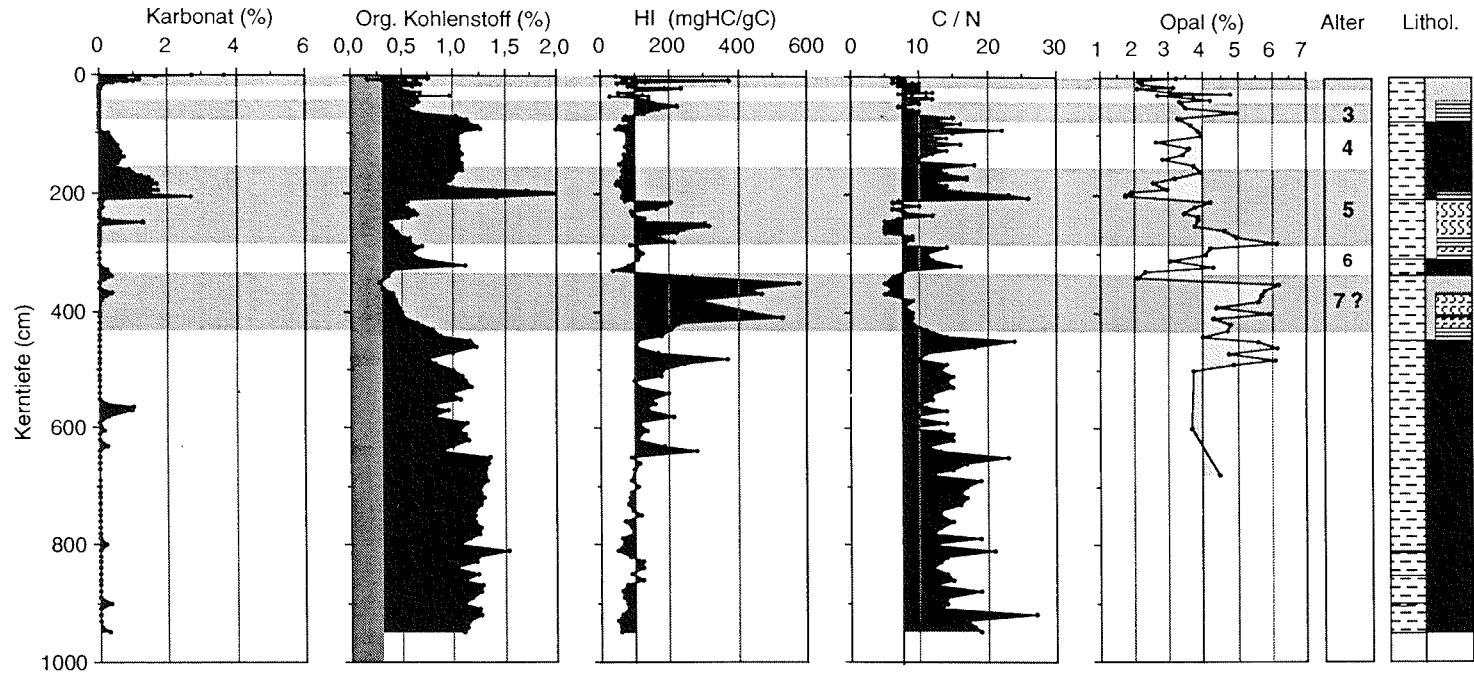


Abb. 36: Karbonat-, organische Kohlenstoff- und Opalgehalte sowie Wasserstoffindex-Werte und C/N-Verhältnisse des Kerns PS2174-5. Durchschnittliche organische Kohlenstoffgehalte in Sedimenten des offenen Ozeans (0,3 %; Suess 1980) sind grau hinterlegt (Legende zur Lithologie siehe Anhang).

6. Ergebnisse

Höhere C/N-Verhältnisse (11 bis 27) und niedrigere HI-Werte (meist kleiner 200 mgHC/gC) im unteren Kernabschnitt (940 bis 430 cm) werden von höheren HI-Werten (bis zu 550mgHC/gC) und niedrigeren C/N-Werten (kleiner 10) im Kernabschnitt 430 bis 340 cm abgelöst. In einer Kerntiefe von 630 bis 500 cm gibt es einzelne höhere HI-Signale (bis 370 mgHC/gC). Zwischen 340 cm und der Oberfläche gibt es mehrere Wechsel zwischen hohen und niedrigen HI-Werten, wobei ein markanter Kernabschnitt mit HI-Werten unter 50 mgHC/gC in einer Kerntiefe von 220 bis 80 cm liegt. Dieser korreliert mit hohen C/N-Werten (bis 26). Zur Oberfläche hin nehmen die HI-Werte nach kurzfristig höheren Werten im Abschnitt von 65 bis 15 cm Kerntiefe, die zwischen 100 und 300 mgHC/gC liegen, ab. Die Opalwerte laufen zur HI-Kurve parallel und schwanken zwischen 2 und 6 %. Sie sind damit höher als die von Lisitzin (1972) angegebenen Opalgehalte arktischer Sedimente und sind auf Schwammnadeln und Diatomeen zurückzuführen (Nürnberg et al. 1995). Zwischen 350 bis 480 cm und 260 bis 280 cm Kerntiefe werden maximale Werte (bis 6 %) erreicht. Zur Oberfläche hin nehmen die Werte auf 2 % ab.

In Abbildung 37 sind die Wasserstoffindex-Werte gegen die Sauerstoffindex-Werte der Pyrolyse aufgetragen. Nur einzelne Werte aus dem Kernabschnitt 430 bis 340 cm Kerntiefe fallen in den Bereich des Kerogen-Typs I und II und deuten damit auf eine aquatische Herkunft hin. Die meisten Werte liegen durch ihren höheren Sauerstoffindex rechts der die Kerogen-Typen I und II beschreibenden Kurven. Die hohen OI-Werte dieser Proben sind vermutlich auf einen hohen Polysaccharidanteil zurückzuführen (vgl. Liebezeit & Wiesner 1990). Diese labilen Komponenten zerfallen während der frühen Diagenese. Die Meßpunkte dieser Proben würden sich bei fortschreitender Diagenese im Diagramm zur Ordinate verlagern. Dadurch lassen sich die Proben mit höheren HI-Werten (100 bis 300 mgHC/gC) trotz hoher OI-Werte auf eine marine Herkunft zurückführen (siehe oben).

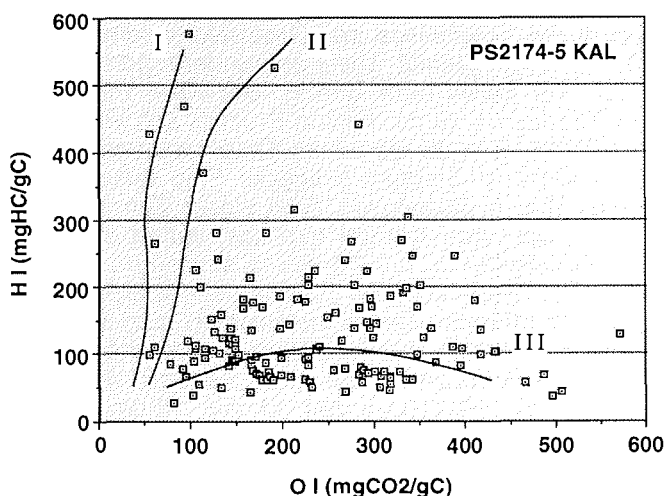


Abb. 37: Darstellung der Wasserstoffindex- und Sauerstoffindex-Werte des Kastenlotkerns PS2174-5 in einem van Krevelen-Diagramm (vgl. Tissot und Welte 1984). Kerogentyp I und II = marin, Kerogentyp III = terrigen.

6.1.3. Lomonosov-Rücken

Oberflächennahe Sedimente

Die Multicorer-Kerne des Lomonosov-Rückens wurden in einer Wassertiefe zwischen 1051 m und 3418 m gezogen. Die Sedimente zeigen im Holozän grau-braune Farben und weisen Wühlspuren der verschiedensten Organismen auf. Die Korngröße ist überwiegend tonig-siltig. Die Oberflächen der Kerne zeigen neben planktischen Foraminiferen auch Makrofossilien wie Bivalven und Gastropoden sowie eistransportiertes Material (IRD) und Schwammnadeln. Im Isotopen-Stadium 2 sind die Farben grau, dunkelbraun oder olivbraun, und die Korngröße ist gröber. Der organische Kohlenstoffgehalt der Sedimente in den Isotopenstadien 2 bis 4 der östlichen Seite des Rückens liegt um 0,2 % (Abb. 38). Mit dem Übergang zur Termination 1 steigt der organische Kohlenstoffgehalt bis zur Oberfläche in allen Kernen der östlichen Seite auf ca. 0,6 % an. Auf der westlichen Seite des Rückens liegen die Gehalte an organischem Kohlenstoff relativ konstant zwischen weniger als 0,1 und 0,3 %. Ein Anstieg zur Oberfläche ist in diesen Kernen nicht vorhanden. Der Kern PS2184-3 reicht wahrscheinlich bis ins Stadium 5. Hier liegt der organische Kohlenstoffgehalt um 0,3 % und damit höher als in den Stadien 2 bis 4. Die Karbonatgehalte schwanken zwischen 0 und 12 %, wobei ein Anstieg zur Oberfläche mit einem erhöhten, biogen gebildeten Karbonateintrag (Foraminiferen, Ostracoden, Coccolithen) zusammenhängt (Abb. 38). Die Wasserstoffindex-Werte (HI) schwanken zwischen 20 und 270 mgHC/gC und nehmen zur Oberfläche hin ab (Abb. 39). Teilweise ergab die Rock-Eval-Pyrolyse keine Freisetzung von Kohlenwasserstoffen (HI=0). Generell sind die Werte der Pyrolyse der Kerne des Lomonosov-Rückens nur sehr eingeschränkt zu bewerten, da die TOC-Gehalte sehr niedrig sind. Die C/N-Werte liegen zwischen 2 und 12 und sind damit sehr niedrig (Abb. 39; zur Problematik der C/N-Werte siehe Kapitel 2.2.2.). Ein leichter Anstieg der Werte wird in den Kernen der östlichen Seite mit dem Übergang zum Holozän sichtbar.

In Tabelle 7 sind die Ergebnisse der Grobfraktionsanalyse der Kerne des Lomonosov-Rückens dargestellt. Die Foraminiferengehalte sind bei nahezu allen Kernen an der Basis sehr gering. Bei Kern PS2185-4 besteht die Grobfraktion im Stadium 5 zu ca. fünfzig Prozent aus Foraminiferen. Dies ist auch bei Kern PS2177-3 in 25 bis 26 cm Tiefe festzustellen. Deshalb könnte dieser Abschnitt auch im Stadium 5 liegen. Eine bessere stratigraphische Auflösung ist hier aber nicht möglich. Eine starke Zunahme der Gehalte zur Oberfläche hin ist bei allen Kernen sichtbar, wobei die westlichen Kerne einen stärkeren Gradienten in der Zunahme aufzeigen. Generell werden die höchsten Gehalte an Foraminiferen (fast ausschließlich *Neogloboquadrina pachyderma*) in den obersten Sedimentschichten erreicht. Die Korngröße ist im Gegensatz zu den Kernen aus den Becken wesentlich gröber. Dies zeigt sich auch in Korngrößenanalysen, die einen Sandgehalt von 10 bis 17 % (in Ausnahmen bis 40 %, PS2184-4 bei 11 bis 12 cm Kerntiefe) ergaben (Wahsner pers. Mitt.). Der Anteil an eistransportiertem Material (IRD) ist in den Stadien 2 bis 4 höher als in den Interglazialen und nimmt zur Oberfläche hin ab. In den Kernen PS2185-3 und PS2177-3 ist der Gehalt an sonstigen biogenen Komponenten (benthische Foraminiferen und Muscheln) im Übergang zur Termination I deutlich. Besonders in den obersten Sedimentschichten wird ein höherer Anteil an Schwammnadeln beobachtet.

6. Ergebnisse

Tab. 7: Ergebnisse der Grobfraktionsanalyse der Kurzkerne vom Lomonosov-Rücken (von - = selten bis +++++ = sehr häufig)

Proben	Foraminiferen	grobe Min.	mittelgr. Min.	feine Min.	IRD	Schwammnadeln	Div. Organ.
PS2186-3 0-1	++++				+	++	
PS2186-3 10-11	++			++	++		
PS2186-3 15-16	+			+++			
PS2186-3 20-25	+++			++		++	
PS2186-3 25-26	++			+++			
PS2177-3 0-5	++++		+	++			
PS2177-3 10-11	++	+	++	+			
PS2177-3 17-18	+++			+++	++		+++
PS2177-3 19-20	++			+++	++		
PS2177-3 25-26	+++	++	++		+		
PS2185-3 1-2	++++			+++	+	++	
PS2185-3 5-6	++++			++	++	++	
PS2185-3 9-10	+++		++	++	++	+	++
PS2185-3 15-16	+			+++			
PS2185-3 19-20	+++			+++	+		
PS2181-4 0-1	+++++		+			++	
PS2181-4 4-5	+		++	+++	++		
PS2181-4 5-18	-		+++		+		
PS2182-4 0-1	++++				++	++	+++
PS2182-4 4-5	+++			+++			
PS2182-4 9-10	+++			+++		+	
PS2182-4 14-15	+			+++	+		
PS2182-4 19-20	-			+++	++		

In Abbildung 40 sind die $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte der Kurzkerne PS2177-3 und PS2185-4 dargestellt. Die Werte schwanken zwischen -21,9 und -23,8 ‰ (PDB). Es ist generell ein Anstieg zu schweren Werten von der Kernbasis zur Oberfläche festzustellen.

6. Ergebnisse

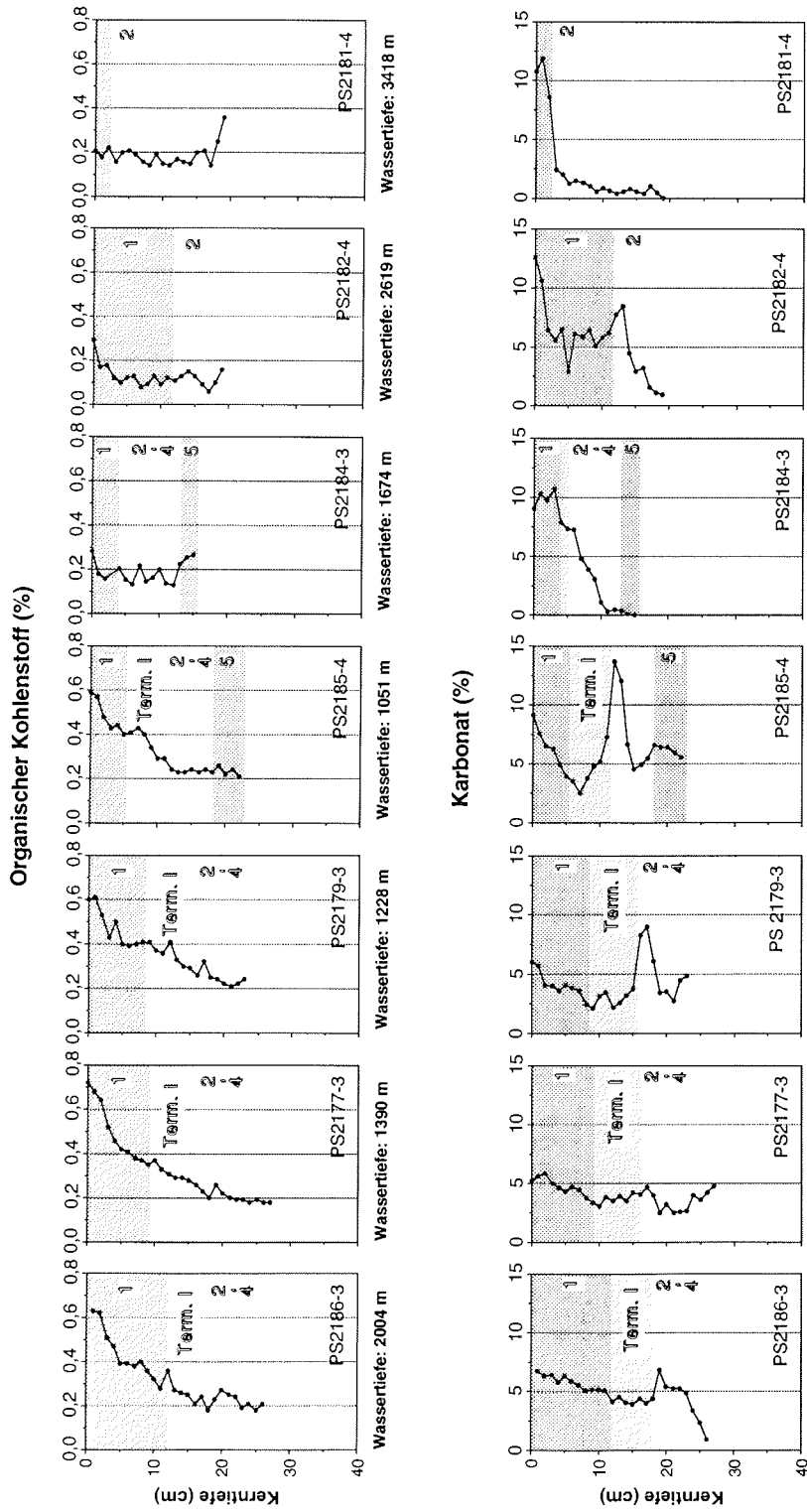


Abb. 38: Organische Kohlenstoff- und Karbonatgehalte (%) der Kerne vom Lomonosov-Rücken

6. Ergebnisse

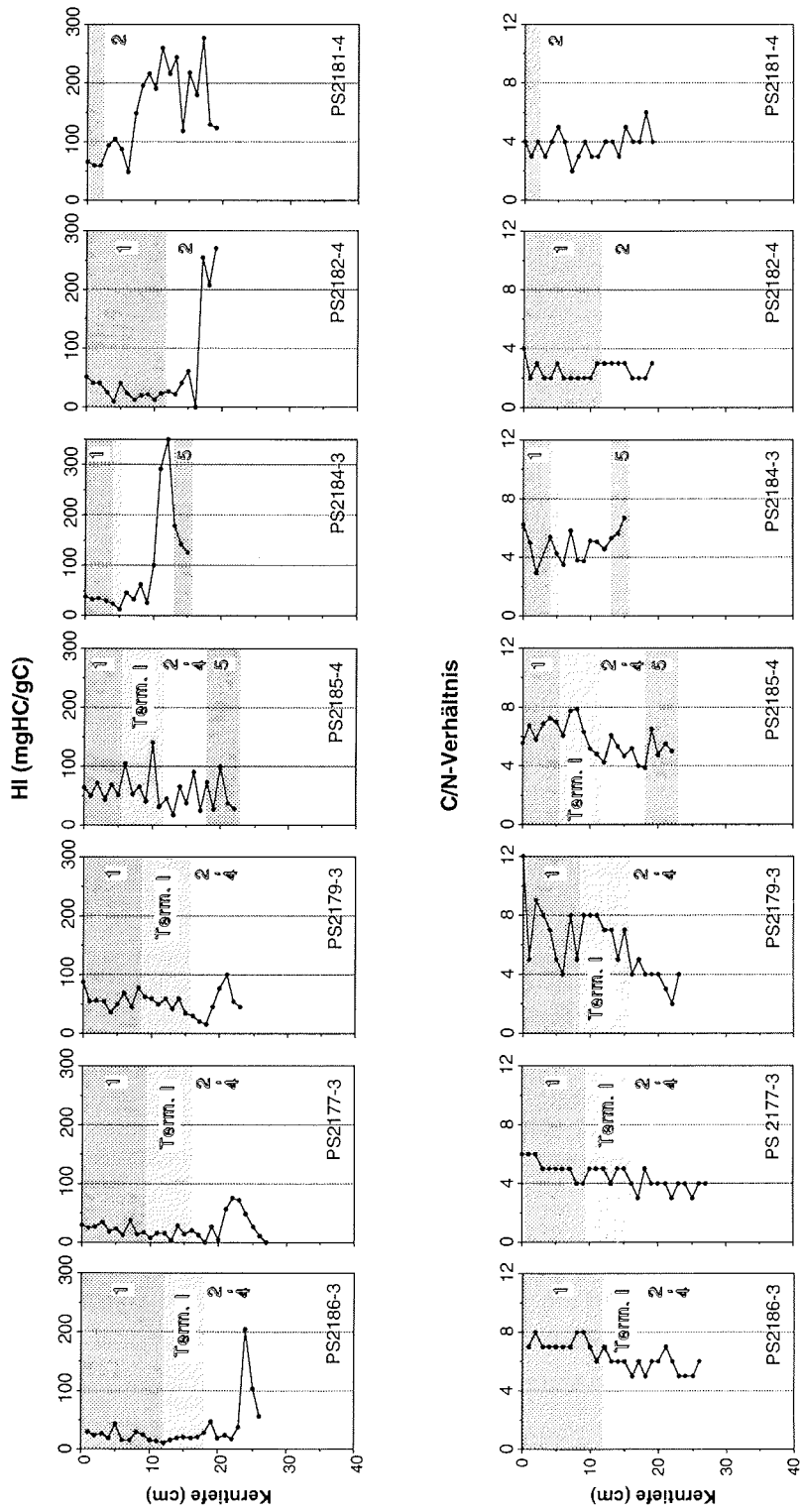


Abb. 39: Wasserstoffindex-Werte (mgHC/gC) und C/N-Verhältnisse der Kerne vom Lomonosov-Rücken

6. Ergebnisse

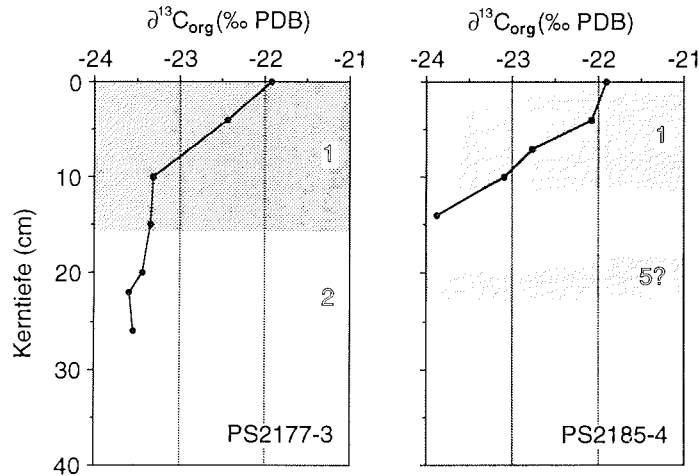


Abb. 40: $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte der Kurzkerne PS2177-3 und PS2185-4 vom Lomonosov-Rücken

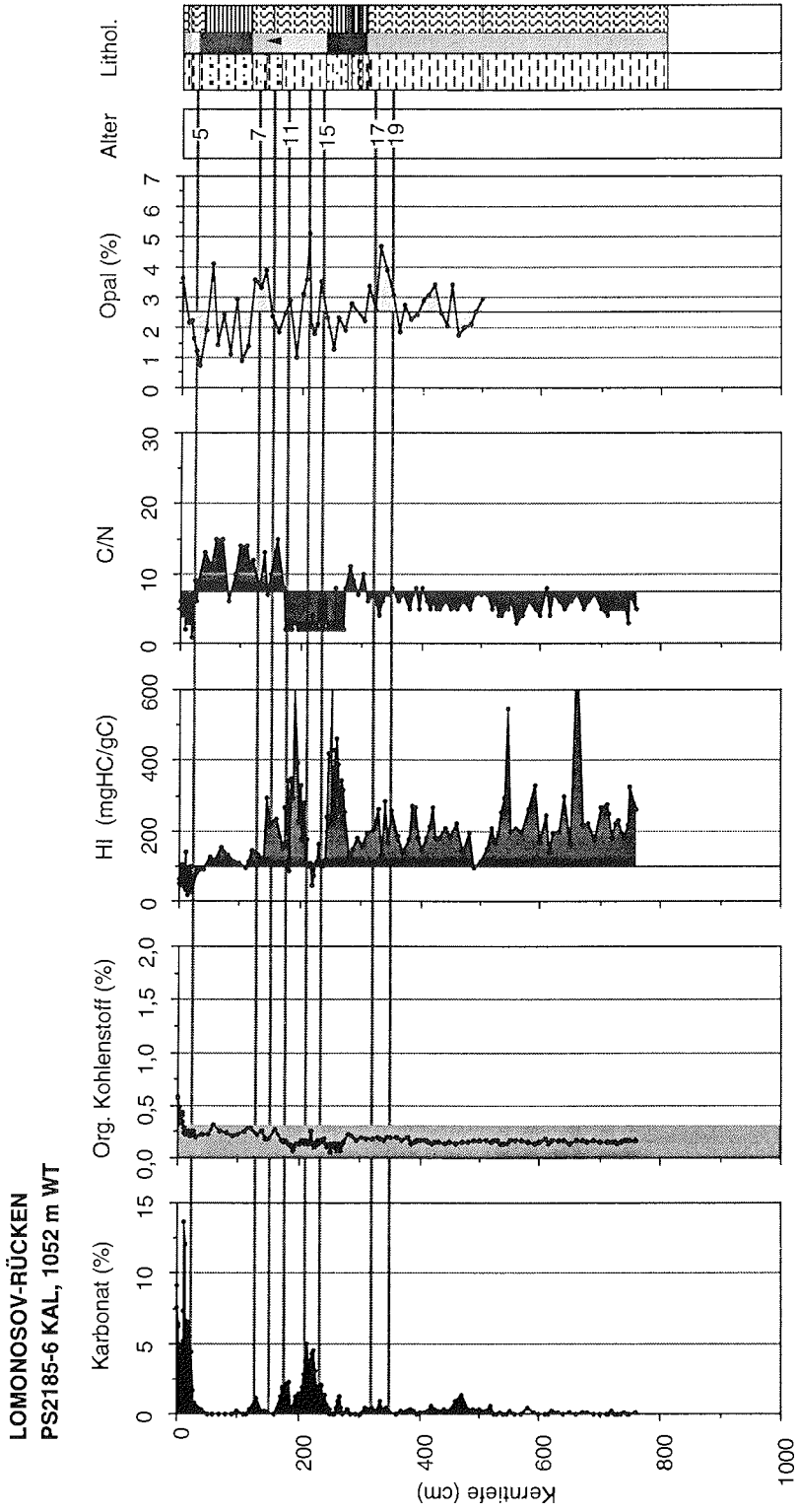
Kastenlot PS2185-6

Der Kern PS2185-6 wurde am Lomonosov-Rücken aus einer Wassertiefe von 1052 m gewonnen. Die Sedimentfarben variieren innerhalb gelber, grauer und oliver Brauntöne. Die unteren Sedimenteinheiten sind bis zu einer Kerntiefe von 305 cm sehr einheitlich. Sie bestehen aus Ton mit einem Grobfractionsanteil ($> 63 \mu\text{m}$) kleiner 10 % (Wahsner pers. Mitt.), in die kleine Sandlinsen eingeschaltet sind. Die oberen 305 cm Sediment werden von wechsellagernden Sand-, Silt- und Tonlagen aufgebaut. Der Kern weist eine starke Bioturbation von der Basis bis zum Top auf. Nur in einer Kerntiefe von 35 bis 117 cm und 246 bis 308 cm wird diese durch Lamination unterbrochen. Zwischen 165 cm und 138 cm Kerntiefe ist eine sandige, nach oben feiner werdende Sequenz zu beobachten (Kernbeschreibung siehe Anhang C). In Abbildung 41 sind die Karbonat-, organischen Kohlenstoff- und Opalgehalte sowie Wasserstoffindex-Werte und C/N-Verhältnisse aufgetragen.

Die Karbonatgehalte sind meist sehr niedrig (0 bis 5 %) und erreichen nur im oberen Abschnitt (30 bis 0 cm) höhere Werte, die bis auf 13 % ansteigen. Der Abschnitt 250 bis 170 cm wird durch biogenes Karbonat (Foraminiferen

Abb. 41: Karbonat-, organische Kohlenstoff- und Opalgehalte sowie Wasserstoffindex-Werte und C/N-Verhältnisse des Kerns PS2185-6. Die Isotopenstadien 5, 7, 9, 11, 13, 15, 17 und 19 sind grau hinterlegt (nach Spielhagen et al. in Vorb.). Isotopenstadium 19 fällt mit der Brunhes/Matuyama-Grenze zusammen. Durchschnittliche organische Kohlenstoffgehalte in Sedimenten des offenen Ozeans (0,3 %, Suess 1980) sind grau gekennzeichnet (zur Lithologie siehe Anhang C).

6. Ergebnisse



6. Ergebnisse

bis 5000 Individuen/g Sediment, Spielhagen pers. Mitt.) bestimmt. Karbonat von Foraminiferen ist auch für den höheren Karbonatgehalt im obersten Kernabschnitt (30 bis 0 cm) verantwortlich.

Der organische Kohlenstoffgehalt schwankt über den gesamten Kernabschnitt zwischen 0,1 und 0,3 % und steigt nur im obersten Kernabschnitt (30 bis 0 cm) auf Werte bis 0,6 %. Die Wasserstoffindex-Werte sind im Vergleich zu dem Kern PS2174-5 aus dem Amundsen-Becken relativ hoch. Sie liegen außer im oberen Abschnitt (40 bis 0 cm), in dem die Werte unter 100 mgHC/gC liegen, generell deutlich über 100 mgHC/gC. In den Kernabschnitten 270 bis 240 cm und 205 bis 145 cm erreichen die Wasserstoffindex-Werte bis zu 400mgHC/gC.

Die C/N-Verhältnisse können über den Kern in drei große Abschnitte eingeteilt werden. Von der Kernbasis (760 cm) bis zu einer Kerntiefe von 170 cm liegen die C/N-Werte meist unter 7. Ein Unterabschnitt von 270 bis 170 cm weist sehr niedrige Werte um 2 bis 4 auf. Ab 170 cm Kerntiefe bis zu einer Kerntiefe von 40 cm liegen die C/N-Verhältnisse relativ hoch und schwanken zwischen 6 und 15. Der obere Abschnitt (40 bis 0 cm) liefert wieder niedrige Werte, die im wesentlichen um 4 liegen. Die Opalgehalte schwanken zwischen 0,5 und 5,2 %.

Die Sedimente des Kerns PS2185-6 sind älter als die Sedimente des Kerns PS2174-5 aus dem Amundsen-Becken, die ca. 250 ka alt sind und lassen sich mit diesen nicht korrelieren. Die Altersbestimmung ergab für den unteren Kernabschnitt ein Alter von ca. 4 Millionen Jahren (Spielhagen pers. Mitt., vgl. Kap. 5.). Da sich diese Arbeit hauptsächlich mit Änderungen im organischen Kohlenstoffgehalt in Verbindung mit Klimaschwankungen während der letzten 250000 Jahren beschäftigt, wird der Kern im folgenden nicht weiter diskutiert. Ein weiterer Grund hierfür besteht in der Tatsache, daß sich der Kern nahezu über den gesamten Kernabschnitt durch sehr niedrige TOC-Werte (0,1 bis 0,3 %) auszeichnet und dadurch eine Interpretation in Bezug auf die Art der organischen Substanz nur sehr eingeschränkt möglich ist.

6.1.4. Makarov-Becken

Oberflächennahe Sedimente

Der Multicorer-Kern PS2178-4 wurde in einer Wassertiefe von 4008 m gewonnen. Das durchgehend braune Sediment hat eine überwiegend tonig-siltige Korngröße, die nur durch eine Sandlage bei 17 bis 18 cm Kerntiefe unterbrochen wird (Wahsner pers. Mitt.). Abbildung 42 zeigt die Gehalte an Karbonat und organischem Kohlenstoff sowie die Wasserstoffindex-Werte und C/N-Verhältnisse. Die Karbonatgehalte liegen unter 8 % und steigen von der Basis zur Oberfläche an. Im Stadium 1 wird bei 6 cm Kerntiefe ein maximaler Wert von 7,9 % erreicht, der sich zum größten Teil aus Foraminiferen aufbaut. Die organischen Kohlenstoffgehalte liegen unter 0,5 % und zeigen bei 16 bis 18 cm Kerntiefe ein Minimum von unter 0,1 %. Zur Oberfläche steigen die Gehalte auf 0,4 % an. Die Wasserstoffindex-Werte fallen von der Basis mit Werten um 700 mgHC/gC auf 100 mgHC/gC zur Oberfläche ab. Ein Minimum besteht bei 17 cm Kerntiefe. Die Wasserstoffindex-Werte dürfen bei

6. Ergebnisse

den Proben mit einem organischen Kohlenstoffgehalt unter 0,3 % nur sehr vorsichtig interpretiert werden. Die C/N-Werte fallen von der Basis von 7 auf 2 bei 16 cm Kerntiefe ab, um dann bis zur Oberfläche auf einen Wert von 11 anzusteigen. Der erhöhte Wert von 10 der Probe bei 18-19 cm Kerntiefe fällt mit niedrigeren Wasserstoffindex-Werten zusammen.

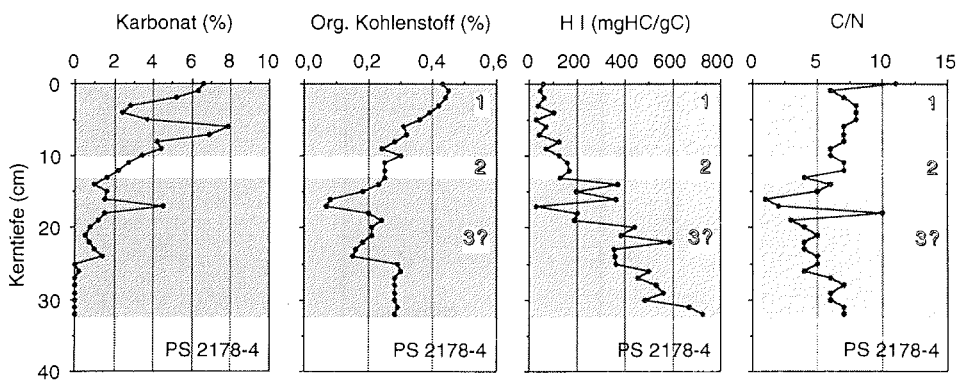


Abb. 42: Karbonatgehalte (%), organische Kohlenstoffgehalte (%), Wasserstoffindex-Werte (mgHC/gC) und C/N-Verhältnisse des Kerns PS2178-4

Tabelle 8 gibt Auskunft über den Biogen- und Mineralgehalt des Kerns PS2178-4. Der Foraminiferenanteil an der Grobfraktion nimmt generell von unten nach oben zu. Nur in der untersten Probe aus einer Kerntiefe von 25 bis 26 cm sind mehr Foraminiferen, aber auch mehr grobe Minerale als in der Probe aus 23 bis 24 cm zu beobachten. Generell nimmt der Gehalt an feinen Mineralen nach oben ab. Dropstones als Ausdruck erhöhter Zufuhr von eistransportiertem Material sind in den Proben aus einer Kerntiefe von 9 bis 12 cm häufig und charakterisieren den Übergang zum Holozän.

Tab. 8: Ergebnisse der Grobfraktionsanalyse von PS2178-4 (von - = sehr selten bis +++++ = sehr häufig, / = nicht vorhanden)

Proben	Foraminiferen	grobe Min.	mittelgr. Min.	feine Min.	IRD
PS2178-4 1-2	+++++				-
PS2178-4 5-6	+++			++	
PS2178-4 9-10	+		+	++	++
PS2178-4 11-12	-			++	+
PS2178-4 23-24	--			+++	/
PS2178-4 25-26	-	++		+++	

6. Ergebnisse

In der Abbildung 43 sind die Kohlenstoffisotope des organischen Materials aufgetragen. Diese steigen von der Basis zur Oberfläche an und liegen zwischen -25,0 und -22,5 ‰. Bei 22 bis 23 cm Kerntiefe wird der minimale Wert von -25,0 ‰ erreicht.

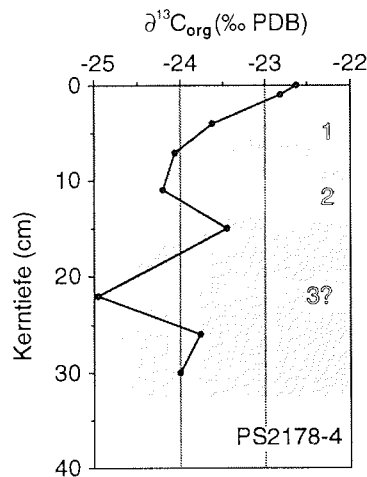


Abb. 43: $\delta^{13}C_{org}$ -Werte (‰ PDB) des Kerns PS2178-4

Kastenlot

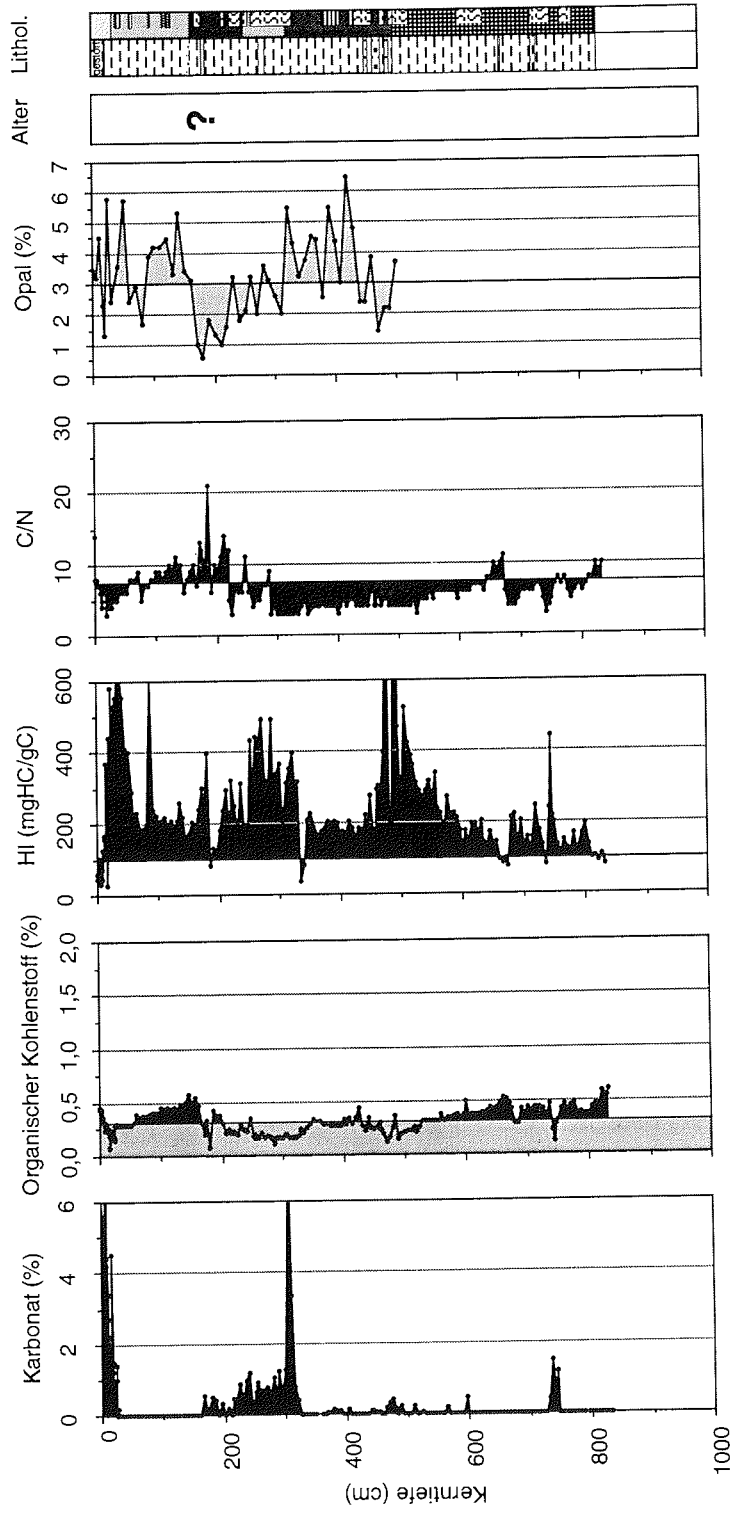
Der Kern PS2178-5 wurde im Makarov-Becken aus einer Wassertiefe von 4008 m gewonnen. Die Sedimentfarben wechseln zwischen grau-braunen, oliv-braunen, oliven und dunkelbraunen Farben. Der gesamte Kern zeichnet sich durch eine tonige Lithologie aus, die durch geringmächtige sandige Lagen ("sandy mud") unterbrochen wird. Vorwiegend in den olivfarbenen Kernabschnitten (647 bis 499 cm, 423 bis 436 cm und 129 bis 56 cm Kerntiefe) kommen schwarz gesprenkelte Einheiten vor, die wahrscheinlich auf Fe-Mn-Ausfällungen zurückzuführen sind. Über die gesamte Kernlänge wechseln stark bioturbirte mit laminierten Kernabschnitten ab. Die oberen 20 cm Sediment sind stark gestört (Kernbeschreibung siehe Anhang C). In Abbildung 44 sind die Karbonat-, organischen Kohlenstoff- und Opalgehalte sowie Wasserstoffindex-Werte und C/N-Verhältnisse aufgetragen.

Die Karbonatwerte des Kerns PS2178-5 sind sehr niedrig und schwanken zwischen 0 und 7,4 %. Meistens liegen sie unter 2 %. Nur in dem Abschnitt von 310 bis 300 cm Kerntiefe und im obersten Kernabschnitt (17 bis 0 cm) werden Karbonatwerte bis 8 % erreicht. Die Gehalte an organischem Kohlenstoff können bis 0,6 % erreichen, liegen aber außer in den Abschnitten von 823 bis 530 cm und 160 bis 60 cm Kerntiefe unter 0,3 %. Die Wasserstoffindex-Werte sind nahezu über den gesamten Kernbereich größer als 100 mgHC/gC. Nur im obersten Abschnitt (10 bis 0 cm) fallen die

Abb. 44: Karbonat-, organische Kohlenstoff- und Opalgehalte sowie Wasserstoffindex-Werte und C/N-Verhältnisse des Kerns PS2178-5. Durchschnittliche organische Kohlenstoffgehalte in Sedimenten des offenen Ozeans (0,3 %, Suess 1980) sind grau gekennzeichnet (zur Lithologie siehe Anhang C).

6. Ergebnisse

MAKAROV-BECKEN
PS2178-5 KAL, 4008 m WT



6. Ergebnisse

Werte auf unter 50 mgHC/gC. Die C/N-Werte liegen unter 10, meist sogar unter 7. Im Bereich 215 bis 170 cm Kerntiefe werden höhere Werte erreicht (maximal 21). Die Opalgehalte schwanken zwischen 0,5 und 6,5 % und sind damit wesentlich höher als die von Lisitzin (1972) für den Arktischen Ozean angegebenen Opalwerte (< 1 %, vgl. Kap. 7.4.). Außer in einem Kernabschnitt (200 bis 170 cm Kerntiefe), in dem relativ konstante Opalwerte kleiner 2 % vorkommen, unterliegt der Kern großen Schwankungen im Opalgehalt.

Der Kern PS2178-5 läßt sich durch z.T. sehr mächtige Tonlagen, die im Kern PS2185-6 nicht auftreten, nur bedingt mit diesem korrelieren. Von Schäper (1994) wird eine ungefähr doppelt so hohe Sedimentationsrate des Kerns PS2178-5 im Vergleich zu Kern PS2185-6 angenommen. Aufgrund dieser nur sehr schwachen stratigraphischen Einhängung wird der Kern PS2178-5 in dieser Arbeit nicht weiter diskutiert.

6.2. Ergebnisse der n-Alkanuntersuchungen

6.2.1. Oberflächensedimente

An 22 Oberflächenproben des zentralen Arktischen Ozeans wurden die Gehalte an n-Alkanen (C_{14} bis C_{32}) untersucht. Um eine Aussage über den marinen Anteil an der organischen Substanz zu treffen, wurde der Gehalt der n-Alkane C_{17} und C_{19} bestimmt (Abb. 45). Der organisch-terrigenen Einfluß der Sedimente wurde durch die Summe der n-Alkane C_{27} , C_{29} und C_{31} ausgedrückt (Abb. 46; vgl. Kap. 4.).

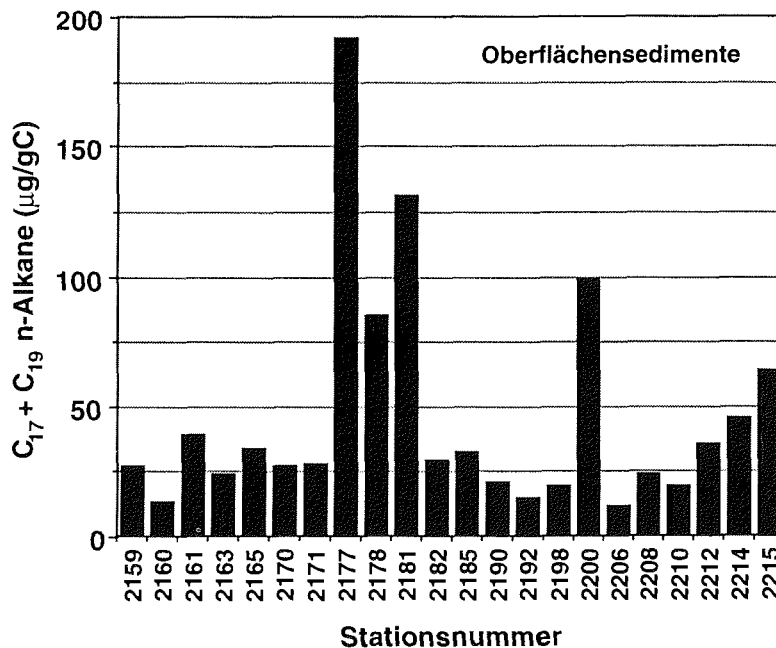


Abb. 45: Summe der n-Alkangehalte ($C_{17} + C_{19}$) von Oberflächensedimenten. Die Positionen der Stationsnummern sind der Übersichtskarte (Seite 17) zu entnehmen.

6. Ergebnisse

Die Werte der Summe der C₁₇ und C₁₉ n-Alkane liegt zwischen 11,85 und 191,89 µg/gC. Extrem hohe Gehalte wurden in den Oberflächensedimenten des Lomonosov-Rückens, des Makarov-Beckens, der Morris-Jesup-Schwelle und in zwei Oberflächensedimentproben (Station PS2214 und PS2215) westlich Spitzbergens nachgewiesen. Alle anderen Oberflächensedimente haben Gehalte unter 40 µg/gC.

Die Werte der langkettigen n-Alkane (Summe aus C₂₇, C₂₉, C₃₁) liegen zwischen 62,07 und 559,05 µg/gC (Abb. 46). Die höchsten Werte werden, wie bei den kurzkettigen n-Alkanen, auf dem Lomonosov-Rücken, dem Makarov-Becken und westlich von Spitzbergen erreicht, wobei hier nur eine von zwei Stationen (PS2214) höhere Werte aufweist. Während bei den kurzkettigen n-Alkanen eine relativ gleichförmige Verteilung zu beobachten ist, zeigen die langkettigen n-Alkane größere Schwankungen.

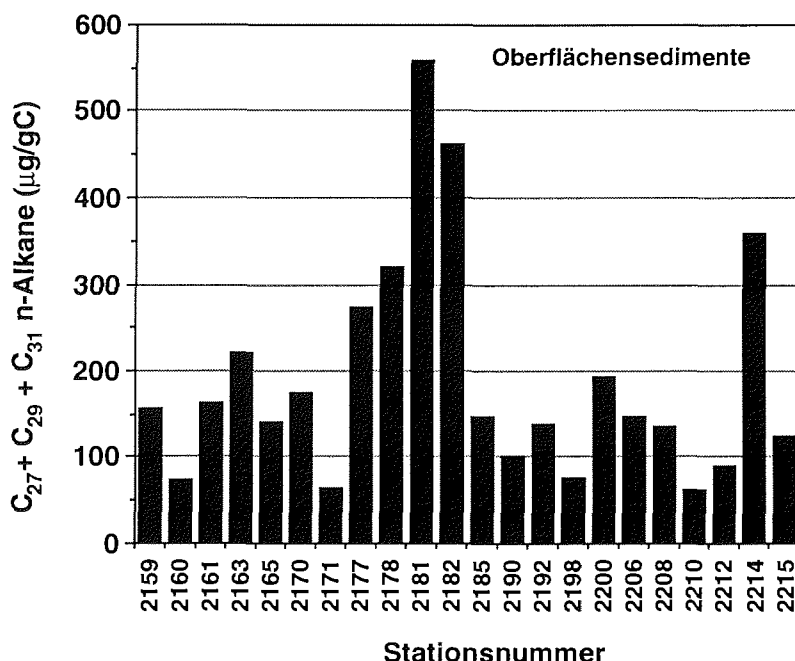


Abb. 46: Summe der n-Alkangehalte (C₂₇+C₂₉+C₃₁) von Oberflächensedimenten. Die Positionen der Stationsnummern sind der Übersichtskarte (Seite 17) zu entnehmen.

Der CPI-Index (Carbon Preference Index) kann Auskunft über den diagenetischen Zustand der organischen Substanz geben (vgl. Kap. 4.). Die Werte der Oberflächenproben liegen zwischen 1,3 und 2,7 und geben damit unter Annahme eines hohen terrigenen Anteils an der organischen Substanz eine deutliche Diagenese der organischen Substanz an (Abb. 47).

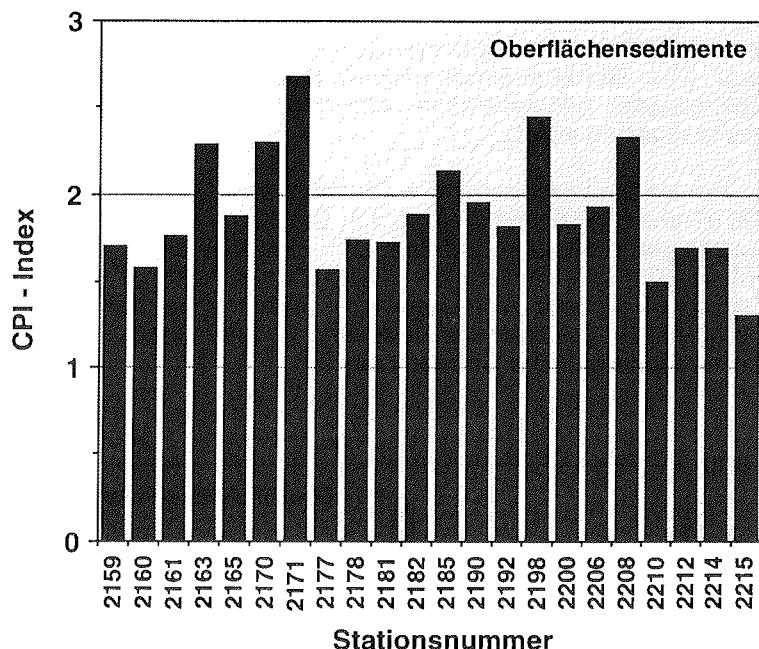


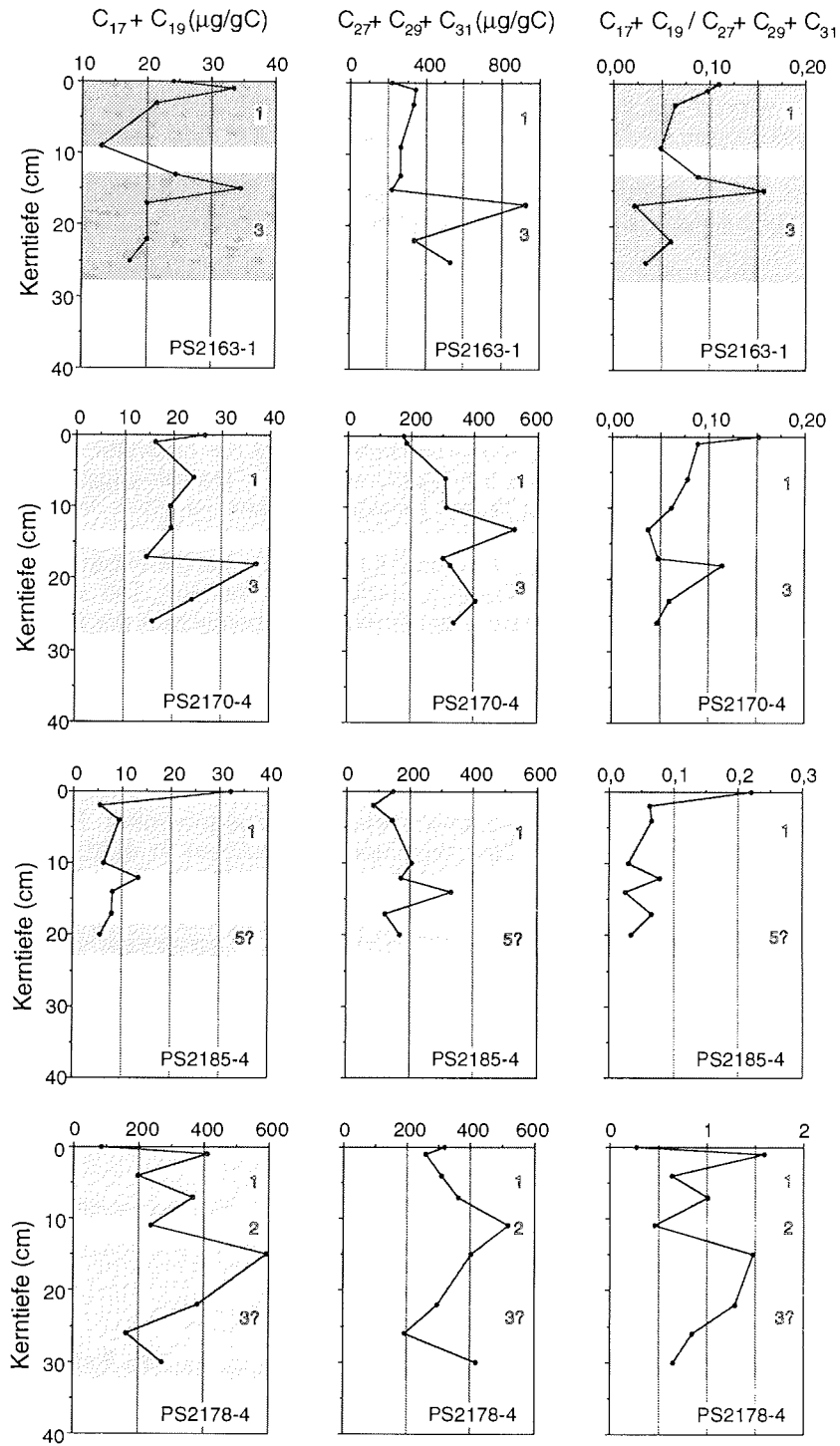
Abb. 47: CPI-Index der Oberflächensedimente. Die Positionen der Stationsnummern sind der Übersichtskarte (Seite 17) zu entnehmen.

6.2.2. Oberflächennahe Sedimente

An Kurzkerne, die sich durch eine relativ gesicherte Stratigraphie auszeichnen, wurden n-Alkanuntersuchungen durchgeführt. Dabei wurden möglichst Proben aus unterschiedlichen Isotopenstadien ausgewählt, um Wechsel in der n-Alkanverteilung in Abhängigkeit von Klimazyklen zu erfassen. In Abbildung 48 sind die n-Alkanverteilungen der Kurzkerne des östlichen Profils aufgetragen (PS2163-1, PS2170-4, PS2185-4, PS2178-4). Bei der Darstellung wurden die kurz-kettigen n-Alkane ($C_{17} + C_{19}$) als Anzeiger für marine organische Substanz und die langkettigen n-Alkane ($C_{27} + C_{29} + C_{31}$) als Anzeiger für terrigene organische Substanz pro Gramm organischen Kohlenstoffs gegen die Tiefe geplottet. Um eine relative Änderung der marinen und terrigenen organischen Komponenten zu erfassen, wurde das Verhältnis dieser beiden Gehalte errechnet und ebenfalls gegen die Tiefe aufgetragen.

Abb. 48: Die Gehalte an kurz-kettigen n-Alkanen ($C_{17}+C_{19}$), der langkettigen n-Alkane ($C_{27}+C_{29}+C_{31}$) und das Verhältnis dieser Gehalte ($C_{17}+C_{19}/C_{27}+C_{29}+C_{31}$) der Kurzkerne vom Gakkel-Rücken (PS2163-1), vom Amundsen Basin (PS2170-4), vom Lomonosov Rücken (PS2185-4) und aus dem Makarov-Becken (PS2178-4)

6. Ergebnisse



6. Ergebnisse

Die Kerne PS2163-1 und PS2170-4 zeigen von der Basis des Stadiums 3 zum Top zuerst einen Anstieg der Gehalte an C₁₇+C₁₉ n-Alkanen (von unter 20 auf über 30 µg/gC), der im Wechsel zu Stadium 2 wieder abnimmt (ca. 15 µg/gC). Nachdem diese minimalen Werte im Stadium 2 (PS2163-1) bzw. im obersten Stadium 3 (PS2170-4) erreicht wurden, steigen die Gehalte zum Holozän wieder auf Werte von über 30 bzw. über 20 µg/gC an. Die Gehalte an langkettigen n-Alkanen liegen zwischen 174 und 927 µg/gC. Die maximalen Werte werden im Stadium 3 (PS2163-1) bzw. im Übergang von Stadium 2 zum Holozän (PS2170-4) erreicht. Die Verhältnisse der kurz- zu langkettigen n-Alkane schwanken zwischen 0,02 und 0,16.

Der Kern PS2185-4 (Lomonosov-Rücken) zeigt einen starken Anstieg der Gehalte an kurzkettigen n-Alkanen zur Oberfläche hin. Die Werte liegen um 10 µg/gC, die Oberfläche hat einen Gehalt von 33 µg/gC. Die Gehalte an langkettigen n-Alkanen schwanken zwischen 86 und 331 µg/gC. Der maximale Wert wird im Stadium 2 erreicht.

Der Kern PS2178-4 aus dem Makarov-Becken zeigt die höchsten Gehalte an kurzkettigen n-Alkanen, die bis 600 µg/gC ansteigen. Der niedrigste Wert von 85 µg/gC wird an der Oberfläche erreicht. Dieser ist aber immer noch wesentlich höher als die Werte der anderen Kurzkerne. Die langkettigen n-Alkane schwanken zwischen 194 und 517 µg/gC. Vergleichbar zum Kern PS2185-4 wird der maximale Wert im Stadium 2 gemessen. Die Verhältnisse der kurz- zu langkettigen n-Alkane zeichnen im wesentlichen die Gehalte der kurzkettigen n-Alkane nach. Die Werte liegen zwischen 0,3 und 1,6 und sind wesentlich höher als die der anderen Kerne.

6.2.3. Kastenlotkerne

In Abbildung 49 sind die n-Alkan-Verteilungen ausgewählter Proben des Kerns PS2174-5 dargestellt. Das dominierende n-Alkan in allen Proben ist das C₃₁-n-Alkan, welches Werte bis 275 µg/gC erreicht. Bei den Proben wird

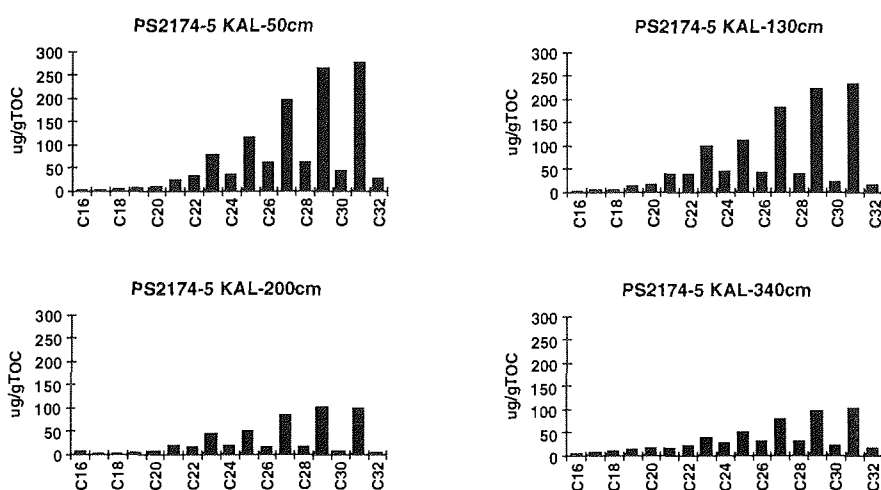


Abb. 49: n-Alkanverteilung von vier ausgewählten Proben des Kerns PS2174-5. Die Zahl unter den Säulen gibt die Kettenlänge der n-Alkane an.

6. Ergebnisse

eine unimodale Verteilung deutlich, die sich auf die langkettigen n-Alkane (C_{27} , C_{29} und C_{31}) konzentriert. Die eine marine Produktion anzeigenden kurzkettigen n-Alkane (C_{17} und C_{19}) treten stark zurück und erreichen nur Werte von 1,5 bis 14 $\mu\text{g/gC}$.

Bei der Verteilung der kurzkettigen n-Alkane ($C_{17}+C_{19}$), die in Abbildung 50 dargestellt ist, ist eine deutliche Zyklizität über den gesamten Kern ausgebildet. Die höchsten Gehalte an n-Alkanen (18,1 bis 21,8 $\mu\text{g/gC}$) kommen in Stadium 7 bei einer Kerntiefe von 340 bis 420 cm vor. Bei einer Kerntiefe von 380 cm wird innerhalb des Stadiums 7 ein Minimum (5,7 $\mu\text{g/gC}$) erreicht. Hohe Gehalte sind auch im unteren Stadium 5 (250 und 280 cm Kerntiefe) gemessen worden. Niedrige Gehalte werden im Stadium 8, 6 und 2 erreicht. Die Kurve der Gehalte an langkettigen n-Alkanen ($C_{27}+C_{29}+C_{31}$) folgt im wesentlichen der Kurve der kurzkettigen n-Alkane. Der höchste Wert wird im oberen Stadium 3 mit 735,3 $\mu\text{g/gC}$, der niedrigste im Stadium 8 mit 84,6 $\mu\text{g/gC}$ erreicht. Das Verhältnis der kurz- zu den langkettigen n-Alkanen ist, außer im Stadium 1 und im oberen Stadium 7, sehr konstant und liegt zwischen 0,015-0,045.

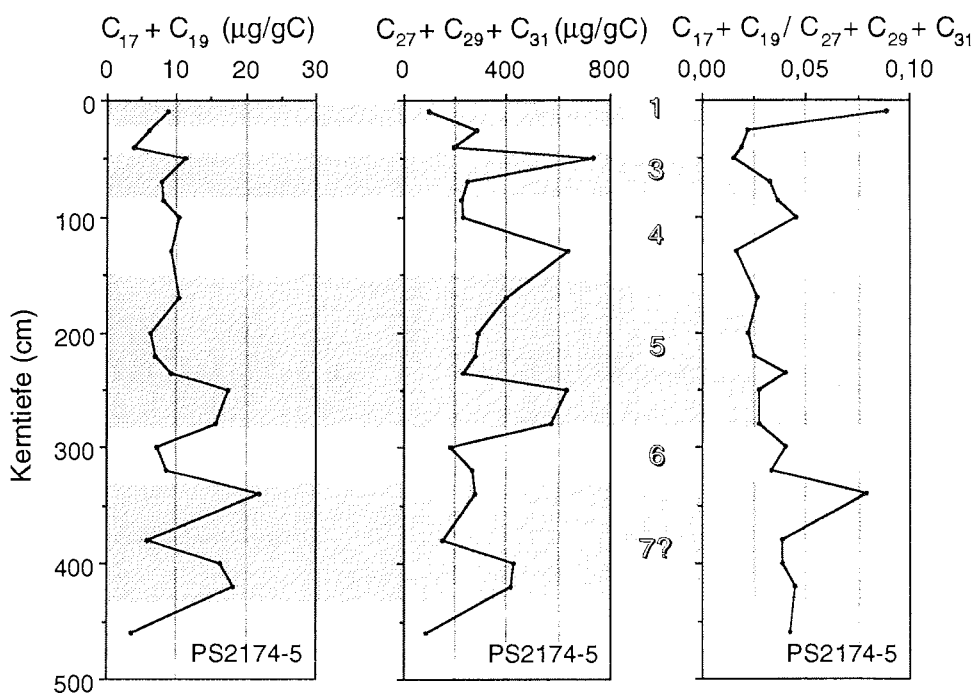


Abb. 50: Die Gehalte an kurzkettigen n-Alkanen ($C_{17}+C_{19}$), der langkettigen n-Alkane ($C_{27}+C_{29}+C_{31}$) und das Verhältnis dieser Gehalte ($C_{17}+C_{19}/C_{27}+C_{29}+C_{31}$) von Kern PS2174-5 aus dem Amundsen-Becken

6. Ergebnisse

Die Abbildung 51 zeigt die n-Alkanverteilung ausgewählter Proben des Kerns PS2185-6. Das C₃₁-n-Alkan dominiert, außer in den Proben aus 80 und 105 cm Kerntiefe, die n-Alkanverteilung und erreicht Werte bis 262 µg/gC. Deutlich sind die höheren Gehalte der ungeradzahigen n-Alkane mit 27, 29 und 31 Kohlenstoffatomen gegenüber den geradzahigen (28-, 30-, 32-C-Atomen) zu erkennen. Dieses Muster ist typisch für höhere Landpflanzen (Bray & Evans 1961). Die kurzkettingen n-Alkane (C₁₇ und C₁₉) treten deutlich in den Hintergrund. Die Schwankungen der Proben untereinander sind ausgeprägt und lassen in den Proben aus 80, 105 und 335 cm Kerntiefe relativ weniger langkettige Verbindungen erkennen, während die kurzkettingen Verbindungen keine große Variabilität zeigen. Die kurzkettingen n-Alkane bis C₁₈ der Probe aus 220 cm Kerntiefe konnten aufgrund der geringen Konzentration nicht quantifiziert werden.

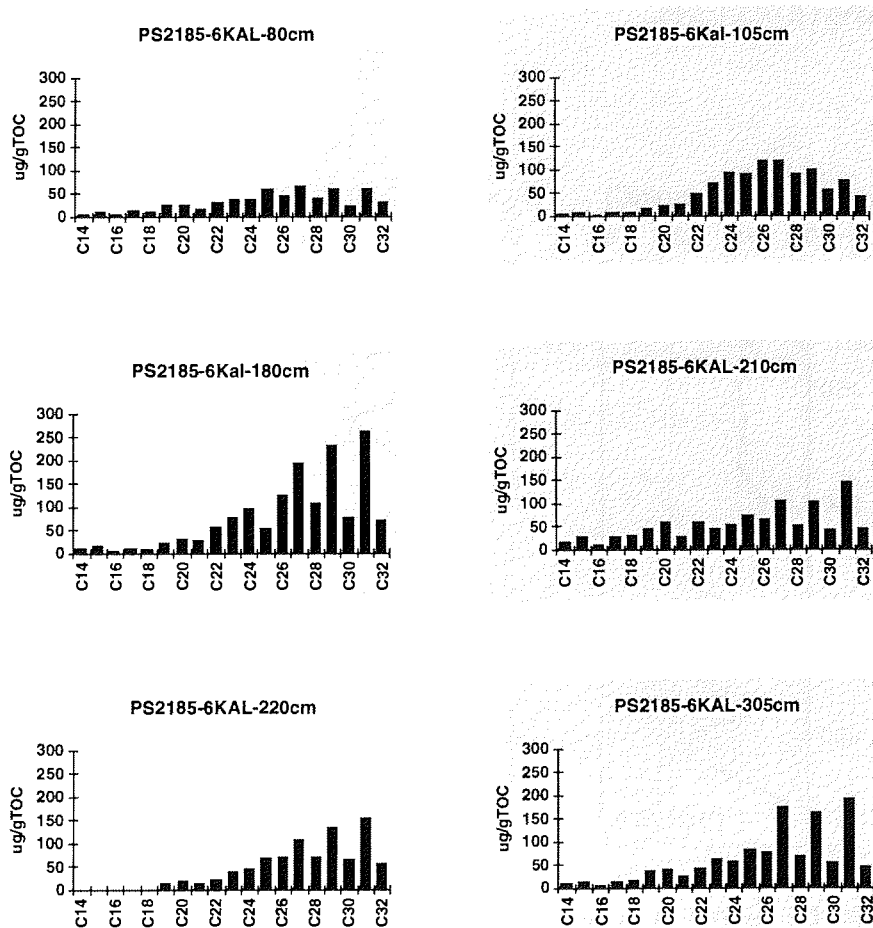


Abb. 51: n-Alkanverteilung von sechs ausgewählten Proben des Kerns PS2185-6. Die Zahl unter den Säulen gibt die Kettenlänge der n-Alkane an.

6. Ergebnisse

In Abbildung 52 ist die n-Alkanverteilung von sechs ausgewählten Proben des Kerns PS2178-5 aufgetragen. Außer in der Probe aus 255 cm Kerntiefe, in der das C₂₇-n-Alkan dominiert, herrscht, vergleichbar zu den beiden anderen langen Kernen aus dem Amundsen-Becken und dem Lomonosov-Rücken, das C₃₁-n-Alkan vor. Es bleibt aber in seinen Konzentrationen mit höchstens 182 µg/gC deutlich unter den Konzentrationen der beiden anderen Kerne. Die Proben aus 230 cm und 255 cm Kerntiefe zeigen einen etwas höheren Anteil an kurzkettingen n-Alkanen (C₁₇ und C₁₉) und damit einen höheren marinen Einfluß an, der sich auch in erhöhten Wasserstoffindex-Werten widerspiegelt.

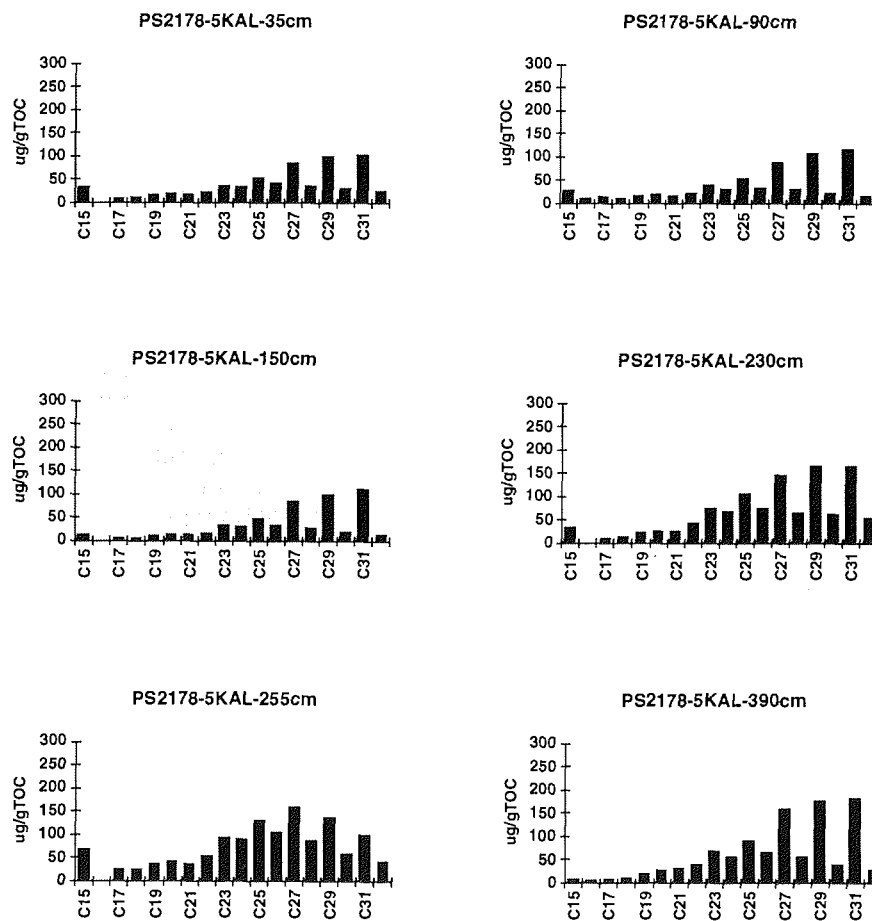


Abb.52: n-Alkanverteilung von sechs ausgewählten Proben des Kerns PS2178-5. Die Zahl unter den Säulen gibt die Kettenlänge der n-Alkane an.

7. Diskussion

7.1. Organischer Kohlenstoffgehalt und Zusammensetzung der organischen Substanz in Oberflächensedimenten

In Abbildung 53 ist der organische Kohlenstoffgehalt (TOC) der Oberflächensedimente des Arktischen Ozeans dargestellt (Stein 1995). Hierbei wird deutlich, daß die TOC-Gehalte im Arktischen Ozean wesentlich höher als der von Suess (1980) angegebene Durchschnittswert von 0,3 % sind. Die Werte sind generell größer als 0,5 %, wobei maximale Werte bis 2,1 % erreicht werden. Es lassen sich Regionen mit höheren TOC-Gehalten westlich von Spitzbergen, am Kontinentalhang der Barents-See, im nördlichen Nansen-Becken und am westlichen Lomonosov-Rücken differenzieren. Um die Zusammensetzung der organischen Substanz besser aufzuschlüsseln zu können, wurden von Stein et al. (1994c) Wasserstoffindex-Werte (HI-Werte) und C/N-Verhältnisse bestimmt. Der Arktische Ozean ist, bedingt durch die ganzjährige Eisbedeckung, ein Gebiet mit sehr geringer Primärproduktion (Heimdahl 1983, Subba Rao & Platt 1984). Zusammen mit einer sehr gut durchlüfteten Wassersäule kommt es nur zu einer geringen Akkumulation von marinem organischen Kohlenstoff (Stein et al. 1994b,c). Als Anzeiger für marine Produktivität finden sich Foraminiferen, Coccolithen, Schwämme, Ostracoden etc. in den Oberflächensedimenten (Fütterer 1992, Gard 1993, Cronin 1994, Kröncke 1994). Die Verteilungskarte des Wasserstoffindexwertes macht deutlich, daß der überwiegende Teil der organischen Substanz terrigener Herkunft ist (Abb. 53, Stein 1995). Hier sind im wesentlichen HI-Werte kleiner 100 mgHC/gC bestimmt worden, die auf einen hohen Anteil von terrigener organischer Substanz schließen lassen. Der hohe organische Kohlenstoffgehalt der Oberflächensedimente wird danach durch die hohe Zufuhr von terrigenem organischen Material gesteuert. Erhöhte HI-Werte im Bereich um Spitzbergen zeigen einen gestiegenen Anteil der marinen organischen Substanz an (Stein et al. 1994b,c). Die höheren HI-Werte lassen sich durch den Einfluß der wärmeren Wassermassen des Westspitzbergenstromes erklären (Stein et al. 1994c,d). Dieser schafft offene (eisfreie) Wasserflächen und macht damit eine höhere Primärproduktion in dieser Region möglich (Heimdahl 1983, Vinje 1977, Vinje 1976-1982, Quadfasel et al. 1987, Aagaard et al. 1987, Rachor 1992).

7. Diskussion

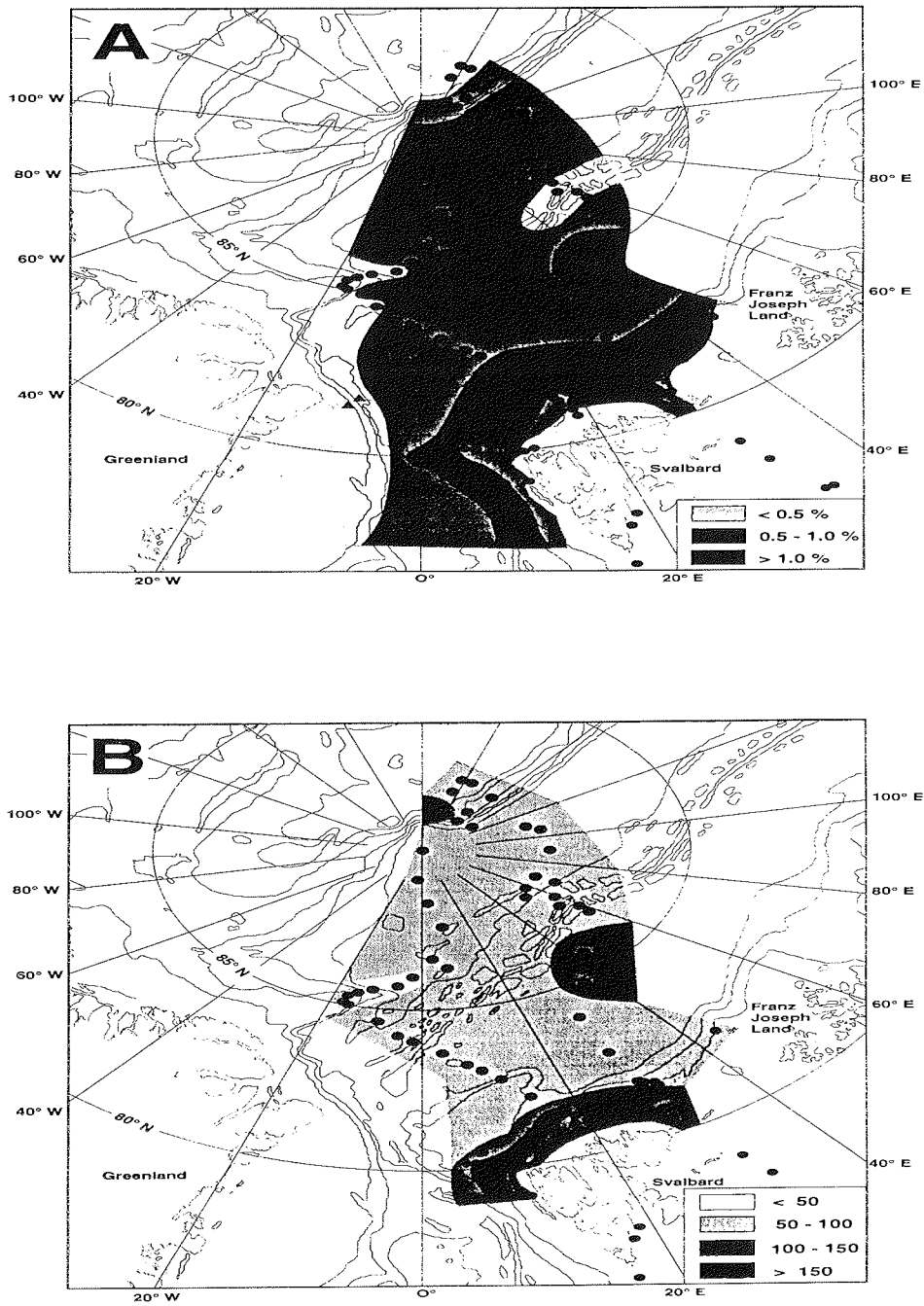


Abb. 53: Verteilungskarten von organischem Kohlenstoffgehalt (A) und Wasserstoffindex (B) der Oberflächensedimente (aus Stein 1995)

7. Diskussion

Da die vorangegangenen Untersuchungen (HI-Werte, C/N-Verhältnisse) nur einen ersten Eindruck über die Zusammensetzung der organischen Substanz vermitteln, wurden zur genaueren Aufschlüsselung der organischen Substanz n-Alkan-Untersuchungen durchgeführt. Hier wurden kurzkettige n-Alkane als Anzeiger für marine organische Substanz, langkettige n-Alkane als Anzeiger für terrigene organische Substanz gewählt (Blumer et al. 1963, 1969, 1971, Youngblood & Blumer 1973, Gagosian & Peltzer 1986, Poynter 1989).

Um einen erhöhten Abbau der kurzkettigen n-Alkane aus dem Oberflächenwasser während des Absinkens durch die Wassersäule ausschließen zu können, wurde der Gehalt der Oberflächensedimente an n-Alkanen gegen die Wassertiefe aufgetragen (Abb. 54). Es ist keine Abhängigkeit der kurzkettigen n-Alkane von der Wassertiefe vorhanden und damit ein erhöhter Abbau während des Absinkens unwahrscheinlich.

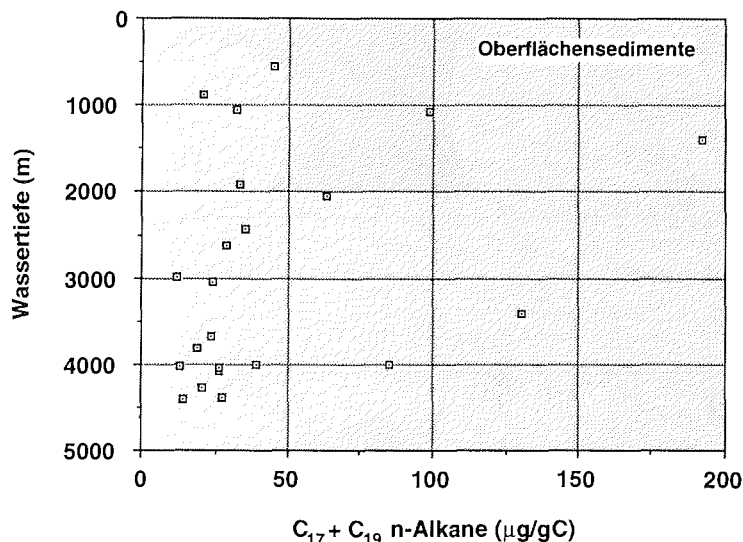


Abb. 54: n-Alkangehalte (C₁₇+C₁₉, µg/gC) aufgetragen gegen die Wassertiefe (m)

Die Untersuchung der kurzkettigen n-Alkane (C₁₇+C₁₉) der Oberflächenproben ergab höhere Konzentrationen in vier Regionen des Arktischen Ozeans (Abb. 55). Zu diesen gehört mit den höchsten Gehalten an kurzkettigen n-Alkanen der Lomonosov-Rücken und das angrenzende Makarov-Becken. Die höheren Konzentrationen deuten auf einen höheren Gehalt an mariner organischer Substanz und damit auf eine mögliche höhere

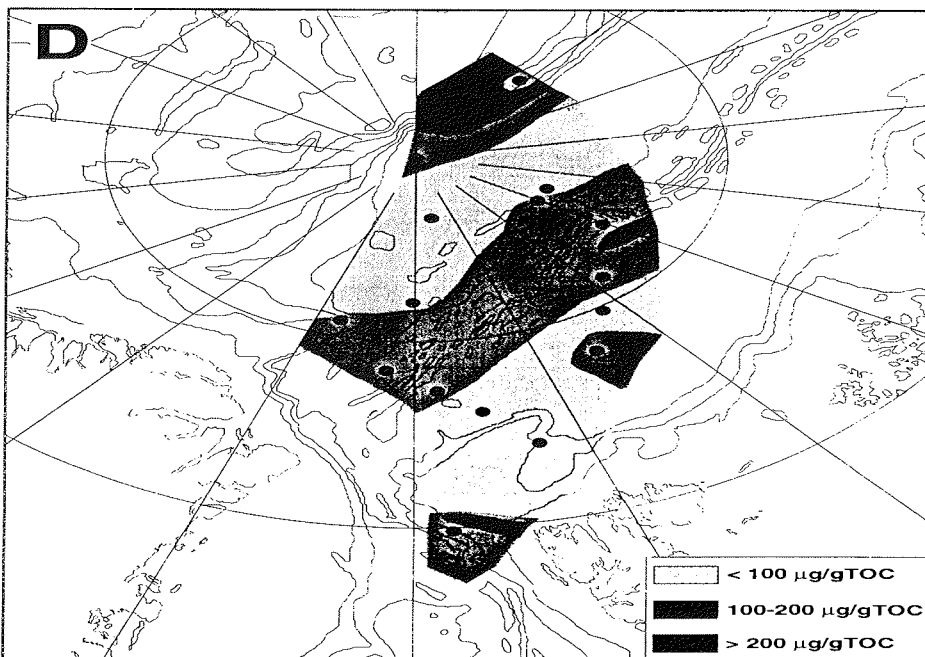
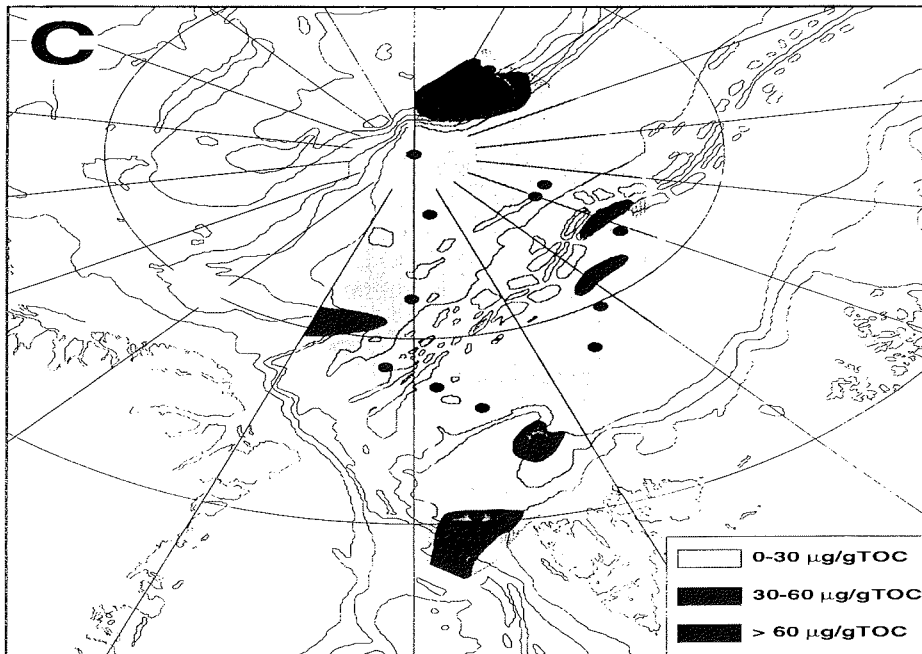


Abb. 55: Verteilungskarten der Gehalte an kurzketigen n-Alkanen ($C_{17}+C_{19}$, $\mu\text{g/gC}$; C) und langketigen n-Alkanen ($C_{27}+C_{29}+C_{31}$, $\mu\text{g/gC}$; D) der Oberflächensedimenten des Arktischen Ozeans

Primärproduktion des Oberflächenwassers hin. Diese hängt in der Arktis nicht von einer Limitierung der Nährstoffe im Oberflächenwasser (Herman 1983, Andersen 1989, Heimdahl 1989, Codispoti et al. 1991), sondern im wesentlichen von der Lichtzufuhr ab (Subba Rao & Platt 1984, Andersen 1989). Die Steuerung der Lichtzufuhr wiederum wird von der Meereisbedeckung und der aufliegenden Schneeschicht kontrolliert (Andersen 1989, vgl. Kap. 7.5.). Daraus folgt, daß es in der Region der untersuchten Stationen des Lomonosov-Rückens und des Makarov-Beckens zeitweise offenere Wasserflächen geben muß. Hierbei kann nicht eindeutig geklärt werden, ob es völlig offene Wasserflächen (Polynyas) über längere Zeiträume gibt oder nur fleckhaft meereisfreie Gebiete. Im gesamten Arktischen Ozean kann es durch eine Kombination von Eis-Drift, Wind- und Gezeiteneinfluß zu einer starken Zerschering des Meereises kommen (Gordienko & Laktionov 1969). Diese Phänomene treten im Bereich des Lomonosov-Rückens verstärkt auf und führen hier zu offenen Wasserflächen (Gordienko & Laktionov 1969). Ein weiterer Faktor kann die entstehende Divergenz beim Auseinanderdriften des Beaufort-Wirbels und der Transpolar-Drift sein. Wahrscheinlich ist eine Kombination beider Faktoren für die offenen Wasserflächen in diesem Gebiet verantwortlich. Auch während der Expedition ARCTIC '91 konnten über den Kernpositionen eisfreie Wasserflächen (bis 100 km²) beobachtet werden (Fütterer 1992).

Die Oberflächenprobe der Kernposition PS2185-4 fällt mit seinen niedrigen Gehalten an kurzkettingen n-Alkanen deutlich aus dem Muster der anderen Kerne heraus (32,2 µg/gC). Dies läßt sich wahrscheinlich auf eine erhöhte Strömung am Lomonosov-Rücken zurückführen (vgl. Schäper 1994, Rudels et al. 1994), welche die leichteren und feineren Partikel, zu der auch die organischen Bestandteile gehören, auswäscht ("winnowing", Bergmann 1995). Dieser Effekt zeigt sich auch deutlich in einem höheren Sandgehalt der Oberflächensedimente PS2185-4 gegenüber den anderen Kernen (Wahsner pers. Mitt.).

Weitere Maxima der kurzkettingen n-Alkane (98,8 µg/gC) finden sich auf der Morris-Jesup-Schwelle (PS2200-4). Da in dieser Region nach Eiskarten (Gloersen et al. 1992) mit einer besonders starken Eisbedeckung zu rechnen ist, stellt sich die Frage, warum hier Hinweise auf eine höhere marine Produktivität zu finden sind. Es ist bekannt, daß Atlantisches Zwischenwasser aus dem Makarov-Becken am Kontinentalhang von Grönland über die Morris-Jesup-Schwelle in das Eurasische Becken zurückfließt (Anderson et al. 1994a). Relativ grobe Korngrößen (Vogt pers. Mitt.) und starke Umlagerung von benthischen Foraminiferen (Wollenburg pers. Mitt.) an der Morris-Jesup-Schwelle deuten auf Strömungsgeschwindigkeiten hin, die nur zu einer geringen Sedimentation oder sogar Erosion führen können (Stein et al. 1994d). Damit besteht die Möglichkeit, daß diese Wassermasse resuspendiertes organisches Material und damit Nährstoffe herans transportiert. Dies zeigt sich in höheren Vorkommen von benthischen Foraminiferen (Wollenburg pers. Mitt.). Für eine höhere planktische Produktivität könnte ein von Anderson et al. (1994b) beobachteter, aber von den Autoren nicht erklärbarer hoher TOC-Gehalt in den obersten 20-70 m der Wassersäule verantwortlich sein. Hinweise auf höhere Produktion auf der Morris-Jesup-Schwelle können auch durch hohe Bariumgehalte der Sedimente belegt werden (Nürnberg et al. 1995). Eine Spekulation wäre hier die Freisetzung dieses organischen Materials durch das Eis. Der damit

7. Diskussion

einhergehende erhöhte terrigene organische Eintrag ließe sich auch mit einem erhöhten Gehalt an langkettigen n-Alkanen (192 µg/gC) und einem niedrigen Wasserstoffindex (51 mgHC/gC, Stein et al. 1994c) vereinbaren.

Die hohen Gehalte an kurzkettigen n-Alkanen auf dem Yermak-Plateau stehen eindeutig mit einer erhöhten Produktivität des Oberflächenwassers aufgrund geringerer Eisbedeckung im Zusammenhang. Die Gehalte nehmen von Süden nach Norden ab. Während bei der nördlichsten Station (PS2212) die Eisbedeckung nur im Sommer teilweise zurückgeht, sind die beiden südlichsten Stationen (PS2214 und PS2215) während des gesamten Jahres eisfrei (vgl. Abb. 4, Gloersen et al. 1992). Die geringe Eisbedeckung in diesem Gebiet hängt mit dem Einstrom warmer und salzreicher atlantischer Wassermassen, dem Westspitzbergenstrom, zusammen (Vinje 1977, Vinje 1976-1982, vgl. auch Quadfasel et al. 1987, Aagaard et al. 1987, Rachor 1992).

Die benthische Foraminiferenvergesellschaftung zeigt auf dem Gakkel-Rücken, dem Lomonosov-Rücken, der Morris-Jesup-Schwelle und dem Yermak-Plateau eine höhere Anzahl an Individuen (Wollenburg pers. Mitt.) und läßt sich deshalb, mit Einschränkungen, mit den Ergebnissen der n-Alkan-Untersuchung vergleichen. Es fällt aber auf, daß im Einstrombereich des Westspitzbergenstromes die Foraminiferen-Gehalte die höchsten Werte aufzeigen, während bei den n-Alkanen die höchsten Gehalte auf dem Lomonosov-Rücken gemessen wurden. Dies zeigt, daß man mit den kurzkettigen n-Alkanen einen höheren marinen Eintrag in die Proben bestimmen kann, sofern diese aus arktischen Gebieten mit fast ständiger Eisbedeckung stammen. Kommen die Proben aber aus Gebieten, die nicht oder nur sehr kurzfristig unter Eisbedeckung liegen, sollten weitere Biomarker wie z.B. Sterole, Fettsäuren und Karotinoide, welche in hohen Konzentrationen im Phyto- und Zooplankton vorkommen (Volkman et al. 1981) herangezogen werden. In diesen Gebieten stellen die kurzkettigen n-Alkane nur einen geringen Anteil an der marinen organischen Substanz und sind deshalb nicht repräsentativ.

In Abbildung 56 ist eine Korrelation der Anzahl lebender benthischer Foraminiferen (Bergsten 1994) des östlichen Profils (PS2190 bis PS2215) gegen die Gehalte an kurzkettigen n-Alkanen aufgetragen. Hierbei wird generell eine sehr gute Korrelation deutlich und die Anwendbarkeit der kurzkettigen n-Alkane als Marker für marine organische Substanz unterstrichen. Nur die Station auf der Morris-Jesup-Schwelle (PS2200) fällt heraus. Hier findet Bergsten (1994) die größte Anzahl an toten Foraminiferen. Diese läßt auf Umlagerungsprozesse schließen (vgl. Stein et al. 1994d) und bietet eine Erklärungsmöglichkeit für die schlechte Korrelation mit den n-Alkanen.

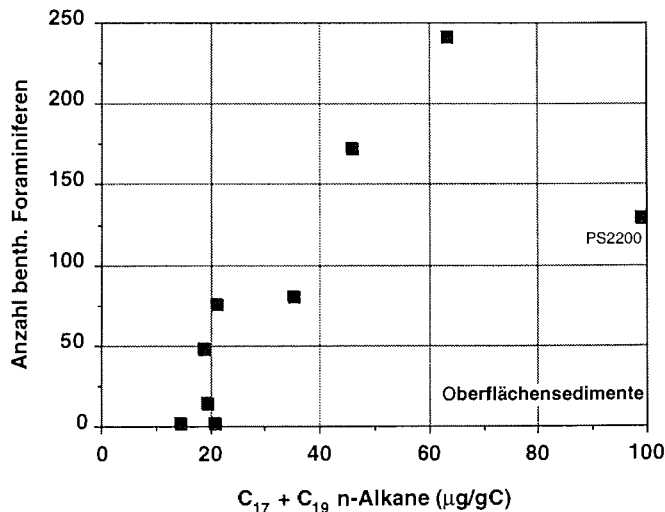


Abb. 56: Korrelation der Anzahl der Lebendfauna benthischer Foraminiferen (Bergsten 1994) mit dem Gehalt an kurzkettingen n-Alkanen (C₁₇+C₁₉)

Die Verteilung der langkettigen n-Alkane (C₂₇+C₂₉+C₃₁) im Sediment wird von mehreren Autoren als Biomarker für einen terrigenen Eintrag in marine Ökosysteme angewendet (Cranwell 1982, Prahl & Pinto 1987, Simoneit et al. 1977, Gagosian & Peltzer 1986, Prahl & Mühlhausen 1989, Westerhausen 1992). Die Untersuchungen in dieser Arbeit haben gezeigt, daß im Arktischen Ozean der höhere Gehalt an langkettigen n-Alkanen nicht als Marker für einen höheren Eintrag an terrigener organischer Substanz verwendet werden kann (Abb. 55). Zumindest ist keine Korrelation mit den terrigen organische Substanz anzeigenden Parametern (Wasserstoff-Index, C/N-Verhältnis) festzustellen.

Im folgenden sollen einige Überlegungen angestellt werden, die das Muster der langkettigen n-Alkanverteilung im Arktischen Ozean erklären können. Der sehr hohe Eintrag von n-Alkanen auf dem Lomonosov-Rücken könnte mit der oben beschriebenen Zerschierung des Eises zusammenhängen (Gordienko & Laktionov 1969). Dadurch kommt es zur erhöhten Freisetzung von Sedimenten aus dem Meereis. Der sehr hohe Gehalt an langkettigen n-Alkanen in dieser Region würde bedeuten, daß diese mit dem Meereis transportiert wurden und hier aus dem Eis abschmelzen. Dafür gibt es einige Hinweise, die nachfolgend diskutiert werden.

Durch den hohen Gehalt der Meereissedimente an Smektit konnte die Laptev-See, auf deren Schelf hohe Smektitgehalte vorkommen, als ein bevorzugtes Herkunftsgebiet für Meereis im Arktischen Ozean herausgestellt werden (Wollenburg 1993, Nürnberg et al. 1994). Von Stein et al. (1994c) wurden auf dem Lomonosov-Rücken besonders hohe Smektit-Gehalte gemessen, welche auf einen erhöhten Meereiseintrag hindeuten können. Die Schelfsedimente der Laptev-See weisen langkettige n-Alkangehalte bis 450 µg/gC auf. Die dort vorkommenden langkettigen n-Alkane könnten mit dem Sediment ins Eis aufgenommen werden und über dem Lomonosov-Rücken freigesetzt werden. Ob das Herkunftsgebiet die Laptev-See ist, kann jedoch mit den vorhandenen Daten nicht belegt werden. Es ist durchaus

denkbar, daß die langkettigen n-Alkane von den Schelfgebieten der westlichen (kanadischen) Arktis stammen und mit dem Beaufort-Wirbel herantransportiert werden. Belege dafür, daß Material aus der Kanadischen Arktis oder von Grönland stammt und mit dem Beaufort-Wirbel zum Lomonosov-Rücken transportiert wird, sind z.B. detritische Karbonate, die von Nørgaard-Petersen & Spielhagen (1994) und Vogt (pers. Mitt.) beschrieben wurden. Weitere Argumente für einen hohen Eintrag an eistransportiertem Material am Lomonosov-Rücken findet sich bei Wollenburg (1995), von der sehr hohe Individuenzahlen an eistransportierten benthischen Foraminiferen beschrieben werden.

Auch über dem Gakkel-Rücken werden erhöhte Gehalte an langkettigen n-Alkanen gemessen. Dies korreliert mit einer höheren Individuenzahl an eistransportierten benthischen Foraminiferen. Höhere Smektitgehalte der Sedimente werden am Gakkel-Rücken aber nicht beobachtet (vgl. Stein et al. 1994c).

Die niedrigen Gehalte an langkettigen n-Alkanen der Oberflächensedimente des Amundsen- und Nansen-Beckens sind entweder auf eine verminderte Ablation in diesen Regionen oder eine "Verdünnung" des Eisignals durch andere Sedimentationsprozesse (z.B. Trübestrome) zurückzuführen. Die Annahme, daß die Sedimentation in manchen Gebieten des Arktischen Ozeans nicht hauptsächlich durch Eistransport, sondern z.B. auch durch ozeanische Strömungen und Trübestrome gesteuert wird, wird auch von Stein et al. (1994c) und Nürnberg et al. (1994) unterstützt. Damit handelt es sich bei den niedrigen langkettigen n-Alkangehalten in den Becken wahrscheinlich um einen "Verdünnungseffekt" durch Sediment, welches mit anderen Mechanismen als durch Meereistransport angeliefert wird. Die höheren Gehalte an langkettigen n-Alkanen der Sedimente der Stationen PS2114 und PS2215 hängen vermutlich mit einem Eintrag von Spitzbergen zusammen.

7.2. Organischer Kohlenstoffgehalt und Zusammensetzung der organischen Substanz im Stadium 2

In Abbildung 57 ist die Verteilung des organischen Kohlenstoffs in Sedimenten des Arktischen Ozeans im Stadium 2 dargestellt. Die Werte sind generell niedriger als im Holozän (vgl. Abb. 53). Die Sedimente der ozeanischen Rücken zeigen Werte unter 0,3 %. Die Sedimente aus den Becken haben etwas höhere Gehalte, die auf einen zusätzlichen Eintrag durch Trübestrome oder andere ozeanische Strömungen zurückzuführen sind. Die organischen Kohlenstoffgehalte der Sedimente sind teilweise sehr niedrig, wodurch eine Interpretation der Wasserstoffindex-Werte nur bedingt möglich ist. Deshalb wurde auf eine Verteilungskarte der Wasserstoffindex-Werte verzichtet.

Die Produktion des Arktischen Ozeans an mariner organischer Substanz war wahrscheinlich in Glazialzeiten stark vermindert (Markussen et al. 1985, Gard 1993, Cronin 1994, Stein et al. 1994b). Im Stadium 2 nimmt der Gehalt an Foraminiferen und anderen biogenen Komponenten (Coccolithen, Ostra

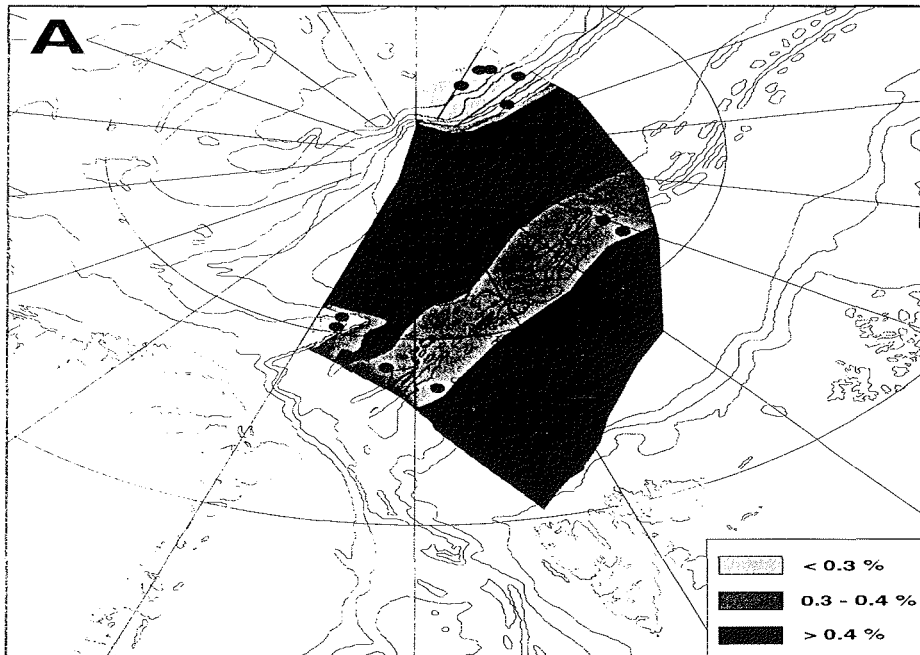


Abb. 57: Verteilungskarte von organischem Kohlenstoffgehalt (%) der Sedimente im Stadium 2

coden, Schwammnadeln) stark ab bzw. fehlt in manchen Kernen völlig (vgl. Kap. 6.1., Grobfraktionsanalyse). Von vielen Autoren wird im Stadium 2 eine geschlossenere Eisdecke im Arktischen Ozean angenommen (Markussen et al. 1985, Pagels 1991, Kubisch 1992). Diese würde eine marine Produktion im Oberflächenwasser stark einschränken bzw. völlig verhindern, da die Lichtzufuhr durch die Eisbedeckung stark vermindert wird (Andersen 1989). Um den marinen Anteil an der organischen Substanz abzuschätzen, wurden kurzkettenige n-Alkangehalte in den Sedimenten bestimmt und als Verteilungskarte dargestellt (Abb. 58). Bei der Interpretation der Daten ist zu berücksichtigen, daß die Probenanzahl stark eingeschränkt ist, da entweder die Kerne nicht bis ins Stadium 2 reichten oder nicht als gefrorene Probe zur Verfügung standen. Aus der Verteilung ist ersichtlich, daß die Gehalte an kurzkettenigen n-Alkanen im Stadium 2 sehr viel niedriger als im Holozän sind und damit auf eine niedrigere marine Produktivität hinweisen. Mit Ausnahme der Region des Lomonosov-Rückens und des Makarov-Beckens sind die Gehalte nahezu im gesamten Arbeitsgebiet sehr niedrig. Dies drückt sich auch durch den Gehalt an planktischen Foraminiferen im Sediment aus, der in diesem Gebiet zwar im Vergleich zum Holozän drastisch niedriger ist, aber nie ganz auf Null zurückgeht. Damit kann man auch im Stadium 2 eine geringere Eisbedeckung in dieser Region annehmen. Dies würde implizieren, daß im Stadium 2 ähnliche Eis-Driftmuster über dem Lomonosov-Rücken wie im Holozän geherrscht haben. Damit könnte auch die höhere Freisetzung der langkettenigen n-Alkane in diesem Bereich erklärt werden (Abb. 59).

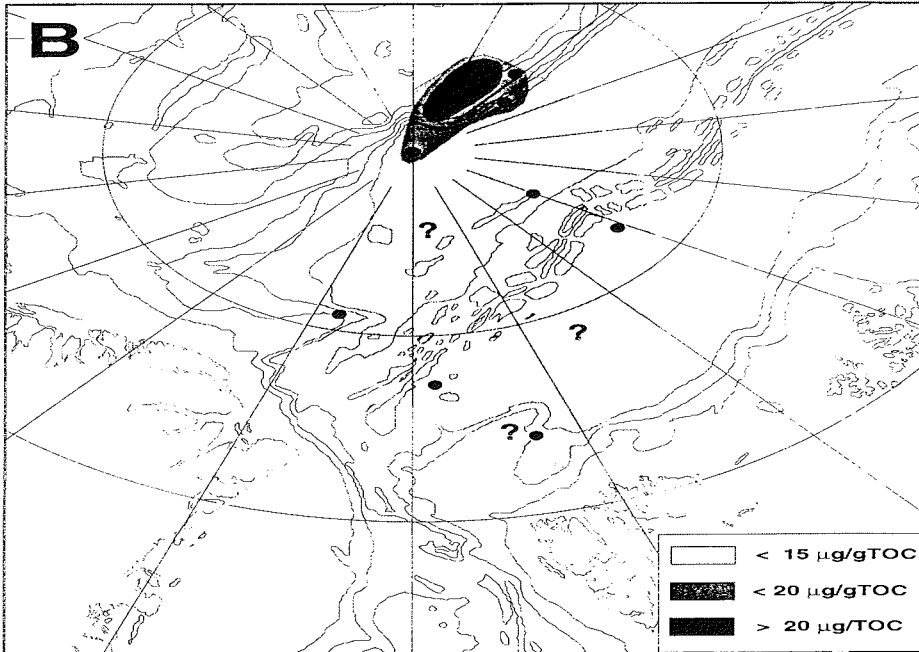


Abb. 58: Verteilungskarte der Gehalte an kurzkettigen n-Alkanen ($C_{17}+C_{19}$, $\mu\text{g/gC}$; B) der Sedimente im Stadium 2.

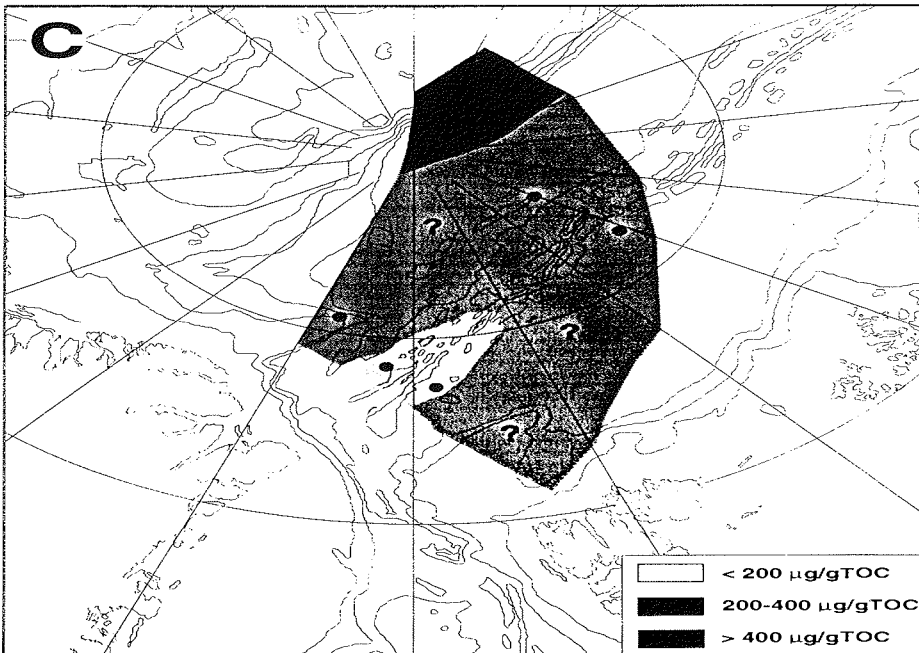


Abb. 59: Verteilungskarte der Gehalte an langkettigen n-Alkanen ($C_{27}+C_{29}+C_{31}$, $\mu\text{g/gC}$; C) der Sedimente im Stadium 2.

7.3. Änderung in der Verteilung des organischen Kohlenstoffs und der Zusammensetzung der organischen Substanz vom Stadium 3 zum Holozän

Stadium 3

Nachdem der organische Kohlenstoffgehalt und die Zusammensetzung der organischen Substanz für das Stadium 2 und die Oberflächensedimente in Kapitel 7.1. und 7.2. diskutiert wurden, soll nun eine zusammenfassende Entwicklung vom oberen Stadium 3 zum Holozän gegeben werden. In Abbildung 60 sind die organischen Kohlenstoffgehalte, die Wasserstoffindex-Werte, die Summe der C₁₇+C₁₉ n-Alkane und der $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopenwert der organischen Substanz der Kerne PS2163-1 vom Gakkel-Rücken, PS2170-4 vom Amundsen-Becken, PS2185-4 vom Lomonosov-Rücken und PS2178-4 aus dem Makarov-Becken dargestellt. Im oberen Stadium 3 ist in den Kernen vom Gakkel-Rücken, Amundsen-Becken und Lomonosov-Rücken ein deutlicher Anstieg in den kurzketigen n-Alkanen ersichtlich. Dieser korreliert mit einem schwereren $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Wert und deutet einen höheren Eintrag an mariner organischer Substanz an. Bei der Interpretation des $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Signals muß man berücksichtigen, daß diese bei niedrigen Wassertemperaturen nur eingeschränkt möglich ist, da das Plankton leichtere $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte zeigen kann (Fontugne 1983, Fischer 1989). Trotzdem könnten die teilweise drastischen Änderungen von bis zu 2‰ als Hinweis auf einen höheren Eintrag an mariner organischer Substanz interpretiert werden. Dies würde durch einen höheren Wasserstoffindex-Wert im Kern PS2163-1 und durch einen maximalen Karbonatgehalt in 17 bis 18 cm Kerntiefe, der sich durch einen höheren Foraminiferengehalt aufbaut, im Kern PS2170-4 unterstützt werden. Ob im Kern PS2185-4 der leicht erhöhte Gehalt an kurzketigen n-Alkanen in 12 bis 13 cm Kerntiefe auch in das Stadium 3 fällt, ist wegen den zusammengefaßten Stadien 2 bis 4 nicht ersichtlich. Da dieser erhöhte Eintrag an mariner organischer Substanz im Stadium 3 in allen drei Regionen auftritt, handelt es sich hierbei wahrscheinlich um ein Ereignis, daß sich im gesamten östlichen Arktischen Becken ereignet hat. Wenn man wiederum die Eisbedeckung als den limitierenden Faktor für eine Produktivität annimmt (vgl. Kap. 7.1.), könnte man daraus schließen, daß im Stadium 3 teilweise offenere Wasserflächen vorhanden waren. Im Vergleich der Kerne untereinander zeigt wiederum der Kern PS2178-4 aus dem Makarov-Becken die höchsten Gehalte an n-Alkanen und damit einen höheren marinen organischen Anteil in dieser Region. Damit müßte man auch im Stadium 3 eine Eisdrift annehmen, die über der Region des Lomonosov-Rückens und des Makarov-Beckens, ähnlich der heutigen Situation, für offene Wasserflächen sorgt. In allen Kernen erreichen die n-Alkangehalte höhere Werte als im Holozän. Da eine höhere Produktion in Stadium 3 als im Holozän unwahrscheinlich ist, könnte eine bessere Erhaltung der marinen organischen Substanz, hervorgerufen durch eine schlechtere Durchlüftung der Wassersäule, die den Abbau während des Absinkens herabsetzt, hierfür verantwortlich sein.

Von Gard (1988) und Hebbeln (1994) werden nach Coccolithenvorkommen in bestimmten Zeitabschnitten des Stadiums 3 in der Fram-Straße offene Wasserbedingungen angenommen. Auch Köhler (1992) und Stein et al. (1994a,b) beschreiben im Stadium 3 starke Schmelzwassersignale im gesamten Europäischen Nordmeer und im Nordpolarmeer. Inwieweit ein

7. Diskussion

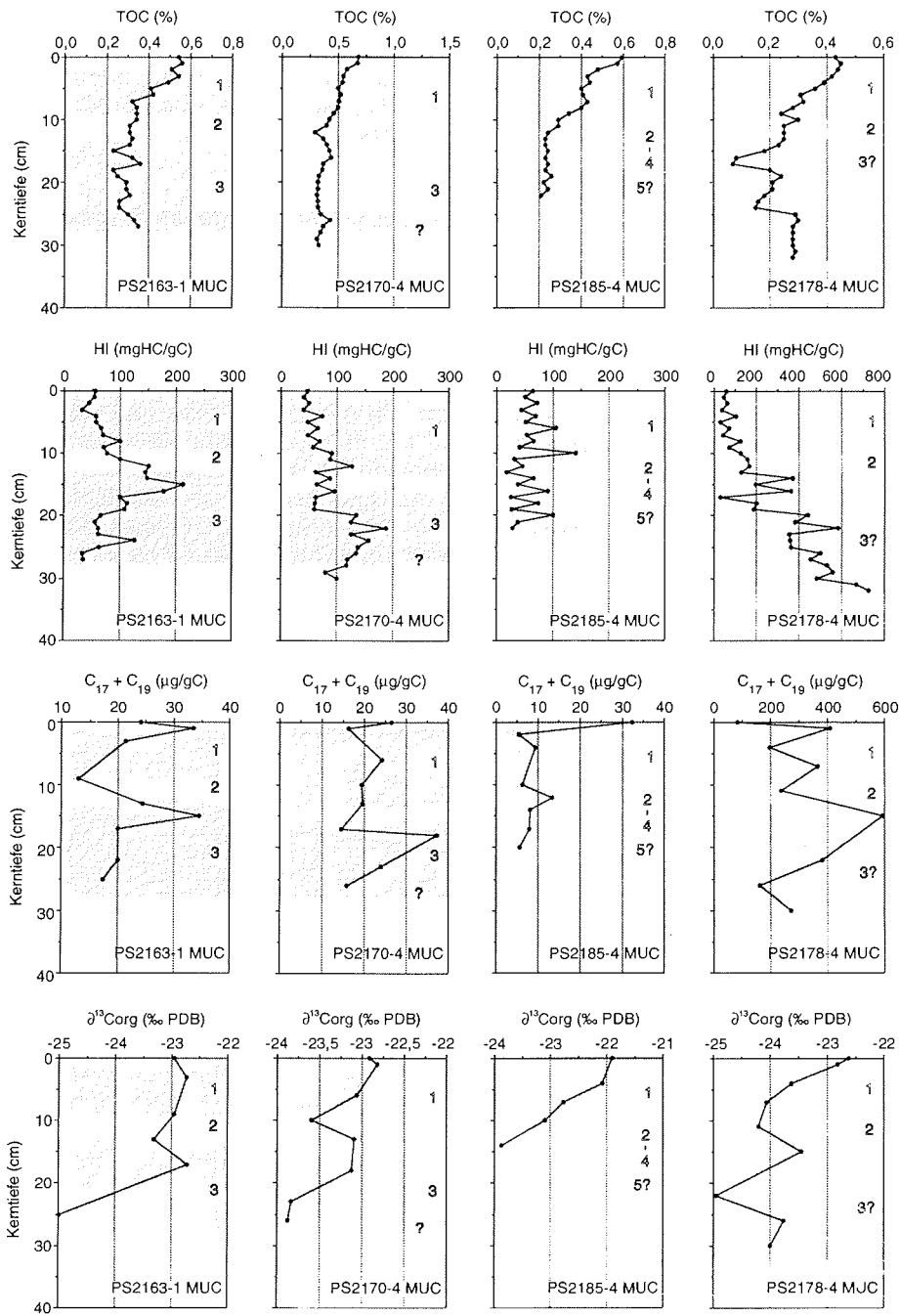


Abb. 60: Organische Kohlenstoffgehalte, Wasserstoffindex-Werte, n-Alkangehalte (C₁₇+C₁₉) und δ¹³C_{org}-Isotopenwerte der Kerne PS2163-1, PS2170-4, PS2185-4 und PS2178-4.

7. Diskussion

verstärkter Einstrom des Westspitzbergenstroms, der für die geringere Eisbedeckung in der Fram-Straße verantwortlich ist, eine höhere Produktivität im Arktischen Ozean hervorrufen kann, ist fraglich.

Definitive Aussagen zu einem Liefergebiet des terrigenen organischen Materials können und sollen mit den erhobenen Daten nicht durchgeführt werden. Trotzdem sollen jeweils zu den vorgestellten Zeiträumen einige Überlegungen in Bezug auf mögliche Liefergebiete des Sediments angestellt werden.

Nach Chappell & Shackleton (1986) war der Meeresspiegel im Stadium 3 um 50 bis 60 m erniedrigt (Abb. 61). Dies würde bedeuten, daß die relativ flache Laptev-See (bis 50 m), die rezent als ein potentielles Liefergebiet für Sedimente im Arktischen Ozean gilt (vgl. Kap. 1.5.), trockengefallen war und zumindest für die Aufnahme von Sediment ins Meereis nicht zur Verfügung stand. Dadurch könnte im Stadium 3 ein Wechsel des Liefergebietes zu der in südwestlicher Richtung gelegenen Kara-See stattgefunden haben. Diese ist mit ca. 100 m Wassertiefe etwas tiefer als die Laptev-See und würde bei einer Meeresspiegelabsenkung von 50 bis 60 m ungefähr dieselben bathymetrischen Bedingungen wie die Laptev-See im Holozän aufweisen. Daraus könnte man folgern, daß in dieser Zeit die Kara-See als ein Hauptliefergebiet für Sedimente, die mit Eistransport in den Arktischen Ozean gelangen, fungierte. Auch von Kubisch (1992) wird während 34 bis 18 ka ein westlich der Laptev-See liegendes Gebiet, die Taymyr-Halbinsel (östliche Begrenzung der Kara-See), als ein Liefergebiet für den Gakkel-Rücken und das Nansen-Becken angenommen.

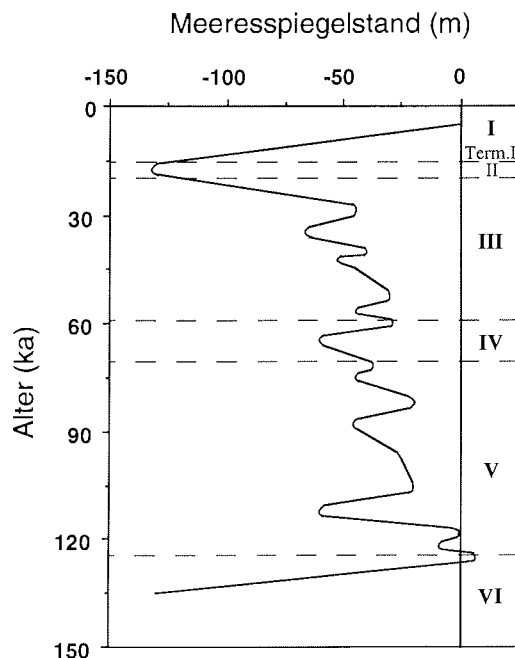


Abb. 61: Veränderung des Meeresspiegelstandes während der letzten 135 ka (Chappell & Shackleton 1986)

Stadium 2

Im Wechsel zum Stadium 2 sinken die Wasserstoffindex-Werte bei gleichbleibendem TOC-Gehalt und deuten eine verminderte Zufuhr von marinem organischem Material an. Dies geht einher mit fallenden Gehalten an kurzkettigen n-Alkanen und teilweise leichteren $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werten, die eine Verschiebung zu einem erhöhten Eintrag von terrigener organischer Substanz anzeigen. Die verminderte marine Produktivität ist wahrscheinlich auf eine geschlossenere Eisdecke im Arktischen Ozean zurückzuführen, die auch von anderen Autoren angenommen wird (Markussen et al. 1985, Pagels 1991, Kubisch 1992). Die Gehalte an kurzkettigen n-Alkanen nehmen teilweise um das 2,5-fache im Vergleich zum Stadium 3 ab. Höhere n-Alkangehalte im Makarov-Becken im Vergleich zu den anderen Kernen deuten wiederum auf offenere Wasserflächen in dieser Region hin (vgl. Kap. 7.2.). Der Rückgang der Produktivität ist in der verminderten Anzahl an biogenen Komponenten in der Grobfraction deutlich sichtbar und wird auch von anderen Autoren beschrieben (Cronin 1994, Gard 1994, Stein et al. 1994b,d).

Die möglichen Liefergebiete im Stadium 2 sollen im folgenden kurz erläutert werden. Im Stadium 2 wird ein bis zu 130 m abgesenkter Meeresspiegel angenommen (Chappell & Shackleton 1986), der dazu geführt hat, daß neben der Laptev-See auch die Kara-See und Barents-See trocken lagen. Sowohl für die Barents-See (Elverhøi & Solheim 1983, Vorren & Kristoffersen 1986, Vorren et al. 1988, Mangerud & Svendsen 1992) als auch für die Kara-See (CLIMAP Project Members 1976, Hughes et al. 1977) wird eine Gletscherbedeckung weitläufig akzeptiert. Damit könnten Gletscher in diesen Regionen bis an den Schelfrand gereicht haben (CLIMAP Project Members 1976, Hughes et al. 1981) und so grobkörniges Material ("IRD") in den nahegelegenen Kontinentalfuß und die Tiefseeebene der Barents-See transportiert haben (Kubisch 1992). Eine weiträumige Vergletscherung der Laptev-See im letzten Glazial ist, entgegen der Meinung von Grosswald (1988), zweifelhaft. Auf der Expedition ARK IX/4 (1993) konnten für eine weiträumige Vergletscherung auf dem Schelf der Laptev-See keine Anzeichen gefunden werden (Fütterer 1994, Nürnberg et al. 1995b). Es werden vielmehr nur kleinräumige Gletscher z.B. auf Severnaya Zemlya und der Taymyr-Halbinsel angenommen (Fütterer 1994, Niessen pers. Mitt.). Auf den Parasound-Aufzeichnungen konnten relativ große Flußeinschnitte (wenige Kilometer breit und 10 bis 15 m tief) ins Sediment identifiziert werden, die auf Entwässerungssysteme der Sibirischen Flüsse im Pleistozän hindeuten (Fütterer 1994). Damit kann man einen direkten Transport von terrigenem Material durch die Flußsysteme über die Schelfgebiete hinweg in die Tiefsee annehmen. Dies könnte in Verbindung mit einer geschlossenere Eisdecke zu dem beobachteten vermehrten Eintrag an terrigenem organischem Material und einer reduzierten marinen Produktivität im Stadium 2 führen. Generell muß man bei Annahmen von Meeresspiegeländerungen in Gebieten mit möglicher Gletscherbedeckung berücksichtigen, daß die entstehende, mächtige Eisauflast die Kontinentalränder absenken kann und damit den Meeresspiegelabfall reduziert (Salvigsen 1981, Forman 1990, Emery & Aubrey 1991). Damit wären auch im Glazial die Schelfgebiete trotz Meeresspiegelabsenkung überflutet und würden für die Bildung von Meereis als Sedimenttransportmittel zur Verfügung stehen.

Holozän

Mit dem Übergang zum Holozän steigen die organischen Kohlenstoffgehalte im Sediment stark an (bis zu 0,6 %). Die Wasserstoffindex-Werte bleiben im Vergleich zum Stadium 2 gleich oder verringern sich noch geringfügig und zeigen damit einen hohen Gehalt an terrigener organischer Substanz an. Eine Zunahme der Gehalte an kurzkettigen n-Alkanen zur Oberfläche hin deutet eine erhöhte Produktion von mariner organischer Substanz an. Eine deutliche Veränderung der $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte zu schweren Werten wird zur Oberfläche hin sichtbar und unterstützt den gestiegenen Eintrag an mariner organischer Substanz, wenn auch die terrigenen organischen Komponenten aufgrund der sehr niedrigen Wasserstoffindex-Werte die organische Zusammensetzung des Sediments dominieren. Als terrigene Bestandteile der Proben kommen Kohlebruchstücke und Siltsteine reich an organischem Material (bis zu 4 % TOC) in der Grobfraction vor (Stein et al. 1994c).

In Tabelle 9 wurden für die Isotopenstadien 1 und 2 (bzw. für die Isotopenstadien 2 bis 4 für PS2185-4) die Akkumulationsraten der Sedimente vom Gakkel-Rücken (PS2163-1), Amundsen-Becken (PS2170-4), Lomonosov-Rücken (PS2185-4) und aus dem Makarov-Becken (PS2178-4) für das Gesamtsediment, den organischen Kohlenstoff und die kurz- und langkettigen n-Alkane berechnet. Die Gesamt-Akkumulationsraten steigen im Holozän um den Faktor 1,5 bis 4,5 im Vergleich zum Stadium 2 bzw. 2 bis 4 an. Durch die niedrigen organischen Kohlenstoffgehalte der Sedimente im Stadium 2 bis 4 und die ansteigenden Gehalte im Holozän ist der Wechsel in der Akkumulationsrate von organischem Kohlenstoff vom letzten Glazial zum Holozän drastisch verstärkt. Die Akkumulationsrate steigt vom letzten Glazial zum Holozän um das 2 bis 8,3-fache an. Dies liegt einerseits an der generell höheren Akkumulationsrate im Holozän, andererseits an den zunehmenden TOC-Gehalten der Sedimente. Derselbe Effekt drückt sich bei den kurzkettigen n-Alkanen aus, bei denen sich die generell höhere Akkumulationsrate im Holozän mit den gestiegenen n-Alkangehalten, bedingt durch eine höhere marine Produktivität, multipliziert und zu einer 1,8 bis 8,3-fachen Erhöhung der kurzkettigen n-Alkan-Akkumulation im Holozän führt. Die Akkumulationsrate der langkettigen n-Alkane steigt im Holozän um das 2 bis 7-fache an.

Der Anstieg des Meeresspiegels im Holozän verursachte eine Überflutung der im letzten Glazial freiliegenden sibirischen Schelfgebiete. Dadurch erreichte z.B. die Laptev-See die ihr heute zugeordnete Rolle als wichtigstes Gebiet für die Sedimentaufnahme ins Meereis (vgl. Kap. 1.5.). Der direkte Transport von Material in die Tiefsee fehlt, da die weitausgedehnten Schelfe als Akkumulationsgebiete für das aus dem Hinterland transportierte Material dienen. Dies drückt sich im Nansen-Becken durch geringere Akkumulationsraten als im letzten Glazial aus (Pagels 1991). Dahingegen steigen die Akkumulationsraten auf dem Gakkel-Rücken und zeigen einen erhöhten Eintrag von durch Meereis transportiertem Material an (Pagels 1991).

Es zeigt sich, daß während der gesamten diskutierten Zeitspanne (Stadium 3 bis zum Holozän) generell sehr hohe Gehalte an kurzkettigen n-Alkanen in den Kernen des Makarov-Beckens und des Lomonosov-Rückens vorkommen (vgl. Kap. 7.1. und Kap. 7.2.). Diese werden auf eine höhere Produktivität in Verbindung mit offeneren Wasserflächen zurückgeführt. Zusammen mit den in

7. Diskussion

Kapitel 7.1. und Kapitel 7.2. diskutierten Mustern der langkettigen n-Alkan-gehalte läßt dies die Vermutung zu, daß sich während der gesamten Zeit das Driftmuster des Meereises in diesem Gebiet nicht sehr stark geändert haben kann. Die Annahme, daß es in dieser Region durch das Aufeinandertreffen von Beaufort-Wirbel und Transpolardrift entweder zu einer starken Beanspruchung und Zerreibung des Eises oder durch eine Divergenz des Eises zu offeneren Wasserflächen kommt, muß durch andere Untersuchungen (z.B. detaillierten Grobfractionsanalysen) verifiziert werden.

Tab. 9: Akkumulationsraten des Gesamtsediments, des TOC-Gehaltes und der kurz- bzw. langkettigen n-Alkane für das Stadium 1 und 2 der Kerne PS2163-1, PS2170-4, PS2185-4 und PS2178-4 (Daten der Trockendichte zur Berechnung der Akkumulationsraten von Kassens unveröff. (siehe auch Stein et al. 1994a).

Station	Stadium	LSR cm/ka	ACCR mg/cm ² /ka	TOC AR mg/cm ² /ka	AR C17+19 µg/cm ² /ka	AR C27+29+31 µg/cm ² /ka
PS2163	I	0,57	428	1,9	0,050	0,568
PS2163	II	0,42	315	1,0	0,013	0,266
PS2170	I	0,83	639	3,2	0,069	0,784
PS2170	II	0,24	185	0,7	0,014	0,370
PS2185	I	0,70	623	2,5	0,033	0,366
PS2185	II - IV	0,13	133	0,3	0,004	0,052
PS2178	I	0,64	492	2,0	0,462	0,591
PS2178	II	0,36	277	0,7	0,257	0,252

7.4. Änderung in der Zusammensetzung des organischen Materials im Amundsen-Becken

Organischer Kohlenstoff

Der Kern PS2174-5 aus dem Amundsen-Becken ist der einzige im Rahmen dieser Arbeit untersuchte Kern, der eine relativ gut gesicherte Stratigraphie besitzt und soll deshalb hier ausführlich diskutiert werden. Der Kern PS2174-5 zeigt starke Schwankungen im organischen Kohlenstoffgehalt, die mit Klimaschwankungen in Verbindung gebracht werden können. Generell liegen die Gehalte an organischem Kohlenstoff deutlich über 0,3 %, der von Suess (1980) als Mittelwert für Sedimente des offenen Ozeans angegeben wird. Die Anreicherung an organischem Kohlenstoff (bis 2,1 %) in einigen Kernabschnitten wird auf einen hohen Anteil von terrigener organischer Substanz zurückgeführt. Dies wird durch niedrige HI-Werte und hohe C/N-Verhältnisse belegt (Abb. 36). Auch durch die hohen Gehalte an Biomarkern, die auf einen terrigenen Ursprung hinweisen (wie z.B. Lignin), wird die Beeinflussung der Sedimente durch von Land eingeschwemmter organischer Substanz deutlich (vgl. Kap. 7.7.). Kernabschnitte mit geringem TOC-Gehalt zeichnen sich durch höhere HI-Werte und einen hohen Gehalt an kurzkettingen n-Alkanen aus, die sich durch eine höhere Zufuhr von marinem organischem Material erklären.

Ablagerungsmilieu

Wie oben erwähnt, besteht der größte Anteil an der organischen Substanz aus terrigenem organischem Material. Andere Faktoren, wie z.B. anoxische Bedingungen, die zu einer Anreicherung von marinem organischem Material in Sedimenten führen können, scheinen im Amundsen-Becken in den letzten ca. 250 ka keine Rolle gespielt zu haben. Dies wird aus den sehr niedrigen Schwefelgehalten eines benachbarten Kerns (PS2176-3) abgeleitet (Abb. 62). Eine Anreicherung von Schwefel, der durch eine Reduktion von Sulfat beim Abbau von organischer Substanz entstehen kann, ist nicht festzustellen (vgl. Leventhal 1983, Berner 1984, 1989). Dies weist auf einen Abbau der organischen Substanz unter oxischen Bedingungen hin. Hinzu kommt, daß der hohe Anteil an stabiler terrigener organischer Substanz nur bedingt abgebaut wird und dadurch nur wenig Sauerstoff verbraucht wird. Eine Sulfatreduktion zur Oxidation der organischen Substanz wird damit nicht erreicht. Der marine Anteil an der organischen Substanz ist so gering (vgl. Kap. 7.5.), daß der Sauerstoff der gut durchlüfteten obersten Sedimentschichten durch den Abbau der organischen Substanz nicht aufgebraucht wird.

Einen weiteren Hinweis auf die Redox-Bedingungen, unter denen die Sedimente abgelagert wurden, kann die Verteilung von Spurenelementen erbringen (vgl. Brumsack 1980, Pedersen & Price 1982, Hatch & Leventhal 1992, Calvert & Pedersen 1993). Um einen Zusammenhang zwischen den Sedimentfarben, die sehr auffällig von braun nach grau-schwarz schwanken, und unterschiedlichen Redox-Bedingungen festzustellen, wurden aus den jeweiligen Sequenzen einige Proben für Spurenelementanalysen ausgewählt. Es zeigt sich, daß keine Anreicherung der für anoxische Bedin-

7. Diskussion

gungen sensitiven Elemente (U, Mo, Zn, Ni, Cr, V; Tab. 10; vgl. Brumsack 1980, Calvert & Pedersen 1993) erfolgt ist.

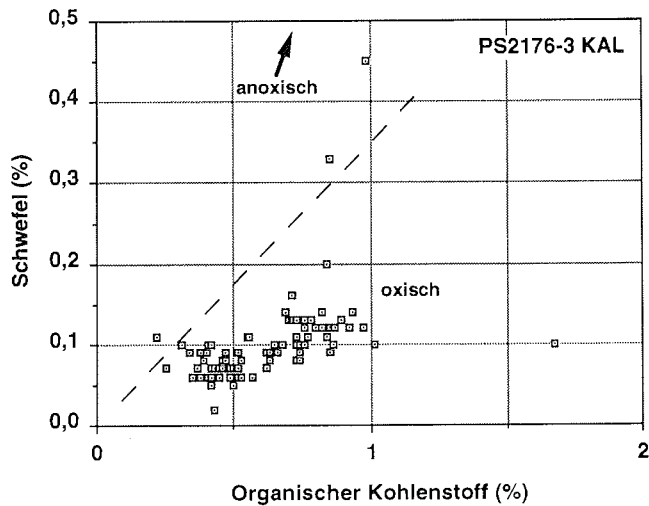


Abb. 62: Korrelation zwischen Schwefelgehalt (%) und organischem Kohlenstoffgehalt (%) des Kerns PS2176-3. Die gestrichelte Linie gibt einen Mittelwert für feinkörnige, marine Sedimente aus dem Quartär an (Goldhaber & Kaplan 1974, Berner 1984).

Tab. 10: Spurenelementverteilung ausgewählter Proben des Kerns PS2174-5 (ppm)

Probe	Mn	V	Cr	Ni	Cu	Zn	Mo	U
50	788	196	108	54	41	171	12	14
130	855	186	108	53	50	163	3	14
200	849	136	88	44	39	144	7	16
250	1977	229	116	70	49	173	7	14
280	1259	207	114	63	58	167	8	13
340	784	227	99	69	46	153	6	16
400	492	266	139	63	37	152	7	13
420	482	264	145	64	38	151	6	15

Vielmehr ist z.B. Mangan in einigen Horizonten stark angereichert, woraus sich eine Ablagerung unter oxischen Bedingungen annehmen läßt (Calvert & Pedersen 1993). Daraus kann man ableiten, daß sich die Farbwechsel des Sediments wahrscheinlich aus post-sedimentären diagenetischen Änderungen des Sauerstoffgehaltes im Sediment ergeben haben.

Reife der organischen Substanz

Um die Frage des Reifegrades der abgelagerten organischen Substanz zu beantworten, wurden die Temperaturen, bei denen der größte Gehalt an Kohlenwasserstoffen aus dem Sediment freigesetzt wurde, mit der Rock-Eval-Pyrolyse bestimmt (Abb. 63). Es zeigt sich, daß relativ hohe Temperaturen (470 bis 520 °C) nötig sind, um die in den Sedimenten enthaltenen Kohlenwasserstoffe zu generieren. Dies deutet auf reifes organisches Material hin und könnte durch die häufig beobachteten Kohlen und Siltsteine, die reich an organischer Substanz sind, erklärt werden. Der Abschnitt mit Temperaturen um 420 °C in einer Kerntiefe von 205 bis 180 cm spiegelt den Einfluß eines Turbidits wider. Eine Probe aus diesem Kernabschnitt (200 cm) zeigt unter dem Mikroskop einen hohen Gehalt an Pflanzenpartikeln (Gräser?), die für den niedrigen T_{max} -Wert verantwortlich sein könnten.

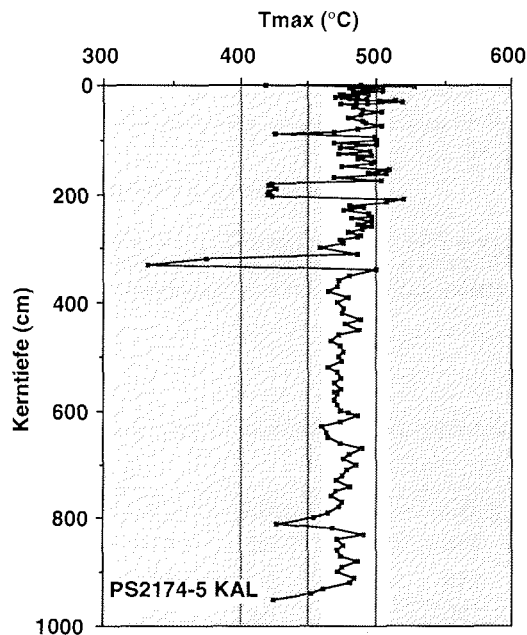


Abb. 63: Der T_{max} -Wert der Rock-Eval-Pyrolyse von Kern PS2174-5 gegen die Kerntiefe (m).

In Abbildung 64 ist der CPI-Index, der als Anzeiger für einen diagenetischen Abbau der organischen Substanz herangezogen werden kann, gegen den TOC-Gehalt aufgetragen. Auch hier zeigt sich, daß die Probe aus der Kerntiefe 200 cm sich mit dem höchsten TOC-Gehalt und dem höchsten CPI-Index deutlich aus den anderen Proben hervorhebt. Der hohe CPI von 4,8 weist auf relativ frisches terrigenes Pflanzenmaterial hin. Für Kohlen, die in den Sedimenten des Kerns PS2187-4 aus dem Amundsen-Becken gefunden wurden, lag der CPI bei 2,2 bis 2,6. Marines organisches Material zeigt keine Bevorzugung der ungeraden n-Alkane und hat aus diesem Grund einen CPI von annähernd 1 (Volkman et al. 1981). Ein höherer Anteil an marinem organischem Material in den Proben ist deshalb auszuschließen.

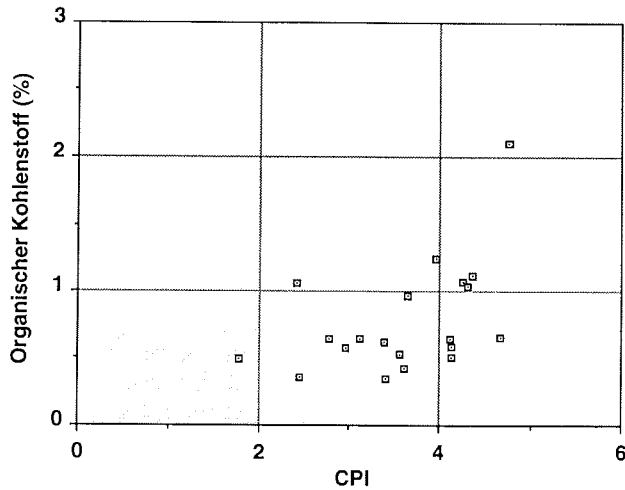


Abb. 64: Korrelationsdiagramm von CPI-Index und organischem Kohlenstoffgehalt des Kerns PS2174-5

Aluminium und terrigener Eintrag

Von Bennett & Carpenter (1979) wurde der Aluminium-Gehalt in marinen Partikeln als ein Indikator für terrigenen Eintrag herangezogen (vgl. auch Prahl & Carpenter 1979). In Abbildung 65 wurde deshalb der TOC-Gehalt der Sedimente gegen den Aluminiumgehalt aufgetragen. Trotz des überwiegenden Anteils von terrigenen organischen Partikeln im Vergleich zu mariner organischer Substanz läßt sich hier aber keine Korrelation feststellen, die einen höheren terrigenen Eintrag durch einen höheren Aluminium-Gehalt der Sedimente anzeigen würde.

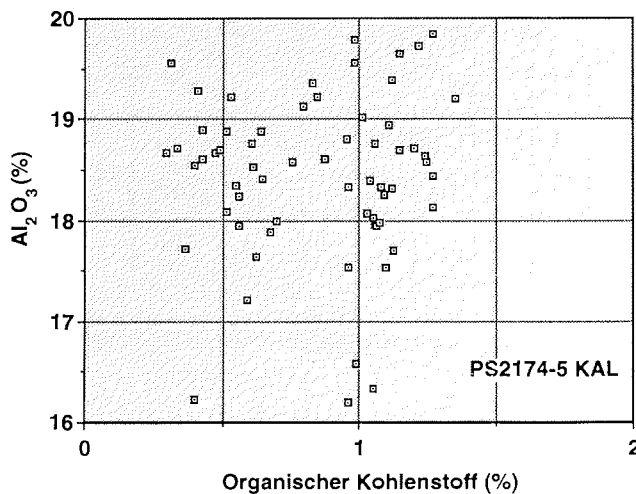


Abb. 65: Korrelation zwischen dem Aluminium-Gehalt (Wahsner unveröff. Daten) und dem TOC-Gehalt des Kerns PS2174-5

Zeitliche Änderung in der Ablagerung von organischer Substanz

Im folgenden sollen die Prozesse, die für die Variation der organischen Substanz im Arktischen Ozean in den Isotopenstadien 7 bis 4 verantwortlich gewesen sein können, aufgezeigt werden. Der Zeitabschnitt des Stadiums 3 bis zum Holozän wurde ausführlich an den Kurzkernen in dem Kapitel 7.3. diskutiert und wird deshalb hier nicht mehr explizit angesprochen.

In Abbildung 66 ist von dem oberen Kernabschnitt (500 bis 0 cm Kerntiefe), auf den das Altersmodell von Gard (1993) und Frederichs (1994) eines Nachbarkerns (PS2171-4) übertragen wurde, der TOC-Gehalt, der Gehalt an kurzkettingen n-Alkanen, der Opalgehalt und die $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte aufgetragen. Der Kernabschnitt unterhalb 430 cm Kerntiefe kann stratigraphisch nicht zugeordnet werden und wird deshalb nicht diskutiert. Eine etwas erhöhte marine Produktivität wird im Stadium 7, im unteren Stadium 5 (5e?) und im oberen Stadium 3 durch höhere n-Alkangehalte ($\text{C}_{17}+\text{C}_{19}$), höhere Opalgehalte und schwerere $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte angezeigt (Abb. 66). Diese fallen jeweils mit einem niedrigeren TOC-Gehalt und hohen Wasserstoffindex-Werten zusammen. Die Zufuhr von terrigener organischer Substanz, die hier für einen hohen TOC-Gehalt der Sedimente verantwortlich ist, scheint in diesen Zeitabschnitten reduziert gewesen zu sein.

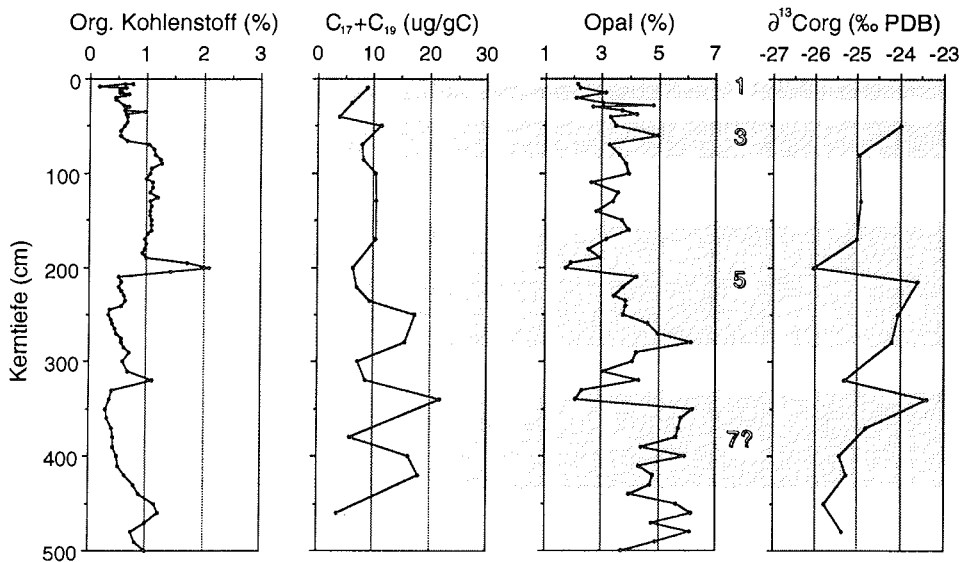


Abb. 66: Organischer Kohlenstoffgehalt, n-Alkangehalte ($\text{C}_{17}+\text{C}_{19}$), Opalgehalt und $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte des Kerns PS2174-5

Stadium 7

In Stadium 7 werden in einem Doppelmaximum die höchsten Gehalte an kurzkettingen n-Alkanen gemessen. Hinzu kommen maximale Wasserstoffindex-Werte (bis 580 mgHC/gC) und sehr niedrige C/N-Verhältnisse (vgl.

Abb. 36). Eine Smear-Slide-Analyse einer Probe aus 406 cm Kerntiefe ergab einen hohen Anteil an Coccolithen und nur sehr wenig allochthone Pflanzenreste. Damit ist in diesem Stadium eine erhöhte Produktivität des Oberflächenwassers sowie einen geringeren Eintrag an terrigener organischer Substanz anzunehmen. Da die Oberflächenproduktivität im Arktischen Ozean hauptsächlich durch die Eisbedeckung gesteuert wird (vgl. Kap. 7.5.), ist im Stadium 7 von einer geringeren Eisbedeckung und offeneren Wasserflächen auszugehen. Zum gleichen Ergebnis kommt auch Pagels (1991) im Bereich des Gakkel-Rückens, wo ein höherer Anteil an planktischen und benthischen Foraminiferen im oberen Stadium 7 vorkommt. Dieser Zustand könnte durch eine globale Erwärmung im Stadium 7 ausgelöst worden sein (Imbrie et al. 1984, Martinson et al. 1987). Auch im Europäischen Nordmeer wird in dieser Zeit eine höhere Oberflächenwasserproduktivität angenommen (Henrich 1989, Baumann 1990, Gard & Backman 1990). Die Gesamtakkumulationsraten liegen um $1\text{g/cm}^2/\text{ka}$ (Abb. 67) und sind mit dem Holozän vergleichbar (vgl. Kap. 7.3.).

Stadium 6

Im Stadium 6 steigen die TOC-Gehalte und das C/N-Verhältnis deutlich an. Die Wasserstoffindex-Werte bewegen sich um 100mgHC/gC , und die Opalgehalte fallen unter 4 % (vgl. Kap. 6.1.2.). Hieraus ist ein hoher terrigener Anteil an der organischen Substanz im Sediment abzuleiten. Vogt (1986) geht davon aus, daß im Stadium 6 eine weitreichendere Vereisung im sibirischen Raum als im Stadium 2 bestand. Aufgrund des sehr kalten Klimas läßt sich auch eine verstärkte Meereisbedeckung im Arktischen Ozean annehmen. Dadurch kommt es zu einer eingeschränkten Oberflächenwasserproduktivität, welche sich durch den sehr geringen marinen organischen Anteil im Sediment widerspiegelt. Der verringerte marine Anteil an organischer Substanz zeigt sich auch in erniedrigten Gehalten an kurz-kettigen n-Alkanen und leichteren $\delta^{13}\text{C}_{\text{Org}}$ -Werten sowie den oben erwähnten Parametern (Abb. 66). Der erhöhte terrigene organische Anteil im Stadium 6 wird im Europäischen Nordmeer und in der Fram-Straße auf einen hohen Kohleeintrag zurückgeführt (Bischof et al. 1990, Spielhagen 1991). Kohle macht auch im Bereich des Gakkel-Rückens während des Stadium 6 den höchsten Anteil am eistransportierten Material aus (Kubisch 1992). Hierfür werden Eisberge als Transportmittel angenommen (Pagels 1991, Kubisch 1992). Der Eintrag von Sediment durch Meereis spielte in diesem Zeitraum nur eine eingeschränkte Rolle, da aufgrund des abgesenkten Meeresspiegels (Chappell & Shackleton 1986) die Schelfgebiete für eine Inkorporation ins Meereis nicht zur Verfügung standen (Pagels 1991). Eistransportiertes Material ($> 1\text{mm}$) ist in dem Kern PS2174-5 kaum vorhanden (Schubert unveröff.). Inwieweit in diesem Kern Kohlen eine wesentliche Rolle spielen bzw. hohe feinkörnigere IRD-Gehalte ($500\text{ bis }1000\ \mu\text{m}$) einen erhöhten Eintrag an durch Eisberge transportiertes Material zeigen, muß durch eine Grobfraktionsanalyse geklärt werden. Die Gesamt-Akkumulationsraten sind geringer als in Stadium 7, trotzdem ist die Akkumulation von organischem Kohlenstoff vergleichbar, da höhere Gehalte an terrigenem organischem Kohlenstoff im Stadium 6 vorkommen (Abb. 67). Die Opalakkumulation ist mit ca. $30\text{mg/cm}^2/\text{ka}$ sehr gering und könnte damit die durch die massive Eisbedeckung hervorgerufene niedrige Produktivität an Diatomeen widerspiegeln.

Stadium 5

Stadium 5 zeigt sich als ein Zeitraum, der sehr starken Wechseln in der Sedimentation unterliegt. Im Europäischen Nordmeer und in der Fram-Straße können deutlich mehrere Wechsel von wärmeren und kälteren Perioden anhand einer höheren Produktivität von Foraminiferen und Coccolithen differenziert werden (Hebbeln 1991, Baumann et al. 1995). Der Kern PS2174-5 zeigt nur im untersten Stadium 5 (5e) eine deutlich gestiegene Produktivität, die auf wärmeres Klima mit offeneren Wasserbedingungen hinweist. Das Eem (5e, 124-115 ka) gilt zusammen mit dem Holozän als die wärmste Periode der letzten 186 ka (vgl. Kellogg 1977, 1980). Hier werden neben Stadium 7 die höchsten Opalkonzentrationen (6 %) registriert. Deutlich gestiegene Wasserstoffindex-Werte, niedrige C/N-Verhältnisse (Abb. 36) sowie ein hoher Gehalt an kurzkettigen n-Alkanen (Abb. 66) deuten auf einen höheren Anteil an mariner organischer Substanz hin. Die hohen Opalkonzentrationen sind nach "Smear-Slide"-Daten z.T. auf Schwammnadeln, die in einer Kerntiefe von 270 cm gefunden wurden, zurückzuführen. In 255 cm Kerntiefe sind Coccolithen als Anzeiger einer gestiegenen Oberflächenwasserproduktivität häufig. Auch deutlich schwerere $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte weisen auf den höheren marinen Anteil an der organischen Substanz hin. All diese Parameter deuten auf eine wesentlich geringere Eisbedeckung als im Stadium 6 hin. Gestiegene Gesamt-Akkumulationsraten lassen auch die Akkumulationsrate von organischem Kohlenstoff ansteigen, auch wenn der Prozentanteil von organischem Kohlenstoff im Stadium 6 höher war (Abb. 67). Nach oben erfolgt eine Abschwächung des marinen Signals, daß durch einen Turbidit mit einem hohen Anteil an terrigenen Pflanzenpartikeln in einer Kerntiefe von 205 bis 195 cm völlig in den Hintergrund tritt. Das obere Stadium 5 setzt sich aus Sedimenten zusammen, die durch terrigenes organisches Material dominiert werden. Dies zeigt sich in allen Parametern, wobei hohe C/N-Verhältnisse (bis 26) und niedrige Wasserstoffindex-Werte (um 60 mgHC/gC) auffallen (Abb. 36). Diese neue Situation könnte durch eine geschlossener Eisdecke, die die marine Produktion stark einschränkt, und eine höhere terrigene Sedimentzufuhr direkt über die Schelfe hervorgerufen worden sein. Hohe Gehalte an terrigenem Karbonat (Dolomit) zeigen den verstärkten terrigenen Einfluß auf die Sedimentation. Der Dolomit wird mit Liefergebieten in der Kanadischen Arktis und in Grönland in Verbindung gebracht (Vogt pers. Mitt.) und könnte auf ein anderes Driftmuster des Eises, z.B. einen größeren Einfluß des Beaufort-Wirbels, hindeuten. Um diese These zu stützen, sind aber genaue Mineralanalysen notwendig. Der erhöhte Eintrag an terrigenen Komponenten zeigt sich auch in den Akkumulationsraten von Karbonat und organischem Kohlenstoff, die in diesem Abschnitt gegenüber den vorherigen Zeiträumen stark zunehmen (Abb. 67).

Stadium 4

Stadium 4 ist die direkte Fortsetzung vom oberen Stadium 5 und unterscheidet sich nur durch eine wesentlich höhere Sedimentationsrate, die zu erheblich höheren Akkumulationsraten nahezu aller Parameter führt (Abb. 67). Gleichbleibende, niedrige Wasserstoffindex-Werte und hohe C/N-Verhältnisse spiegeln den noch immer dominierenden Anteil an terrigener organischer Substanz wider. Der hohe terrigene organische Anteil wird auch

7. Diskussion

durch relativ leichte $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte angezeigt. Damit scheint auch im Stadium 4 eine geschlossener Eisdecke die marine Produktion stark einzuschränken. Durch den um ca. 60 m tieferen Meeresspiegel konnte ein Teil der Sibirischen Schelfgebiete trockenfallen und einen direkten Transport der Sedimente mit den Flüssen über die Schelfe in die Tiefsee ermöglichen. Die dadurch erheblich steigende Suspensionsfracht würde die beobachteten erhöhten Gesamt- und TOC-Akkumulationsraten erklären.

Bei einem Vergleich der Interglazialstadien 7, 5 und dem Holozän (vgl. Kap. 7.3.) fällt ein deutlicher Unterschied zwischen dem Holozän und den älteren Interglazialen auf. In den Stadien 5 und 7 wird ein erhöhter Anteil an mariner organischer Substanz, hervorgerufen durch eine gestiegene Produktivität, durch höhere Wasserstoffindex-Werte und niedrige C/N-Verhältnisse ausgedrückt. Diese gehen mit niedrigen TOC-Gehalten einher und zeigen einen geringeren terrigenen organischen Eintrag an. Im Holozän hingegen wird die durch höhere Gehalte an Foraminiferen und kurzkettigen n-Alkanen angezeigte höhere Produktivität von einem gleichzeitig erhöhten Eintrag an terrigener organischer Substanz begleitet, der das marine Signal überdeckt. Damit nimmt das Holozän im Arktischen Ozean in den letzten 250 ka Jahren vielleicht eine Sonderstellung ein.

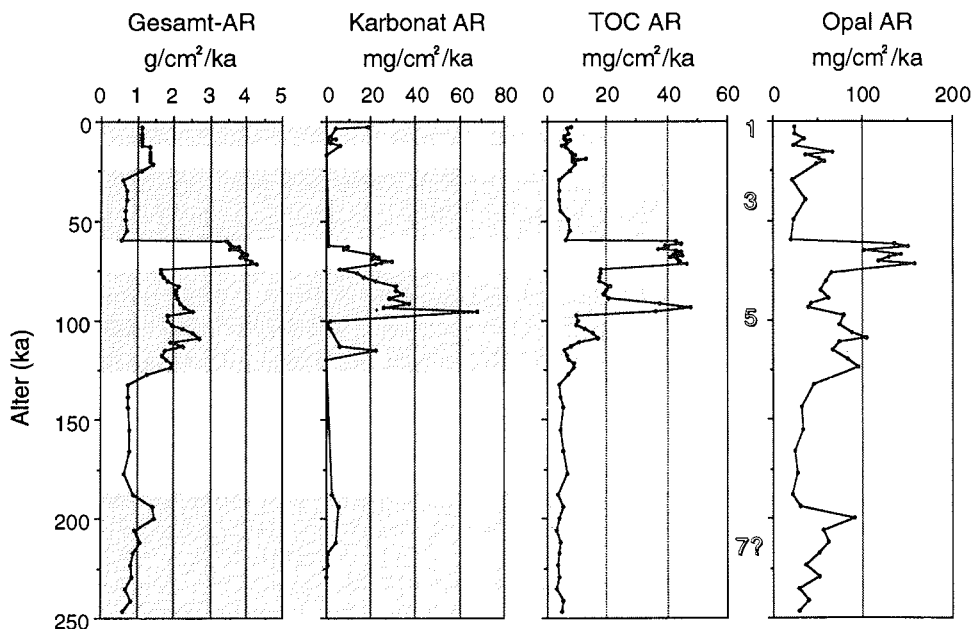


Abb. 67: Akkumulationsraten von Gesamtsediment, Karbonat, organischem Kohlenstoff und Opal des Kerns PS2174-5

7.5. Abschätzung des marinen bzw. terrigenen Anteils an der organischen Substanz

Die vorgestellten Ergebnisse über die Herkunft des organischen Materials zeigen deutlich, daß es sich größtenteils um terrigenes organisches Material handelt (Kap. 7.1. bis 7.4.). Damit sind Paläoproduktivitätsberechnungen, die von vielen Autoren zur Rekonstruktion der Oberflächenwasserproduktivität durchgeführt werden (Müller und Suess 1979, Stein 1986, Berger et al. 1989a, Sarnthein et al. 1992), nicht ohne weiteres möglich, da man hierbei einen fast ausschließlich marinen Charakter der organischen Substanz voraussetzen muß. Durch das C/N-Verhältnis und den Wasserstoffindex ist jeweils nur eine relative Änderung der Verteilung an terrigenen und marinen organischen Komponenten im Sediment möglich. Im folgenden wird versucht, mit der Primärproduktion des Oberflächenwassers und der von Müller und Suess (1979) aufgestellten Beziehung zwischen der Oberflächenwasserproduktivität und der Erhaltung von organischem Material im Sediment eine quantitative Abschätzung des marinen bzw. terrigenen organischen Materials zu machen.

Die Primärproduktion im Arktischen Ozean wird neben dem Nährstoffangebot im wesentlichen durch die Lichtzufuhr gesteuert (Subba Rao & Platt 1984, Andersen 1989). Diese ist durch die Eisbedeckung des Arktischen Ozeans stark eingeschränkt. Aufliegender Schnee erhöht dabei die Albedo so stark, daß z.B. durch eine nur 8 cm dicke Schneeschicht auf einer 3,5 m dicken Eisscholle nur noch 0,1 % des einfallenden Lichts an der Wasseroberfläche ankommt (Andersen 1989). Der hohe Nährstoffanteil im Oberflächenwasser macht deutlich, daß eine Limitierung der Primärproduktion durch Nährstoffmangel nicht zu erwarten ist (Herman 1983, Andersen 1989, Heimdahl 1983, Codispoti et al. 1991, Kattner & Becker 1991).

Über die Höhe der Primärproduktion im zentralen Arktischen Ozean gibt es noch keine gesicherten Meßwerte. Subba Rao & Platt (1984) geben einen Überblick über die vorhandenen Daten der Primärproduktion, die sich aber im wesentlichen auf die Randbereiche der Arktis beziehen und zwischen 0,004 und 4,9 gC/m²/d schwanken. Die höheren Werte werden auf den Schelfen, in Buchten und Fjorden erreicht. Für die zentrale Beaufort-See gibt Alexander (1974) mit 0,055-0,180 gC/m²/d einen der niedrigsten Werte an, der in dieser Arbeit als repräsentative Angabe für die Primärproduktion im zentralen Arktischen Ozean herangezogen wird. Im Bereich von Spitzbergen (Fram-Straße) liegen die Werte für die Primärproduktion bei 0,43-0,89 gC/m²/d (Heimdahl 1983). Vergleichbare Werte geben Hirche et al. (1991) in der Fram-Straße an, die in Abhängigkeit von der Eisbedeckung stark variieren (0,059-1,067 gC/m²/d). Besonders an der Eiskante und an offenen Wasserflächen (Polynyas) kann es zu einer erhöhten Primärproduktion (0,8 gC/m²/d) kommen (Smith et al. 1985, 1987, Smith 1987, Hirche et al. 1991).

Eine Berechnung der Jahres-Primärproduktion erfolgt unter der Annahme, daß in der zentralen Arktis insgesamt nur eine zweimonatige Produktionsphase stattfindet (vergl. Bursa 1961, Hargrave et al. 1994). Damit ergibt sich eine jährliche Primärproduktion von 3,3-10,8 gC/m²/a. In den Schelf- und Fjordgebieten liegt die Produktionsphase zwischen vier und fünf Monaten (Heimdahl 1983). Sedimentfallenuntersuchungen von Hebbeln und Wefer (1991) zeigen in der Fram-Straße von Juli bis Dezember einen erhöhten

7. Diskussion

Eintrag an Kotballen, der mit dem Westspitzbergenstrom in Verbindung gebracht wird. Nimmt man eine durch die längere Eisbedeckung nordwestlich von Spitzbergen reduzierte Produktionsphase von 120 Tagen an, kommt man in diesem Gebiet zu einer mittleren jährlichen Primärproduktion von 79,2 gC/m²/a (siehe oben).

Für die nachfolgenden Berechnungen werden Sedimentproben aus dem Amundsen-Becken (PS2170-4), des Yermak-Plateau (PS2212-6) und einer Lokation nordwestlich Spitzbergens (PS2123-2, Knies 1994) herangezogen. Tabelle 11 gibt einen Überblick über Lokation, Wassertiefe und Akkumulationsrate des organischen Kohlenstoffs.

Tab. 11: Lokation, Wassertiefe (m) und TOC-Akkumulationsrate (mgC/cm²/ka) der Sedimentkerne PS2170-4, PS2212-6 und PS2123-2 (Daten von PS2123-2 aus Knies 1994)

Kernnummer	Lokation	Wassertiefe	AR _{TOC}	
PS2170-4	87° 35.8 'N 60° 53.7 'E	4083	4.5	Amundsen-Becken
PS2212-6	82° 03.8 'N 15° 43.0 'E	2439	17.1	Yermak-Plateau
PS2123-2	80° 10.4 'N 09° 51.4 'E	571	350	NW Spitzbergen

Müller & Suess (1979) und Suess (1980) haben die Abhängigkeit des organischen Kohlenstoffabbaus von der Wassertiefe und die höhere Erhaltung des organischen Kohlenstoffs mit steigender Sedimentationsrate beschrieben (siehe auch Stein 1990). Nach Suess (1980) läßt sich der organische Kohlenstoff-Fluß in jeder Wassertiefe mit folgender Gleichung berechnen:

$$C_{\text{flux}}(z) = \frac{PP}{0,0238z + 0,212} \quad (12)$$

Hierbei ist $C_{\text{flux}}(z)$ der Kohlenstoff-Fluß (gC/m²/a) in der Wassertiefe z (m) und PP die Primärproduktion (gC/m²/a). Bei gleichbleibender Primärproduktion ergeben sich für die verschiedenen Wassertiefen folgende Fluß-Raten:

Primärproduktion (gC/m ² /a)	Wassertiefe (m)	Kohlenstoff-Flux (gC/m ² /a)
100	500	8,3 (8 %)
100	1000	4,1 (4 %)
100	2400	1,7 (2 %)
100	4000	1,1 (1 %)

7. Diskussion

Dabei wird deutlich, daß in einer Wassertiefe von 4000 m nur noch ein Prozent der primär produzierten organischen Substanz erhalten ist bzw. zur Einbettung ins Sediment zur Verfügung steht. Ein wesentlicher Aspekt, der für die Erhaltung von organischer Substanz im Sediment wichtig ist, ist neben den Sauerstoffverhältnissen die Sedimentationsrate (z.B. Müller & Suess 1979, Stein 1990, 1991). In Abbildung 68 ist eine Korrelation zwischen organischem Kohlenstoffgehalt und der Sedimentationsrate (SR) von Sedimenten in verschiedenen Ozeanbecken dargestellt.

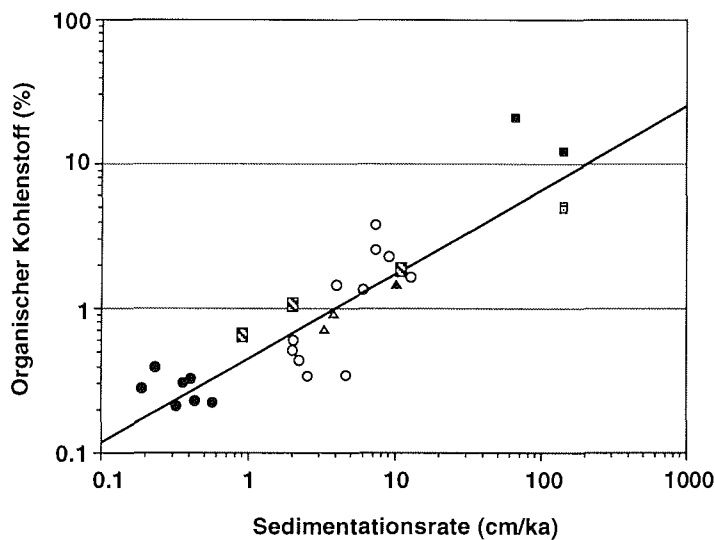


Abb. 68: Korrelationsdiagramm zwischen organischem Kohlenstoffgehalt (%) und der Sedimentationsrate (cm/ka, Müller & Suess 1979). Zum Vergleich wurden die Oberflächenproben der Arktis (gestr. Vierecke) eingezeichnet.

Nach Müller & Suess (1979) gilt zwischen der Primärproduktion (PP), der Sedimentationsrate (SR) und der Akkumulationsrate von organischem Kohlenstoff (AR_{TOC}) folgende Beziehung:

$$AR_{TOC} = \frac{0,030 \times SR^{1,30}}{100} \times PP \quad (13)$$

(umgestellt nach Müller & Suess 1979)

7. Diskussion

Damit lassen sich die zu erwartenden Akkumulationsraten von marinem organischen Kohlenstoff bei bekannter Primärproduktion und Sedimentationsrate berechnen. Da die Akkumulationsrate des organischen Kohlenstoffs der Sedimentproben bekannt ist (Tab. 11), kann somit aus der Differenz der beiden Raten der Anteil des terrigenen organischen Materials berechnet werden. In Tabelle 12 sind die Primärproduktion, die Sedimentationsrate, die zu erwartenden berechneten Akkumulationsraten des marinen organischen Kohlenstoffs und der sich daraus ergebende Anteil der marinen bzw. terrigenen organischen Substanz aufgeführt. Dabei werden die Unterschiede zwischen zentralem Arktischen Ozean, dem Yermak-Plateau und des Gebietes nordwestlich von Spitzbergen deutlich. Während im zentralen Arktischen Ozean nur ca. 2 % des organischen Materials mariner Herkunft ist, wird in den weniger eisbedeckten Gebieten bis zu 16 % des organischen Kohlenstoffs durch marine organische Substanz gestellt. Der höhere Anteil an mariner organischer Substanz ist hierbei auf längere Produktionsphasen zurückzuführen, die durch eisfreie Wasserflächen hervorgerufen werden und damit eine höhere jährliche Primärproduktion verursachen. Um Spitzbergen drückt sich die Zufuhr relativ warmen Atlantikwassers mit dem Westspitzbergenstrom deutlich in dem höheren Anteil marinen organischen Materials im Sediment aus.

Tab. 12: Die Sedimentationsrate (cm/ka), Primärproduktion pro Tag (PP/d in gC/m²), Primärproduktion pro Jahr (PP/a in gC/m², Anzahl der Produktionstage in Klammern), Akkumulationsrate des zu erwartenden organischen Kohlenstoffs (mgC/cm²/ka) und der Anteil der marinen, bzw. terrigenen organischen Substanz an dem gesamten organischen Kohlenstoff (%) der drei Kernpositionen.

Kernnummer	SR	PP/d	PP/a	AR _{TOC}	marin	terrigen
PS2170-4	0.9	0.055	3.3 (60)	0.08	2	98
PS2212-6	~1.9	0.18	16.2 (90)	1.12	7	93
PS2123-2	12	0.63	75.6 (120)	57.4	16	84

Sicherlich sollten die in Tabelle 12 aufgeführten Prozentangaben des marinen bzw. terrigenen organischen Anteils aufgrund der Datenbasis nicht überbewertet werden. Sie geben aber trotz aller Einschränkungen eine realistische Abschätzung der Zusammensetzung des organischen Materials im Arktischen Ozean. Eine Überprüfung der aufgestellten Abschätzung durch Sedimentfallenexperimente im eisbedeckten Arktischen Ozean wäre hier sinnvoll.

7.6. Alkenone in Sedimenten des Arktischen Ozeans

Innerhalb dieser Arbeit wurden Alkenonmessungen an Sedimentproben aus dem Arktischen Ozean durchgeführt. Die Messung von Alkenonen bzw. die Bestimmung des Verhältnisses der zwei- zu dreifach ungesättigten Alkenone kann Aufschluß über die Paläowassertemperaturen geben (vgl. Brassell et al. 1986, Prahl et al. 1988, Kap. 4.).

Erste Untersuchungen wurden in Zusammenarbeit mit G. Ruhland (Universität Bremen) durchgeführt. Dabei wurde klar, daß die Einspritzung des Gesamtextrakts der aus der Sedimentprobe gewonnenen organischen Substanz keine quantitativ auswertbaren Ergebnisse liefert. Am Alfred-Wegener-Institut wurde deshalb eine Auftrennung des Gesamtextraktes in verschiedene Fraktionen vorgenommen (vgl. Kap. 2.4.3.). Damit wurde erreicht, daß auf die GC-Säule wesentlich weniger Verbindungen aufgebracht wurden und dadurch das Gesamtaufgabevolumen ($\mu\text{l}/\text{Injektion}$) erhöht werden konnte. Dies war wegen der sehr geringen Konzentration der Alkenone in arktischen Sedimenten notwendig. Ein weiteres Problem ergab sich durch das Auftreten von Estern, die im Detektionsbereich der Ketone im Chromatogramm auftraten (vgl. Sikes & Volkman 1993). Der $\text{C}_{37:2}$ -Peak koeluiert mit einem Fettsäuremethylester ($\text{C}_{37:3}$), so daß es bei dessen Quantifizierung zu einem Fehler von bis zu fünfzig Prozent kommen kann. Eine Verseifung der Ester (vgl. Sikes & Volkman 1993) führte, wahrscheinlich durch die Zersetzung der ungesättigten Ketone in alkalischem Milieu zu keinem besseren Ergebnis. Durch die Änderung des Temperaturprogramms konnte die Trennung der beiden Verbindungen ($\text{C}_{37:2}$ -Alkenon und $\text{C}_{37:3}$ -Fettsäuremethylester) wesentlich verbessert werden (Abb. 69). Mit dieser Methode war es möglich, quantifizierbare Alkenonmessungen an ODP-Kernmaterial, das bis ins Miozän zurückreicht, durchzuführen (Stax & Stein 1995). Messungen an Kernmaterial der ARKVIII/3-Expedition (PS2212-6, Yermak-Plateau) zeigten ein Vorkommen von Alkenonen, das aber durch die sehr geringen Konzentrationen nicht mit gaschromatographischen Methoden quantifizierbar war.

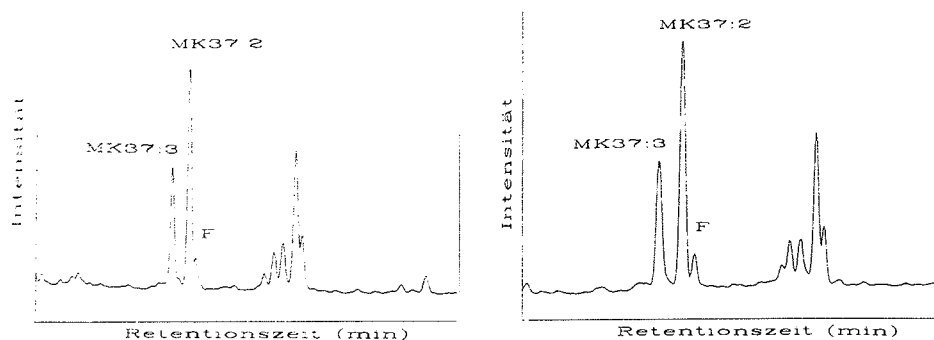


Abb. 69: Trennung des $\text{C}_{37:2}$ -Alkenon (MK37:2) von dem $\text{C}_{37:3}$ -Fettsäuremethylester (F) durch Änderung des Temperaturprogrammes

7. Diskussion

An zwei Proben (PS2212-6, 1-2 cm und 10-11 cm) wurden massenspektrometrische Untersuchungen durchgeführt. Diese ergaben für die Proben des Kerns PS2212-6 aus einer Kerntiefe von 1-2 cm und 10-11 cm ein UK'_{37} von 0,145 bzw. 0,029 ($UK'_{37} = [C_{37:2}] / ([C_{37:2}] + [C_{37:3}])$, Brassell et al. 1986). Damit ergeben sich nach (1) Prahl et al. (1988) bzw. (2) Sikes & Volkman (1993) folgende Paläo-Oberflächenwassertemperaturen:

PS2212-6	1-2 cm	10-11 cm	
UK'_{37}	0,145	0,029	
$UK'_{37}=0,034 \times T+ 0,039$	3,1 °C	-0,29 °C	(1)
$UK'_{37}=0,0414 \times T- 0,156$	7,3 °C	4,5 °C	(2)

Hierbei muß beachtet werden, daß beide Gleichungen eigentlich nur für Proben aufgestellt wurden, die bei Oberflächenwassertemperaturen von über 8 °C (1) bzw. über 4 °C (2) gehältert bzw. abgelagert wurden. Das vierfach ungesättigte $C_{37:4}$ -Keton, welches in Laborexperimenten bei Temperaturen unter 15 °C auftritt (Prahl & Wakeham 1987), konnte in keiner Probe nachgewiesen werden. Damit war die Anwendung der Gleichung $UK'_{37} = [C_{37:2}-C_{37:4}] / ([C_{37:2}] + [C_{37:3}] + [C_{37:4}])$, in die auch das vierfach ungesättigte Keton eingeht, nicht möglich.

Während der Ausfahrt ARKVIII/3 wurden in dem Gebiet Oberflächenwassertemperaturen von - 1,7 °C gemessen. Die Abweichungen zwischen dem gemessenen und den berechneten Werten der Proben können durch zwei unterschiedliche Ansätze erklärt werden:

Aufgrund fehlender Fallenuntersuchungen ist nicht geklärt, ob die die Alkenone produzierende Coccolithophoride *Emiliana huxleyi* überhaupt lebend in der Region des Yermak-Plateau vorkommt und das Temperatursignal dort gebildet wurde. Es ist durchaus denkbar, daß das gemessene Alkenon-Temperatur-Signal schon während der Drift der Coccolithophoriden im Westspitzbergenstrom eingebaut und konserviert wurde und damit nicht die Oberflächenwassertemperatur der Kernposition zeigt. Prahl et al. (1988) zeigten zwar eine Anpassung des Alkenon-Temperatur-Signals in den neugebildeten Zellen auf eine Temperaturänderung von 5 °C innerhalb eines Tages, aber es ist nicht klar, ob schon fertig ausgebildete Zellen durch Änderung ihrer Lipidstruktur auf neue Temperaturbedingungen reagieren. Ist die Anpassung der alten Lipidstruktur an die Temperatur nicht gegeben, stellt das gemessene Signal ein Mischsignal dar, das sich nach Norden abkühlenden Wassermasse des Westspitzbergenstromes dar.

Eine andere Möglichkeit ergibt sich, wenn man das Vorkommen von *Emiliana huxleyi* in der Region des nördlichen Yermak-Plateau zumindest im Sommer postuliert. Dann könnte man ein in-situ-Signal annehmen. Hieraus aber eine Temperaturerhöhung um ca. 3 °C über die letzten 5000 a (ungefähres Alter der Probe 10-11 cm) abzuleiten, wäre reine Spekulation, da es keine Temperatureichungen für diese niedrigen Temperaturen gibt. Um Abschät-

7. Diskussion

zungen über die Aussagekraft von Alkenonmessungen in arktischen Regionen machen zu können, sind einerseits detaillierte massenspektrometrische Untersuchungen nötig, die in dieser Arbeit leider nicht realisiert werden konnten, andererseits müssen Untersuchungen an Fallenmaterial aus dem Untersuchungsgebiet durchgeführt werden.

7.7. Lignin in Sedimenten des Arktischen Ozeans

Lignin ist ein Biomarker, der einen rein terrigenen Ursprung hat und nicht in marinen Organismen vorkommt (Kap. 4; Gardner & Menzel 1974, Hedges & Mann 1979a, Hedges et al. 1982, Ertel & Hedges 1984). Deshalb eignet es sich neben anderen Anwendungen zur Unterscheidung von mehr marin bzw. terrigen beeinflussten Ablagerungen. An Kern PS2174-5 (Amundsen-Becken) wurden an sechs Proben aus ausgewählten Sedimentabschnitten Ligninuntersuchungen durchgeführt. Die Auswahl erfolgte nach dem organischen Kohlenstoffgehalt und den Wasserstoffindex-Werten, so daß zwei Proben aus hauptsächlich terrigen beeinflussten Bereichen (130-132 cm und 200-202 cm Kerntiefe) und vier Proben mit einem höheren Anteil an marinen Komponenten (250-252 cm, 280-282 cm, 398-400 cm und 420-422 cm Kerntiefe) im Rahmen einer Diplomarbeit untersucht wurden (Eggers 1994). Bei der Interpretation der Daten ist zu berücksichtigen, daß die zur Messung angewendete Methode neu ist und noch weiterer Verbesserungen bedarf (Kattner pers.Mitt.). Weiterhin kann bei der Aufspaltung der Probe ein hoher 3-wertiger Eisenanteil, wie er in den Proben des Kerns PS2174-5 vorkommt (bis 12 % Fe₂O₃, Wahsner pers. Mitt.), die Reaktionsbedingungen verändern (Hedges pers. Mitt.). In Tabelle 13 sind die Ergebnisse dieser Untersuchungen aufgeführt. Die Summe der Ligninphenole schwankt zwischen 1,5 und 55,50 µg/g Sediment, wobei die höchsten Werte in der Probe aus 200 cm Kerntiefe, die niedrigsten in der Probe aus 250 cm Kerntiefe erreicht werden. Das Verhältnis der Syringa- zur Vanillinphenole (S/V) liegt zwischen 0,61 und 3,04. Eine Abnahme der Gehalte der Probe aus 420 cm Kerntiefe zu Proben im Hangenden wird deutlich.

Tab. 13: Gehalte an Ligninphenolen des Sedimentkerns PS2174-5 (aus Eggers 1994)

Kerntiefe (cm)	130-132	200-202	250-252	280-282	398-400	420-422
Vanillinphenole V (µg/g)	20,12	29,29	0,68	1,06	0,81	1,20
Syringaphenole S (µg/g)	12,33	22,84	0,74	1,34	1,40	3,65
Cinnamylphenole C (µg/g)	1,61	3,37	0,08	0,07	0,11	0,10
Σ Ligninphenole (µg/g)	34,06	55,50	1,50	2,47	2,32	4,96
S/V	0,61	0,78	1,08	1,26	1,73	3,04
C/V	0,08	0,12	0,11	0,07	0,13	0,08
(Ac/Al) _V	0,46	0,36	2,83	7,89	3,34	3,01
(Ac/Al) _S	0,87	0,55	1,29	0,53	0,63	0,91
Org. Kohlenstoff (%)	1,07	2,10	0,34	0,57	0,49	0,64
Λ (mg/100mgC)	0,32	0,26	0,04	0,04	0,05	0,08
HI (mgHC/gC)	82	68	304	213	441	225
C/N-Verhältnis	12	23	6	8	9	9

S/V = Syringa-/Vanillinphenole-Verhältnis
 (Ac/Al)_V = Vanillinsäure/Vanillin-Verhältnis
 (Ac/Al)_S = Syringasäure/Syringaaldehyd-Verhältnis

C/V = Cinnamyl-/Vanillinphenole-Verh.
 Λ = (V+S+C)/100 mgC

In Abbildung 70 ist die Summe der Ligninphenole gegen den organischen Kohlenstoffgehalt der Proben aufgetragen. Hierbei zeigt sich, daß die Proben mit einem niedrigen TOC-Gehalt auch einen geringen Gehalt an Ligninphenolen aufweisen. Dies läßt den Schluß zu, daß die Proben mit niedrigem TOC-Gehalt deutlich marin beeinflusst sind bzw. einen geringeren Anteil an terrigener organischer Substanz besitzen.

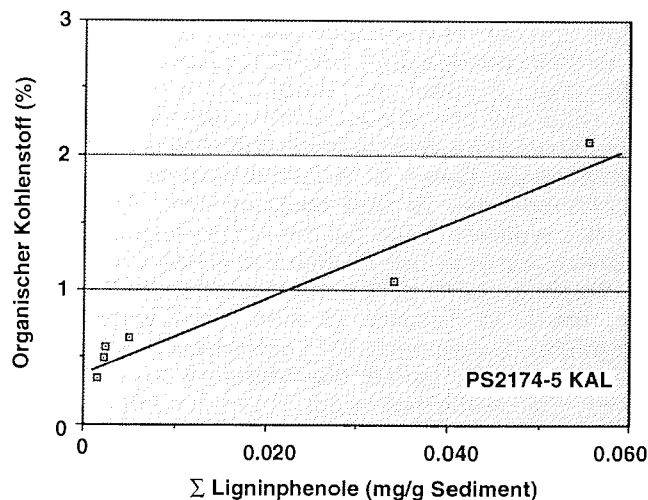


Abb. 70: Korrelationsdiagramm von TOC-Gehalt (%) und der Summe der Ligninphenole (mg/g Sediment). Der Korrelationskoeffizient wurde wegen der geringen Probenanzahl nicht berechnet.

Dies kommt auch deutlich in Abbildung 71 zum Ausdruck, in der die Ligninphenole gegen den Wasserstoffindex als Korrelationsdiagramm dargestellt sind. Die durch einen niedrigen HI von 82 bzw. 68 mgHC/gC deutlich als terrigen auszuweisenden Proben aus 130 cm und 200 cm Kerntiefe, haben auch die höchsten Ligningehalte mit 34,06 und 55,50 $\mu\text{g/gC}$. Die vier anderen Sedimentproben, die sich mit HI-Werten von 225 bis 304 mgHC/gC als deutlich marin beeinflusst zeigen, haben dagegen einen sehr geringen Ligningehalt von 1,5 bis 5,0 $\mu\text{g/gC}$. Damit stützen sich die Ergebnisse der Pyrolyse und der Ligninuntersuchung. Auch die C/N-Verhältnisse unterstreichen den marinen bzw. terrigenen Charakter der Proben (vgl. Kap. 6.1.2.).

Von Hedges und Mann (1979a) wurde für das Verhältnis von Syringaphenolen zu Vanillinphenolen (S/V) und Cinnamylphenolen zu Vanillinphenolen (C/V) ein Modell entwickelt, aus dem die Herkunft des Lignin enthaltenden Materials abgeschätzt werden kann. In Abbildung 72 ist das S/V-Verhältnis und das C/V-Verhältnis der Proben aufgetragen.

7. Diskussion

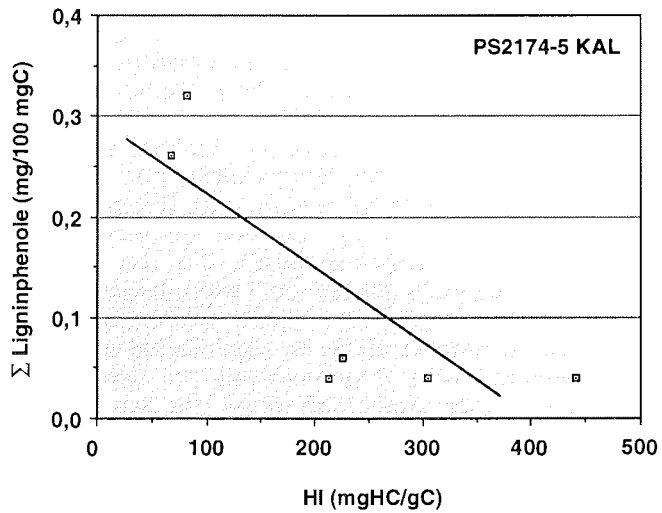


Abb. 71: Summe der Ligninphenole ausgewählter Proben aus dem Kern PS2174-5 gegen den Wasserstoffindex aufgetragen

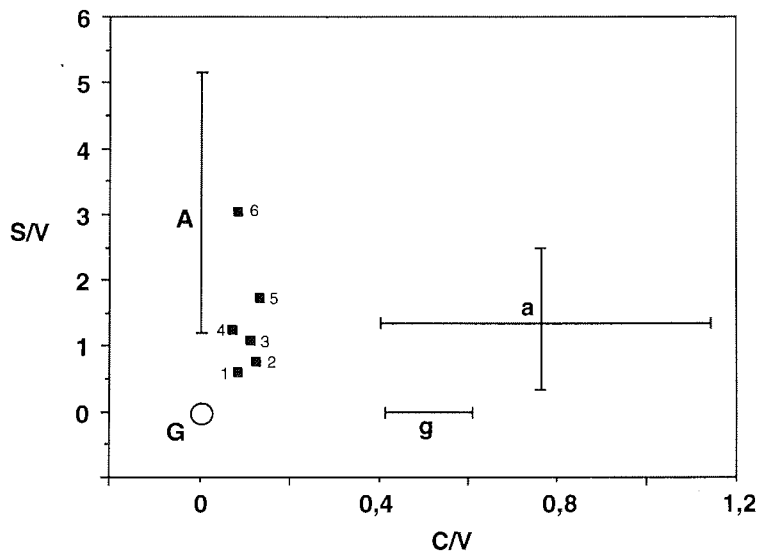


Abb. 72: Die Ergebnisse der Ligninuntersuchung in einer S/V- gegen C/V-Korrelation. Die Balken geben einen Bereich an, in dem Werte von holzigen Angiospermenpartikeln (A), nichtholzigen Angiospermenpartikeln (a), holzigen Gymnospermenpartikeln (G) und nichtholzigen Gymnospermenpartikeln (g) liegen (nach Hedges & Mann 1979a; 1 = 130-132 cm, 2 = 200-202 cm, 3 = 250-252 cm, 4 = 280-282 cm, 5 = 398-400 cm, 6 = 420-422 cm).

7. Diskussion

Es wird deutlich, daß die Proben in einem Mischbereich zwischen holzigen Angio- und Gymnospermenpartikel liegen, wobei eine Zunahme der Pflanzenteile von Gymnospermen zur Sedimentoberfläche deutlich wird. Es ist bekannt, daß Syringyl- und Cinnamylphenole gegenüber Vanillinphenolen bevorzugt abgebaut werden (Cowie pers. Mitt.). Dadurch kann es bei der Interpretation zu einer Überschätzung des Gymnospermenanteils kommen. Heute wachsen im Bereich der sibirischen Tundra als ligninrelevante Pflanzen überwiegend Zwerg- und Spaliersträucher (Ericaceen, *Salix polaris*), Zwergbirken (z.B. *Betula exilis*) und Seggen (*Carex stans*, Sommerkorn pers. Mitt.), die den Angiospermen zuzuordnen sind (Vogel & Angermann 1984, Walter & Breckle 1986). Da die Lena aber einen Einzugsbereich hat, der sich nicht nur auf die Tundra beschränkt, ist auch der sichtbare Einfluß von Gymnospermen (*Larix sibirica* und *Pinus sibirica*, sibirische Taiga; Walter & Breckle 1986) im Ligninsignal erklärbar. Hier wäre es sicherlich interessant, eine Pollenanalyse an den Sedimentproben durchzuführen. Diese würde Aufschluß über die Art der abgelagerten Pflanzen geben und einen eventuellen Wechsel in der Zufuhr des Pflanzenmaterials sowie ihres Herkunftsgebietes besser aufschlüsseln.

Eigene mikroskopische Untersuchungen an den Proben in Bezug auf den Anteil an Pflanzenmaterial und Kohlebruchstücken konnten nur an einer Probe bei 200 cm Kerntiefe durchgeführt werden, da die anderen Proben zu feinkörnig sind, um die Partikel anzusprechen. Die Grobfraktionsanalyse (> 40 µm) dieser Probe ergab, daß ca. 20 bis 30 % der Probe aus terrigenen, relativ frischen Pflanzenrückständen besteht, welche die hohen Ligningehalte der Probe erklären. In den anderen Proben liegen die organischen Partikel als feine, detritische Bruchstücke vor, die mit dem Lichtmikroskop nicht auflösbar waren.

Bei der Unterscheidung verschiedener Pflanzengruppen durch die Ligninphenole muß der Diageneseegrad der Sedimentproben berücksichtigt werden (Hedges et al. 1982, Ertel & Hedges 1984, Ertel & Hedges 1985). Eine Abschätzung des Diagenesegrades kann das Säure-Aldehyd-Verhältnis der Vanillinphenole $(Ac/Al)_V$ geben. Frische Pflanzenpartikel haben ein $(Ac/Al)_V$ -Verhältnis von 0,15. Im Vergleich zu Untersuchungen von Hedges & Ertel (1984), die für das $(Ac/Al)_V$ -Verhältnis von teilweise abgebauten Pflanzenpartikeln Werte von 0,33 bis 0,61 angeben, liegen die $(Ac/Al)_V$ -Werte der Sedimentproben wesentlich höher (0,36 bis 7,89). Die sehr hohen Werte, der mehr marin beeinflussten Proben, sind aus der Literatur nicht bekannt. Diese vier Proben zeichnen sich durch einen sehr geringen Gehalt an Vanillinphenolen aus. Deshalb ist hier eine Interpretation des $(Ac/Al)_V$ -Verhältnisses schwierig. Generell wird angenommen, daß ein großer Anteil der organischen Substanz nicht aus frischen Pflanzenteilen, sondern aus Kohlepartikeln unterschiedlichster Diagenesestadien besteht. Dies wird durch hohe T_{max} -Werte der Pyrolyse gestützt, die zwischen 480 und 500 °C liegen. Als Herkunft dieser Kohlepartikel könnte die Lena, die riesige Mengen an Suspensionsfracht auf die Schelfe transportiert, eine entscheidende Rolle spielen (vgl. Kap. 7.3.). Die Lena fließt durch Gebiete, in denen sowohl Braunkohlen als auch Steinkohlen anstehen und hat somit die Möglichkeit, große Mengen an kohligem Substanzen auf die Schelfe zu transportieren (Abb. 73). Damit ist es fraglich, ob die oben angeführte Einteilung in verschiedene Pflanzengruppen überhaupt sinnvoll ist, oder ob das eingetragene Material so

7. Diskussion

stark diagenetisch überprägt ist, daß hierüber keine Aussage mehr möglich ist.

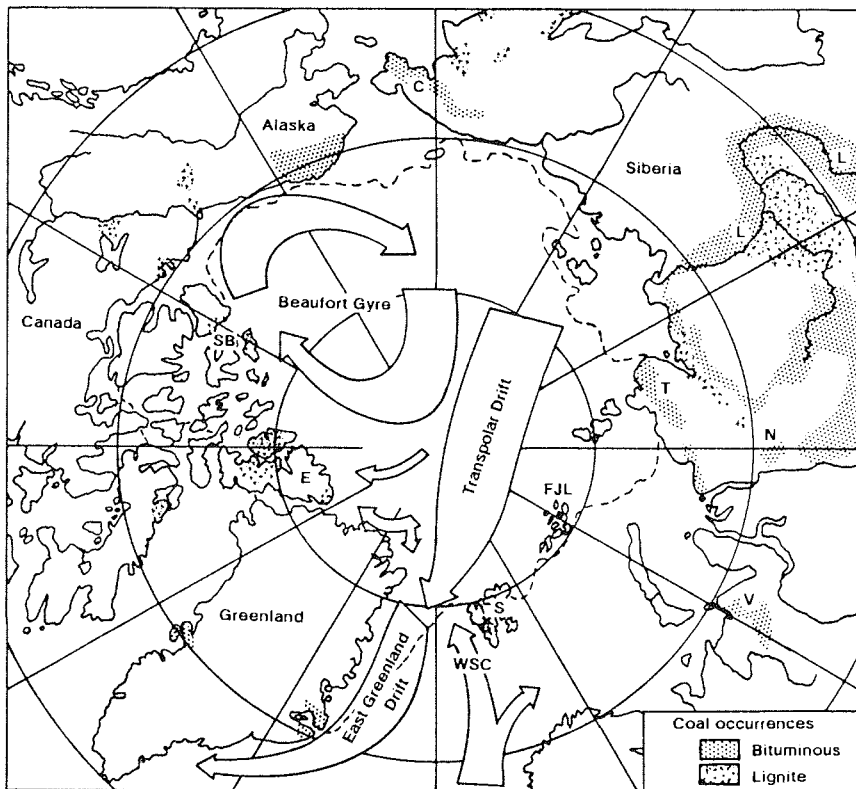


Abb. 73: Karte der Kohlevorkommen in den angrenzenden Gebieten des Arktischen Ozeans. (Bituminous = Braunkohle, Lignite = Steinkohle, L = Lena; nach Anon 1978, aus Bischof 1990)

Nach Ertel & Hedges (1984) kann man die Alteration des Lignins an der Umwandlung der Seitenketten nach folgender Gleichung abschätzen:

$$\% \text{ Alteration} = 74 - (100 - \% \text{Ketone}) \times (1 + (AC/AI)_v)^{-1} \quad (14)$$

Damit ergibt sich ein Ligninabbau in den Proben von 22 bis 64 % (Tab. 14), wobei der Abbau in den beiden oberen Proben (130 und 200 cm Kerntiefe) wesentlich geringer als in den tieferen Proben ist. Der relativ große Unterschied des Gehältes an Ligninphenolen zwischen den oberen zwei Proben und den unteren vier Proben ist aber sicherlich nicht auf einen Abbau der Phenole zurückzuführen, sondern, wie oben erwähnt, auf einen verschiedenen Ursprung des Materials. Dies läßt sich aus der Tatsache ableiten, daß,

7. Diskussion

unter Einbeziehung der Abbauraten, ein Zurückrechnen auf den ursprünglichen Phenolgehalt trotzdem einen wesentlich höheren Phenolgehalt in den oberen zwei Proben ergibt und damit ein höherer Eintrag terrigener Substanz in diesen anzunehmen ist (Tab. 14).

Tab. 14: Abschätzung des Abbaus der Phenole, der gemessene Phenolgehalt (Λ_{gem}) und die berechneten Phenolgehalte vor dem Abbau (Λ_{ber})

Probe	% Abbau	Λ_{gem}	Λ_{ber}
130-132	24	0,32	0,42
200-202	22	0,26	0,33
250-252	51	0,04	0,08
280-282	64	0,04	0,11
398-400	54	0,05	0,11
420-422	42	0,08	0,14

Auch in Abbildung 74 kommt der Unterschied der Proben bezüglich ihrer marinen bzw. terrigenen Beeinflussung durch die Korrelation des Ligningehaltes mit den langkettigen n-Alkanen (C_{27} , C_{29} , C_{31}) zum Ausdruck.

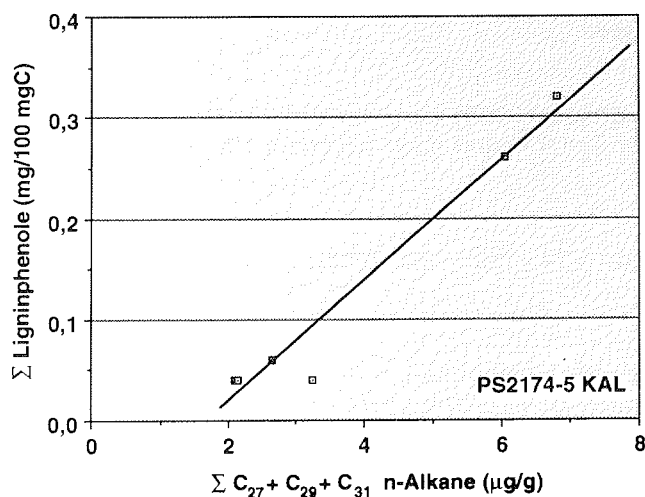


Abb. 74: Korrelation der Summe der Ligninphenole ausgewählter Proben aus dem Kern PS2174-5 mit den Gehalten an langkettigen n-Alkanen.

7. Diskussion

Aus Abbildung 75 wird deutlich, daß es keine Korrelation des Ligningehaltes mit den gemessenen $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werten der untersuchten Proben gibt. Die Proben mit geringem Ligningehalt und damit einem höheren marinen Einfluß haben $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte von -24.0 bis -25.5 ‰ PDB. Diese sind für rein marines Plankton, für welches Werte von -19 bis -20 ‰ PDB angegeben werden, viel zu leicht (vgl. O'Leary 1981, 1988, Degens et al. 1968). Damit ist das gemessene Isotopensignal einerseits als Mischsignal von mariner und terrigener organischer Substanz zu deuten, andererseits muß ein erhöhter Einbau von leichten Kohlenstoffisotopen in marine organische Organismen beachtet werden. Der vermehrte Einbau von ^{12}C unter kalten Wachstumsbedingungen, der zu einem leichteren $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Wert führen kann und eine Zuordnung der organischen Substanz erschwert, ist von mehreren Autoren beschrieben worden (Fontugne 1983, Fischer 1989).

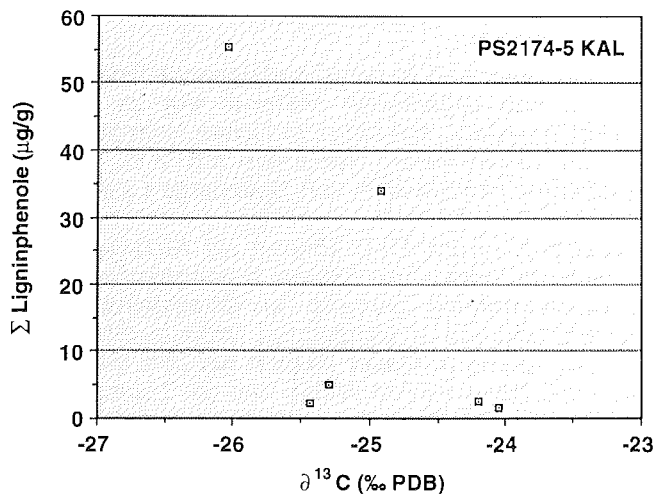


Abb. 75: Korrelation der Summe der Ligninphenole ausgewählter Proben des Kerns PS2174-5 mit den Kohlenstoffisotopen der organischen Substanz ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$).

8. Schlußfolgerungen

Die Klimazyklen im Arktischen Ozean werden durch den variierenden Gehalt an organischem Kohlenstoff und der Zusammensetzung der organischen Substanz widerspiegelt.

Die organische Substanz im Arktischen Ozean besteht zum größten Teil aus von den umgrenzenden Schelfgebieten eingetragenen terrigenem organischem Material. In den Interglazialstadien 7, 5 und im Holozän deuten ein höherer Anteil an Foraminiferen, Coccolithen, Ostracoden und Schwammnadeln auf eine höhere marine Produktion hin.

Das Holozän wird durch eine erhöhte Produktivität an mariner organischer Substanz repräsentiert. Sehr niedrige Wasserstoffindex-Werte zeigen aber die Dominanz des terrigenen organischen Materials an. Damit scheint es sich von den anderen Interglazialen (7 und 5), die eine geringere terrigene organische Zufuhr aufweisen, zu unterscheiden.

Eine Modellrechnung zeigt, daß in den Oberflächensedimenten des zentralen Arktischen Ozeans das organische Material nur zu 2 % aus mariner organischer Substanz besteht. Auf dem nördlichen Yermak-Plateau steigt der Anteil der marinen organischen Substanz auf 7 %, im Einstrom des Westspitzbergenstromes nordwestlich von Spitzbergen auf 16 % an.

Kurzkettige n-Alkane (C_{17} und C_{19}) können als Anzeiger für eine erhöhte marine Produktivität im Arktischen Ozean herangezogen werden. Hierbei finden sich deutlich höhere Gehalte in Oberflächensedimenten des Lomonosov-Rückens und des angrenzenden Makarov-Beckens. Dies deutet auf geringere Eisbedeckung in dieser Region hin und wird mit dem Eisdrift-Muster, welches durch den Beaufort-Wirbel und die Transpolar-Drift bestimmt wird, in Verbindung gebracht. Die höheren Gehalte an kurzkettigen n-Alkanen werden auch im Stadium 2 und 3 beobachtet und könnten ein Hinweis auf ähnliche Eisdriftmuster in diesen Zeiträumen sein.

Langkettige n-Alkane (C_{27} , C_{29} , C_{31}) können nicht zur Quantifizierung des terrigenen organischen Materials verwendet werden. Dies hängt mit dem geringen Anteil der langkettigen n-Alkane am gesamten terrigenen organischen Material zusammen, so daß diese für das terrigene organische Material nicht repräsentativ erscheinen.

Lignin eignet sich als ein Tracer für terrigenes organisches Material im Arktischen Ozean und kann zu einer Unterscheidung von mehr terrigen bzw. mehr marin beeinflussten Kernabschnitten angewendet werden. Weitere Untersuchungen könnten zur Feststellung der Herkunftsgebiete des organischen Materials in den Sedimenten beitragen.

Alkenonuntersuchungen im zentralen Arktischen Ozean scheitern an der geringen Konzentration der Alkenone. In den Randgebieten des Arktischen Ozeans ist es notwendig, neue Eichreihen für eine Temperaturbestimmung des Oberflächenwassers zu erstellen.

9. Literaturverzeichnis

- Aagaard, K. (1981). On the deep circulation in the Arctic Ocean. - *Deep-Sea Res.* 28A (3) : 251-268.
- Aagaard, K. (1989). A synthesis of the Arctic Ocean Circulation. - *Rapp. P. v. Reun. Cons. Int. Explor. Mer.* 188 : 11-22.
- Aagaard, K. & Carmack, E. C. (1989). The Role of Sea Ice and Other Fresh Water in the Arctic Circulation. - *J. Geophys. Res.* 94 (C10) : 14485-14498.
- Aagaard, K., Foldvik, A. & Hillman, S. R. (1987). The West Spitsbergen Current: Disposition and water mass transformation. - *J. Geophys. Res.* 92 (C4) : 3778-3784.
- Aagaard, K., Swift, J. H. & Carmack, E. C. (1985). Thermohaline Circulation in the Arctic Mediterranean Sea. - *J. Geophys. Res.* 90 (C3): 4833-4846.
- Abelmann, A. (1992). Diatom assemblages in Arctic sea ice - indicator for ice drift pathways. - *Deep Sea Res.* 39 (2) : 525-538.
- Alexander, V. (1974). Primary productivity regimes of the nearshore Beaufort Sea, with reference to potential roles of ice biota.- In: Reed, C. & Sater, J. E. (Eds.), *The coastal Shelf of the Beaufort Sea.* - Calgary, Alberta (Arctic Institute of North America) : 609-632.
- Andersen, N. (1992). Charakterisierung von Produktionssystemen mit Biomarkern.- In: Bericht des Graduierten Kollegs Stoff-Flüsse in marinen Geosystemen. Berichte Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen 30 : 106-115.
- Andersen, O. G. N. (1989). Primary Production, Chlorophyll, Light, and Nutrients Beneath the Arctic Sea Ice.- In: Herman, Y. (Ed.), *The Arctic Seas.* - New York (Van Nostrand Reinhold): 147-193.
- Anderson, L. G., Jones, E. P., Koltermann, K. P., Schlosser, P., Swift, J. H. & Wallace, D. W. R. (1989). The first oceanographic section across the Nansen Basin in the Arctic Ocean. - *Deep-Sea Res.* 36 (3): 475-482.
- Anderson, L. G., Björk, G., Holby, O., Jones, E. P., Kattner, G., Koltermann, K. P., Liljeblad, B., Lindegren, R., Rudels, B. & Swift, J. (1994a). Water Masses and Circulation in the Eurasian Basin: Results from the Oden 91 North Pole Expedition. - *J. Geophys. Res.* 99 (C2): 3273-3283.
- Anderson, L. G., Olsson, K. & Skoog, A. (1994b). Distribution of Dissolved Inorganic and Organic Carbon in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean.- In: Muench, R. & Johanessen, O. M. (Eds.), *The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment.* - 85. Washington, D.C. (American Geophysical Union).525pp.
- Anon (1978): *Polar Regions Atlas.* - (Foreign Assessment Center, Central Intelligence Agency).
- ARCCS Workshop Steering Committee (1990). *Arctic system science: ocean-atmosphere-ice interactions.* - Lake Arrowhead Workshop Report. JOI Inc., Washington D.C. : 132pp.
- Arthur, M. A. & Schlanger, S. O. (1979). Cretaceous "Oceanic Anoxic Events" as casual factors in development of reef-reservoired giant oil fields. - *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 63 : 870-885.
- Bard, E. (1988). Correction of accelerator mass spectrometry ¹⁴C ages measured in planktonic Foraminifera: Paleoceanographic implications. - *Paleoceanogr.* 3 : 635-645.

9. Literaturverzeichnis

- Bard, E., Hamelin, B., Fairbanks, R. G. & Zindler, A. (1990). Calibration of the ^{14}C timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals. - *Nature* 345 : 405-410.
- Bard, E., Labeyrie, L., Arnold, M., Labracherie, M., Pichon, J.-J., Duprat, J. & Duplessy, J.-C. (1989). AMS- ^{14}C ages measured in deep sea cores from the Southern Ocean: Implications for sedimentation rates during isotope stage 2. - *Quat. Res.* 31 : 309-317.
- Barnes, P. W., Reimnitz, E. & Fox, D. (1982). Ice rafting of fine-grained sediment, a sorting and transport mechanism, Beaufort Sea, Alaska. - *J. Sed. Pet.* 52 (2): 493-502.
- Barrick, R. C., Furlong, E. T. & Carpenter, R. (1984). Hydrocarbon and azaarene markers of coal transport to aquatic sediments. - *Environ. Sci. Technol.* 18 : 846-854.
- Barry, R. G. (1984). The Present Climate of the Arctic Ocean and Possible Past and Future States. - In: Herman, Y. (Ed.), *The Arctic Seas*. - New York (Van Nostrand Reinhold): 1-46.
- Baumann, K. H., Lackschewitz, K. S., Mangerud, J., Spielhagen, R. F., Wolf-Welling, T. C. W., Henrich, R. & Kassens, H. (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. & Thiede, J. (Eds.), *Geological History of the Polar Oceans: Arctic Versus Antarctic*. - (Kluwer Academic Publishers) : 437-445.
- Bennett, J. T. & Carpenter, R. (1979). Concentrations and Temporal Variations of ^{210}Po , ^{210}Pb , and Al in the Surf Zone Ecosystem of Copalis Beach, Washington. - *Estuarine and Coastal Marine Science* 8 : 127-140.
- Berger, W. H., Smetacek, V. & Wefer, G. (1989a). *Productivity of the Ocean: Present and Past*. - *Life Sci. Res. Rep.* 44: New York (Wiley & Sons). 471pp.
- Berger, W. H., Smetacek, V. S. & Wefer, G. (1989b). Ocean productivity and paleoproductivity - an overview. - In: Berger, W. H., Smetacek, V. & Wefer, G. (1989). *Productivity of the Ocean: Present and Past*. *Life Sci. Res. Rep.* 44. New York (Wiley & Sons) : 1-34.
- Bergmann, U. (1995). Interpretation digitaler Parasound-Echolot Aufzeichnungen im östl. Arktischen Ozean auf der Grundlage physikalischer Sedimenteigenschaften. - *Ber. zur Polarforschung im Druck*.
- Bergsten, H. (1994). Recent benthic foraminifera of the transect from the North Pole to the Yermak Plateau, eastern central Arctic Ocean. - In: Thiede, J., Vorren, T. O. & Spielhagen, R. F. (Eds.), *Marine Geology* 119 : 251-267.
- Berner, R. A. (1984). Sedimentary pyrite formation: An update. - *Geochim. Cosmochim. Acta* 48 : 605-615.
- Berner, R. A. (1989). Biogeochemical cycles of carbon and sulfur and their effect on atmospheric oxygen over Phanerozoic time. - *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* 75 : 97-122.
- Beyer, H. & Walter, W. (1981). *Lehrbuch der organischen Chemie*. - Stuttgart (Hirzel). 943pp.
- Bischof, J., Koch, J., Kubisch, M., Spielhagen, R. F. & Thiede, J. (1990). Nordic Seas surface ice drift reconstructions: evidence from ice rafted coal fragments during oxygen isotope stage 6. - *Geol. Soc. Spec. Publ.* 53 : 235-251.

9. Literaturverzeichnis

- Blank, M., Leinen, M. & Prodepero, J. M. (1985). Major asian eolian inputs indicated by the mineralogy of aerosols and Sediments in the western North Pacific. - *Nature* 314 : 84-86.
- Blumer, M., Gordon, J., Robertson, J. C. & Sass, J. (1969). Phytol derived C19 di and triolefinic hydrocarbons in marine zooplankton and fishes. - *Biochemistry* 8 : 4067-4074.
- Blumer, M., Guillard, R. R. L. & Chase, T. (1971). Hydrocarbons of marine phytoplankton. - *Marine Biology* 8 : 183-189.
- Blumer, M., Mullin, M. M. & Thomas, D. E. (1963). Pristane in zooplankton. - *Science* 140 : 974-977.
- Bonn, W. (1995). Spätquartäre Produktivitätsänderungen am antarktischen Kontinentalhang, atlantischer Sektor. Ber. zur Polarforschung im Druck.
- Boon, J. J., Rijpstra, W. I. C., de Lange, F., de Leeuw, J. W., Yoshioka, M. & Shimizu, Y. (1979). Black Sea sterol - a molecular fossil for dinoflagellate blooms. - *Nature* 277 : 125-127.
- Boon, J. J., van der Meer, F. W., Schuyf, P. J. W., de Leeuw, J. W., Schenk, P. A. & Burlingame, A. L. (1978). In: (Eds.), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 38,39,40,41. Washington (U.S. Government Printing Office) : 627-637.
- Brassell, S. C. (1993). Application of Biomarkers for Delineation Marine Paleoclimatic Fluctuations during the Pleistocene.- In: Engel, M. H. & Macko, S. A. (Eds.), *Organic Geochemistry*. New York (Plenum Press) : 699-733.
- Brassell, S. C. & Eglinton, G. (1983). The potential of organic geochemical compounds as sedimentary indicators of upwelling.- In: Suess & Thiede (Eds.), *Coastal Upwelling: its sedimentary record*. Nato Conference Series IV: Marine Sciences. A. New York (Plenum Press) : 545-571.
- Brassell, S. C. & Eglinton, G. (1984). Lipid indicators of microbial activity in marine sediments.- In: Hobbie, J. E. & Williams, P. J. (Eds.), *Heterotrophic activity in the Sea*. New York (Plenum Press) : 481-503.
- Brassell, S. C., Eglinton, G. & Howell, V. J. (1987). Paleoenvironmental assessment for marine organic rich sediments using molecular organic geochemistry.- In: Fleet, A. J. & Brooks, J. (Eds.), *Marine Petroleum Source Rocks*. Geol. Soc. Spec. Publ. 26. London (Blackwell Scientific) : 79-98.
- Brassell, S. C., Eglinton, G., Marlowe, I. T., Pflaumann, U. & Sarnthein, M. (1986). Molecular stratigraphy: a new tool for climatic assessment. - *Nature* 320 : 129-133.
- Brassell, S. C., Eglinton, G., Maxwell, J. R. & Philip, R. P. (1978). Natural background of alkanes in the aquatic environment.- In: Hutzinger, O., Lelyveld, I. H. & Zoetman, B. C. J. (Eds.), *Aquatic Pollutants: Transformation and Biological Effects*. - (Pergamon Press) : 69-86.
- Brassell, S. C., Maxwell, J. R. & Eglinton, G. (1981). Preliminary lipid analyses of two Quaternary sediments from the Middle America Trench, southern Mexico transect.- In: (Eds.), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. - 66. Washington D.C. (U.S. Government Printing Office) : 557-580.
- Bray, E. E. & Evans, E. D. (1961). Distribution of n-paraffins as a clue to recognition of source beds. - *Geochim. Cosmochim. Acta* 22 : 2-15.

9. Literaturverzeichnis

- 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.
- Burges, N. A., Hurst, H. M. & Walkden, B. (1964). The phenolic constituents of humic acid and their relation to the lignin of the plant cover. - *Geochim. Cosmochim. Acta* 3 : 1547-1554.
- Bursa, A. S. (1961). The annual oceanographic cycle at Igloodok in the Canadian Arctic. 2. The phytoplankton. - *J. Fish. Res. Board Can.* 18 : 563-615.
- Calvert, S. E. (1987). Oceanographic controls on the accumulation of organic matter in marine sediments.- In: Brooks, J. & Fleet, A. J. (Eds.), *Marine Petroleum Source Rocks*. - 26. (Geological Society) : 137-151.
- Calvert, S. E. (1990). Geochemistry and Origin of the Holocene Sapropel in the Black Sea.- In: Ittekkot, V., Kempe, S., Michaelis, W. & Spitz, A. (Eds.), *Facets of Modern Biogeochemistry*. - (Springer-Verlag) : 326-352.
- Calvert, S. E. & Fontugne, M. R. (1987). Stable carbon isotopic evidence for the marine origin of the organic matter in the Holocene Black Sea Sapropel. - *Chem. Geol.* 66 : 315-322.
- Calvert, S. E. & Pedersen, T. F. (1993). Geochemistry of Recent oxic and anoxic marine sediments: Implications for the geological record. - *Marine Geology* 113 : 67-88.
- Chappell, J. & Shackleton, N. J. (1986). Oxygen isotopes and sea level. - *Nature* 324 : 137-140.
- CIA (Central Intelligence Agency) (1978). *Polar Regions Atlas*. Washington.
- Clark, R. C. (1966). Saturated hydrocarbons in marine plants and sediments. Dissertation, Department of Geology and Geophysics M.I.T.
- Clark, R. C. & Blumer, M. (1967). Distribution of n-paraffins in Marine organism and Sediment. - *Limnol. Oceanogr.* 12 : 79-87.
- CLIMAP (1976). The surface of the ice-age earth. - *Science* 191 : 1131-1144.
- Codispoti, L. A., Friederich, G. E., Sakamoto, C. M. & Gordon, L. I. (1991). Nutrient cycling and primary production in the marine systems of the Arctic and Antarctic. - *J. of Marine Systems* 2 : 359-384.
- Coles, R. L., Hannaford, W. & Haines, G. V. (1978). Magnetic anomalies and the evolution of the Arctic. - *Publication of the Earth Physics Branch* 45 : 51-66.
- Colony, R. & Thorndike, A. S. (1984). An estimate of the mean field of Arctic sea ice motion. - *J. Geophys. Res.* 89 : 10623-10639.
- Colony, R. & Thorndike, A. S. (1985). Sea ice motion as a drunkard's walk. - *J. Geophys. Res.* 90 : 965-974.
- Cranwell, P. A. (1982). Lipids of aquatic sediments and sedimenting particulates. - *Prog. Lipid Res.* 21 : 271-308.
- Cranwell, P. A. (1985). Long-chain unsaturated ketones in recent lacustrine sediments. - *Geochim. Cosmochim. Acta* 49 : 1545-1551.
- Cronin, T. M., Holtz, J., T.R. & Whatley, R. C. (1994). Quaternary paleoceanography of the deep Arctic Ocean based on quantitative analysis of Ostracoda.- In: Thiede, J., Vorren, T. O. & Spielhagen, R. F. (Eds.), *Marine Geology* 119 : 305-332.

9. Literaturverzeichnis

- de Leeuw, J. W., van der Meer, F. W. & Rijpstra, W. I. C. (1980). On the occurrence and structural identification of long-chain unsaturated ketones and hydrocarbons in sediments.- In: Douglas, A. G. & Maxwell, J. R. (Eds.), *Advances in Organic Geochemistry 1979*. - Oxford (Pergamon Press) : 211-217.
- Dean, W. E., Arthur, M. A. & Claypool, G. E. (1986). Depletion of ^{13}C in Cretaceous Marine Organic Matter: Source, Diagenetic, or Environmental Signal? - *Marine Geology* 70 : 119-157.
- Degens, E. T. (1969). Biogeochemistry of stable carbon isotopes.- In: Eglinton, G. & Murphy, M. T. J. (Eds.), *Organic Geochemistry*. - New York (Elsevier): 304pp.
- Degens, E. T., Behrendt, M., Gotthard, B. & Reppmann, E. (1968). Metabolic fractionation of carbon isotopes in marine plankton. II. Data on samples collected off the coast of Peru and Ecuador. - *Deep-Sea Res.* 15 : 11-20.
- Deines, P. (1980). The isotope composition of reduced organic carbon.- In: Fritz, P. & Fontes, J. C. (Eds.), *Handbook of environmental isotope geochemistry 1*. - Amsterdam (Elsevier science publishers B.V.) : 329-406.
- Demaison, G. J. & Moore, G. T. (1980). Anoxic environments and oil source bed genesis. - *Org. Geochem.* 2 : 9-31.
- DeMaster, D. J. (1981). The supply and accumulation of silica in the marine environment. - *Geochim. Cosmochim. Acta* 45 : 1715-1732.
- Deming, J. W. & Baross, J. A. (1993). The early diagenesis of organic matter: Bacterial activity.- In: Engel, M. H. & Macko, S. A. (Eds.), *Organic Geochemistry*. - New York (Plenum Press) : 119-144.
- Didyk, B. M., B.R.T., S., Brassell, S. C. & Eglinton, G. (1978). Organic geochemical indicators of palaeoenvironmental conditions of sedimentation. - *Nature* 272 : 216-222.
- Duplessy, J. C. (1978). Isotope studies.- In: Gribbin, J. (Ed.), *Climatic change*. - London (Cambridge University Press) : 594-598.
- Eggers, J. (1994). Charakterisierung des Eintrages von organischen Substanzen anhand von Markerverbindungen in marinen Ökosystemen. - unveröff. Diplomarbeit, Universität Bremen. 68 pp.
- Eglinton, G. & Hamilton, R. J. (1963). The distributions of alkanes.- In: Swain, T. (Eds.), *Chemical Plant Taxonomy*. - New York (Academic Press) : 187-217.
- Eglinton, G., Maxwell, J. R. & Philip, R. P. (1975). Organic geochemistry of sediments from contemporary aquatic environments.- In: Tissot, B. & Bierner, F. (Eds.), *Advances in Organic Geochemistry* : 941-961.
- Eicken, H., Alexandrov, V., Bogdanov, V., Martin, T., Reimnitz, E. & Syrtsov, S. (1994). Iceberg Observations.- In: Fütterer, D. K. (Ed.), *Die Expedition ARCTIC'93. Der Fahrtabschnitt ARK-IX/4 mit FS "Polarstern" 1993*. Ber. zur Polarforschung 149 : 76-78.
- Elverhøi, A. & Solheim, A. (1983). The Barents Sea ice-sheet a sedimentological discussion. - *Polar Res.* 1 : 23-42.
- Emerson, S. & Hedges, J. I. (1988). Processes controlling the organic carbon content of open ocean sediments. - *Paleoceanogr.* 3 (5): 621-634.
- Emery, K. O. & Auprey, D. G. (1991). Sea levels, land levels and tide gauges. - New York (Springer-Verlag). 237pp.
- Emery, K. O. & Uchupy, E. (1984). *The geology of the Atlantic Ocean*. - New York (Springer-Verlag). 1050pp.

9. Literaturverzeichnis

- Ertel, J. R. & Hedges, J. I. (1984a). The lignin component of humic substances: distribution among soil and sedimentary humic, fulvic and base-insoluble fractions. - *Geochim. Cosmochim. Acta* 48 : 2065-2074.
- Ertel, J. R., Hedges, J. I. & Perdue, E. M. (1984b). Lignin Signature of Aquatic Humic Substances. - *Science* 223 : 485-487.
- Ertel, J. R. & Hedges, J. I. (1985). Sources of sedimentary humic substances: Vascular plant debris. - *Geochim. Cosmochim. Acta* 49 : 2097-2107.
- Espitalie, J., Laporte, J. L., Madec, M., Marquis, F., Leplat, P., Paulet, J. & Boutefeu, A. (1977). Methode rapide de caracterisation des roches meres de leur petrolier et de leur degre d'evolution. - *Rev.Inst.Franc.Petrol.* 32 : 22-42.
- Espitalie, J., Marquis, F. & Barsony, I. (1984). Geochemical logging by the oil show analyzer. - *Analytical pyrolysis techniques and applications*, London (Butterworth) : 267-304.
- Farrimond, P., Eglinton, G. & Poynter, J. G. (1990). A molecular stratigraphic study of Peru margin Sediments, HOLE 686B, LEG 112¹. - *Proc. ODP Sci. Results* 112 : 539-546.
- Farrington, J. W. & Tripp, B. W. (1977). Hydrocarbons in western North Atlantic surface sediments. - *Geochim. Cosmochim. Acta* 41 : 1627-1641.
- Faure, G. (1977). *Principles of isotope geology*. - (Wiley & Sons). 464pp.
- Ferguson, W. S., Griffin, J. J. & Goldberg, E. D. (1970). Atmospheric dusts from the North Pacific: A short note on long range eolian transport. - *J. Geophys. Res.* 75 : 1137-1139.
- Fischer, G. (1989). Stabile Kohlenstoff-Isotope in partikulärer organischer Substanz aus dem Südpolarmeer (Atlantischer Sektor). - *Berichte Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen* 5: 161pp.
- Fontugne, M. (1983). Les isotopes stables du carbone organique dans l'océan. Applications a la paleoclimatologie. - (Universite de Paris-Sud, Centre d'Orsay). 224pp.
- Fontugne, M. R. & Duplessy, J.-C. (1981). Organic carbon isotopic fractionation by marine plankton in the temperature range -1 to 31 °C. - *Oceanologica Acta* 4 (1) : 85-90.
- Forman, S. L. (1990). Post-glacial relative sea-level history of northwestern Spitsbergen, Svalbard. - *Geological Society of American Bulletin* 102 : 1580-1590.
- Frederichs, T. (1994). Regionale und altersabhängige Variation gesteinsmagnetischer Parameter in marinen Sedimenten der Arktis. *Ber. zur Polarforschung* 164. 212pp.
- Fütterer, D. K. (1994). Die Expedition ARCTIC '93. Der Fahrtabschnitt ARK-IX/4 mit FS "Polarstern" 1993. - *Ber. zur Polarforschung* 149. 244pp.
- Fütterer, D. K. (1992): ARCTIC '91: The Expedition ARK-VIII/3 of RV "Polarstern" in 1991. - *Ber. zur Polarforschung* 107. 267pp.
- Gagosian, R. B. & Peltzer, E. T. (1986). The importance of atmospheric input of terrestrial organic material to deep sea sediments.- In: Leythäuser, D. & Rullkötter, J. (Eds.), *Advances in Organic Geochemistry 1985*. - *Org. Geochemistry* 10 : 661-669.
- Gard, G. (1988). Late Quaternary calcareous nannofossil biochronology and paleo-oceanography of Arctic and subarctic seas. - *Medd. Stockholms Univ. Geol. Inst.* 275 : 45pp.
- Gard, G. (1993). Late Quaternary coccoliths at the North Pole: Evidence of ice free conditions and rapid sedimentation in the central Arctic Ocean. *Geology* 21 : 227-230.

9. Literaturverzeichnis

- Gard, G. & Backman, J. (1990). Synthesis of Arctic and Sub-Arctic Coccolith Biochronology and History of North Atlantic Drift Water Influx during the last 500.000 Years.- In: Bleil, U. & Thiede, J. (Eds.), Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. NATO ASI Series C. - 308. Dordrecht (Kluwer Academic Publishers) : 417-436.
- Gardner, S. W. & Menzel, D. W. (1974). Phenolic aldehydes as indicators of terrestrially derived organic matter in the sea. - *Geochim. Cosmochim. Acta.* 38 : 813-822.
- Gierloff-Emden, H. G. (1982). *Das Eis des Meeres.*- Berlin (Walter de Gruyter): 767-940.
- Gladrow, D. W. (1994). The Ocean as Part of the Global Carbon Cycle. - *ESPR-Environ. Sci. & Pollut. Res.* 1 (2) : 99-106.
- Gloersen, P., Campbell, W. J., Cavalieri, D. J., Comiso, J. C., Parkinson, C. L. & Zwally, H. J. (1992). Arctic and Antarctic Sea Ice, 1978-1987: Satellite Passive-Microwave Observations and Analysis. - Washington, D.C. 290pp.
- Goldhaber, M. B. & Kaplan, I. R. (1974). The sulfur cycle.- In: Goldberg, E. D. (Eds.), *The Sea.* - 5. New York (Wiley, J.) : 569-655.
- Goni, M. A., Nelson, B., Blanchette, R. A. & Hedges, J. I. (1993). Fungal degradation of wood lignins: Geochemical perspectives from CuO-derived phenolic dimers and monomers. - *Geochim. Cosmochim. Acta* 57 : 3985-4002.
- Gordienko, P. A. & Laktionov, A. F. (1969). Circulation and physics of the Arctic Basin waters.- In: (Eds.), *Ann. International Geophys. Year.* - 46. New York (Oceanogr. Pergamon) : 94-112.
- Grantz, A., Eittreim, S. & Whitney, O. T. (1981). Geology and physiography of the continental margin north of Alaska and implications for the origin of the Canada Basin.- In: Churkin, M., Nairn, A. & Stehli, F. (Eds.), *The oceans basin and margins 5.* (Plenum Press) : 439-492.
- Grasshoff, K., Ehrhardt, M. & Kremling, K. (1983). *Methods of Seawater Analysis.* - Weinheim (Verlag Chemie). 417 pp.
- Grosswald, M. G. (1988). An Antarctic-style ice sheet in the Northern Hemisphere: Toward a new global glacial theory. - *Polar Geography and Geology* 12 : 239-267.
- Hargrave, B. T., Bodungen, B., Stoffyn-Egli, P. & Mudis, P. J. (1994). Seasonal variability in particle sedimentation under permanent ice cover in the Arctic Ocean. - *Continental Shelf Research* 14 : 279-293.
- Harwood, J. L. & Russell, N. J. (1984). *Lipids in Plants and Microbes.* - London (Allen and Unwin).
- Hatch, J. R. & Leventhal, J. S. (1992). Relationship between inferred redox potential of the depositional environment and geochemistry of the Upper Pennsylvanian (Missourian) Stark Shale Member of the Dennis Limestone, Wabaunsee County, Kansas, U.S.A. - *Chem. Geology* 99 : 65-82.
- Haven ten, H. L., de Leeuw, J. W., Rullkötter, J. & Sinninghe Damste, J. S. (1987). Restricted utility of the pristane/phytane ratio as a palaeoenvironmental indicator. - *Nature.* 330 : 641-643.
- Hayes, J. M., Freeman, K. H., Popp, B. N. & Hoham, C. H. (1990). Compound-specific isotopic analyses: A novel tool for reconstruction of ancient biogeochemical processes. - *Org. Geochem.* 16 : 1115-1128.

9. Literaturverzeichnis

- Hayes, J. M., Popp, B. N., Takigiku, R. & Johnson, M. W. (1989). An isotopic study of biogeochemical relationships between carbonates and organic carbon in the Greenhorn Formation. - *Geochim. Cosmochim. Acta* 53 : 2961-2972.
- Hebbeln, D. (1991). Spätquartäre Stratigraphie und Paläozeanographie in der Fram-Straße. - *Berichte Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen* 22 : 174pp.
- Hebbeln, D. & Wefer, G. (1991). Effects of ice-rafted material on sedimentation in the Fram Strait. - *Nature* 350 : 409-411.
- Hebbeln, D., Dokken, T., Andersen, E. S., Hald, M. & Elverhøi, A. (1994). Moisture supply for northern ice-sheet growth during the Last Glacial Maximum. - *Nature* 370 : 357-360.
- Hedges, J. I., Blanchette, R. A., Weliky, K. & Devol, A. H. (1988). Effects of fungal degradation on the CuO oxidation products of lignin: A controlled laboratory study. - *Geochem. Cosmochim. Acta* 52 : 2717-2726.
- Hedges, J. I., Clark, W. A. & Cowie, G. L. (1988). Fluxes and reactivities of organic matter in a coastal marine bay. - *Limnol. Oceanogr.* 33 (5): 1137-1152.
- Hedges, J. I., Clark, W. A., Quay, P. D., Richey, J. E., Devol, A. H. & Santos, U. D. M. (1986). Composition and fluxes of particulate organic material in the Amazon River. - *Limnol. Oceanogr.* 31 : 717-738.
- Hedges, J. I., Ertl, J. R. & Leopold, E. B. (1982). Lignin geochemistry of a Late Quaternary sediment core from Lake Washington. - *Geochim. Cosmochim. Acta* 46 : 1869-1877.
- Hedges, J. I. & Mann, D. C. (1979a). The characterization of plant tissues by their lignin oxidation products. - *Geochim. Cosmochim. Acta* 43 : 1803-1809.
- Hedges, J. I. & Mann, D. C. (1979b). The lignin geochemistry of marine sediments from the southern Washington coast. - *Geochim. Cosmochim. Acta* 43 : 1809-1818.
- Hedges, J. I. & Parker, P. L. (1976). Land-derived organic matter in surface sediments from the Gulf of Mexico. - *Geochim. Cosmochim. Acta* 40 : 1019-1029.
- Hedges, J. I. & Prahl, F. G. (1993). Early Diagenesis: Consequences for Application of Molecular Biomarkers.- In: Engel, M. H. & Macko, S. A. (Eds.), *Organic Geochemistry*. - New York (Plenum Press) : 237-250.
- Heimdal, B. R. (1983). Phytoplankton and nutrients in the waters north-west of Spitsbergen in the autumn of 1979. - *J. Plankton Res.* 5 : 901-918.
- Henrich, R. (1989). Glacial/Interglacial Cycles in the Norwegian Sea: Sedimentology, Paleoceanography, and Evolution of Late Pliocene to Quaternary Northern Hemisphere Climate. - *Proc. ODP Sci. Results.* 104 : 189-232.
- Herman, A. W. (1983). Vertical distribution patterns of copepods, chlorophyll, and production in northeastern Baffin Bay. - *Limnol. Oceanogr.* 28 : 708-719.
- Hill, E. R., Grantz, A., May, S. D. & Smith, M. (1984). Bathymetric map of the Chukchi Sea: U.S. Geological Survey Miscellaneous Investigations Series Map I-1182-8, scale 1:1 000 000.

9. Literaturverzeichnis

- Hirche, H.-J., Baumann, M. E. M., Kattner, G. & Gradinger, R. (1991). Plankton distribution and the impact of copepod grazing on primary production in Fram Strait, Greenland Sea. - *J. of Marine Systems* 2 : 477-494.
- Hoefs, J. (1987). *Stable Isotope Geochemistry*. - Berlin (Springer Verlag). 237pp.
- Holland, H. D. (1984). *The Chemical Evolution of the Atmosphere and Oceans*. - Princeton (Princeton University Press).
- Hollerbach, A. (1985). *Grundlagen der organischen Geochemie*. - Berlin (Springer Verlag). 190pp.
- Hughes, T., Denton, G. H. & Grosswald, M. G. (1977). Was there a late-Würm Arctic ice sheet? - *Nature* 266 : 596-602.
- Hughes, T. J., Denton, G. H., Andersen, B. G., Schilling, D. H., Fastook, J. L. & Lingle, C. S. (1981). The last great ice sheets: a global view.- In: Denton, G. H., & Hughes, T. J. (Eds.), *The last great ice sheets*. - New York (Wiley-Interscience) : 263-317.
- Imbrie, J., Hays, J. D., Martinson, D. G., McIntyre, A., Mix, A. C., Morley, J. J., Pisias, N. G., Prell, W. L. & Shackleton, N. J. (1984). The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record.- In: Berger, A. L. et. al. (Eds.), *Milankovitch and Climate, Part I*. - 1. Dordrecht (D. Reidel Publ. Comp.) : 269-305.
- Jasper, J. P. & Gagosian, R. B. (1990). The sources and deposition of organic matter in the Late Quaternary Pigmy Basin, Gulf of Mexico. - *Geochim. Cosmochim. Acta*. 54 : 1117-1132.
- Jasper, J. P. & Hayes, J. M. (1990). A carbon isotope record of CO₂ levels during the late Quaternary. - *Nature* 347 (6292): 462-464.
- Johannessen, O. M. (1986). Brief overview of the physical oceanography. - In: Hurdle, B.G.(Ed.): *The Nordic Seas* : 102-127.
- John, B. S. & Sudgen, D. E. (1975). Coastal geomorphology of high latitudes. - *Progress in Geography* 7 : 53-132.
- Johnson, G. L. (1990). Morphology and plate tectonics: The modern polar oceans.- In: Bleil, U. & Thiede, J. (Eds.), *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*. NATO ASI Series. - Series C: Mathematical and Physical Sciences. Dordrecht / Boston / London (Kluwer Academic) : 11-28.
- Johnson, G. L., Grantz, A. & Weber, J. R. (1990). Bathymetry and physiography.- In: Grantz, A., Johnson, L. & Sweeney, J. F. (Eds.), *The Arctic Ocean region*. - *The Geology of North America*. Boulder Colorado (Geological Society of America) : 63-78.
- Jones, G. A. & Keigwin, L. D. (1988). Evidence from Fram Strait (78°) for early deglaciation. - *Nature* 336 : 56-59.
- Kattner, G. & Becker, H. (1991). Nutrients and organic nitrogenous compounds in the marginal ice zone of the Fram Strait. - *J. of Marine Systems* 2 : 385-394.
- Katz, B. J. (1983). Limitations of "Rock Eval" pyrolysis for typing organic matter. - *Org. Geochem.* 4 : 195-199.
- Kellogg, T. B. (1977). Paleoclimatology and paleo-oceanography of the Norwegian and Greenland Seas: The last 450.000 years. - *Marine Micropaleont.* 2 : 235-249.
- Kellogg, T. B. (1980). Paleoclimatology and paleoceanography of the Norwegian and Greenland Seas: Glacial-interglacial contrasts. - *Boreas*. (9) : 115-137.

9. Literaturverzeichnis

- Kempema, E. W., Reimnitz, E. & Barnes, P. W. (1989). Sea ice sediment entrainment and rafting in the Arctic. - *Sed. Pet.* 59 (2) : 308-317.
- Knies, J. (1994). Spätquartäre Sedimentation am Kontinentalhang nordwestlich Spitzbergens. Der letzte Glazial/Interglazial-Zyklus. - unveröff. Diplomarbeit, Justus-Liebig-Universität, Gießen : 95pp.
- Kögler, F.-C. (1963). Das Kastenlot. - *Meynania.* 13 : 1-7.
- 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 (Kiel) 13 : 103pp.
- Kokke, W. C. M. C., Fenical, W. & Djerassi, C. (1982). Sterols of the cultured dinoflagellate *Pyrocystis lunula*. - *Steroids* 40 : 307-318.
- Kristofferson, Y. (1990). Eurasia Basin.- In: Grantz, A., Johnson, L. & Sweeney, J. F. (Eds.), *The Arctic Ocean region: The Geology of North America.* - Boulder, Colorado (Geological Society of America) : 365-378.
- Kröncke, I. (1994). Macrobenthos composition, abundances and biomass in the Arctic Ocean along a transect between Svalbard and the Makarov Basin. - *Polar Biology* 14 : 519-529.
- Kubisch, M. (1992). Die Eisdrift im Arktischen Ozean während der letzten 250.000 Jahre. - *Geomar Reports* (Kiel) 16: 100pp.
- Lawver, L. A., Müller, R. D., Srivastava, S. P. & Roest, W. (1990). The opening of the Arctic Ocean.- In: Bleil, U. & Thiede, J. (Eds.), *Geological History of the Polar Oceans : Arctic versus Antarctic.* - Series C: Mathematical and Physical Sciences. Dordrecht / Boston / London (Kluwer Academic) : 29-62.
- Leo, R. F. & Barghoorn, E. S. (1970). Phenolic aldehydes: generation from fossil woods and carbonaceous sediments by oxidative degradation. - *Science* 168 : 582-584.
- 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.
- Liebezeit, G. & Wiesner, M. G. (1990). Pyrolysis of recent marine sediments - I. Biopolymers. - *Org. Geochem.* 16 : 1179-1185.
- Lisitzin, A. P. (1972). Sedimentation in the world ocean. - S.E.P.M. Special Publication 17.
- Littke, R. (1993). Deposition, Diagenesis and Weathering of Organic Matter-Rich Sediments. - *Lecture Notes in Earth Science.* Heidelberg (Springer-Verlag). 47: 216pp.
- Mackenzie, F. T. (1981). Global carbon cycle: Some minor sinks for CO₂.- In: Likens, G. E., Mackenzie, F. T., Richey, J. E., Sedell, J. R. & Turekian, K. K. (Eds.), *Flux of Organic Carbon by Rivers to the Oceans.* - Washington (U.S. Department of Energy): 360-384.
- Macko, S. A. (1981). Stable Nitrogen Isotope Ratios as Tracers of Organic Geochemical Processes. - Austin (Ph. Dissertation, University of Texas). 181pp.
- Mangerud, J. & Svendsen, J. I. (1992). The last interglacial-glacial period on Spitsbergen, Svalbard. - *Quat. Science Rev.* 11 : 633-664.
- Marcussen, B., Zahn, R. & Thiede, J. (1985). Late Quaternary sedimentation in the eastern Arctic Basin: Stratigraphy and depositional environment. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 50 : 271-284.

9. Literaturverzeichnis

- Marinkovich, L., Brouwers, E. M., Hopkins, D. M. & McKenna, M. C. (1990). Late Mesozoic and Cenozoic paleogeographic and paleoclimatic history of the Arctic Ocean Basin, based on shallow-water marine faunas and terrestrial vertebrates.- In: Grantz, A., Johnson, L. & Sweeney, J. F. (Eds.), *The Arctic Ocean region: The Geology of North America*. - L. Boulder, Colorado (Geological Society of America) : 403-426.
- Marlowe, I. T., Brassell, S. C., Eglinton, G. & Green, J. C. (1990). Long-chain alkenones and alkyl alkenoates and the fossil coccolith record of marine sediments. - *Chem. Geology*. 88 : 349-375.
- Marlowe, I. T., Green, J. C., Neal, A. C., Brassell, S. C., Eglinton, G. & Course, P. A. (1984). Long chain alkenones in the Prymnesiophyceae. Distribution of alkenones and their taxonomic significance. - *Br. J. Phycol.* 19 : 203-216.
- Martin, J. H., Knauer, G. A., Karl, D. & Broenkow, W. W. (1987). Vertex: carbon cycling in the northeast Pacific. - *Deep-Sea Res.* 34 (2) : 267-285.
- Martinson, D. G., Pisias, N. G., Hays, J. D., Imbrie, J., Moore, T. C. & Shackleton, N. J. (1987). Age Dating and the Orbital Theory of the Ice Ages: Development of a high-resolution 0 to 300.000 years chronostratigraphy. - *Quat. Res.* 27 : 1-27.
- Maybeck, M. (1982). Carbon, nitrogen and phosphorus transport by world rivers. - *Am. J. Sci.* 282 : 401-450.
- Maykut, G. A. (1985). The ice environment.- In: Horner, R. A. (Ed.), *Sea Ice Biota*. - Boca Raton (CRC Press) : 21-82.
- Midttun, L. (1985). Formation of dense bottom water in the Barents Sea. - *Deep-Sea Res.* 32 (10) : 1233-1241.
- Mogilevkina, I. A. (1964). Fixation of ammonium in soil and method of determining it. - *Soviet. Soil. Sci.* 2 : 185-196.
- Müller, P. J. (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. J. & Schneider, R. (1992). An automated leaching method for the determination of opal in sediments and particulate matter. - *Deep-Sea Res.* 40 (3) : 425-444.
- Müller, P. J. & Suess, E. (1979). Productivity, sedimentation rate, and sedimentary organic matter in the oceans. I.- Organic matter preservation. - *Deep-Sea Res.* 26 : 1347-1362.
- Myhre, A. M., Thiede, J., Firth, J.V. et al. (1995). *Proc. ODP, Init. Repts.* 151. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 926pp.
- NAD Science Committee (1992). *The Arctic Ocean record: Key to global change (initial Science Plan of the Nansen Arctic Drilling Program)*. - *Polarforschung* 61 : 1-102.
- Naugler, F. P., Silverberg, N. & Creager, J. S. (1974). Recent sediments of the east Siberian Sea.- In: Herman, Y. (Ed.), *Marine geology and oceanography of the Arctic Seas*. - New York (Springer Verlag): 191-210.
- Nørgaard-Pedersen, N. & Spielhagen, R. F. (1994). Sedimentation im zentralen und östlichen Arktischen Ozean während der letzten 50.000 Jahre.- In: Niedermeyer, R. O., Hünecke, H. & Scholle, T. (Eds.), *Greifswalder Geowissenschaftliche Beiträge Reihe A*. - 2. Greifswald (Fachbereich Geowissenschaften der Ernst-Moritz-Arndt-Universität) : 132.

9. Literaturverzeichnis

- Nowaczyk, N. R. (1991): Hochauflösende Magnetostratigraphie spätquartärer Sedimente arktischer Meeresgebiete. - Ber. zur Polarforschung 78. 187pp.
- Nürnberg, D., Fütterer, D. K., Niessen, F., Nørgaard-Petersen, N., Schubert, C. J., Spielhagen, R. F. & Wahsner, M. (1995b). The depositional environment of the Laptev Sea continental slope. - Polar Res. in review.
- Nürnberg, D., Schubert, C. J. & Stein, R. (1995a). Biogenic barium and opal in Arctic Ocean sediments - Do they reflect paleoproductivity? - in Vorb.
- Nürnberg, D., Wollenburg, I., Dethleff, D., Eicken, H., Kassens, H., Letzig, T., Reimnitz, E. & Thiede, J. (1994). Sediments in Arctic sea ice: Implications for entrainment, transport and release.- In: Thiede, J., Vorren, T. O. & Spielhagen, R. F. (Eds.), Marine Geology 119 : 185-214.
- O'Leary, M. (1981). Carbon isotope fractionation in plants. - Phytochemistry. 20 : 553-567.
- Olson, J. S., Garrels, R. M., Berner, R. A., Armentano, T. U., Dyer, M. I. & Yaalon, D. H. (1985). The natural carbon cycle.- In: Trabalka, J. R. (Eds.), Atmospheric Carbon Dioxide and the Global Carbon Cycle. - Washington (U.S. Department of Energy): 175-213.
- O'Leary, M. H. (1988). Carbon isotopes in photosynthesis. - Bio. Science. 38 : 328-336.
- Pagels, U. (1991). Sedimentologische Untersuchungen und Bestimmungen der Karbonatlösung in spätquartären Sedimenten des östlichen Arktischen Ozeans. - Kiel (Geomar, Kiel). 10: 106.
- Parsons, T. R., Takahashi, M. & Hargrave, B. (1984). Biological Oceanographic Processes. - New York (Pergamon). 330.
- Pedersen, T. F. & Price, N. B. (1982). The geochemistry of manganese carbonate in Panama Basin sediments. - Geochim. Cosmochim. Acta. 46 : 59-68.
- Pedersen, T. F. & Calvert, S. E. (1990). Anoxia vs. Productivity: What Controls the Formation of Organic-Carbon-Rich Sediments and Sedimentary Rocks? - AAPG Bull. 74 (4): 454-466.
- Peters, K. E. (1986). Guidelines for interpreting petroleum source rock using programmed pyrolysis. - Bull. Am. Assoc. Pet. Geol. 70 : 318-329.
- Pfirman, S. L., Gascard, J.-C., Wollenburg, I., Mudie, P. & Abelmann, A. (1989). Particle-laden Eurasian Arctic sea ice: Observations from July and August 1987. - Polar Res. 7 : 59-66.
- Pfirman, S., Lange, M. A., Wollenburg, I. & Schlosser, P. (1990). Sea ice characteristics and the role of sediment inclusions in deep-sea deposition: Arctic and Antarctic comparisons.- In: Bleil, U. & Thiede, J. (Eds.), Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. - Dordrecht (Kluwer Academic Publishers): 187-211.
- Pogrebirskii, Y. E. (1983). Tectonic map of the Arctic Ocean and of contiguous territories; Geological structure of the USSR and the patterns of disposition of useful minerals. - Seas of the Soviet Arctic.
- Poynter, J. G., Farrimond, P., Brassell, S. C. & Eglinton, G. (1989). Molecular stratigraphic study of sediments from holes 658A and 660A, Leg 108.- In: Ruddiman, W. & Sarnthein, M. (Eds.), Proc. ODP Sci. Res. 108 : 387-394.

9. Literaturverzeichnis

- Prahl, G. F. & Carpenter, R. (1979). The role of zooplankton fecal pellets in the sedimentation of polycyclic aromatic hydrocarbons in Dabob Bay, Washington. - *Geochim. Cosmochim. Acta.* 43 : 1959-1972.
- Prahl, F. G., Bennett, J. T. & Carpenter, R. (1980). The early diagenesis of aliphatic hydrocarbons and organic matter in sedimentary particulates from Dabob Bay, Washington. - *Geochim. Cosmochim. Acta* 44 : 1967-1976.
- Prahl, F. G. & Pinto, L. A. (1987). A geochemical study of long-chain n-aldehydes in Washington coastal sediments. - *Geochim. Cosmochim. Acta* 51 : 1573-1582.
- Prahl, F. G. & Wakeham, S. G. (1987). Calibration of unsaturation patterns in long-chain ketone compositions for palaeotemperature assessment. - *Nature* 330 : 367-369.
- Prahl, F. G., Muehlhausen, L. A. & Zahnle, D. L. (1988). Further evaluation of long-chain alkenones as indicators of palaeoceanographic conditions. - *Geochim. Cosmochim. Acta* 52 : 2303-2310.
- Prahl, F. G., de Lange, G. J., Lyle, M. & Sparrow, M. A. (1989). Post-depositional stability of long-chain alkenones under contrasting redox conditions. - *Nature* 341 : 434-437.
- Prahl, F. G., Collier, R. B., Dymond, J., Sparrow, M. A. & Sparrow, M. L. (1993). A biomarker perspective on prymnesiophyte productivity in the northeast Pacific Ocean. - *Deep-Sea Res.* 40 : 2061-2076.
- Quadfasel, D., Gascard, J.-C. & Koltermann, K. P. (1987). Large-scale oceanography in Fram Strait during the 1984 Marginal Ice Zone Experiment. - *J. Geophys. Res.* 92 (C7): 6719-6728.
- Rachor, E. (1992). Scientific Report of RV "Polarstern" Cruise ARK-VIII/2. Ber. zur Polarforschung 115. 150pp.
- Rau, G. H., Sweeny, R. E. & Kaplan, I. R. (1982). Plancton $^{13}\text{C} : ^{12}\text{C}$ ratio changes with latitude: differences between northern and southern oceans. - *Deep-sea Res.* 29 : 1035-1039.
- Rau, G. H., Froelich, P. N., Takahashi, T. & Des Marais, D. J. (1991). Does sedimentary organic $\delta^{13}\text{C}$ record variations in Quaternary ocean $[\text{CO}_2(\text{aq})]$? - *Paleoceanogr.* 6 : 335-347.
- Rau, G. H., Takahashi, T., Marais, D. J. D., Repeta, D. J. & Martin, J. H. (1992). The relationship between $\delta^{13}\text{C}$ of organic matter and $[\text{CO}_2(\text{aq})]$ in ocean surface water: Data from a JGOFS site in the northeast Atlantic and a model. - *Geochim. Cosmochim. Acta* 56 : 1412-1419.
- Rechka, J. A. & Maxwell, J. R. (1988). Characterisation of temperature indicators in sediments and organisms. - *Org. Geochem.* 13 (4-6) : 727-734.
- Redfield, A. C., Ketchum, B. H. & Richards, F. A. (1963). The influence of organisms on the composition of sea water.- In: Hill, M. N. (Ed.), *The Sea*. - 2. New York (Wiley) : 26-77.
- Reimnitz, E. & Kempema, E. W. (1987). Anchor ice, seabed freezing, and sediment dynamics in shallow arctic seas. - *Geophys. Res.* 92 (C 13) : 14671-14678.
- Reimnitz, E. & Kempema, E. W. (1987). Field observations of slush ice generated during freeze-up in Arctic coastal waters. - *Marine Geology* 77 : 219-231.
- Reimnitz, E., Kempema, E. W. & Barnes, P. W. (1987). Anchor ice, seabed freezing, and sediment dynamics in shallow arctic seas. - *J. Geophys. Res.* 64 : 2357-2367.

9. Literaturverzeichnis

- Reimnitz, E. & Saarso, M. (1991). Studies of Sediment Transport by Ice.- In: Thiede, J. & Hempel, G. (Eds.), Die Expedition Arktis VII-I mit FS "Polarstern" 1990. Ber. zur Polarforschung 80 : 44-50.
- Rigor, I. (1992). Arctic Ocean buoy program. - ARCOS Newsletter 44 : 1-3.
- Romankevich, E. A. (1984). Geochemistry of organic matter in the ocean. - Berlin (Springer Verlag). 334pp.
- Rudels, B. (1986). The Q-S relations in the northern seas; Implications for the deep circulation. - Polar Res. 4 : 133-159.
- Rudels, B., Jones, E. P., Anderson, L. G. & Kattner, G. (1994). On the Intermediate Depth Waters of the Arctic Ocean.- In: Johannessen, O. M., Muench, R. D. & Overland, J. E. (Eds.), The Polar Oceans and Their Role in shaping the Global Environment. - Geophysical Monograph 85. Washington D.C. (American Geophysical Union): 523pp.
- Sackett, W. M. (1964). The depositional history and isotopic organic carbon composition of marine sediments. - Marine Geol. 2 : 173-185.
- Sackett, W. M. (1989). Stable carbon isotope studies on organic matter in the marine environment.- In: Fritz, P. & Fontes, J. C. (Eds.), Handbook of environmental isotope geochemistry 3A. - Amsterdam (Elsevier science publishers B.V.): 329-406.
- Sackett, W. M., Ekermann, W. R., Bender, M. L. & Be, A. W. H. (1965). Temperature dependence of carbon isotope composition in marine plankton and sediments. - Science 148 : 235-237.
- Salvigsen, O. (1981). Radiocarbon raised beaches in Kong Karls Land, Svalbard and their consequences for the glacial history of the Barents Sea area. - Geografiska Annaler 63A : 283-292.
- Sarkanen, K. V. & Ludwig, C. H. (1971): Lignins. - (Wiley-Interscience).
- Sarnthein, M., Pflaumann, U., Ross, R., Tiedemann, R. & Winn, K. (1992). Transfer functions to reconstruct ocean paleoproductivity: a comparison.- In: Summerhayes, C. P., Prell, W. L. & Emeis, K. C. (Eds.), Upwelling systems: evolution since the Early Miocene. - Geol. Soc. Spec. Publ. 64 : 411-427.
- Sassen, R. & Chinn, E. W. (1989). Effects of elemental sulfur during programmed pyrolysis of kerogen. - Org. Geochem. 14 : 475-477.
- Schachtschabel, P. (1961). Bestimmung des fixierten Ammoniums im Boden. - Z. Pflanzenernähr. Düng. Bodenk. 93 : 125-136.
- Schäper, S., 1994: Quartäre Sedimentation im polnahen Arktischen Ozean. unveröff. Diplomarbeit, Ruprechts-Karls-Universität Heidelberg. 144pp.
- Scheffer, F. & Schachtschnabel, P. (1984). Lehrbuch der Bodenkunde. - Stuttgart (Enke Verlag). 442pp.
- Schomburg, G. (1987). Gaschromatographie, Grundlagen, Praxis, Kapillartechnik. - Weinheim (VCH).
- Schwertmann, U. & Niederbudde, E.-A. (1993). Tonminerale in Böden.- In : Jasmund, K. & Lagaly, G. (Eds.), Tonminerale und Tone: Struktur, Eigenschaften, Anwendungen und Einsatz in Industrie und Umwelt. - Darmstadt (Steinkopf). 212-262.
- Sikes, E. L. & Volkman, J. K. (1993). Calibration of alkenone unsaturation ratios (U^k_{37}) for paleotemperature estimation in cold polar waters. - Geochim. Cosmochim. Acta 57 : 1883-1889.
- Simoneit, B. R. T. (1978). The organic chemistry of marine sediments.- In: Riley, J. P. & Chester, R. (Eds.), Chemical Oceanography. - 7. New York (Academic Press) : 233-311.

9. Literaturverzeichnis

- Simoneit, B. R. T., Chester, R. & Eglinton, G. (1977). Biogenic lipids in particulates from the lower atmosphere over the eastern Atlantic. - *Nature* 267 : 682-685.
- Smith, S. L., Smith, W. O., Jr., Codispoti, L. A. & Wilson, D. L. (1985). Biological observations in the marginal ice zone of the East Greenland Sea. - *J. Mar. Res.* 43 : 693-717.
- Smith, W. O. J., Baumann, M. E., Wilson, D. L. & Aleisee, L. (1987). Phytoplankton biomass and productivity in the marginal ice zone of the Fram Strait during summer 1984. - *J. Geophys. Res.* 92 : 6777-6786.
- Spielhagen, R. F. (1991). Die Eisdrift in der Framstrasse während der letzten 200.000 Jahre. - *Geomar Reports (Kiel)* 4 : 133pp.
- Stach, E., Mackowsky, M. T., Teichmüller, M., Taylor, G. H., Chandra, D. & Teichmüller, R. (1982). *Stach's Textbook of Coal Petrology*, (Borntraeger-Verlag Berlin). 535pp.
- Stax, R. (1994). Zyklische Sedimentation von organischem Kohlenstoff in der Japan See: Anzeiger für Änderungen von Paläoozeanographie und Paläoklima im Spätkänozoikum. - *Berichte Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen* 47 : 150pp.
- Stein, R. (1986). Surface-water paleo-productivity as inferred from sediments deposited in oxic and anoxic deep-water environments of the Mesozoic Atlantic Ocean.- In: Degens, E. T. et al. (Eds.), *Biochemistry of Black Shales*. - *Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg* 60 : 55-70.
- Stein, R. (1990). Organic Carbon Content/Sedimentation Rate Relationship and its Paleoenvironmental Significance for Marine Sediments. - *Geo-Marine Letters* 10 : 37-44.
- Stein, R. (1991). Accumulation of organic carbon in marine sediments. *Lecture Notes in Earth Science* 34. Heidelberg (Springer) : 217pp.
- Stein, R. (1995). Organic-carbon data in surface sediments from the eastern central Arctic Ocean and the Eurasian continental margin.- In: Stein, R., Ivanov, G. & Levitan, M. (Eds.), *Surface-sediment composition and sedimentary processes in the central Arctic Ocean and along the Eurasian Continent. Margin*. - *Ber. zur Polarforschung im Druck*.
- Stein, R., Rullkötter, J. & Welte, D. H. (1986). Accumulation of organic-carbon-rich sediments in the Late Jurassic and Cretaceous Atlantic Ocean - A synthesis. - *Chem. Geol.* 56 : 1-32.
- Stein, R., Littke, R., Stax, R. & Welte, D. H. (1989). Quantity, provenance, and maturity of organic matter at ODP-Sites 645, 646, and 647: Implications for reconstruction of paleoenvironments in Baffin Bay and Labrador Sea during Tertiary and Quaternary time.- In: Srivastava, S. P. & Arthur, M. A. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Res.* - 105. College Station, Tx (Ocean Drilling Program) : 185-208.
- Stein, R. & Korolev, S. (1994). Shelf-to-basin sediment transport in the eastern Arctic Ocean. - In: Kassens, H., Hubberten, H.W., Pryamikov, S.M., Stein, R. (Eds.), *Ber. zur Polarforschung* 144 : 87-100.
- Stein, R., Nam, S.-I., Schubert, C., Vogt, C., Fütterer, D. & Heinemeier, J. (1994a). The Last Deglaciation Event in the Eastern Central Arctic Ocean. - *Science* 264 : 692-696.
- Stein, R., Schubert, C., Vogt, C. & Fütterer, D. (1994b). Stable isotope stratigraphy, sedimentation rates, and salinity changes in the Latest Pleistocene to Holocene eastern central Arctic Ocean.- In: Thiede,

9. Literaturverzeichnis

- J., Vorren, T. O. & Spielhagen, R. F. (Eds.), *Marine Geology* 119 : 333-355.
- Stein, R., Grobe, H. & Wahsner, M. (1994c). Organic carbon, carbonate, and clay mineral distributions in eastern central Arctic Ocean surface sediments.- In: Thiede, J., Vorren, T. O. & Spielhagen, R. F. (Eds.), *Marine Geology* 119 : 269-285.
- Stein, R., Schubert, C., Grobe, H. & Fütterer, D. (1994d). Late Quaternary Changes in Sediment Composition in the Central Arctic Ocean: Preliminary Results of the Arctic '91 Expedition.- In: Thurston, D. K. & Fujita, K. (Eds.), *International Conference on Arctic Margins 1992 Proceedings*. - MMS 94-0040. Anchorage, Alaska (OCS Study) : 363-368.
- Steinberg, A. M., Venkatesan, M. I. & Kaplan, I. R. (1984). Analysis of the products of the oxidation of lignin by CuO in biological and geological samples by reversed-phase HPLC. - *J. Chromatogr.* 298 : 427-434.
- Stevenson, F. J. & Dhariwal, A. P. S. (1959). Distribution of fixed ammonium in soils. - *Soil. Sci. Soc. Amer. Proc.* 23 : 121-125.
- Stevenson, F. J., Kidder, G. & Tilo, S. N. (1967). Extraction of organic nitrogen and ammonium from soil with hydrofluoric acid. - *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 31 : 71-76.
- Subba Rao, D. V. & Platt, T. (1984). Primary Production of Arctic Water. - *Polar Biol.* 3 : 191-201.
- Suess, E. (1980). Particulate organic carbon flux in the oceans - surface productivity and oxygen utilization. - *Nature* 288 : 260-263.
- Sundvor, E., Myhre, A. M., Austegard, A., Haugland, K., Eldholm, O. & Gidskehaug, A. (1982). Marine geophysical survey on the Yermak Plateau, Seismological Observatory. - University of Bergen, *Sci. Rep.* 7 : 29.
- Swift, J. H. (1986). *The Arctic Waters*. - New York, Heidelberg, Berlin (Springer-Verlag). 129-151.
- Swift, J. H. & Aagaard, K. (1981). Seasonal transitions and water mass formations in the Iceland and Greenland Seas. - *Deep-Sea Res.* 28A : 1107-1129.
- Swift, J. H., Takahashi, T. & Livingston, H. D. (1983). The contribution of the Greenland and Barents Sea to the deep water of the Arctic Ocean. - *J. Geophys. Res.* 88 : 5981-5986.
- Thurman, E. M. (1985). *Organic Geochemistry of Natural Waters*. - Dordrecht (Dr. W. Junk Publishers). 497pp.
- Tissot, B., De Roo, G. & Herbin, J. P. (1979). Organic matter in Cretaceous sediments of the North Atlantic: Contribution to sedimentology and paleogeography.- In: Talwani, M., Hay, W. & Ryan, W. B. F. (Eds.), *Deep drilling results in the Atlantic Ocean*. - 3. (Amer. Geophys. Union, M. Ewing Ser.) : 362-374.
- Tissot, B. P. & Welte, D. H. (1984). *Petroleum Formation and Occurrence*. - Berlin, Heidelberg, New York (Springer-Verlag Heidelberg). 699pp.
- Untersteiner, N. (1990). Structure and dynamics of the Arctic Ocean ice cover.- In: Grantz, A., Johnson, L. & Sweeney, J. F. (Eds.), *The Arctic Ocean region*. - The Geology of North America. Boulder Colorado (Geological Society of America) : 63-78.
- van Andel, T. H., Heath, G. R. & Moore, T. C. (1975). Cenozoic history and paleoceanography of the Central Equatorial Pacific. - *Mem. Geol. Soc. Amer.* 143 : 134.

9. Literaturverzeichnis

- Vogel, G. & Angermann, H. (1984). dtv-Atlas zur Biologie. - München (Deutscher Taschenbuch Verlag). Bd. 3. 585pp.
- Vogt, P. R., Taylor, P. T., Kovacs, L. C. & Johnson, G. L. (1979). Detailed aeromagnetic investigations of the Arctic Basin. - J. Geophys. Res. 84 : 1071-1089.
- Volkman, J. K., Barrett, S. M., Blackburn, S. I. & Sikes, E. L. (1995). Alkenones in *Gephyrocapsa oceanica*: Implications for studies of paleoclimate. - Geochim. Cosmochim. Acta 59 (3): 513-520.
- Volkman, J. K., Eglinton, G., Corner, E. D. S. & Forsberg, T. E. V. (1980). Long-chain alkenes and alkenones in the marine coccolithophorid *Emiliana huxleyi*. - Phytochemistry 19 : 2619-2622.
- Volkman, J. K., Farrington, J. W., Gagosian, R. B. & Wakeham, S. G. (1981). Lipid Composition of Coastal Marine Sediments from the Peru Upwelling Region. - Advances in Organic Geochemistry : 228-240.
- Vorren, T. O., Hald, M. & Lebesbye, E. (1988). Late Cenozoic environment in the Barents Sea. - Paleocceanography 3 : 601-612.
- Vorren, T. O. & Kristoffersen, Y. (1986). Late Quaternary glaciation in the south-western Barents-Sea. - Boreas 15 : 51-59.
- Wagner, T. (1993). Organisches Material in pelagischen Sedimenten: Glaziale/Interglaziale Variationen im Europäischen Nordmeer. - Kiel (Christian-Albrechts-Universität, Berichte SFB 313) 42 : 138pp.
- Walsh, J. E. & Johnson, C. M. (1979). Interannual atmospheric variability and associated fluctuations in Arctic sea ice extent. - J. Geophys. Res. 84 : 6915-6928.
- Walter, H. & Breckle, S. W. (1986). Spezielle Ökologie der Gemäßigten und Arktischen Zonen Euro-Nordasiens. - Stuttgart (Fischer (UTB für Wissenschaft: Grosse Reihe)). Bd. 3. 587pp.
- Waples, D. (1981). Organic Geochemistry of Exploration Geologists. - Minnesota (Burgess Publ. Comp.). 151pp.
- Weber, J. R. (1986). The Alpha Ridge: gravity, seismic and magnetic evidence for a homogenous, mafic crust.- In: Johnson, G. L. & Kaminuma, K. (Eds.), Polar Geophysics 6 : 117-136.
- Weber, J. R. & Sweeney, J. F. (1990). Ridges and basins in the central Arctic Ocean.- In: Grantz, A., Johnson, L. & Sweeney, J. F. (Eds.), The Arctic Ocean region: The Geology of North America. - L. Boulder, Colorado (Geological Society of America) : 305-336.
- Westerhausen, L. (1992). Organische Sedimente im äquatorialen Ostatlantik: Einflüsse von Herkunft, Transportmustern, Diagenese und Klimaschwankungen. - Berichte Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel 48 : 109pp.
- Wilson, J. T. (1963). Hypothesis of the Earth's behaviour. - Nature 198 : 925-929.
- Wollenburg, I. (1993). Sedimenttransport durch das arktische Meereis: Die rezente lithogene und biogene Materialfracht. - Ber. zur Polarforschung 127 : 159pp.
- Wollenburg, J. (1995). Benthische Foraminiferenfauna als Wassermassen, Produktivität und Eisdriftanzeiger im Arktischen Ozean. - Ber. zur Polarforschung im Druck.
- Youngblood, W. W. & Blumer, M. (1973). Alkanes and Alkenes in Marine Benthic Algae. - Marine Biology 21 : 163-172.
- Zakharov, V. F. (1966). The role of flaw leads off the edge of fast ice in the hydrological and ice regime of the Laptev sea. - Oceanology 6 (1) : 815-821.

Anhang

ANHANG A:	Kerndaten der untersuchten Multicorer	140
ANHANG B:	Kerndaten der untersuchten Kastenlotkerne	145
ANHANG C:	Kernbeschreibungen der Kastenlotkerne PS2174-5, PS2178-5, PS2185-6 (aus Fütterer 1992)	166
ANHANG D:	n-Alkangehalte der Oberflächensedimente	172
ANHANG E:	n-Alkangehalte des Kerns PS2174-5	173
ANHANG F:	Akkumulationsraten des Kerns PS2174-5 (Daten für Trockendichte von Bergmann unveröff.)	174
ANHANG G:	Länge (cm), geogr. Breite und Länge (°) und Wassertiefe (m) der Oberflächen- und Multicorerproben	176
ANHANG H:	Länge (cm), geogr. Breite und Länge (°) und Wassertiefe (m) der bearbeiteten Kastenlotkerne	177
ANHANG I:	Liste der verwendeten Abkürzungen	178
ANHANG J:	Legende der Kernbeschreibungen	178

Anhang

Proben- bezeichnung	Tiefe cm	N _{tot} (%)	N _{'tot} (%)	TC (%)	TOC [*] (%)	TOC (%)	TOC/N _{tot}	TOC [*] /N _{'tot}	CaCO ₃ (%)	T _{max} °C	HI (mgHC/gC)	OI (mgCO ₂ /gC)
PS2159-3MUC	0	0,100	0,040	1,99	1,03	0,94	9	26	8,80	392	62	590
PS2159-3MUC	1	0,060	0,137	1,99	1,02	0,93	16	7	8,84	390	34	519
PS2159-3MUC	2	0,070	0,116	1,47	0,80	0,75	11	7	5,98	398	36	510
PS2159-3MUC	3	0,060	0,116	1,05	0,76	0,74	12	7	2,58	517	64	355
PS2159-3MUC	4	0,060	0,082	1,00	0,80	0,79	13	10	1,79	509	65	344
PS2159-3MUC	5	0,050	0,070	0,94	0,72	0,71	14	10	1,95	527	66	267
PS2159-3MUC	6	0,050	0,065	1,00	0,68	0,66	13	10	2,83	432	50	245
PS2159-3MUC	7	0,040	0,053	0,99	0,59	0,57	14	11	3,51	416	40	247
PS2159-3MUC	8	0,060	0,060	1,00	0,55	0,53	9	9	3,93	409	37	211
PS2159-3MUC	9	0,060	0,058	0,99	0,49	0,47	8	8	4,34	423	44	221
PS2159-3MUC	11	0,040	0,064	0,87	0,55	0,53	13	9	2,79	419	62	254
PS2159-3MUC	12	0,040	0,053	1,13	0,64	0,61	15	12	4,31	433	39	122
PS2159-3MUC	13	0,040	0,041	1,07	0,33	0,31	8	8	6,34	445	41	177
PS2159-3MUC	14	0,030	0,048	1,08	0,43	0,41	14	9	5,62	433	34	241
PS2159-3MUC	15	0,050	0,107	1,10	0,65	0,62	12	6	3,97	435	38	411
PS2159-3MUC	16	0,090	0,065	0,93	0,59	0,57	6	9	2,98	457	63	292
PS2159-3MUC	17	0,050	0,104	0,88	0,59	0,58	12	6	2,54	464	65	213
PS2159-3MUC	18	0,050	0,059	0,88	0,59	0,58	12	10	2,54	434	51	243
PS2159-3MUC	19	0,040	0,047	0,96	0,43	0,41	10	9	4,58	429	29	173
PS2159-3MUC	20	0,040	0,063	0,89	0,56	0,54	14	9	2,88	430	37	211
PS2159-3MUC	21	0,040	0,060	0,91	0,55	0,53	13	9	3,14	428	45	216
PS2159-3MUC	22	0,060	0,056	0,93	0,58	0,56	9	10	3,07	429	51	176
PS2159-3MUC	23	0,070	0,067	0,98	0,62	0,60	9	9	3,16	429	38	185
PS2159-3MUC	24	0,040	0,055	0,99	0,56	0,54	13	10	3,76	424	42	190
PS2159-3MUC	25	0,040	0,058	0,98	0,57	0,55	14	10	3,59	423	36	185
PS2159-3MUC	26	0,050	0,049	1,02	0,53	0,51	10	11	4,27	430	35	186
PS2159-3MUC	27	0,050	0,047	1,02	0,47	0,45	9	10	4,77	429	37	222
PS2159-3MUC	28	0,050	0,052	1,01	0,40	0,38	8	8	5,26	428	26	176
PS2159-3MUC	29	0,030	0,053	1,05	0,42	0,40	13	8	5,44	430	32	237
PS2159-3MUC	30	0,030	0,045	1,07	0,41	0,39	13	9	5,70			
PS2160-3MUC	0	0,109	0,186	1,18	1,13	1,13	10	6	0,43	537	54	215
PS2160-3MUC	1	0,103	0,176	1,11	1,09	1,09	11	6	0,16	517	108	247
PS2160-3MUC	2	0,100	0,167	1,02	1,03	1,03	10	6	0,00	513	91	203
PS2160-3MUC	3	0,102	0,171	0,98	1,03	1,03	10	6	0,00	508	133	185
PS2160-3MUC	4	0,094	0,129	0,95	1,02	1,03	11	8	0,00	501	84	158
PS2160-3MUC	5	0,087	0,089	0,97	1,00	1,01	12	11	0,00	495	78	147
PS2160-3MUC	6	0,048	0,066	0,76	0,57	0,56	12	9	1,64	433	43	134
PS2160-3MUC	7	0,032	0,059	0,56	0,34	0,34	11	6	1,84	430	41	121
PS2160-3MUC	8	0,093	0,164	1,08	1,08	1,08	12	7	0,02	474	47	150
PS2160-3MUC	9	0,090	0,158	1,00	1,09	1,10	12	7	0,00	429	41	134
PS2160-3MUC	10	0,095	0,153	1,03	1,11	1,12	12	7	0,00	432	41	128
PS2160-3MUC	11	0,092	0,165	1,04	1,12	1,12	12	7	0,00	471	51	117
PS2160-3MUC	12	0,102	0,159	1,05	1,13	1,14	11	7	0,00	495	48	124
PS2160-3MUC	13	0,091	0,132	1,05	1,18	1,19	13	9	0,00	506	59	115
PS2160-3MUC	14	0,077	0,154	1,09	1,13	1,13	15	7	0,00	428	31	112
PS2160-3MUC	15	0,099	0,181	1,16	1,17	1,17	12	6	0,00	534	67	117
PS2160-3MUC	16	0,089	0,186	1,28	1,16	1,14	13	6	1,14	426	29	154
PS2160-3MUC	17	0,093	0,129	1,30	0,78	0,75	8	6	4,64	378	21	409
PS2160-3MUC	18	0,095	0,127	1,04	0,70	0,68	7	5	3,05	526	40	334
PS2160-3MUC	19	0,080	0,130	0,97	0,71	0,69	9	5	2,37	528	48	267
PS2160-3MUC	20	0,077	0,132	0,93	0,71	0,70	9	5	1,93	538	34	245
PS2160-3MUC	21	0,074	0,135	0,92	0,71	0,69	9	5	1,91	531	50	216
PS2160-3MUC	22	0,076	0,138	0,93	0,76	0,74	10	5	1,55	529	42	226
PS2160-3MUC	23	0,085	0,117	0,92	0,76	0,75	9	7	1,38	529	63	212
PS2160-3MUC	24	0,075	0,144	0,90	0,74	0,73	10	5	1,40	530	48	188
PS2160-3MUC	25	0,073	0,101	0,89	0,72	0,71	10	7	1,46	481	45	169
PS2160-3MUC	26	0,064	0,112	0,95	0,69	0,68	11	6	2,30	422	33	152
PS2160-3MUC	27	0,059	0,104	0,99	0,65	0,63	11	6	2,99	409	32	174
PS2160-3MUC	28	0,072	0,128	1,01	0,68	0,66	9	5	2,92	388	32	249
PS2161-1MUC	0	0,108	0,165	1,20	1,37	1,39	13	8	0,00	508	83	199
PS2161-1MUC	1	0,133	0,121	1,22	1,29	1,30	10	11	0,00	493	80	197
PS2161-1MUC	2	0,101	0,059	1,02	1,10	1,11	11	19	0,00	497	95	191
PS2161-1MUC	3	0,100	0,049	0,98	1,07	1,07	11	22	0,00	489	113	187
PS2161-1MUC	4	0,108	0,053	0,96	1,09	1,10	10	21	0,00	486	114	177

Anhang

Proben- bezeichnung	Tiefe cm	Ntot (%)	N'tot (%)	TC (%)	TOC' (%)	TOC (%)	TOC/Ntot	TOC'/N'tot	CaCO3 (%)	Tmax °C	H I (mgHC/gC)	O I (mgCO2/gC)
PS2161-1MUC	5	0,122	0,049	1,00	1,06	1,07	9	22	0,00	487	125	187
PS2161-1MUC	6	0,114	0,051	0,96	1,03	1,04	9	20	0,00	489	122	191
PS2161-1MUC	7	0,106	0,049	0,97	1,05	1,06	10	21	0,00	481	107	185
PS2161-1MUC	8	0,081	0,080	0,99	1,10	1,11	14	14	0,00	481	89	170
PS2161-1MUC	9	0,104	0,089	1,02	1,09	1,10	11	12	0,00	482	86	159
PS2161-1MUC	10	0,076	0,057	1,05	1,08	1,09	14	19	0,00	464	69	146
PS2161-1MUC	11	0,063	0,050	1,07	1,00	1,00	16	20	0,57	465	66	158
PS2161-1MUC	12	0,034	0,027	0,72	0,43	0,42	12	16	2,45	432	54	163
PS2161-1MUC	13	0,046	0,056	1,11	0,90	0,89	19	16	1,87	433	50	148
PS2161-1MUC	14	0,076	0,084	1,14	1,11	1,11	15	13	0,27	502	87	182
PS2161-1MUC	15	0,079	0,065	1,28	1,08	1,06	13	17	1,81	431	53	243
PS2161-1MUC	16	0,098	0,055	1,56	0,81	0,75	8	15	6,68	395	40	480
PS2161-1MUC	17	0,065	0,051	1,43	0,71	0,66	10	14	6,38	402	41	467
PS2161-1MUC	18	0,089	0,053	1,12	0,65	0,63	7	12	4,08	412	49	384
PS2161-1MUC	19	0,092	0,049	1,05	0,70	0,67	7	14	3,16	494	62	315
PS2161-1MUC	20	0,067	0,059	0,95	0,68	0,67	10	12	2,37	532	71	288
PS2161-1MUC	21	0,119	0,075	0,98	0,73	0,72	6	10	2,17	526	67	248
PS2161-1MUC	22	0,075	0,061	0,94	0,73	0,72	10	12	1,81	535	71	223
PS2161-1MUC	23	0,068	0,051	0,99	0,71	0,69	10	14	2,49	470	56	221
PS2161-1MUC	24	0,056	0,045	1,05	0,63	0,61	11	14	3,63	426	38	216
PS2161-1MUC	25	0,055	0,039	1,06	0,59	0,56	10	15	4,17	422	41	202
PS2161-1MUC	26	0,052	0,034	1,11	0,54	0,51	10	16	5,01	436	39	196
PS2161-1MUC	27	0,047	0,030	1,19	0,50	0,47	10	17	6,02	430	38	175
PS2161-1MUC	28	0,050	0,030	1,23	0,50	0,47	9	17	6,28	421	44	241
PS2161-1MUC	29	0,063	0,044	0,96	0,54	0,52	8	12	3,65	405	52	375
PS2161-1MUC	30	0,102	0,059	0,85	0,56	0,55	5	10	2,54	463	64	320
PS2161-1MUC	31	0,066	0,046	0,79	0,55	0,54	8	12	2,14	464	62	323
PS2161-1MUC	32	0,066	0,039	0,70	0,50	0,50	8	13	1,67	470	85	307
PS2161-1MUC	33	0,052	0,033	0,56	0,43	0,43	8	13	1,13	474	118	292
PS2161-1MUC	34	0,054	0,031	0,46	0,37	0,37	7	12	0,78	471	215	365
PS2161-1MUC	35	0,045	0,030	0,45	0,37	0,37	8	12	0,70	471	177	373
PS2163-1MUC	0	0,060	0,029	1,44	0,58	0,54	9	20	7,50	371	55	792
PS2163-1MUC	1	0,040	0,060	1,35	0,60	0,56	13	10	6,59	385	53	619
PS2163-1MUC	2	0,040	0,050	1,22	0,54	0,51	12	12	5,88	382	43	545
PS2163-1MUC	3	0,040	0,080	1,15	0,57	0,54	14	7	5,05	391	31	487
PS2163-1MUC	4	0,040	0,040	0,83	0,51	0,49	14	12	2,80	431	57	410
PS2163-1MUC	5	0,040	0,040	0,78	0,43	0,41	12	12	3,06	446	56	487
PS2163-1MUC	6	0,030	0,040	0,65	0,43	0,42	14	12	1,95	450	66	380
PS2163-1MUC	7	0,030	0,060	0,55	0,33	0,32	10	6	1,91	453	68	459
PS2163-1MUC	8	0,030	0,040	0,55	0,35	0,34	12	9	1,72	458	100	411
PS2163-1MUC	9	0,030	0,040	0,59	0,35	0,34	10	9	2,07	472	70	488
PS2163-1MUC	10	0,030	0,050	0,55	0,35	0,34	12	7	1,75	469	76	382
PS2163-1MUC	11	0,030	0,030	0,43	0,31	0,31	12	10	1,04	468	100	325
PS2163-1MUC	12	0,020	0,040	0,38	0,31	0,31	14	9	0,62	463	151	235
PS2163-1MUC	13	0,020	0,030	0,39	0,32	0,32	13	12	0,58	460	146	243
PS2163-1MUC	14	0,030	0,030	0,42	0,32	0,31	12	11	0,86	462	148	180
PS2163-1MUC	15	0,020	0,020	0,34	0,24	0,23	10	11	0,92	456	213	304
PS2163-1MUC	16	0,030	0,030	0,36	0,33	0,32	12	13	0,30	461	178	156
PS2163-1MUC	17	0,020	0,030	0,48	0,37	0,36	17	11	0,98	459	100	277
PS2163-1MUC	18	0,020	0,030	0,39	0,23	0,23	11	9	1,29	456	113	421
PS2163-1MUC	19	0,030	0,030	0,53	0,26	0,25	10	8	2,32	493	108	760
PS2163-1MUC	20	0,030	0,040	0,67	0,30	0,29	11	8	3,16	453	65	631
PS2163-1MUC	21	0,030	0,040	0,77	0,30	0,29	11	8	4,02	438	55	620
PS2163-1MUC	22	0,030	0,040	0,87	0,33	0,31	12	8	4,64	419	61	438
PS2163-1MUC	23	0,030	0,040	0,62	0,27	0,26	10	8	3,00	454	61	550
PS2163-1MUC	24	0,020	0,040	0,47	0,27	0,26	11	7	1,72	454	126	392
PS2163-1MUC	25	0,030	0,040	0,68	0,31	0,30	10	8	3,13	460	63	543
PS2163-1MUC	26	0,030	0,040	0,90	0,34	0,33	12	9	4,74	435	33	560
PS2163-1MUC	27	0,030	0,040	0,89	0,36	0,35	12	10	4,49	449	34	1311
PS2165-5muc	0	0,064	0,082	2,15	0,61	0,53	8	7	13,53	378	28	408
PS2165-5muc	1	0,046	0,068	2,40	0,62	0,52	11	9	15,62	417	25	345
PS2165-5muc	2	0,044	0,031	2,02	0,41	0,35	8	13	13,92	417	40	475
PS2165-5muc	3	0,040	0,065	1,22	0,49	0,45	11	7	6,39	389	26	312
PS2165-5muc	4	0,039	0,044	0,90	0,37	0,35	9	8	4,57	392	48	382

Anhang

Proben- bezeichnung	Tiefe cm	Ntot (%)	N'tot (%)	TC (%)	TOC' (%)	TOC (%)	TOC/Ntot	TOC/N'tot	CaCO3 (%)	Tmax °C	H I (mgHC/gC)	O I (mgCO2/gC)
PS2165-5muc	5	0,079	0,042	1,47	0,32	0,28	4	8	9,91	367	35	453
PS2165-5muc	6	0,058	0,038	1,43	0,25	0,23	4	7	10,01	377	40	591
PS2165-5muc	7	0,064	0,044	1,14	0,33	0,31	5	7	6,92	424	33	377
PS2165-5muc	8	0,053	0,037	0,73	0,33	0,32	6	9	3,38	417	34	365
PS2165-5muc	9	0,049	0,045	0,56	0,34	0,33	7	8	1,92	442	84	208
PS2165-5muc	10	0,042	0,050	0,43	0,33	0,32	8	7	0,87	460	121	199
PS2165-5muc	11	0,042	0,059	0,53	0,35	0,34	8	6	1,52	451	61	213
PS2165-5muc	12	0,081	0,046	0,19	0,35	0,36	4	8	0,00	490	87	196
PS2165-5muc	13	0,051	0,062	0,38	0,30	0,30	6	5	0,68	482	164	127
PS2165-5muc	14	0,047	0,030	0,37	0,31	0,31	7	10	0,53	472	172	137
PS2165-5muc	15	0,091	0,052	0,41	0,36	0,36	4	7	0,39	466	131	145
PS2165-5muc	16	0,061	0,028	0,41	0,31	0,31	5	11	0,81	465	164	151
PS2165-5muc	17	0,055	0,034	0,41	0,42	0,42	8	12	0,00	469	87	111
PS2165-5muc	18	0,058	0,035	0,51	0,33	0,33	6	10	1,48	432	43	293
PS2165-5muc	19	0,051	0,025	0,53	0,33	0,33	6	13	1,70	331	31	339
PS2165-5muc	20	0,055	0,036	0,73	0,25	0,24	4	7	4,13	345	46	461
PS2165-5muc	21	0,060	0,057	0,66	0,30	0,29	5	5	3,13	429	38	398
PS2165-5muc	22	0,055	0,043	1,14	0,33	0,31	6	8	6,97	377	33	347
PS2165-5muc	23	0,057	0,049	1,01	0,35	0,33	6	7	5,63	406	24	303
PS2165-5muc	24	0,049	0,044	0,58	0,26	0,25	5	6	2,69	461	95	324
PS2170-4MUC	0	0,050	0,033	1,34	0,72	0,68	13	22	5,60	360	47	904
PS2170-4MUC	1	0,142	0,123	1,43	0,72	0,67	5	6	6,25	359	40	643
PS2170-4MUC	2	0,129	0,118	1,18	0,61	0,58	5	5	5,00	402	50	565
PS2170-4MUC	3	0,129	0,115	1,04	0,57	0,55	4	5	4,05	404	41	605
PS2170-4MUC	4	0,134	0,114	0,99	0,57	0,54	4	5	3,75	428	74	466
PS2170-4MUC	5	0,095	0,105	0,86	0,51	0,50	5	5	3,01	439	48	574
PS2170-4MUC	6	0,098	0,101	0,82	0,53	0,52	5	5	2,49	431	65	426
PS2170-4MUC	7	0,110	0,102	0,79	0,52	0,51	5	5	2,33	456	49	456
PS2170-4MUC	8	0,099	0,104	0,77	0,51	0,50	5	5	2,31	443	68	392
PS2170-4MUC	9	0,086	0,097	0,76	0,47	0,46	5	5	2,48	455	58	458
PS2170-4MUC	10	0,092	0,091	0,72	0,44	0,42	5	5	2,48	481	90	469
PS2170-4MUC	11	0,094	0,097	0,63	0,40	0,40	4	4	1,93	502	87	575
PS2170-4MUC	12	0,069	0,082	0,44	0,30	0,30	4	4	1,21	472	126	396
PS2170-4MUC	13	0,091	0,090	0,72	0,38	0,37	4	4	2,89	518	62	718
PS2170-4MUC	14	0,090	0,109	0,79	0,42	0,40	4	4	3,26	517	87	670
PS2170-4MUC	15	0,099	0,098	0,77	0,43	0,42	4	4	2,90	518	64	685
PS2170-4MUC	16	0,103	0,119	0,74	0,45	0,44	4	4	2,55	501	95	570
PS2170-4MUC	17	0,109	0,103	0,81	0,39	0,37	3	4	3,61	452	62	783
PS2170-4MUC	18	0,087	0,114	0,81	0,37	0,36	4	3	3,77	449	61	641
PS2170-4MUC	19	0,115	0,108	0,72	0,34	0,33	3	3	3,26	462	80	660
PS2170-4MUC	20	0,088	0,114	0,52	0,32	0,32	4	3	1,73	458	134	418
PS2170-4MUC	21	0,091	0,096	0,42	0,32	0,32	4	3	0,86	447	125	362
PS2170-4MUC	22	0,124	0,093	0,51	0,32	0,31	3	3	1,60	447	187	283
PS2170-4MUC	23	0,090	0,100	0,49	0,33	0,32	4	3	1,38	460	125	390
PS2170-4MUC	24	0,092	0,110	0,51	0,33	0,32	4	3	1,53	463	156	346
PS2170-4MUC	25	0,096	0,120	0,48	0,35	0,34	4	3	1,11	454	138	332
PS2170-4MUC	26	0,104	0,101	0,53	0,43	0,43	4	4	0,86	466	134	237
PS2170-4MUC	27	0,087	0,091	0,54	0,38	0,37	4	4	1,37	480	118	354
PS2170-4MUC	28	0,073	0,087	0,51	0,34	0,34	5	4	1,42	474	117	355
PS2170-4MUC	29	0,079	0,082	0,57	0,32	0,31	4	4	2,13	542	80	390
PS2170-4MUC	30	0,078	0,109	0,53	0,34	0,33	4	3	1,65	527	100	536
PS2175-4MUC	0	0,100		1,15	0,80	0,77	8		3,20	375	59	623
PS2175-4MUC	1	0,120	0,102	1,14	0,81	0,78	7	8	3,01	365	84	523
PS2175-4MUC	2	0,065	0,103	0,89	0,69	0,68	10	7	1,79	519	122	475
PS2175-4MUC	3	0,061	0,082	0,75	0,66	0,65	11	8	0,80	506	156	432
PS2175-4MUC	4	0,055	0,099	0,70	0,63	0,62	11	6	0,69	509	111	433
PS2175-4MUC	5	0,038	0,078	0,65	0,62	0,61	16	8	0,33	532	172	432
PS2175-4MUC	6	0,040	0,066	0,61	0,57	0,57	14	9	0,29	499	124	371
PS2175-4MUC	7	0,034	0,075	0,57	0,53	0,53	16	7	0,31	474	149	349
PS2175-4MUC	8	0,031	0,052	0,54	0,51	0,51	16	10	0,29	494	131	370
PS2175-4MUC	9	0,053	0,050	0,54	0,50	0,50	9	10	0,32	471	142	330
PS2175-4MUC	10	0,055	0,045	0,53	0,47	0,47	9	10	0,48			
PS2175-4MUC	11	0,087	0,056	0,57	0,47	0,46	5	8	0,87	479	165	347
PS2175-4MUC	12	0,068	0,053	0,56	0,46	0,46	7	9	0,83	468	115	330
PS2175-4MUC	13	0,059	0,056	0,57	0,51	0,50	9	9	0,60	473	150	292

Anhang

Proben- bezeichnung	Tiefe cm	Ntot (%)	N'tot (%)	TC (%)	TOC' (%)	TOC (%)	TOC/Ntot	TOC'/N'tot	CaCO3 (%)	Tmax °C	H I (mgHC/gC)	O I (mgCO2/gC)
PS2175-4MUC	14	0,061	0,048	0,59	0,51	0,51	8	11	0,71	479	76	278
PS2175-4MUC	15	0,059	0,051	0,57	0,45	0,45	8	9	1,01	460	168	297
PS2175-4MUC	16	0,060	0,081	0,58	0,53	0,52	9	6	0,48	458	82	328
PS2175-4MUC	17	0,056	0,077	0,62	0,58	0,57	10	7	0,39	484	156	312
PS2175-4MUC	18	0,056	0,055	0,63	0,59	0,59	11	11	0,32	463	69	294
PS2175-4MUC	19	0,067	0,107	0,60	0,60	0,60	9	6	0,00	465	103	245
PS2175-4MUC	20	0,093	0,049	0,67	0,59	0,58	6	12	0,78	455	86	231
PS2175-4MUC	21	0,068	0,047	0,60	0,56	0,56	8	12	0,33	461	80	244
PS2179-3MUC	0	0,050	0,038	1,31	0,64	0,60	12	17	6,00	379	88	796
PS2179-3MUC	1	0,132	0,087	1,30	0,65	0,61	5	7	5,69	362	55	670
PS2179-3MUC	2	0,058	0,086	1,01	0,55	0,53	9	6	4,04	402	56	535
PS2179-3MUC	3	0,051	0,067	0,91	0,45	0,43	8	7	3,98	406	55	665
PS2179-3MUC	4	0,075	0,110	0,93	0,52	0,50	7	5	3,60	356	36	486
PS2179-3MUC	5	0,074	0,057	0,89	0,41	0,40	5	7	4,08	425	50	767
PS2179-3MUC	6	0,088	0,055	0,85	0,41	0,39	4	7	3,79	412	69	566
PS2179-3MUC	7	0,050	0,059	0,83	0,42	0,40	8	7	3,57	431	45	640
PS2179-3MUC	8	0,075	0,071	0,70	0,42	0,41	5	6	2,41	453	78	356
PS2179-3MUC	9	0,050	0,059	0,66	0,41	0,41	8	7	2,13	450	63	514
PS2179-3MUC	10	0,045	0,053	0,74	0,38	0,37	8	7	3,12	450	59	494
PS2179-3MUC	11	0,042	0,058	0,77	0,37	0,36	8	6	3,47	432	50	630
PS2179-3MUC	12	0,060	0,098	0,67	0,42	0,41	7	4	2,19	481	60	487
PS2179-3MUC	13	0,045	0,084	0,64	0,34	0,33	7	4	2,59	485	42	648
PS2179-3MUC	14	0,063	0,060	0,69	0,31	0,30	5	5	3,24	410	60	500
PS2179-3MUC	15	0,044	0,052	0,74	0,30	0,29	7	6	3,73	469	34	762
PS2179-3MUC	16	0,072	0,066	1,25	0,28	0,26	4	4	8,25	369	30	884
PS2179-3MUC	17	0,059	0,185	1,40	0,35	0,32	5	2	8,99	413	21	775
PS2179-3MUC	18	0,058	0,075	0,98	0,26	0,25	4	4	6,07	355	16	720
PS2179-3MUC	19	0,056	0,044	0,65	0,25	0,24	4	6	3,41	433	45	700
PS2179-3MUC	20	0,062	0,041	0,64	0,23	0,22	4	6	3,49	424	77	522
PS2179-3MUC	21	0,065	0,047	0,54	0,22	0,21	3	5	2,77	448	100	704
PS2179-3MUC	22	0,094	0,049	0,76	0,23	0,22	2	5	4,43	441	54	540
PS2179-3MUC	23	0,068	0,064	0,83	0,26	0,24	4	4	4,85	427	45	691
PS2181-4MUC	0	0,060	0,053	1,50	0,24	0,21	4	4	10,76	371	66	823
PS2181-4MUC	1	0,072	0,049	1,61	0,21	0,18	3	4	11,87	389	60	889
PS2181-4MUC	2	0,054	0,069	1,25	0,24	0,22	4	3	8,63	391	60	659
PS2181-4MUC	3	0,047	0,058	0,45	0,16	0,16	3	3	2,41	484	94	478
PS2181-4MUC	4	0,054	0,055	0,45	0,21	0,20	4	4	2,07	491	105	384
PS2181-4MUC	5	0,045	0,062	0,36	0,21	0,21	5	3	1,26	493	87	310
PS2181-4MUC	6	0,051	0,062	0,37	0,19	0,19	4	3	1,51	445	48	282
PS2181-4MUC	7	0,069	0,051	0,31	0,16	0,16	2	3	1,31	483	148	282
PS2181-4MUC	8	0,052	0,051	0,26	0,14	0,14	3	3	1,03	482	195	339
PS2181-4MUC	9	0,044	0,049	0,26	0,19	0,19	4	4	0,57	471	216	263
PS2181-4MUC	10	0,046	0,038	0,25	0,15	0,15	3	4	0,84	476	191	266
PS2181-4MUC	11	0,040	0,052	0,21	0,14	0,14	3	3	0,62	482	259	417
PS2181-4MUC	12	0,040	0,045	0,21	0,17	0,17	4	4	0,36	474	216	210
PS2181-4MUC	13	0,038	0,051	0,22	0,16	0,16	4	3	0,52	467	243	250
PS2181-4MUC	14	0,048	0,064	0,24	0,15	0,15	3	2	0,75	469	119	265
PS2181-4MUC	15	0,040	0,047	0,27	0,20	0,20	5	4	0,56	476	217	340
PS2181-4MUC	16	0,053	0,047	0,26	0,21	0,21	4	5	0,36	473	179	236
PS2181-4MUC	17	0,037	0,062	0,26	0,14	0,14	4	2	0,98	479	276	305
PS2181-4MUC	18	0,044	0,078	0,30	0,25	0,25	6	3	0,45	486	129	177
PS2181-4MUC	19	0,090	0,095	0,31	0,36	0,36	4	4	0,00	491	123	196
PS2182-4MUC	cmbsf	Ntot(%)	N'tot(%)	TC	TOC'	TOC	TOC/Ntot	TOC'/N'tot	CaCO3	Tmax	H I	O I
PS2182-4MUC	0	0,066	0,075	1,81	0,34	0,29	4	4	12,65	380	51	688
PS2182-4MUC	1	0,094	0,053	1,45	0,19	0,17	2	4	10,65	363	41	1108
PS2182-4MUC	2	0,059	0,062	0,94	0,19	0,18	3	3	6,37	312	40	834
PS2182-4MUC	3	0,053	0,053	0,78	0,13	0,12	2	2	5,54	444	25	1042
PS2182-4MUC	4	0,043	0,046	0,88	0,11	0,10	2	2	6,52	424	10	1243
PS2182-4MUC	5	0,044	0,049	0,47	0,13	0,12	3	3	2,88	391	41	965
PS2182-4MUC	6	0,073	0,052	0,87	0,14	0,13	2	3	6,11	324	23	930
PS2182-4MUC	7	0,042	0,043	0,79	0,09	0,08	2	2	5,88		12	1063
PS2182-4MUC	8	0,042	0,045	0,86	0,10	0,09	2	2	6,40		21	920

Anhang

Proben- bezeichnung	Tiefe cm	N _{tot} (%)	N _{'tot} (%)	TC (%)	TOC (%)	TOC (%)	TOC/N _{tot}	TOC/N _{'tot}	CaCO ₃ (%)	Tmax °C	H I (mgHC/gC)	O I (mgCO ₂ /gC)
PS2182-4MUC	9	0,067	0,044	0,74	0,14	0,13	2	3	5,06	364	22	657
PS2182-4MUC	10	0,042	0,039	0,78	0,09	0,09	2	2	5,76		12	886
PS2182-4MUC	11	0,044	0,041	0,86	0,13	0,12	3	3	6,15	415	24	856
PS2182-4MUC	12	0,045	0,051	1,04	0,12	0,11	3	2	7,70		26	837
PS2182-4MUC	13	0,045	0,058	1,15	0,15	0,13	3	3	8,46	400	22	673
PS2182-4MUC	14	0,049	0,064	0,68	0,16	0,15	3	2	4,44	370	41	533
PS2182-4MUC	15	0,043	0,057	0,48	0,13	0,13	3	2	2,92	434	61	546
PS2182-4MUC	16	0,043	0,052	0,48	0,09	0,09	2	2	3,22		0	0
PS2182-4MUC	17	0,032	0,030	0,25	0,06	0,06	2	2	1,58	501	254	689
PS2182-4MUC	18	0,041	0,033	0,23	0,10	0,10	2	3	1,06	494	208	654
PS2182-4MUC	19	0,046	0,043	0,27	0,16	0,16	3	4	0,94	496	270	289
PS2184-3MUC	0	0,045	0,069	1,37	0,28	0,26	6		9,07	380	39	567
PS2184-3MUC	1	0,039	0,051	1,44	0,20	0,18	5		10,34	336	33	562
PS2184-3MUC	2	0,044	0,058	1,34	0,16	0,15	3		9,80	*	34	617
PS2184-3MUC	3	0,038		1,29					10,72	360		
PS2184-3MUC	4	0,038	0,045	1,17	0,22	0,21	5		7,87	321	24	439
PS2184-3MUC	5	0,036	0,064	1,05	0,17	0,15	4		7,37		13	465
PS2184-3MUC	6	0,038	0,058	1,02	0,14	0,13	4		7,30	409	45	547
PS2184-3MUC	7	0,037	0,068	0,81	0,23	0,21	6		4,82	*	33	358
PS2184-3MUC	8	0,038	0,057	0,62	0,15	0,14	4		3,94	423	62	410
PS2184-3MUC	9	0,043	0,059	0,53	0,17	0,16	4		3,03	453	25	367
PS2184-3MUC	10	0,039	0,058	0,33	0,20	0,20	5		1,07	489	100	219
PS2184-3MUC	11	0,027	0,048	0,18	0,14	0,14	5		0,35	489	291	175
PS2184-3MUC	12	0,028	0,054	0,18	0,13	0,13	5		0,43	480	350	164
PS2184-3MUC	13	0,042	0,069	0,27	0,23	0,22	5		0,39	506	178	152
PS2184-3MUC	14	0,045	0,042	0,26	0,25	0,25	6		0,07	484	142	123
PS2184-3MUC	15	0,040	0,071	0,25	0,27	0,27	7		0,00	488	127	119

Anhang

Proben- bezeichnung	Depth cm	Ntot (%)	N'tot (%)	TC (%)	TOC' (%)	TOC (%)	TOC/Ntot	TOC'/N'tot	CaCO3 (%)	Tmax °C	HI (mgHC/gC)	O I (mgCO2/gC)
PS2171-4 Muc	0	0,107	0,084	1,44	0,76	0,72	7	9	5,98	353	39	539
PS2171-4 Muc	1	0,096	0,091	1,42	0,70	0,66	7	8	6,40	362	21	701
PS2171-4 Muc	2	0,077	0,097	1,38	0,64	0,59	8	7	6,53	366	34	486
PS2171-4 Muc	3	0,060	0,068	1,43	0,49	0,45	8	7	8,16	348	18	579
PS2171-4 Muc	4	0,051	0,061	1,48	0,48	0,44	9	8	8,65	*	7	569
PS2171-4 Muc	5	0,042	0,051	1,74	0,38	0,33	8	7	11,74	326	9	671
PS2171-4 Muc	6	0,042	0,046	1,80	0,35	0,30	7	8	12,47	*	13	677
PS2171-4 Muc	7	0,031	0,041	1,83	0,32	0,28	9	8	12,90	*	0	676
PS2171-4 Muc	8	0,034	0,049	1,88	0,33	0,29	9	7	13,25	*	0	652
PS2171-4 Muc	9	0,029	0,046	1,89	0,32	0,27	9	7	13,47	335	11	660
PS2171-4 Muc	10	0,032	0,035	1,93	0,29	0,24	8	8	14,05	310	8	804
PS2171-4 Muc	11	0,033	0,041	1,96	0,29	0,24	7	7	14,33	*	0	741
PS2171-4 Muc	12	0,035	0,038	1,92	0,29	0,25	7	8	13,93	*	0	770
PS2171-4 Muc	13	0,031	0,038	1,93	0,29	0,25	8	8	13,97	*	0	729
PS2171-4 Muc	14	0,031	0,043	1,96	0,32	0,27	9	7	14,09	*	0	739
PS2171-4 Muc	15	0,035	0,034	1,95	0,28	0,24	7	8	14,26	*	0	749
PS2171-4 Muc	16	0,030	0,037	1,93	0,26	0,22	7	7	14,25	*	0	760
PS2171-4 Muc	17	0,029	0,039	1,95	0,25	0,21	7	6	14,47	433	24	833
PS2171-4 Muc	18	0,024	0,036	1,95	0,26	0,22	9	7	14,35	332	13	753
PS2171-4 Muc	19	0,032	0,036	1,96	0,26	0,22	7	7	14,47	408	5	892
PS2171-4 Muc	20	0,032	0,040	1,96	0,28	0,24	7	7	14,34	*	0	705
PS2171-4 Muc	21	0,029	0,041	1,97	0,28	0,24	8	7	14,40	*	0	729
PS2171-4 Muc	22	0,028	0,048	1,95	0,28	0,24	9	6	14,28	*	8	762
PS2171-4 Muc	23	0,033	0,041	1,96	0,27	0,23	7	7	14,36	*	9	760
PS2171-4 Muc	24	0,033	0,035	1,96	0,28	0,24	7	8	14,29	323	21	1117
PS2171-4 Muc	25	0,033	0,032	1,95	0,29	0,25	7	9	14,19	363	4	698
PS2171-4 Muc	26	0,035	0,047	1,97	0,29	0,25	7	6	14,33	*	0	756
PS2171-4 Muc	27	0,031	0,034	1,97	0,28	0,24	8	8	14,44	*	0	907
PS2171-4 Muc	28	0,034	0,036	1,96	0,30	0,26	8	8	14,16	*	0	676
PS2171-4 Muc	29	0,032	0,045	1,96	0,30	0,26	8	7	14,19	*	0	702
PS2171-4 Muc	30	0,029	0,043	1,94	0,32	0,27	9	7	13,87	*	0	604
PS2171-4 Muc	31	0,033	0,040	1,95	0,29	0,25	8	7	14,18	*	0	735
PS2171-4 Muc	32	0,031	0,042	1,98	0,30	0,26	8	7	14,33	*	4	690
PS2171-4 Muc	33	0,035	0,036	2,01	0,31	0,26	7	8	14,60	303	4	987
PS2171-4 Muc	34	0,030	0,040	1,94	0,31	0,27	9	8	13,91	*	0	629
PS2171-4 Muc	35	0,035	0,043	1,93	0,31	0,27	8	7	13,79	407	22	968
PS2171-4 Muc	36	0,030	0,040	1,94	0,30	0,26	9	8	13,96	*	0	928
PS2171-4 Muc	37	0,035	0,037	1,88	0,31	0,27	8	8	13,46	*	0	906
PS2171-4 Muc	38	0,033	0,041	1,84	0,31	0,27	8	8	13,11	319	19	614
PS2171-4 Muc	39	0,028	0,046	1,79	0,33	0,29	10	7	12,49	*	0	642
PS2171-4 Kal	40	0,040	0,070	1,81	0,46	0,41	10	7	11,71	427	35	644
PS2171-4 Kal	45	0,044	0,063	1,71	0,50	0,45	10	8	10,47	440	24	515
PS2171-4 Kal	55	0,061	0,076	0,50	0,50	0,50	8	7	0,00	494	130	273
PS2171-4 Kal	60	0,051	0,065	0,45	0,47	0,47	9	7	0,00	479	280	217
PS2171-4 Kal	65	0,055	0,068	0,51	0,64	0,64	12	9	0,00	475	146	207
PS2171-4 Kal	70	0,052	0,072	0,53	0,66	0,67	13	9	0,00	477	124	268
PS2171-4 Kal	75	0,054	0,116	0,64	0,80	0,81	15	7	0,00	484	124	249
PS2171-4 Kal	85	0,055	0,072	0,63	0,76	0,76	14	10	0,00	488	111	267
PS2171-4 Kal	90	0,050	0,066	0,72	0,87	0,88	18	13	0,00	489	91	211
PS2171-4 Kal	95	0,060	0,064	0,94	1,14	1,16	19	18	0,00	493	78	109
PS2171-4 Kal	100	0,075	0,068	1,03	1,07	1,08	14	16	0,00	471	75	138
PS2171-4 Kal	105	0,056	0,073	1,05	1,11	1,12	20	15	0,00	509	80	249
PS2171-4 Kal	110	0,067	0,081	1,09	1,20	1,21	18	15	0,00	490	64	287
PS2171-4 Kal	115	0,063	0,081	1,11	1,10	1,10	17	14	0,06	457	70	336
PS2171-4 Kal	120	0,063	0,058	1,13	1,10	1,10	17	19	0,27	516	113	345
PS2171-4 Kal	130	0,067	0,065	1,14	1,11	1,11	17	17	0,25	412	60	327
PS2171-4 Kal	135	0,066	0,070	1,10	1,06	1,05	16	15	0,41	429	64	368
PS2171-4 Kal	140	0,071	0,072	1,11	1,06	1,05	15	15	0,45	434	64	355
PS2171-4 Kal	145	0,061	0,062	1,12	1,10	1,10	18	18	0,14	472	69	334
PS2171-4 Kal	155	0,071	0,060	1,13	1,04	1,03	14	17	0,88	422	57	374
PS2171-4 Kal	160	0,062	0,086	1,12	1,09	1,08	17	13	0,27	428	58	345
PS2171-4 Kal	165	0,058	0,082	1,15	1,17	1,17	20	14	0,00	422	53	319
PS2171-4 Kal	170	0,059	0,053	1,18	1,11	1,10	19	21	0,71	426	52	335
PS2171-4 Kal	175	0,061	0,068	1,19	1,13	1,12	18	17	0,58	416	57	348
PS2171-4 Kal	180	0,062	0,055	1,21	1,14	1,13	18	21	0,66	416	51	350
PS2171-4 Kal	185	0,063	0,040	1,28	1,26	1,25	20	31	0,22	422	57	320

Anhang

Proben- bezeichnung	Depth cm	Ntot (%)	N'tot (%)	TC (%)	TOC (%)	TOC (%)	TOC/Ntot	TOC/N'tot	CaCO3 (%)	Tmax °C	HI (mgHC/gC)	O I (mgCO2/gC)
PS2171-4 Kal	191	0,078	0,079	1,88	0,59	0,52	7	7	11,28	385	40	687
PS2171-4 Kal	195	0,048	0,055	1,90	0,42	0,37	8	8	12,79	429	33	1035
PS2171-4 Kal	200	0,047	0,068	1,85	0,44	0,39	8	7	12,18	410	31	966
PS2171-4 Kal	205	0,039	0,050	1,83	0,43	0,38	10	9	12,11	437	37	1038
PS2171-4 Kal	215	0,051	0,044	1,90	0,42	0,36	7	10	12,78	417	27	1059
PS2171-4 Kal	230	0,056	0,061	0,47	0,56	0,56	10	9	0,00	474	148	247
PS2171-4 Kal	235	0,048	0,069	0,55	0,63	0,63	13	9	0,00	485	116	293
PS2171-4 Kal	240	0,046	0,057	0,51	0,60	0,60	13	10	0,00	478	97	243
PS2171-4 Kal	245	0,051	0,049	0,57	0,63	0,64	12	13	0,00	487	102	284
PS2171-4 Kal	250	0,044	0,057	0,71	0,79	0,79	18	14	0,00	477	100	125
PS2171-4 Kal	255	0,124		1,38						421		
PS2171-4 Kal	260	0,085	0,099	1,41	1,38	1,38	16	14	0,25	416	71	161
PS2171-4 Kal	265	0,084	0,115	1,43	1,41	1,41	17	12	0,18	422	67	160
PS2171-4 Kal	270	0,108	0,066	0,72	0,62	0,62	6	9	0,88	518	100	211
PS2171-4 Kal	275	0,075	0,094	0,47	0,57	0,57	8	6	0,00	514	140	114
PS2171-4 Kal	280	0,068	0,055	0,45	0,44	0,44	7	8	0,06	473	203	280
PS2171-4 Kal	285	0,057	0,059	0,42	0,52	0,52	9	9	0,00	473	133	208
PS2171-4 Kal	290	0,056	0,066	0,46	0,51	0,51	9	8	0,00	472	155	229
PS2171-4 Kal	295	0,055	0,081	0,46	0,61	0,62	11	8	0,00	465	168	210
PS2171-4 Kal	300	0,054	0,052	0,41	0,60	0,60	11	11	0,00	475	159	165
PS2171-4 Kal	305	0,048	0,051	0,47	0,64	0,64	13	12	0,00	466	189	185
PS2171-4 Kal	310	0,053	0,056	0,45	0,64	0,65	12	11	0,00	466	117	170

Anhang

Proben- bezeichnung	Depth cm	N _{tot} (%)	N _{tot} (%)	TC (%)	TOC [*] (%)	TOC (%)	TOC/N _{tot}	TOC/N _{tot}	CaCO ₃ (%)	T _{max} °C	H I (mgHC/gC)	O I (mgCO ₂ /gC)
PS2174-2Muc	0	0,105	0,091	1,13	0,72	0,69	7	8	3,65	489	36	494
PS2174-2Muc	1	0,093	0,092	0,98	0,68	0,66	7	7	2,70	418	44	506
PS2174-2Muc	2	0,093	0,089	0,79	0,61	0,60	6	7	1,63	485	57	466
PS2174-2Muc	3	0,086	0,081	0,69	0,60	0,60	7	7	0,76	528	99	346
PS2174-2Muc	4	0,079	0,081	0,65	0,57	0,56	7	7	0,68	503	103	433
PS2174-2Muc	5	0,062	0,081	0,55	0,52	0,51	8	6	0,34	491	107	397
PS2174-2Muc	6	0,060	0,061	0,54	0,46	0,46	8	7	0,65	480	83	394
PS2174-2Muc	7	0,062	0,059	0,55	0,47	0,46	7	8	0,74	505	80	284
PS2174-2Muc	8	0,045	0,055	0,52	0,38	0,38	8	7	1,16	492	135	417
PS2174-2Muc	9	0,051	0,055	0,53	0,40	0,40	8	7	1,13	492	111	387
PS2174-2Muc	10	0,074	0,064	0,53	0,42	0,41	6	6	0,99	497	99	417
PS2174-2Muc	11	0,050	0,063	0,53	0,43	0,43	9	7	0,82	483	87	368
PS2174-2Muc	12	0,042	0,065	0,50	0,41	0,41	10	6	0,74	505	138	362
PS2174-2Muc	13	0,044	0,065	0,45	0,41	0,40	9	6	0,37	489	124	354
PS2174-2Muc	14	0,047	0,077	0,44	0,39	0,39	8	5	0,39	486	179	411
PS2174-2Muc	15	0,040	0,044	0,41	0,39	0,39	10	9	0,15	489	182	295
PS2174-2Muc	16	0,063	0,043	0,43	0,41	0,41	7	10	0,13	494	268	329
PS2174-2Muc	17	0,049	0,070	0,41	0,41	0,41	8	6	0,03	476	137	277
PS2174-2Muc	18	0,054	0,070	0,43	0,42	0,42	8	6	0,10	473	267	274
PS2174-2Muc	19	0,055	0,046	0,42	0,43	0,43	8	9	0,00	475	170	297
PS2174-2Muc	20	0,047	0,041	0,44	0,45	0,45	10	11	0,00	481	247	342
PS2174-2Muc	21	0,046	0,047	0,45	0,47	0,47	10	10	0,00	486	187	317
PS2174-2Muc	22	0,048	0,065	0,46	0,50	0,50	10	8	0,00	470	144	302
PS2174-2Muc	23	0,050	0,062	0,48	0,48	0,48	10	8	0,05	478	198	334
PS2174-2Muc	24	0,062	0,050	0,47	0,47	0,47	8	9	0,00	475	247	388
PS2174-2Muc	25	0,057	0,076	0,51	0,53	0,53	9	7	0,00	481	170	347
PS2174-2Muc	26	0,050	0,086	0,55	0,57	0,57	11	7	0,00	493	44	268
PS2174-2Muc	27	0,055	0,067	0,57	0,60	0,60	11	9	0,00	480	146	292
PS2174-2Muc	28	0,050	0,041	0,60	0,61	0,61	12	15	0,00	485	202	350
PS2174-2Muc	29	0,073	0,075	0,65	0,67	0,67	9	9	0,00	514	181	215
PS2174-2Muc	30	0,053	0,056	0,62	0,61	0,61	7	11	0,00	502	170	177
PS2174-5Kal	32	0,050		0,55	0,61	0,62	8		0,00	518	120	264
PS2174-5Kal	34	0,047		0,53	0,61	0,62	8		0,00	493	138	295
PS2174-5Kal	35	0,047	0,131	0,70	0,94	0,96	11	7	0,00	474	27	81
PS2174-5Kal	38	0,047		0,53	0,63	0,63	12		0,00	485	106	236
PS2174-5Kal	40	0,076	0,183	0,45	0,64	0,65	9	4	0,00	483	139	197
PS2174-5Kal	45	0,080	0,130	0,52	0,65	0,66	10	5	0,00	490	155	248
PS2174-5Kal	50	0,061	0,113	0,60	0,62	0,62	7	6	0,00	504	222	291
PS2174-5Kal	55	0,061	0,100	0,53	0,55	0,55	9	6	0,00	489	167	282
PS2174-5Kal	60	0,057	0,059	0,51	0,54	0,54	10	9	0,00	479	173	307
PS2174-5Kal	65	0,064	0,067	0,60	0,66	0,66	9	10	0,00	490	125	298
PS2174-5Kal	70	0,064	0,147	0,80	1,01	1,03	15	7	0,00	492	73	185
PS2174-5Kal	75	0,078	0,183	0,94	1,11	1,13	11	6	0,00	504	68	283
PS2174-5Kal	80	0,070	0,143	0,98	1,13	1,15	16	8	0,00	486	95	116
PS2174-5Kal	85	0,089	0,195	1,05	1,22	1,24	11	6	0,00	469	55	109
PS2174-5Kal	90	0,078	0,205	1,09	1,25	1,27	22	6	0,00	425	43	163
PS2174-5Kal	95	0,070	0,150	1,10	1,10	1,09	15	7	0,04	499	77	255
PS2174-5Kal	100	0,059	0,116	1,09	1,06	1,06	10	9	0,26	500	78	268
PS2174-5Kal	105	0,075	0,063	1,07	1,04	1,04	14	16	0,22	469	57	280
PS2174-5Kal	110	0,100	0,089	1,10	1,12	1,12	11	13	0,00	500	62	279
PS2174-5Kal	115	0,070	0,074	1,09	1,15	1,15	16	16	0,00	473	67	268
PS2174-5Kal	120	0,071	0,135	1,12	1,06	1,05	11	8	0,52	495	74	300
PS2174-5Kal	125	0,084	0,085	1,09	1,16	1,16	14	14	0,00	472	69	273
PS2174-5Kal	130	0,093	0,088	1,15	1,07	1,07	12	12	0,62	497	82	228
PS2174-5Kal	135	0,074	0,127	1,15	1,08	1,08	11	8	0,52	486	66	95
PS2174-5Kal	140	0,075	0,111	1,15	1,06	1,06	10	10	0,71	499	71	293
PS2174-5Kal	145	0,071	0,121	1,14	1,07	1,06	10	9	0,80	496	67	318
PS2174-5Kal	150	0,081	0,128	1,15	1,08	1,08	18	8	0,52	475	56	317
PS2174-5Kal	155	0,064	0,121	1,14	1,10	1,09	13	9	0,36	509	74	311
PS2174-5Kal	160	0,084	0,110	1,19	1,09	1,08	13	10	0,85	494	64	318
PS2174-5Kal	165	0,068	0,143	1,14	1,02	1,01	14	7	0,97	507	67	307
PS2174-5Kal	170	0,050	0,113	1,12	0,98	0,96	17	9	1,22	469	63	342
PS2174-5Kal	175	0,078	0,122	1,18	1,01	0,99	17	8	1,44	503	73	328
PS2174-5Kal	180	0,069	0,086	1,16	0,97	0,96	11	11	1,52	423	50	306
PS2174-5Kal	185	0,068	0,094	1,14	0,94	0,92	14	10	1,67	421	47	316
PS2174-5Kal	190	0,058	0,117	1,17	1,00	0,99	13	8	1,34	427	63	335

Anhang

Proben- bezeichnung	Depth cm	Ntot (%)	N'tot (%)	TC (%)	TOC (%)	TOC (%)	TOC/Ntot	TOC/N'tot	CaCO3 (%)	Tmax °C	HI (mgHC/gC)	O I (mgCO2/gC)
PS2174-5Kal	195	0,084	0,089	1,95	1,75	1,71	16	19	1,72	421	67	186
PS2174-5Kal	200	0,096	0,110	2,27	2,13	2,10	23	19	1,13	420	68	174
PS2174-5Kal	205	0,086	0,094	1,79	1,46	1,42	26	15	2,68	423	62	178
PS2174-5Kal	210	0,076	0,117	0,54	0,53	0,53	7	5	0,09	520	70	487
PS2174-5Kal	215	0,057	0,112	0,57	0,56	0,56	6	5	0,09	507	202	278
PS2174-5Kal	220	0,073	0,074	0,52	0,51	0,51	10	7	0,03	481	191	331
PS2174-5Kal	225	0,066	0,082	0,58	0,56	0,56	6	7	0,09	491	162	257
PS2174-5Kal	230	0,076	0,066	0,58	0,61	0,61	8	9	0,00	476	91	224
PS2174-5Kal	235	0,081	0,059	0,63	0,64	0,64	12	11	0,00	494	94	227
PS2174-5Kal	240	0,072	0,080	0,55	0,56	0,56	7	7	0,00	497	128	570
PS2174-5Kal	245	0,069	0,064	0,39	0,36	0,36	5	6	0,26	482	107	236
PS2174-5Kal	250	0,057	0,104	0,49	0,34	0,34	6	3	1,27	496	304	337
PS2174-5Kal	255	0,051	0,101	0,37	0,39	0,39	5	4	0,00	486	316	212
PS2174-5Kal	260	0,057	0,067	0,40	0,40	0,40	5	6	0,01	497	240	268
PS2174-5Kal	265	0,071	0,107	0,44	0,45	0,45	5	4	0,00	490	222	235
PS2174-5Kal	270	0,067	0,093	0,45	0,47	0,47	9	5	0,00	479	144	207
PS2174-5Kal	275	0,082	0,084	0,54	0,57	0,57	9	7	0,00	489	178	224
PS2174-5Kal	280	0,066	0,111	0,54	0,57	0,57	8	5	0,00	486	213	227
PS2174-5Kal	285	0,075	0,080	0,06	0,57	0,60	8	7	0,00	473	84	165
PS2174-5Kal	290	0,047		0,52	0,68	0,69	14		0,00	476	102	131
PS2174-5Kal	300	0,050		0,52	0,58	0,59	11		0,00	459	123	135
PS2174-5Kal	310	0,052		0,62	0,67	0,67	12		0,00	486	110	60
PS2174-5Kal	320	0,058		1,04	1,11	1,11	16		0,00	375	79	91
PS2174-5Kal	330	0,048		0,43	0,40	0,40	8		0,24	332	38	101
PS2174-5Kal	340	0,047		0,40	0,36	0,36	6		0,36	500	264	61
PS2174-5Kal	350	0,042		0,29	0,29	0,29	5		0,00	481	577	99
PS2174-5Kal	360	0,042		0,28	0,31	0,31	6		0,00	472	428	55
PS2174-5Kal	370	0,068		0,46	0,41	0,41	5		0,36	471	468	93
PS2174-5Kal	380	0,056		0,43	0,43	0,43	9		0,04	464	281	127
PS2174-5Kal	390	0,089	0,077	0,44	0,43	0,43	8	6	0,10	479	436	204
PS2174-5Kal	400	0,043		0,49	0,49	0,49	9		0,02	471	441	282
PS2174-5Kal	410	0,045		0,43	0,51	0,51	9		0,00	476	526	192
PS2174-5Kal	420	0,047		0,59	0,63	0,64	9		0,00	475	225	105
PS2174-5Kal	430	0,049		0,77	0,80	0,80	11		0,00	489	203	227
PS2174-5Kal	440	0,049		0,79	0,87	0,87	14		0,00	477	176	167
PS2174-5Kal	450	0,051		1,12	1,16	1,16	24		0,00	487	110	239
PS2174-5Kal	460	0,056		1,11	1,21	1,22	18		0,00	472	106	125
PS2174-5Kal	470	0,073		0,95	0,99	1,00	11		0,00	467	168	157
PS2174-5Kal	480	0,055		0,68	0,75	0,75	10		0,00	473	369	113
PS2174-5Kal	490	0,051		0,72	0,82	0,82	14		0,00	476	242	129
PS2174-5Kal	500	0,052		0,98	0,99	0,99	13		0,00	472	181	157
PS2174-5Kal	510	0,050		0,94	1,07	1,08	15		0,00	475	176	167
PS2174-5Kal	520	0,051		0,85	1,10	1,12	14		0,00	464	99	56
PS2174-5Kal	530	0,048		0,99	1,16	1,18	15		0,00	471	112	106
PS2174-5Kal	540	0,050		0,95	0,98	0,98	12		0,00	473	199	110
PS2174-5Kal	550	0,054		0,93	1,06	1,07	12		0,00	469	151	122
PS2174-5Kal	560	0,065		0,85	0,83	0,83	10		0,16	473	158	133
PS2174-5Kal	565	0,061		0,91	0,80	0,79	11		0,98	469	135	165
PS2174-5Kal	570	0,061		1,07	0,95	0,94	14		0,95	471	138	143
PS2174-5Kal	580	0,052		0,83	0,79	0,79	9		0,29	469	214	163
PS2174-5Kal	590	0,052		1,02	1,12	1,13	14		0,00	471	109	116
PS2174-5Kal	600	0,102	0,064	1,13	0,86	0,84	8	13	2,38	474	181	178
PS2174-5Kal	604	0,056		1,08	1,06	1,06	13		0,15	479	134	126
PS2174-5Kal	610	0,049		1,04	1,11	1,11	15		0,00	486	117	141
PS2174-5Kal	620	0,051		1,01	1,13	1,15	15		0,00	474	109	105
PS2174-5Kal	630	0,046		1,02	0,99	0,99	11		0,22	460	186	196
PS2174-5Kal	640	0,045		0,63	0,85	0,87	13		0,00	463	281	181
PS2174-5Kal	650	0,056		1,01	1,32	1,35	23		0,00	464	89	103
PS2174-5Kal	660	0,048		1,07	1,31	1,34	17		0,00	474	113	148
PS2174-5Kal	670	0,048		1,04	1,28	1,31	15		0,00	490	98	151
PS2174-5Kal	680	0,090	0,064	1,12	0,97	0,96	11	15	1,39	480	121	221
PS2174-5Kal	690	0,051		1,10	1,30	1,32	19		0,00	476	92	144
PS2174-5Kal	700	0,055		1,11	1,25	1,27	17		0,00	485	109	149
PS2174-5Kal	710	0,062		1,14	1,24	1,26	16		0,00	478	92	147
PS2174-5Kal	720	0,070		1,22	1,30	1,30	17		0,00	475	87	181
PS2174-5Kal	730	0,063		1,12	1,25	1,26	16		0,00	470	83	141
PS2174-5Kal	740	0,063		1,13	1,19	1,20	13		0,00	480	94	198
PS2174-5Kal	750	0,057		1,12	1,20	1,21	13		0,00	470	116	144

Anhang

Proben- bezeichnung	Depth cm	N _{tot} (%)	N 'tot (%)	TC (%)	TOC (%)	TOC (%)	TOC/N _{tot}	TOC'/N'tot	CaCO ₃ (%)	Tmax °C	H I (mgHC/gC)	O I (mgCO ₂ /gC)
PS2174-5Kal	760	0,065		1,13	1,21	1,21	15		0,00	467	72	170
PS2174-5Kal	770	0,059		1,12	1,25	1,26	13		0,00	475	92	166
PS2174-5Kal	780	0,067		1,14	1,24	1,25	12		0,00	472	96	170
PS2174-5Kal	790	0,062		1,08	1,15	1,16	19		0,00	464	63	189
PS2174-5Kal	800	0,056		1,08	1,05	1,05	11		0,19	454	68	198
PS2174-5Kal	810	0,058		1,53	1,54	1,54	21		0,00	426	51	132
PS2174-5Kal	820	0,056		1,04	1,21	1,23	14		0,00	468	86	77
PS2174-5Kal	830	0,064		1,11	1,21	1,22	13		0,00	491	122	148
PS2174-5Kal	840	0,051		0,84	1,00	1,01	12		0,00	471	120	96
PS2174-5Kal	850	0,053		1,03	1,22	1,24	14		0,00	476	90	149
PS2174-5Kal	860	0,069		0,98	1,09	1,10	15		0,00	471	124	143
PS2174-5Kal	870	0,055		1,10	1,26	1,28	12		0,00	474	76	168
PS2174-5Kal	880	0,068		1,14	1,26	1,27	19		0,00	486	61	225
PS2174-5Kal	890	0,050		1,08	1,17	1,18	14		0,00	475	67	208
PS2174-5Kal	900	0,070		1,14	1,10	1,10	14		0,30	471	76	288
PS2174-5Kal	910	0,082		1,01	1,23	1,25	13		0,00	484	83	142
PS2174-5Kal	920	0,081		1,10	1,26	1,27	27		0,00	480	63	182
PS2174-5Kal	930	0,076		1,11	1,14	1,15	17		0,00	461	51	231
PS2174-5Kal	940	0,076		1,13	1,13	1,13	18		0,02	452	57	229
PS2174-5Kal	950	0,076		1,14	1,11	1,10	19		0,27	424	57	287

Anhang

Proben- bezeichnung	Depth cm	Ntot (%)	N'tot (%)	TC (%)	TOC' (%)	TOC (%)	TOC/Ntot	TOC'/N'tot	CaCO3 (%)	Tmax °C	H I (mgHC/gC)	O I (mgCO2/gC)
PS2176-2Muc	0	0,100	0,037	1,20	0,89	0,87	8	24	2,80	522	88	525
PS2176-2Muc	1	0,096	0,094	0,99	0,84	0,83	9	9	1,33	522	123	523
PS2176-2Muc	2	0,081	0,091	0,84	0,77	0,77	9	8	0,60	474	93	426
PS2176-2Muc	3	0,076	0,080	0,79	0,76	0,76	10	10	0,21	491	130	408
PS2176-2Muc	4	0,077	0,081	0,74	0,74	0,73	10	9	0,01	499	140	411
PS2176-2Muc	5	0,077	0,072	0,74	0,70	0,70	9	10	0,34	497	114	390
PS2176-2Muc	6	0,090	0,119	0,70	0,69	0,69	8	6	0,07	477	107	355
PS2176-2Muc	7	0,066	0,070	0,57	0,57	0,57	9	8	0,00	463	137	357
PS2176-2Muc	8	0,060	0,066	0,54	0,53	0,53	9	8	0,08	480	122	338
PS2176-2Muc	9	0,062	0,060	0,59	0,55	0,55	9	9	0,33	479	122	323
PS2176-2Muc	10	0,057	0,060	0,52	0,50	0,50	9	8	0,15	499	323	349
PS2176-2Muc	11	0,059	0,072	0,51	0,55	0,55	9	8	0,00	469	115	281
PS2176-2Muc	12	0,062	0,057	0,51	0,55	0,55	9	10	0,00	476	111	249
PS2176-2Muc	13	0,070	0,058	0,49	0,54	0,54	8	9	0,00	461	159	238
PS2176-2Muc	14	0,061	0,055	0,47	0,54	0,54	9	10	0,00	481	107	241
PS2176-2Muc	15	0,065	0,053	0,54	0,57	0,57	9	11	0,00	461	111	293
PS2176-2Muc	16	0,064	0,085	0,50	0,57	0,57	9	7	0,00	463	106	258
PS2176-2Muc	17	0,060	0,066	0,49	0,53	0,53	9	8	0,00	470	109	267
PS2176-2Muc	18	0,059	0,054	0,42	0,47	0,47	8	9	0,00	483	86	278
PS2176-2Muc	19	0,053	0,050	0,44	0,45	0,45	9	9	0,00	470	110	265
PS2176-3Kal	25	0,099	0,084	0,47	0,49	0,49	5	6	0,00	480	87	353
PS2176-3Kal	30	0,073	0,074	0,48	0,46	0,45	6	6	0,23	452	68	264
PS2176-3Kal	35	0,096	0,067	0,54	0,59	0,59	6	9	0,00	466	52	177
PS2176-3Kal	40	0,090	0,093	0,61	0,79	0,80	9	8	0,00	480	46	127
PS2176-3Kal	45	0,086	0,103	0,63	0,77	0,78	9	7	0,00	478	61	248
PS2176-3Kal	50	0,091	0,071	0,58	0,65	0,65	7	9	0,00	478	58	246
PS2176-3Kal	54	0,081	0,089	0,64	0,66	0,67	8	7	0,00	460	37	140
PS2176-3Kal	70	0,079	0,102	0,64	0,70	0,71	9	7	0,00	485	39	129
PS2176-3Kal	80	0,061	0,101	0,67	0,86	0,88	14	9	0,00	458	65	130
PS2176-3Kal	85	0,086	0,103	1,06	1,08	1,08	13	10	0,00	407	37	168
PS2176-3Kal	90	0,086	0,118	1,10	1,03	1,02	12	9	0,65	419	62	240
PS2176-3Kal	97	0,090	0,083	0,62	0,68	0,68	8	8	0,00	463	76	170
PS2176-3Kal	100	0,069	0,070	0,53	0,67	0,67	10	10	0,00	532	65	143
PS2176-3Kal	105	0,082	0,099	0,49	0,56	0,57	7	6	0,00	458	82	170
PS2176-3Kal	110	0,107	0,088	0,65	0,72	0,72	7	8	0,00	462	43	147
PS2176-3Kal	117	0,064	0,108	1,09	1,10	1,10	17	10	0,00	416	41	107
PS2176-3Kal	122	0,078	0,097	0,52	0,61	0,61	8	6	0,00	470	45	168
PS2176-3Kal	125	0,077	0,102	0,59	0,65	0,65	8	6	0,00	496	75	146
PS2176-3Kal	135	0,113	0,083	1,43	1,25	1,23	11	15	1,69	417	39	251
PS2176-3Kal	140	0,098	0,118	1,27	1,21	1,20	12	10	0,58	406	41	192
PS2176-3Kal	148	0,088	0,090	0,64	0,71	0,71	8	8	0,00	472	81	342
PS2176-3Kal	170	0,080	0,109	0,91	1,01	1,02	13	9	0,00	396	52	147
PS2176-3Kal	180	0,062	0,120	0,98	1,06	1,07	17	9	0,00	406	43	122
PS2176-3Kal	190	0,085	0,102	0,54	0,64	0,65	8	6	0,00	464	49	164
PS2176-3Kal	195	0,091	0,082	0,61	0,61	0,61	7	7	0,00	466	68	247
PS2176-3Kal	205	0,082	0,098	0,82	0,84	0,84	10	9	0,00	446	36	169
PS2176-3Kal	215	0,072	0,090	1,15	0,96	0,95	13	11	1,66	417	35	138
PS2176-3Kal	230	0,096	0,090	0,48	0,62	0,63	7	7	0,00	460	49	165
PS2176-3Kal	235	0,100	0,115	0,68	0,65	0,65	6	6	0,26	467	89	316
PS2176-3Kal	240	0,082	0,124	0,85	1,05	1,07	13	8	0,00	437	51	94
PS2176-3Kal	250	0,116	0,107	0,57	0,58	0,58	5	5	0,00	470	70	213
PS2176-3Kal	260	0,083	0,069	0,49	0,53	0,53	6	8	0,00	457	49	143
PS2176-3Kal	270	0,088	0,128	0,57	0,65	0,66	7	5	0,00	494	104	193
PS2176-3Kal	280	0,084	0,090	0,55	0,63	0,63	8	7	0,00	458	77	188
PS2176-3Kal	295	0,080	0,088	0,57	0,67	0,67	8	8	0,00	474	46	201
PS2176-3Kal	300	0,099	0,139	0,63	0,59	0,59	6	4	0,34	481	45	325
PS2176-3Kal	305	0,093	0,077	0,53	0,55	0,55	6	7	0,00	468	109	241
PS2176-3Kal	310	0,102	0,086	0,53	0,48	0,48	5	6	0,43	463	93	287
PS2176-3Kal	330	0,075	0,071	0,58	0,60	0,61	8	9	0,00	461	62	191
PS2176-3Kal	338	0,061	0,061	0,50	0,49	0,49	8	8	0,14	454	83	279
PS2176-3Kal	345	0,085	0,094	0,66	0,80	0,81	9	8	0,00	456	187	103
PS2176-3Kal	350	0,078	0,085	0,52	0,60	0,60	8	7	0,00	486	66	138
PS2176-3Kal	362	0,084	0,113	0,58	0,78	0,79	9	7	0,00	488	97	102
PS2176-3Kal	370	0,088	0,117	1,21	1,20	1,20	14	10	0,04	395	36	117
PS2176-3Kal	380	0,073	0,082	0,51	0,61	0,61	8	7	0,00	470	103	288
PS2176-3Kal	390	0,076	0,223	0,71	0,76	0,77	10	3	0,00	445	27	118

Anhang

Proben- bezeichnung	Depth cm	Ntot (%)	N'tot (%)	TC (%)	TOC' (%)	TOC (%)	TOC/Ntot	TOC'/N'tot	CaCO3 (%)	Tmax °C	HI (mgHC/gC)	OI (mgCO2/gC)
PS2176-3Kal	400	0,109	0,074	1,16	0,99	0,97	9	13	1,56	392	90	615
PS2176-3Kal	407	0,094	0,082	0,59	0,45	0,44	5	5	1,20	468	104	234
PS2176-3Kal	415	0,116	0,093	0,51	0,43	0,43	4	5	0,67	471	111	297
PS2176-3Kal	430	0,075	0,087	0,33	0,36	0,36	5	4	0,00	446	152	255
PS2176-3Kal	440	0,070	0,099	0,30	0,34	0,34	5	3	0,00	452	408	232
PS2176-3Kal	450	0,084	0,085	0,37	0,48	0,48	6	6	0,00	460	327	239
PS2176-3Kal	455	0,073	0,118	0,38	0,56	0,57	8	5	0,00	452	224	242
PS2176-3Kal	460	0,061	0,079	0,39	0,50	0,50	8	6	0,00	448	194	230
PS2176-3Kal	470	0,086	0,086	0,45	0,55	0,55	6	6	0,00	450	214	118
PS2176-3Kal	480	0,094	0,093	0,40	0,50	0,50	5	5	0,00	454	242	136
PS2176-3Kal	491	0,077	0,132	0,50	0,69	0,70	9	5	0,00	451	148	185
PS2176-3Kal	500	0,055	0,070	0,48	0,64	0,65	12	9	0,00	451	206	186
PS2176-3Kal	505	0,080	0,098	0,47	0,61	0,62	8	6	0,00	455	191	288
PS2176-3Kal	510	0,110	0,107	0,67	0,94	0,96	9	9	0,00	540	135	157
PS2176-3Kal	515	0,105	0,066	0,59	0,79	0,80	8	12	0,00	454	152	246
PS2176-3Kal	522	0,097	0,108	0,91	1,17	1,19	12	11	0,00	459	84	128
PS2176-3Kal	530	0,102	0,097	0,89	1,09	1,11	11	11	0,00	451	69	111
PS2176-3Kal	540	0,070	0,128	0,73	1,16	1,20	17	9	0,00	451	108	134
PS2176-3Kal	550	0,092	0,112	0,97	1,09	1,10	12	10	0,00	465	223	100
PS2176-3Kal	560	0,115	0,117	0,84	1,04	1,06	9	9	0,00	454	78	91
PS2176-3Kal	570	0,092	0,106	0,81	1,27	1,33	14	12	0,00	453	77	124
PS2176-3Kal	581	0,118	0,098	0,91	1,13	1,15	10	12	0,00	452	113	167
PS2176-3Kal	592	0,092	0,085	0,66	0,86	0,88	10	10	0,00	459	63	105
PS2176-3Kal	600	0,085	0,121	1,00	1,26	1,29	15	10	0,00	492	216	187
PS2176-3Kal	605	0,071	0,105	1,00	1,26	1,29	18	12	0,00	457	48	114
PS2176-3Kal	625	0,089	0,104	0,95	1,21	1,24	14	12	0,00	451	57	129
PS2176-3Kal	635	0,115	0,127	1,02	1,25	1,28	11	10	0,00	454	64	167
PS2176-3Kal	645	0,077	0,082	1,09	1,21	1,23	16	15	0,00	445	58	233
PS2176-3Kal	655	0,074	0,089	1,01	1,18	1,20	16	13	0,00	453	55	213
PS2176-3Kal	672	0,067	0,076	0,63	0,78	0,79	12	10	0,00	458	156	221
PS2176-3Kal	680	0,083	0,107	0,82	1,20	1,24	15	11	0,00	453	65	184
PS2176-3Kal	690	0,081	0,097	1,18	1,32	1,34	17	14	0,00	451	44	212
PS2176-3Kal	702	0,091	0,092	0,98	1,19	1,22	13	13	0,00	454	97	168
PS2176-3Kal	710	0,100	0,091	1,00	1,15	1,17	12	13	0,00	449	47	322
PS2176-3Kal	715	0,070	0,101	1,07	1,14	1,15	16	11	0,00	439	40	225
PS2176-3Kal	730	0,059	0,121	0,96	1,40	1,46	25	12	0,00	455	45	286
PS2176-3Kal	750	0,076	0,098	1,06	1,31	1,34	18	13	0,00	448	41	151
PS2176-3Kal	770	0,074	0,099	0,96	1,09	1,10	15	11	0,00	442	41	126
PS2176-3Kal	780	0,086	0,093	1,10	1,14	1,15	13	12	0,00	415	26	241
PS2176-3Kal	787	0,068	0,094	0,98	1,10	1,11	16	12	0,00	447	54	254
PS2176-3Kal	805	0,062	0,072	0,89	1,10	1,12	18	15	0,00	439	46	296
PS2176-3Kal	825	0,078	0,207	0,97	1,13	1,15	15	5	0,00	435	32	265
PS2176-3Kal	845	0,096	0,107	1,04	1,14	1,15	12	11	0,00	456	84	307
PS2176-3Kal	860	0,088	0,106	0,98	1,22	1,24	14	11	0,00	458	54	202
PS2176-3Kal	885	0,078	0,080	1,06	1,13	1,14	15	14	0,00	454	52	450
PS2176-3Kal	915	0,079	0,082	1,01	1,06	1,07	13	13	0,00	438	47	338
PS2176-3Kal	927	0,068	0,080	0,86	0,82	0,82	12	10	0,31	435	53	354
PS2176-3Kal	940	0,100	0,065	0,83	1,12	1,15	11	17	0,00	455	46	185
PS2176-3Kal	950	0,088	0,126	1,01	1,12	1,13	13	9	0,00	445	53	231
PS2176-3Kal	960	0,090	0,089	0,93	0,98	0,98	11	11	0,00	441	43	189

Anhang

Proben- bezeichnung	Depth cm	N _{tot} (%)	N _{tot} (%)	TC (%)	TOC [*] (%)	TOC (%)	TOC/N _{tot}	TOC/N _{tot}	CaCO ₃ (%)	Tmax °C	H I (mgHC/gC)	O I (mgCO ₂ /gC)
PS2177-3Muc	0	0,122	0,088	1,34	0,76	0,72	6	9	5,21	360	29	482
PS2177-3Muc	1	0,118	0,095	1,35	0,72	0,68	6	8	5,59	353	25	511
PS2177-3Muc	2	0,110	0,080	1,35	0,68	0,64	6	9	5,86	356	26	522
PS2177-3Muc	3	0,111	0,064	1,12	0,55	0,52	5	9	5,00	390	34	524
PS2177-3Muc	4	0,087	0,057	1,01	0,49	0,46	5	9	4,59	362	19	540
PS2177-3Muc	5	0,091	0,063	0,94	0,44	0,42	5	7	4,33	367	24	564
PS2177-3Muc	6	0,088	0,068	0,97	0,43	0,41	5	6	4,67	356	12	557
PS2177-3Muc	7	0,081	0,037	0,91	0,40	0,38	5	11	4,42	408	37	548
PS2177-3Muc	8	0,083	0,062	0,82	0,38	0,37	4	6	3,77	344	14	549
PS2177-3Muc	9	0,080	0,039	0,75	0,36	0,35	4	9	3,36	399	17	565
PS2177-3Muc	10	0,070	0,056	0,74	0,38	0,37	5	7	3,06	308	8	481
PS2177-3Muc	11	0,071	0,046	0,79	0,34	0,33	5	7	3,83	341	15	600
PS2177-3Muc	12	0,058	0,053	0,73	0,32	0,31	5	6	3,48	387	16	710
PS2177-3Muc	13	0,080	0,061	0,76	0,30	0,29	4	5	3,91	402	3	666
PS2177-3Muc	14	0,055	0,065	0,71	0,30	0,29	5	5	3,50	495	28	605
PS2177-3Muc	15	0,055	0,056	0,78	0,29	0,28	5	5	4,23	418	14	513
PS2177-3Muc	16	0,068	0,056	0,74	0,27	0,26	4	5	4,05	430	20	603
PS2177-3Muc	17	0,071	0,050	0,79	0,24	0,23	3	5	4,69	323	13	784
PS2177-3Muc	18	0,040	0,044	0,68	0,21	0,20	5	5	4,01			704
PS2177-3Muc	19	0,060	0,059	0,56	0,26	0,26	4	4	2,53	513	27	492
PS2177-3Muc	20	0,053	0,043	0,60	0,22	0,22	4	5	3,19		5	563
PS2177-3Muc	21	0,051	0,038	0,49	0,20	0,20	4	5	2,47	489	56	563
PS2177-3Muc	22	0,062	0,037	0,49	0,19	0,19	3	5	2,55	454	75	478
PS2177-3Muc	23	0,046	0,048	0,51	0,20	0,19	4	4	2,64	487	72	485
PS2177-3Muc	24	0,052	0,049	0,66	0,19	0,18	4	4	3,95	486	49	591
PS2177-3Muc	25	0,054	0,042	0,61	0,19	0,19	3	5	3,56	466	27	612
PS2177-3Muc	26	0,048	0,046	0,69	0,19	0,18	4	4	4,19	367	11	582
PS2177-3Muc	27	0,047	0,043	0,75	0,19	0,18	4	4	4,73			605
PS2177-5Kal	30	0,055	0,046	0,48	0,25	0,24	4	5	1,99	484	147	557
PS2177-5Kal	35	0,044	0,043	0,32	0,52	0,53	12	12	0,00	505	102	136
PS2177-5Kal	40	0,045	0,033	0,38	0,42	0,42	9	13	0,00	518	260	172
PS2177-5Kal	45	0,082	0,029	0,37	0,31	0,30	4	10	0,51	503	129	132
PS2177-5Kal	50	0,058	0,028	0,31	0,30	0,30	5	11	0,09	512	196	230
PS2177-5Kal	55	0,051	0,023	0,25	0,18	0,18	3	8	0,63	494	255	170
PS2177-5Kal	60	0,035	0,039	0,27	0,19	0,18	5	5	0,70	510	76	249
PS2177-5Kal	65	0,036	0,024	0,33	0,34	0,34	9	14	0,00	501	53	135
PS2177-5Kal	70	0,038	0,055	0,31	0,43	0,43	11	8	0,00	507	135	130
PS2177-5Kal	75	0,034	0,024	0,31	0,32	0,32	9	13	0,00	497	120	214
PS2177-5Kal	80	0,022	0,024	0,36	0,28	0,28	13	12	0,67	491	82	218
PS2177-5Kal	85	0,035	0,026	1,12	1,08	1,07	31	42	0,39	520	62	108
PS2177-5Kal	90	0,048	0,035	1,34	1,80	1,88	39	52	0,00	433	46	38
PS2177-5Kal	95	0,055	0,042	1,21	1,14	1,13	21	27	0,68	436	37	43
PS2177-5Kal	100	0,079	0,042	0,45	0,38	0,38	5	9	0,59	496	153	179
PS2177-5Kal	105	0,058	0,061	0,38	0,62	0,63	11	10	0,00	500	73	76
PS2177-5Kal	110	0,035	0,048	0,26	0,20	0,20	6	4	0,47	523	85	156
PS2177-5Kal	115	0,047	0,028	0,26	0,25	0,25	5	9	0,06	483	176	180
PS2177-5Kal	120	0,031	0,038	0,28	0,20	0,20	6	5	0,64	504	81	156
PS2177-5Kal	125	0,043	0,031	0,32	0,28	0,28	6	9	0,36	500	122	122
PS2177-5Kal	130	0,063	0,051	0,43	0,46	0,46	7	9	0,00	507	138	177
PS2177-5Kal	135	0,051	0,043	0,37	0,33	0,33	6	8	0,35	494	253	326
PS2177-5Kal	140	0,059	0,043	0,40	0,29	0,29	5	7	0,91	481	286	384
PS2177-5Kal	145	0,045	0,052	0,37	0,19	0,19	4	4	1,49	530	148	418
PS2177-5Kal	150	0,051	0,045	0,37	0,27	0,27	5	6	0,88	486	237	237
PS2177-5Kal	155	0,041	0,044	0,26	0,21	0,21	5	5	0,43	506	109	208
PS2177-5Kal	160	0,048	0,035	0,27	0,26	0,26	5	8	0,07	483	152	167
PS2177-5Kal	165	0,035	0,041	0,26	0,20	0,20	6	5	0,47	500	113	192
PS2177-5Kal	170	0,053	0,042	0,25	0,25	0,25	5	6	0,03	475	426	478
PS2177-5Kal	175	0,042	0,038	0,20	0,15	0,15	4	4	0,44	506	261	522
PS2177-5Kal	180	0,041	0,035	0,25	0,23	0,23	6	7	0,11	476	331	331
PS2177-5Kal	185	0,025	0,019	0,19	0,12	0,12	5	6	0,56	510	145	222
PS2177-5Kal	190	0,052	0,024	0,18	0,19	0,19	4	8	0,00	478	274	196
PS2177-5Kal	195	0,054	0,055	0,21	0,17	0,17	3	3	0,36	526	242	431
PS2177-5Kal	200	0,042	0,054	0,22	0,18	0,18	4	3	0,34	516	224	544
PS2177-5Kal	205	0,043	0,060	0,23	0,20	0,20	5	3	0,24	508	178	400
PS2177-5Kal	210	0,054	0,043	0,27	0,25	0,25	5	6	0,15	473	384	420
PS2177-5Kal	215	0,037	0,042	0,23	0,17	0,17	5	4	0,53	500	135	270

Anhang

Proben- bezeichnung	Depth cm	Ntot (%)	N'tot (%)	TC (%)	TOC' (%)	TOC (%)	TOC/Ntot	TOC'/N'tot	CaCO3 (%)	Tmax °C	H I (mgHC/gC)	O I (mgCO2/gC)
PS2177-5Kal	220	0,035	0,040	0,24	0,15	0,15	4	4	0,78	527	176	318
PS2177-5Kal	225	0,029	0,055	0,22	0,17	0,17	6	3	0,41	459	66	186
PS2177-5Kal	230	0,032	0,027	0,15	0,19	0,19	6	7	0,00	472	310	205
PS2177-5Kal	235	0,029	0,023	0,15	0,14	0,14	5	6	0,09	474	382	227
PS2177-5Kal	240	0,028	0,020	0,17	0,14	0,13	5	7	0,30	479	371	364
PS2177-5Kal	245	0,047	0,043	0,21	0,14	0,14	3	3	0,59	529	267	485
PS2177-5Kal	250	0,052	0,059	0,33	0,20	0,20	4	3	1,07	488	335	270
PS2177-5Kal	255	0,045	0,053	0,23	0,17	0,17	4	3	0,44	489	81	289
PS2177-5Kal	260	0,119	0,050	0,54	0,19	0,18	2	4	2,95	478	272	505
PS2177-5Kal	265	0,053	0,045	0,66	0,18	0,17	3	4	4,08	431	18	340
PS2177-5Kal	270	0,074	0,045	0,72	0,20	0,19	3	4	4,40	397	100	231
PS2177-5Kal	275	0,042	0,045	0,46	0,17	0,17	4	4	2,46	449	65	367
PS2177-5Kal	280	0,082	0,082	0,38	0,26	0,26	3	3	1,07	492	255	298
PS2177-5Kal	285	0,056	0,053	0,23	0,18	0,18	3	3	0,43	523	203	324
PS2177-5Kal	290	0,069	0,045	0,30	0,19	0,18	3	4	0,92	479	456	646
PS2177-5Kal	295	0,044	0,053	0,24	0,17	0,17	4	3	0,57	524	254	331
PS2177-5Kal	300	0,056	0,040	0,29	0,17	0,17	3	4	0,93	475	323	404
PS2177-5Kal	305	0,049	0,032	0,19	0,16	0,16	3	5	0,31	464	255	229
PS2177-5Kal	310	0,033	0,023	0,14	0,11	0,11	3	5	0,25	482	581	182
PS2177-5Kal	315	0,033	0,028	0,16	0,14	0,13	4	5	0,19	474	334	96
PS2177-5Kal	320	0,026	0,025	0,13	0,14	0,14	5	6	0,00	493	145	130
PS2177-5Kal	325	0,025	0,022	0,14	0,09	0,09	3	4	0,40	493	323	289
PS2177-5Kal	330	0,034	0,032	0,15	0,15	0,15	4	5	0,01	475	317	383
PS2177-5Kal	335	0,036	0,028	0,16	0,12	0,12	3	4	0,33	508	267	202
PS2177-5Kal	340	0,037	0,033	0,17	0,13	0,13	4	4	0,31	465	446	272
PS2177-5Kal	345	0,030	0,031	0,18	0,13	0,13	4	4	0,38	501	199	284
PS2177-5Kal	350	0,039	0,031	0,19	0,12	0,12	3	4	0,62	440	310	276
PS2177-5Kal	355	0,028	0,034	0,18	0,13	0,13	5	4	0,48	483	150	277
PS2177-5Kal	360	0,037	0,069	0,21	0,18	0,18	5	3	0,26	471	211	239
PS2177-5Kal	365	0,037	0,025	0,23	0,10	0,10	3	4	1,05	489	69	258
PS2177-5Kal	370	0,031	0,037	0,25	0,19	0,19	6	5	0,51	497	117	207
PS2177-5Kal	372	0,079	0,046	0,37	0,34	0,34	4	7	0,21			
PS2177-5Kal	375	0,031	0,028	0,18	0,16	0,16	5	6	0,18	496	135	205
PS2177-5Kal	380	0,049	0,035	0,31	0,23	0,23	5	7	0,72	489	164	320
PS2177-5Kal	385	0,043	0,033	0,30	0,29	0,29	7	9	0,13	482	160	195
PS2177-5Kal	390	0,051	0,043	0,24	0,20	0,20	4	5	0,34	495	318	210
PS2177-5Kal	395	0,038	0,027	0,24	0,20	0,20	5	7	0,31	487	280	365
PS2177-5Kal	400	0,047	0,045	0,34	0,30	0,30	6	7	0,33	479	143	203
PS2177-5Kal	405	0,037	0,031	0,23	0,24	0,24	7	8	0,00	477	156	86
PS2177-5Kal	410	0,041	0,033	0,26	0,23	0,23	6	7	0,21	470	236	202
PS2177-5Kal	415	0,042	0,045	0,24	0,23	0,22	5	5	0,09	490	111	209
PS2177-5Kal	416	0,045	0,075	0,27	0,29	0,29	6	4	0,00	484	276	159
PS2177-5Kal	420	0,042	0,060	0,23	0,19	0,19	4	3	0,34	520	183	248
PS2177-5Kal	425	0,049	0,058	0,27	0,19	0,19	4	3	0,70	531	117	266
PS2177-5Kal	430	0,090	0,054	0,39	0,27	0,27	3	5	1,01	486	232	336
PS2177-5Kal	435	0,064	0,061	0,29	0,18	0,18	3	3	0,93	521	233	295
PS2177-5Kal	440	0,056	0,044	0,23	0,17	0,16	3	4	0,51	492	353	286
PS2177-5Kal	445	0,043	0,041	0,24	0,17	0,16	4	4	0,63	486	327	370
PS2177-5Kal	450	0,043	0,037	0,32	0,17	0,16	4	4	1,34	477	418	332
PS2177-5Kal	455	0,045	0,038	0,19	0,15	0,15	3	4	0,35	500	628	526
PS2177-5Kal	460	0,073	0,045	0,23	0,19	0,19	3	4	0,36	506	393	366
PS2177-5Kal	465	0,062	0,039	0,24	0,16	0,16	3	4	0,67	492	415	516
PS2177-5Kal	470	0,055	0,063	0,20	0,18	0,18	3	3	0,19	476	522	567
PS2177-5Kal	475	0,099	0,035	0,25	0,14	0,13	1	4	0,97	480	594	705
PS2177-5Kal	480	0,068	0,042	0,24	0,15	0,14	2	3	0,76	471	313	445
PS2177-5Kal	485	0,061	0,046	0,20	0,15	0,14	2	3	0,48	498	360	388
PS2177-5Kal	490	0,058	0,047	0,22	0,17	0,17	3	4	0,42	520	445	343
PS2177-5Kal	495	0,056	0,037	0,20	0,14	0,14	2	4	0,51	486	315	154
PS2177-5Kal	500	0,054	0,044	0,23	0,18	0,18	3	4	0,44	496	230	140
PS2177-5Kal	505	0,053	0,043	0,20	0,17	0,17	3	4	0,26	479	492	409
PS2177-5Kal	510	0,048	0,030	0,21	0,14	0,14	3	5	0,58	465	330	507
PS2177-5Kal	515	0,052	0,040	0,19	0,16	0,16	3	4	0,24	500	551	282
PS2177-5Kal	520	0,051	0,051	0,18	0,15	0,15	3	3	0,30	517	169	332
PS2177-5Kal	525	0,046	0,044	0,18	0,13	0,13	3	3	0,42	525	178	363
PS2177-5Kal	530	0,098	0,035	0,24	0,13	0,13	1	4	0,94	497	509	310
PS2177-5Kal	535	0,042	0,061	0,17	0,12	0,11	3	2	0,43	518	279	498
PS2177-5Kal	540	0,065	0,047	0,22	0,15	0,15	2	3	0,56	504	679	699
PS2177-5Kal	545	0,061	0,035	0,25	0,13	0,13	2	4	1,04	499	347	268

Anhang

Proben- bezeichnung	Depth cm	N _{tot} (%)	N _{'tot} (%)	TC (%)	TOC [*] (%)	TOC (%)	TOC/N _{tot}	TOC/N _{'tot}	CaCO ₃ (%)	T _{max} °C	HI (mgHC/gC)	OI (mgCO ₂ /gC)
PS2177-5Kal	550	0,068	0,030	0,22	0,11	0,11	2	4	0,97	515	398	185
PS2177-5Kal	555	0,037	0,051	0,18	0,12	0,12	3	2	0,49	521	186	284
PS2177-5Kal	560	0,049	0,035	0,21	0,14	0,14	3	4	0,60	475	331	259
PS2177-5Kal	565	0,049	0,078	0,19	0,16	0,16	3	2	0,27	481	51	212
PS2177-5Kal	570	0,046	0,041	0,18	0,14	0,14	3	3	0,37	506	354	188
PS2177-5Kal	575	0,044	0,038	0,21	0,14	0,14	3	4	0,56	496	437	503
PS2177-5Kal	580	0,045	0,033	0,29	0,13	0,12	3	4	1,39	485	414	503
PS2177-5Kal	585	0,040	0,040	0,19	0,14	0,14	3	4	0,41	525	502	330
PS2177-5Kal	590	0,045	0,016	0,20	0,10	0,10	2	6	0,86	515	524	504
PS2177-5Kal	595	0,042	0,039	0,30	0,12	0,12	3	3	1,46	460	239	470
PS2177-5Kal	600	0,067	0,031	0,27	0,12	0,12	2	4	1,30	456	369	412
PS2177-5Kal	605	0,050	0,048	0,22	0,17	0,17	3	4	0,46	461	83	118
PS2177-5Kal	610	0,055	0,033	0,22	0,16	0,16	3	5	0,52	439	112	155
PS2177-5Kal	615	0,037	0,044	0,21	0,14	0,14	4	3	0,60	449	94	174
PS2177-5Kal	620	0,040	0,036	0,21	0,12	0,11	3	3	0,78	465	114	298
PS2177-5Kal	625	0,037	0,044	0,19	0,16	0,16	4	4	0,31	455	96	122
PS2177-5Kal	630	0,046	0,047	0,20	0,14	0,14	3	3	0,45	528	91	211
PS2177-5Kal	635	0,051	0,030	0,22	0,14	0,14	3	5	0,70	457	297	283
PS2177-5Kal	640	0,051	0,050	0,21	0,17	0,17	3	3	0,35	484	180	276
PS2177-5Kal	645	0,050	0,017	0,23	0,08	0,08	2	5	1,30	484	671	539
PS2177-5Kal	650	0,046	0,043	0,17	0,13	0,13	3	3	0,31	482	525	408
PS2177-5Kal	655	0,047	0,040	0,17	0,12	0,12	3	3	0,44	474	573	689
PS2177-5Kal	660	0,043	0,039	0,18	0,11	0,11	3	3	0,61	473	591	701
PS2177-5Kal	665	0,042	0,034	0,15	0,11	0,11	3	3	0,37	490	625	464
PS2177-5Kal	670	0,060	0,030	0,18	0,11	0,11	2	4	0,57	490	415	503
PS2177-5Kal	675	0,047	0,031	0,16	0,12	0,11	2	4	0,39	496	663	262
PS2177-5Kal	680	0,048	0,044	0,18	0,14	0,14	3	3	0,38	472	742	422
PS2177-5Kal	685	0,046	0,042	0,24	0,07	0,06	1	2	1,47	499	1093	796

Anhang

Proben- bezeichnung	Depth cm	Ntot (%)	N'tot (%)	TC (%)	TOC' (%)	TOC (%)	TOC/Ntot	TOC'/N'tot	CaCO ₃ (%)	Tmax °C	HI (mgHC/gC)	O I (mgCO ₂ /gC)
PS2178-4MUC	0	0,040	0,032	1,22	0,46	0,43	11	14	6,60	399	60	786
PS2178-4MUC	1	0,070	0,060	1,21	0,48	0,45	6	8	6,30	429	44	451
PS2178-4MUC	2	0,060	0,060	1,06	0,46	0,44	7	8	5,20	393	61	584
PS2178-4MUC	3	0,060	0,060	0,76	0,44	0,42	8	8	2,80	432	38	407
PS2178-4MUC	4	0,050	0,050	0,68	0,40	0,39	8	8	2,40	445	105	474
PS2178-4MUC	5	0,050	0,050	0,81	0,38	0,36	8	7	3,70	422	30	572
PS2178-4MUC	6	0,050	0,050	1,26	0,34	0,31	7	7	7,90	397	70	735
PS2178-4MUC	7	0,050	0,050	1,14	0,34	0,32	7	7	6,90	430	43	465
PS2178-4MUC	8	0,040	0,040	0,78	0,29	0,28	7	7	4,20	471	125	678
PS2178-4MUC	9	0,040	0,040	0,78	0,26	0,24	6	6	4,40	457	70	512
PS2178-4MUC	10	0,050	0,090	0,71	0,31	0,30	6	4	3,40	436	123	506
PS2178-4MUC	11	0,040	0,060	0,58	0,26	0,25	7	5	2,70	460	160	368
PS2178-4MUC	12	0,040	0,040	0,52	0,26	0,25	7	6	2,20	460	168	456
PS2178-4MUC	13	0,060	0,040	0,44	0,25	0,25	4	6	1,60	457	128	272
PS2178-4MUC	14	0,040	0,040	0,36	0,24	0,23	6	6	1,00	461	369	291
PS2178-4MUC	15	0,040	0,030	0,37	0,18	0,18	5	7	1,60	460	194	344
PS2178-4MUC	16	0,060	0,020	0,26	0,09	0,08	1	6	1,50	451	362	962
PS2178-4MUC	17	0,040	0,010	0,61	0,08	0,07	2	6	4,50	465	28	957
PS2178-4MUC	18	0,020	0,040	0,38	0,21	0,20	10	5	1,50	434	200	610
PS2178-4MUC	19	0,070	0,080	0,38	0,24	0,24	3	3	1,20	464	187	333
PS2178-4MUC	20	0,050	0,050	0,30	0,21	0,21	4	4	0,80	458	442	619
PS2178-4MUC	21	0,040	0,050	0,27	0,21	0,21	5	4	0,50	459	385	328
PS2178-4MUC	22	0,040	0,040	0,26	0,18	0,18	4	4	0,70	458	583	377
PS2178-4MUC	23	0,040	0,040	0,28	0,17	0,16	4	4	1,00	459	356	418
PS2178-4MUC	24	0,030	0,030	0,32	0,15	0,15	5	5	1,40	447	360	313
PS2178-4MUC	25	0,060	0,070	0,29	0,29	0,29	5	4	0,00	464	362	396
PS2178-4MUC	26	0,080	0,070	0,32	0,30	0,30	4	4	0,20	460	500	303
PS2178-4MUC	27	0,050	0,070	0,28	0,28	0,28	6	4	0,00	466	453	342
PS2178-4MUC	28	0,040	0,060	0,28	0,28	0,28	7	5	0,00	463	528	257
PS2178-4MUC	29	0,050	0,050	0,28	0,28	0,28	6	5	0,00	466	557	353
PS2178-4MUC	30	0,050	0,050	0,28	0,28	0,28	6	5	0,00	460	482	446
PS2178-4MUC	31	0,040	0,050	0,29	0,29	0,29	7	5	0,00	467	668	379
PS2178-4MUC	32	0,040	0,040	0,28	0,28	0,28	7	6	0,00	465	725	403
PS2178-5KAL	35	0,041	0,062	0,23	0,29	0,29	7	5	0,00	492	730	293
PS2178-5KAL	40	0,041	0,052	0,24	0,29	0,29	7	6	0,00	486	553	308
PS2178-5KAL	45	0,045	0,050	0,24	0,29	0,29	6	6	0,00	490	409	363
PS2178-5KAL	50	0,047	0,046	0,25	0,29	0,29	6	6	0,00	488	403	386
PS2178-5KAL	55	0,052	0,043	0,29	0,32	0,32	6	8	0,00	488	290	411
PS2178-5KAL	60	0,060	0,048	0,34	0,39	0,39	6	8	0,00	491	195	318
PS2178-5KAL	65	0,087	0,043	0,36	0,36	0,36	4	8	0,00	489	230	367
PS2178-5KAL	70	0,043	0,043	0,32	0,37	0,37	9	9	0,00	501	187	384
PS2178-5KAL	75	0,043	0,073	0,30	0,38	0,38	9	5	0,00	492	186	356
PS2178-5KAL	80	0,048	0,058	0,34	0,39	0,39	8	7	0,00	491	199	347
PS2178-5KAL	85	0,049	0,055	0,34	0,40	0,41	8	7	0,00	507	630	214
PS2178-5KAL	90	0,048	0,053	0,36	0,41	0,41	9	8	0,00	491	239	420
PS2178-5KAL	95	0,052	0,049	0,35	0,41	0,41	8	8	0,00	493	222	425
PS2178-5KAL	100	0,068	0,048	0,38	0,45	0,45	7	9	0,00	500	205	359
PS2178-5KAL	105	0,044	0,050	0,37	0,44	0,44	10	9	0,00	487	209	384
PS2178-5KAL	110	0,046	0,058	0,39	0,44	0,45	10	8	0,00	491	215	365
PS2178-5KAL	115	0,046	0,049	0,38	0,44	0,44	10	9	0,00	494	192	387
PS2178-5KAL	120	0,049	0,046	0,39	0,45	0,45	9	10	0,00	492	206	255
PS2178-5KAL	125	0,050	0,047	0,39	0,43	0,43	9	9	0,00	488	184	279
PS2178-5KAL	130	0,057	0,043	0,42	0,47	0,48	8	11	0,00	489	206	255
PS2178-5KAL	135	0,063	0,047	0,43	0,47	0,47	8	10	0,00	494	255	338
PS2178-5KAL	140	0,087	0,051	0,48	0,50	0,50	6	10	0,00	484	218	331
PS2178-5KAL	145	0,046	0,096	0,43	0,57	0,57	12	6	0,00	491	157	306
PS2178-5KAL	150	0,049	0,063	0,42	0,48	0,48	10	8	0,00	480	173	250
PS2178-5KAL	155	0,050	0,058	0,44	0,54	0,54	11	9	0,00	485	204	242
PS2178-5KAL	160	0,042	0,048	0,43	0,47	0,47	11	10	0,00	492	182	253
PS2178-5KAL	165	0,033	0,041	0,37	0,30	0,30	9	7	0,56	487	241	357
PS2178-5KAL	170	0,018	0,016	0,21	0,20	0,20	11	13	0,06	477	300	285
PS2178-5KAL	175	0,035	0,029	0,36	0,33	0,33	10	12	0,18	502	192	210
PS2178-5KAL	180	0,022	0,009	0,14	0,08	0,08	4	9	0,48	469	395	419
PS2178-5KAL	185	0,065	0,020	0,47	0,42	0,42	6	21	0,40	469	79	83
PS2178-5KAL	190	0,026	0,058	0,33	0,37	0,37	14	6	0,00	479	129	170
PS2178-5KAL	195	0,022	0,037	0,41	0,38	0,37	17	10	0,31	495	123	211

Anhang

Proben- bezeichnung	Depth cm	Ntot (%)	N'tot (%)	TC (%)	TOC' (%)	TOC (%)	TOC/Ntot	TOC'/N'tot	CaCO3 (%)	Tmax °C	HI (mgHC/gC)	O I (mgCO2/gC)
PS2178-5KAL	200	0,027	0,033	0,29	0,30	0,30	11	9	0,00	486	180	230
PS2178-5KAL	205	0,019	0,019	0,23	0,21	0,21	11	11	0,20	473	236	251
PS2178-5KAL	210	0,019	0,017	0,27	0,24	0,24	13	14	0,00	474	295	195
PS2178-5KAL	215	0,022	0,017	0,26	0,21	0,21	10	12	0,43	491	232	289
PS2178-5KAL	218	0,027	0,018	0,25	0,22	0,22	8	12	0,20	470	215	255
PS2178-5KAL	220	0,056	0,042	0,27	0,21	0,21	4	5	0,43	498	319	432
PS2178-5KAL	225	0,082	0,056	0,29	0,19	0,19	2	3	0,85	501	247	333
PS2178-5KAL	230	0,039	0,039	0,32	0,28	0,28	7	7	0,39	460	174	326
PS2178-5KAL	235	0,041	0,037	0,35	0,24	0,24	6	6	0,96	482	313	372
PS2178-5KAL	240	0,046	0,037	0,37	0,23	0,23	5	6	1,19	473	195	355
PS2178-5KAL	245	0,041	0,031	0,36	0,34	0,34	8	11	0,15	488	172	193
PS2178-5KAL	250	0,052	0,032	0,26	0,18	0,18	3	6	0,63	495	434	451
PS2178-5KAL	253	0,052	0,035	0,31	0,20	0,20	4	6	0,92	483	320	538
PS2178-5KAL	255	0,039	0,027	0,27	0,17	0,17	4	6	0,81	487	243	350
PS2178-5KAL	260	0,074	0,042	0,26	0,18	0,17	2	4	0,69	512	443	598
PS2178-5KAL	265	0,093	0,044	0,29	0,21	0,21	2	5	0,67	489	423	584
PS2178-5KAL	270	0,053	0,035	0,26	0,17	0,17	3	5	0,76	491	492	774
PS2178-5KAL	275	0,046	0,025	0,25	0,18	0,18	4	7	0,60	478	322	484
PS2178-5KAL	280	0,058	0,022	0,28	0,16	0,16	3	7	1,06	502	299	553
PS2178-5KAL	285	0,037	0,011	0,15	0,10	0,10	3	9	0,41	479	492	562
PS2178-5KAL	290	0,045	0,064	0,31	0,16	0,16	4	3	1,21	516	326	400
PS2178-5KAL	295	0,053	0,047	0,24	0,17	0,17	3	4	0,53	504	339	380
PS2178-5KAL	300	0,061	0,054	0,31	0,16	0,16	3	3	1,27	492	366	279
PS2178-5KAL	305	0,048	0,079	1,08	0,21	0,20	4	3	7,38	477	187	333
PS2178-5KAL	310	0,058	0,067	0,57	0,18	0,17	3	3	3,33	489	313	360
PS2178-5KAL	315	0,083	0,055	0,26	0,17	0,17	2	3	0,76	491	354	460
PS2178-5KAL	320	0,056	0,062	0,21	0,17	0,17	3	3	0,40	495	399	696
PS2178-5KAL	325	0,051	0,064	0,16	0,18	0,18	4	3	0,00	502	262	395
PS2178-5KAL	330	0,057	0,066	0,17	0,24	0,24	4	4	0,00	478	316	291
PS2178-5KAL	335	0,064	0,068	0,20	0,21	0,21	3	3	0,00	373	38	329
PS2178-5KAL	340	0,062	0,060	0,24	0,26	0,26	4	4	0,00	439	81	321
PS2178-5KAL	345	0,062	0,060	0,26	0,29	0,29	5	5	0,00	493	206	290
PS2178-5KAL	350	0,103	0,101	0,29	0,33	0,33	3	3	0,00	506	226	187
PS2178-5KAL	360	0,090	0,080	0,29	0,32	0,32	4	4	0,00	481	165	152
PS2178-5KAL	365	0,084	0,068	0,26	0,29	0,29	3	4	0,00	488	167	223
PS2178-5KAL	370	0,089	0,070	0,28	0,28	0,28	3	4	0,03	492	176	276
PS2178-5KAL	380	0,114	0,089	0,29	0,27	0,27	2	4	0,13	485	203	162
PS2178-5KAL	385	0,085	0,066	0,27	0,27	0,27	3	4	0,07	495	200	211
PS2178-5KAL	390	0,085	0,065	0,28	0,27	0,27	3	4	0,09	483	202	266
PS2178-5KAL	395	0,087	0,065	0,27	0,27	0,27	3	4	0,00	480	197	270
PS2178-5KAL	400	0,078	0,105	0,25	0,33	0,33	4	3	0,00	500	158	210
PS2178-5KAL	405	0,109	0,081	0,30	0,29	0,29	3	4	0,12	451	177	236
PS2178-5KAL	410	0,087	0,075	0,26	0,35	0,35	4	5	0,00	472	167	172
PS2178-5KAL	415	0,088	0,069	0,26	0,28	0,28	3	4	0,00	488	205	288
PS2178-5KAL	420	0,082	0,062	0,26	0,33	0,34	4	5	0,00	473	187	187
PS2178-5KAL	425	0,079	0,080	0,24	0,42	0,43	5	5	0,00	496	157	192
PS2178-5KAL	430	0,074	0,072	0,25	0,27	0,27	4	4	0,00	477	183	268
PS2178-5KAL	435	0,070	0,058	0,25	0,26	0,26	4	4	0,00	487	179	332
PS2178-5KAL	437	0,078	0,042	0,24	0,23	0,23	3	6	0,02	494	154	283
PS2178-5KAL	440	0,122	0,093	0,35	0,34	0,34	3	4	0,11	503	223	274
PS2178-5KAL	445	0,097	0,053	0,27	0,26	0,26	3	5	0,07	491	163	291
PS2178-5KAL	450	0,091	0,064	0,25	0,24	0,24	3	4	0,03	476	277	314
PS2178-5KAL	455	0,090	0,043	0,27	0,26	0,26	3	6	0,03	488	167	269
PS2178-5KAL	458	0,088	0,040	0,26	0,27	0,27	3	7	0,00	498	151	275
PS2178-5KAL	460	0,095	0,066	0,22	0,30	0,30	3	4	0,00	504	293	150
PS2178-5KAL	463	0,092	0,063	0,22	0,22	0,22	2	4	0,02	487	303	357
PS2178-5KAL	465	0,073	0,032	0,21	0,19	0,19	3	6	0,18	480	243	324
PS2178-5KAL	470	0,073	0,032	0,16	0,12	0,12	2	4	0,32	477	396	622
PS2178-5KAL	475	0,099	0,034	0,20	0,16	0,16	2	5	0,39	505	920	315
PS2178-5KAL	480	0,091	0,049	0,27	0,25	0,25	3	5	0,13	493	216	296
PS2178-5KAL	485	0,111	0,101	0,27	0,36	0,36	3	4	0,00	507	200	158
PS2178-5KAL	490	0,067	0,037	0,17	0,15	0,15	2	4	0,22	456	1074	360
PS2178-5KAL	495	0,087	0,055	0,20	0,20	0,20	2	4	0,00	504	471	431
PS2178-5KAL	500	0,094	0,053	0,20	0,21	0,21	2	4	0,00	497	239	306
PS2178-5KAL	505	0,091	0,059	0,21	0,22	0,22	2	4	0,00	501	524	316
PS2178-5KAL	510	0,100	0,065	0,26	0,23	0,23	2	4	0,23	495	423	388
PS2178-5KAL	515	0,113	0,059	0,25	0,25	0,25	2	4	0,02	488	389	468
PS2178-5KAL	520	0,089	0,055	0,21	0,21	0,21	2	4	0,02	456	361	590

Anhang

Proben- bezeichnung	Depth cm	Ntot (%)	N'tot (%)	TC (%)	TOC' (%)	TOC (%)	TOC/Ntot	TOC'/N'tot	CaCO3 (%)	Tmax °C	H I (mgHC/gC)	O I (mgCO2/gC)
PS2178-5KAL	525	0,094	0,053	0,26	0,25	0,25	3	5	0,05	498	312	458
PS2178-5KAL	530	0,096	0,090	0,27	0,31	0,31	3	3	0,00	494	287	384
PS2178-5KAL	535	0,091	0,064	0,32	0,32	0,32	3	5	0,00	496	272	396
PS2178-5KAL	540	0,094	0,066	0,28	0,32	0,32	3	5	0,00	494	290	374
PS2178-5KAL	545	0,090	0,067	0,30	0,32	0,32	4	5	0,00	514	317	199
PS2178-5KAL	550	0,128	0,059	0,31	0,32	0,32	3	6	0,00	492	268	169
PS2178-5KAL	555	0,110	0,069	0,32	0,32	0,32	3	5	0,02	498	339	217
PS2178-5KAL	560	0,104	0,063	0,32	0,36	0,37	4	6	0,00	479	241	266
PS2178-5KAL	565	0,100	0,057	0,34	0,32	0,32	3	6	0,16	516	227	277
PS2178-5KAL	570	0,098	0,056	0,32	0,35	0,35	4	6	0,00	485	173	182
PS2178-5KAL	575	0,096	0,059	0,33	0,35	0,35	4	6	0,00	487	270	182
PS2178-5KAL	580	0,093	0,056	0,35	0,36	0,36	4	6	0,00	497	216	183
PS2178-5KAL	585	0,095	0,057	0,34	0,37	0,37	4	6	0,00	500	227	197
PS2178-5KAL	590	0,101	0,055	0,35	0,35	0,35	3	6	0,00	501	210	210
PS2178-5KAL	595	0,135	0,075	0,43	0,38	0,38	3	5	0,45	523	175	212
PS2178-5KAL	600	0,108	0,067	0,35	0,49	0,50	5	7	0,00	479	116	184
PS2178-5KAL	605	0,073	0,063	0,33	0,36	0,36	5	6	0,00	491	174	163
PS2178-5KAL	610	0,075	0,063	0,33	0,37	0,37	5	6	0,00	505	145	164
PS2178-5KAL	615	0,100	0,059	0,38	0,38	0,38	4	6	0,00	498	195	142
PS2178-5KAL	620	0,065	0,057	0,34	0,38	0,38	6	7	0,00	500	195	146
PS2178-5KAL	625	0,066	0,057	0,34	0,38	0,39	6	7	0,00	510	166	173
PS2178-5KAL	630	0,059	0,057	0,36	0,39	0,39	7	7	0,00	512	202	147
PS2178-5KAL	635	0,069	0,056	0,35	0,40	0,40	6	7	0,00	494	146	170
PS2178-5KAL	640	0,061	0,068	0,35	0,42	0,43	7	6	0,00	512	129	150
PS2178-5KAL	645	0,073	0,054	0,39	0,42	0,42	6	8	0,00	509	173	175
PS2178-5KAL	650	0,072	0,052	0,40	0,44	0,44	6	8	0,00	501	142	123
PS2178-5KAL	655	0,090	0,047	0,45	0,48	0,48	5	10	0,00	466	143	111
PS2178-5KAL	660	0,106	0,057	0,48	0,52	0,52	5	9	0,00	513	94	118
PS2178-5KAL	665	0,069	0,053	0,43	0,51	0,51	7	10	0,00	515	85	132
PS2178-5KAL	670	0,058	0,041	0,42	0,46	0,46	8	11	0,00	502	97	125
PS2178-5KAL	675	0,052	0,067	0,41	0,42	0,42	8	6	0,00	434	77	74
PS2178-5KAL	680	0,062	0,069	0,30	0,29	0,29	5	4	0,00	469	214	173
PS2178-5KAL	685	0,068	0,067	0,26	0,28	0,28	4	4	0,00	523	222	262
PS2178-5KAL	690	0,081	0,115	0,31	0,42	0,42	5	4	0,00	512	134	127
PS2178-5KAL	695	0,088	0,080	0,32	0,37	0,38	4	5	0,00	481	202	138
PS2178-5KAL	700	0,089	0,076	0,38	0,44	0,44	5	6	0,00	482	130	201
PS2178-5KAL	705	0,104	0,072	0,39	0,41	0,41	4	6	0,00	450	157	140
PS2178-5KAL	710	0,067	0,065	0,37	0,44	0,44	7	7	0,00	521	120	131
PS2178-5KAL	715	0,065	0,067	0,38	0,43	0,43	7	6	0,00	510	157	134
PS2178-5KAL	720	0,070	0,069	0,38	0,43	0,43	6	6	0,00	517	243	182
PS2178-5KAL	725	0,065	0,061	0,38	0,42	0,42	7	7	0,00	508	177	198
PS2178-5KAL	730	0,055	0,051	0,39	0,34	0,34	6	7	0,42	517	134	146
PS2178-5KAL	735	0,057	0,088	0,64	0,47	0,46	8	5	1,49	455	80	162
PS2178-5KAL	740	0,073	0,068	0,27	0,23	0,23	3	3	0,31	517	241	125
PS2178-5KAL	743	0,048	0,031	0,26	0,12	0,12	2	4	1,18	453	442	0
PS2178-5KAL	745	0,077	0,069	0,27	0,29	0,29	4	4	0,00	510	215	96
PS2178-5KAL	750	0,071	0,063	0,28	0,31	0,31	4	5	0,00	520	198	109
PS2178-5KAL	755	0,094	0,060	0,37	0,42	0,42	4	7	0,00	517	137	96
PS2178-5KAL	760	0,085	0,059	0,36	0,47	0,47	6	8	0,00	510	115	136
PS2178-5KAL	765	0,087	0,062	0,37	0,41	0,41	5	7	0,00	516	150	85
PS2178-5KAL	770	0,094	0,058	0,37	0,45	0,45	5	8	0,00	504	126	162
PS2178-5KAL	775	0,120	0,085	0,36	0,47	0,48	4	6	0,00	499	118	111
PS2178-5KAL	780	0,079	0,078	0,31	0,37	0,37	5	5	0,00	511	166	120
PS2178-5KAL	785	0,088	0,066	0,32	0,38	0,39	4	6	0,00	453	117	106
PS2178-5KAL	795	0,072	0,056	0,32	0,37	0,37	5	7	0,00	517	166	125
PS2178-5KAL	800	0,084	0,063	0,34	0,37	0,37	4	6	0,00	502	196	114
PS2178-5KAL	805	0,092	0,061	0,36	0,43	0,43	5	7	0,00	519	136	90
PS2178-5KAL	810	0,092	0,058	0,38	0,46	0,47	5	8	0,00	506	97	159
PS2178-5KAL	815	0,084	0,053	0,40	0,44	0,44	5	8	0,00	510	106	106
PS2178-5KAL	820	0,107	0,061	0,43	0,59	0,59	6	10	0,00	512	89	113
PS2178-5KAL	825	0,122	0,065	0,48	0,54	0,54	4	8	0,00	517	110	95
PS2178-5KAL	830	0,085	0,059	0,47	0,54	0,54	6	9	0,00	516	100	89
PS2178-5KAL	832	0,079	0,062	0,47	0,59	0,60	8	10	0,00	517	80	92

Anhang

Proben- bezeichnung	Depth cm	Ntot (%)	N'tot (%)	TC (%)	TOC (%)	TOC (%)	TOC/Ntot	TOC/N'tot	CaCO3 (%)	Tmax °C	HI (mgHC/gC)	OI (mgCO2/gC)
PS2185-3Muc	0	0,107	0,120	1,69	0,65	0,59	6	5	9,16	405	64	1518
PS2185-3Muc	1	0,084	0,108	1,47	0,61	0,57	7	6	7,56	356	50	768
PS2185-3Muc	2	0,083	0,111	1,26	0,52	0,48	6	5	6,46	368	72	668
PS2185-3Muc	3	0,062	0,101	1,17	0,46	0,43	7	5	6,23	388	44	744
PS2185-3Muc	4	0,061	0,105	1,03	0,46	0,44	7	4	4,94	370	68	668
PS2185-3Muc	5	0,057	0,096	0,87	0,41	0,40	7	4	3,89	443	52	672
PS2185-3Muc	6	0,068	0,096	0,84	0,43	0,41	6	4	3,52	391	104	521
PS2185-3Muc	7	0,055	0,119	0,72	0,44	0,43	8	4	2,47	406	53	518
PS2185-3Muc	8	0,051	0,205	0,86	0,42	0,40	8	2	3,78	400	65	517
PS2185-3Muc	9	0,053	0,098	0,90	0,35	0,34	6	4	4,73	400	41	638
PS2185-3Muc	10	0,057	0,089	0,92	0,31	0,29	5	3	5,18	366	141	620
PS2185-3Muc	11	0,059	0,090	1,16	0,31	0,29	5	3	7,28	384	31	1113
PS2185-3Muc	12	0,057	0,088	1,88	0,28	0,24	4	3	13,67	426	45	1191
PS2185-3Muc	13	0,037	0,083	1,67	0,26	0,23	6	3	12,05	337	17	1230
PS2185-3Muc	14	0,044	0,085	1,04	0,25	0,23	5	3	6,67	394	65	834
PS2185-3Muc	15	0,052	0,101	0,79	0,26	0,24	5	3	4,51	389	37	750
PS2185-3Muc	16	0,044	0,086	0,82	0,24	0,23	5	3	4,94	376	91	665
PS2185-3Muc	17	0,061	0,091	0,90	0,26	0,24	4	3	5,50	347	25	1016
PS2185-3Muc	18	0,059	0,093	1,02	0,25	0,23	4	3	6,55	392	73	578
PS2185-3Muc	19	0,040	0,194	1,03	0,28	0,26	7	1	6,42	328	26	673
PS2185-3Muc	20	0,045	0,082	0,99	0,23	0,22	5	3	6,42	401	100	559
PS2185-3Muc	21	0,043	0,101	0,95	0,25	0,24	6	2	5,94	408	38	680
PS2185-3Muc	22	0,042	0,077	0,88	0,22	0,21	5	3	5,56	365	28	809
PS2185-6Kal	24	0,049	0,028	0,79	0,26	0,25	5	9	4,40	528	68	2112
PS2185-6Kal	26	0,047	0,031	0,44	0,23	0,23	5	8	1,74	518	173	1130
PS2185-6Kal	28	0,041	0,040	0,32	0,25	0,25	6	6	0,55	515	224	480
PS2185-6Kal	30	0,032	0,022	0,30	0,20	0,20	6	9	0,79	505	80	775
PS2185-6Kal	40	0,030	0,017	0,26	0,22	0,22	7	13	0,34	480	90	295
PS2185-6Kal	50	0,027	0,020	0,23	0,23	0,23	8	11	0,00	463	126	156
PS2185-6Kal	60	0,027	0,022	0,32	0,32	0,32	12	15	0,00	461	118	159
PS2185-6Kal	70	0,031	0,017	0,26	0,26	0,26	8	15	0,01	466	153	207
PS2185-6Kal	80	0,028	0,039	0,24	0,24	0,24	8	6	0,00	474	129	170
PS2185-6Kal	90	0,024	0,022	0,21	0,21	0,21	9	10	0,00	473	114	142
PS2185-6Kal	100	0,029	0,016	0,25	0,23	0,22	8	14	0,17	454	109	122
PS2185-6Kal	110	0,024	0,019	0,26	0,26	0,26	11	14	0,00	470	96	142
PS2185-6Kal	115	0,028	0,027	0,29	0,29	0,29	10	11	0,00	513	113	182
PS2185-6Kal	120	0,038	0,024	0,32	0,28	0,28	7	12	0,34	493	145	515
PS2185-6Kal	130	0,040	0,029	0,38	0,23	0,23	6	8	1,18	511	130	613
PS2185-6Kal	140	0,034	0,020	0,28	0,26	0,26	8	13	0,17	427	123	246
PS2185-6Kal	145	0,035	0,025	0,20	0,18	0,18	5	7	0,18	505	294	377
PS2185-6Kal	150	0,032	0,018	0,19	0,18	0,18	6	10	0,07	477	222	227
PS2185-6Kal	160	0,022	0,018	0,27	0,27	0,27	12	15	0,00	438	236	178
PS2185-6Kal	170	0,046	0,021	0,32	0,16	0,16	4	8	1,29	510	153	1681
PS2185-6Kal	172,5	0,083	0,074	0,38	0,16	0,15	2	2	1,92	460	157	765
PS2185-6Kal	175	0,098	0,073	0,39	0,17	0,17	2	2	1,81	453	265	665
PS2185-6Kal	177,5	0,068	0,063	0,26	0,17	0,17	2	3	0,74	482	197	30
PS2185-6Kal	180	0,064	0,064	0,25	0,15	0,15	2	2	0,82	465	345	0
PS2185-6Kal	182,5	0,062	0,059	0,39	0,13	0,13	2	2	2,12	500	84	656
PS2185-6Kal	185	0,064	0,057	0,39	0,12	0,12	2	2	2,26	435	350	153
PS2185-6Kal	187,5	0,058	0,042	0,14	0,12	0,12	2	3	0,23	478	294	0
PS2185-6Kal	190	0,057	0,030	0,13	0,08	0,08	1	3	0,43	452	629	0
PS2185-6Kal	195	0,097	0,077	0,28	0,14	0,14	1	2	1,22	468	392	584
PS2185-6Kal	197,5	0,098	0,071	0,25	0,13	0,13	1	2	1,00	471	226	173
PS2185-6Kal	200	0,073	0,068	0,31	0,14	0,14	2	2	1,45	452	331	79
PS2185-6Kal	202,5	0,100	0,083	0,32	0,16	0,16	2	2	1,30	474	175	688
PS2185-6Kal	205	0,088	0,081	0,37	0,15	0,15	2	2	1,90	419	280	89
PS2185-6Kal	207,5	0,099	0,081	0,48	0,14	0,13	1	2	2,87	399	114	295
PS2185-6Kal	210	0,039	0,027	0,56	0,18	0,17	4	7	3,16	529	175	1929
PS2185-6Kal	212,5	0,088	0,078	0,58	0,14	0,13	2	2	3,73	401	98	459
PS2185-6Kal	215	0,075	0,080	0,73	0,14	0,13	2	2	5,00	392	98	323
PS2185-6Kal	217,5	0,077	0,067	0,57	0,14	0,13	2	2	3,68	394	106	227
PS2185-6Kal	220	0,044	0,068	0,70	0,26	0,25	6	4	3,70	517	44	1476
PS2185-6Kal	222,5	0,076	0,085	0,64	0,13	0,13	2	2	4,30	393	72	638
PS2185-6Kal	225	0,060	0,072	0,65	0,11	0,11	2	2	4,53	378	104	160
PS2185-6Kal	227,5	0,098	0,071	0,49	0,13	0,12	1	2	3,03	417	114	244
PS2185-6Kal	230	0,038	0,028	0,38	0,17	0,17	4	6	1,78	524	164	1752

Anhang

Proben- bezeichnung	Depth cm	Ntot (%)	N'tot (%)	TC (%)	TOC' (%)	TOC (%)	TOC/Ntot	TOC'/N'tot	CaCO3 (%)	Tmax °C	H I (mgHC/gC)	O I (mgCO2/gC)
PS2185-6Kal	232,5	0,051	0,078	0,37	0,14	0,14	3	2	0,00	431	112	582
PS2185-6Kal	235	0,038	0,023	0,41	0,17	0,17	4	7	1,97	513	105	1835
PS2185-6Kal	237,5	0,072	0,073	0,42	0,17	0,17	2	2	2,07	458	101	386
PS2185-6Kal	240	0,032	0,031	0,26	0,18	0,18	6	6	0,69	516	116	672
PS2185-6Kal	242,5	0,071	0,061	0,31	0,15	0,14	2	2	1,37	471	238	175
PS2185-6Kal	245	0,051	0,052	0,19	0,11	0,11	2	2	0,73	449	418	0
PS2185-6Kal	247,5	0,083	0,066	0,16	0,10	0,10	1	2	0,45	472	396	0
PS2185-6Kal	250	0,063	0,031	0,10	0,06	0,06	1	2	0,34	453	731	0
PS2185-6Kal	252,5	0,057	0,053	0,14	0,14	0,13	2	3	0,02	461	222	0
PS2185-6Kal	257,5	0,058	0,054	0,11	0,11	0,11	2	2	0,00	477	428	0
PS2185-6Kal	258	0,026	0,017	0,13	0,13	0,13	5	8	0,03	467	238	253
PS2185-6Kal	260	0,050	0,052	0,13	0,13	0,13	3	3	0,00	442	462	273
PS2185-6Kal	262,5	0,071	0,047	0,14	0,09	0,08	1	2	0,42	472	390	0
PS2185-6Kal	265	0,082	0,052	0,23	0,13	0,13	2	3	0,86	483	256	0
PS2185-6Kal	267,5	0,070	0,056	0,24	0,09	0,08	1	2	1,27	483	342	0
PS2185-6Kal	270	0,079	0,056	0,18	0,12	0,12	1	2	0,50	450	318	0
PS2185-6Kal	273	0,029	0,020	0,16	0,15	0,15	5	8	0,03	476	253	213
PS2185-6Kal	280	0,067	0,019	0,26	0,22	0,22	3	11	0,34	479	126	169
PS2185-6Kal	285	0,036	0,025	0,21	0,21	0,21	6	9	0,00	489	147	123
PS2185-6Kal	295	0,032	0,022	0,16	0,16	0,16	5	7	0,00	475	181	150
PS2185-6Kal	301	0,031	0,018	0,19	0,19	0,19	6	10	0,00	487	157	221
PS2185-6Kal	310	0,038	0,032	0,24	0,18	0,18	5	6	0,48	502	194	855
PS2185-6Kal	320	0,042	0,027	0,24	0,19	0,18	4	7	0,45	502	205	511
PS2185-6Kal	330	0,042	0,051	0,22	0,19	0,19	5	4	0,27	494	263	478
PS2185-6Kal	335	0,038	0,029	0,29	0,19	0,18	5	6	0,87	506	133	438
PS2185-6Kal	340	0,044	0,024	0,20	0,17	0,17	4	7	0,19	518	282	494
PS2185-6Kal	345	0,049	0,025	0,24	0,19	0,19	4	7	0,47	510	168	410
PS2185-6Kal	350	0,044	0,024	0,21	0,19	0,19	4	8	0,15	494	257	305
PS2185-6Kal	360	0,040	0,032	0,20	0,19	0,19	5	6	0,05	495	184	305
PS2185-6Kal	370	0,044	0,025	0,19	0,17	0,17	4	7	0,18	498	141	176
PS2185-6Kal	380	0,041	0,037	0,22	0,20	0,20	5	5	0,21	529	175	320
PS2185-6Kal	385	0,038	0,020	0,19	0,15	0,14	4	7	0,38	497	271	478
PS2185-6Kal	390	0,039	0,018	0,17	0,15	0,15	4	8	0,18	496	266	413
PS2185-6Kal	395	0,045	0,029	0,16	0,16	0,16	3	5	0,04	472	181	125
PS2185-6Kal	400	0,043	0,019	0,16	0,16	0,16	4	8	0,06	502	143	250
PS2185-6Kal	410	0,043	0,025	0,17	0,16	0,16	4	6	0,10	497	181	250
PS2185-6Kal	415	0,043	0,028	0,18	0,15	0,15	3	5	0,26	522	213	420
PS2185-6Kal	420	0,038	0,025	0,21	0,14	0,14	4	6	0,51	510	264	471
PS2185-6Kal	425	0,041	0,029	0,19	0,15	0,15	4	5	0,33	498	180	393
PS2185-6Kal	430	0,041	0,032	0,18	0,15	0,15	4	5	0,26	510	180	266
PS2185-6Kal	440	0,038	0,024	0,18	0,14	0,14	4	6	0,37	513	207	364
PS2185-6Kal	450	0,040	0,029	0,17	0,15	0,15	4	5	0,18	481	186	300
PS2185-6Kal	460	0,041	0,028	0,25	0,14	0,14	3	5	0,87	512	221	550
PS2185-6Kal	470	0,042	0,024	0,31	0,15	0,15	3	6	1,35	518	140	786
PS2185-6Kal	480	0,036	0,029	0,19	0,15	0,15	4	5	0,32	521	193	333
PS2185-6Kal	490	0,032	0,026	0,21	0,17	0,17	5	7	0,35	477	94	194
PS2185-6Kal	500	0,037	0,022	0,19	0,16	0,16	4	7	0,29	514	112	237
PS2185-6Kal	510	0,040	0,023	0,19	0,16	0,16	4	7	0,25	501	150	293
PS2185-6Kal	520	0,043	0,029	0,21	0,15	0,15	3	5	0,51	509	206	480
PS2185-6Kal	525	0,046	0,027	0,16	0,16	0,16	3	6	0,00	511	168	343
PS2185-6Kal	530	0,042	0,039	0,17	0,17	0,17	4	4	0,00	479	188	252
PS2185-6Kal	535	0,040	0,035	0,15	0,13	0,13	3	4	0,10	504	253	315
PS2185-6Kal	540	0,036	0,027	0,14	0,14	0,14	4	5	0,00	486	292	328
PS2185-6Kal	545	0,037	0,027	0,13	0,13	0,13	4	5	0,00	507	546	253
PS2185-6Kal	550	0,040	0,026	0,18	0,16	0,16	4	6	0,17	517	200	381
PS2185-6Kal	560	0,038	0,062	0,16	0,16	0,16	4	3	0,00	482	206	237
PS2185-6Kal	570	0,045	0,035	0,16	0,16	0,16	3	4	0,03	487	200	362
PS2185-6Kal	580	0,040	0,024	0,20	0,15	0,15	4	6	0,41	507	260	373
PS2185-6Kal	590	0,039	0,028	0,15	0,14	0,14	3	5	0,11	523	328	350
PS2185-6Kal	600	0,041	0,036	0,15	0,15	0,15	4	4	0,00	513	166	186
PS2185-6Kal	610	0,041	0,023	0,18	0,18	0,18	4	8	0,00	510	244	161
PS2185-6Kal	615	0,037	0,032	0,14	0,14	0,14	4	4	0,00	495	142	200
PS2185-6Kal	620	0,037	0,024	0,20	0,17	0,17	5	7	0,28	521	194	352
PS2185-6Kal	630	0,046	0,027	0,17	0,16	0,16	3	6	0,11	491	200	193
PS2185-6Kal	640	0,045	0,036	0,16	0,16	0,16	4	5	0,00	516	300	293
PS2185-6Kal	650	0,040	0,022	0,15	0,14	0,14	3	6	0,08	502	164	207
PS2185-6Kal	660	0,040	0,023	0,16	0,16	0,16	4	7	0,00	448	700	268
PS2185-6Kal	670	0,039	0,030	0,17	0,16	0,16	4	5	0,13	505	218	256

Anhang

Proben- bezeichnung	Depth cm	N _{tot} (%)	N ₁ tot (%)	TC (%)	TOC ₁ (%)	TOC ₂ (%)	TOC/N _{tot}	TOC/N ₁ tot	CaCO ₃ (%)	T _{max} °C	HI (mgHC/gC)	OI (mgCO ₂ /gC)
PS2185-6Kal	680	0,042	0,028	0,17	0,15	0,15	4	6	0,14	497	220	280
PS2185-6Kal	690	0,042	0,025	0,17	0,17	0,17	4	7	0,04	503	176	476
PS2185-6Kal	700	0,040	0,028	0,15	0,15	0,15	4	5	0,00	488	266	306
PS2185-6Kal	710	0,048	0,041	0,15	0,15	0,15	3	4	0,00	477	273	280
PS2185-6Kal	715	0,036	0,027	0,15	0,15	0,15	4	5	0,00	488	246	313
PS2185-6Kal	720	0,040	0,032	0,18	0,15	0,15	4	5	0,25	510	180	313
PS2185-6Kal	725	0,044	0,032	0,16	0,16	0,15	4	5	0,03	497	220	317
PS2185-6Kal	730	0,043	0,028	0,15	0,14	0,14	3	5	0,05	503	231	326
PS2185-6Kal	735	0,044	0,031	0,15	0,15	0,15	3	5	0,00	504	193	226
PS2185-6Kal	740	0,046	0,033	0,19	0,17	0,17	4	5	0,09	484	182	270
PS2185-6Kal	745	0,042	0,049	0,17	0,17	0,17	4	3	0,01	491	217	276
PS2185-6Kal	750	0,040	0,022	0,16	0,16	0,16	4	7	0,00	522	325	268
PS2185-6Kal	760	0,060	0,032	0,16	0,16	0,16	3	5	0,07	490	262	262

Anhang

Proben- bezeichnung	Depth cm	Ntot (%)	N'tot (%)	TC (%)	TOC' (%)	TOC (%)	TOC/Ntot	TOC'/N'tot	CaCO3 (%)	Tmax °C	H I (mgHC/gC)	O I (mgCO2/gC)
PS2187-5MUC	0	0,107	0,084	0,81	0,74	0,74	7	9	0,59	502	111	399
PS2187-5MUC	1	0,153	0,152	1,46	1,28	1,26	8	8	1,68	367	55	391
PS2187-5MUC	2	0,136	0,141	1,35	1,12	1,09	8	8	2,15	358	55	425
PS2187-5MUC	3	0,131	0,130	1,27	1,07	1,05	8	8	1,82	354	38	394
PS2187-5MUC	4	0,140	0,114	1,16	1,00	0,98	7	9	1,45	503	72	404
PS2187-5MUC	5	0,144	0,138	1,09	0,99	0,98	7	7	0,92	497	61	401
PS2187-5MUC	6	0,124	0,121	1,07	0,95	0,94	8	8	1,05	504	103	409
PS2187-5MUC	7	0,125	0,140	1,06	0,93	0,92	7	7	1,09	494	78	410
PS2187-5MUC	8	0,123	0,117	0,98	0,89	0,89	7	8	0,76	504	114	396
PS2187-5MUC	9	0,113	0,115	0,94	0,86	0,86	8	8	0,66	505	93	402
PS2187-5MUC	10	0,114	0,119	0,92	0,85	0,84	7	7	0,64	494	72	407
PS2187-5MUC	11	0,110	0,118	0,90	0,82	0,82	7	7	0,66	485	70	367
PS2187-5MUC	12	0,125	0,105	0,88	0,78	0,78	6	7	0,85	501	107	410
PS2187-5MUC	13	0,107	0,101	0,87	0,76	0,75	7	8	1,00	499	113	414
PS2187-5MUC	14	0,166	0,148	1,51	1,25	1,21	7	8	2,49	357	45	413
PS2187-5MUC	15	0,107	0,114	0,83	0,75	0,74	7	7	0,71	502	108	415
PS2187-5MUC	16	0,103	0,093	0,79	0,73	0,73	7	8	0,54	500	101	380
PS2187-5MUC	17	0,095	0,094	0,81	0,70	0,69	7	7	1,01	500	96	422
PS2187-5MUC	18	0,099	0,091	0,77	0,70	0,70	7	8	0,64	507	158	409
PS2187-5MUC	19	0,089	0,090	0,72	0,67	0,67	8	7	0,41	505	118	427
PS2187-5MUC	20	0,100	0,090	0,73	0,65	0,64	6	7	0,69	505	130	422
PS2187-5MUC	21	0,085	0,086	0,68	0,60	0,59	7	7	0,72	508	127	435
PS2187-5MUC	22	0,100	0,090	0,71	0,62	0,62	6	7	0,72	508	142	411
PS2187-5MUC	23	0,086	0,086	0,68	0,60	0,59	7	7	0,73	507	83	418
PS2187-5MUC	24	0,084	0,079	0,64	0,57	0,56	7	7	0,66	506	135	417
PS2187-5MUC	25	0,075	0,066	0,60	0,56	0,55	7	8	0,43	497	136	393
PS2187-5MUC	26	0,073	0,074	0,66	0,58	0,57	8	8	0,75	507	133	420
PS2187-5MUC	27	0,057	0,066	0,61	0,51	0,50	9	8	0,90	491	82	444
PS2187-5MUC	28	0,065	0,058	0,57	0,51	0,51	8	9	0,50	499	100	430
PS2187-5MUC	29	0,090	0,078	0,61	0,47	0,47	5	6	1,15	496	86	399
PS2187-4 KAL	35	0,057	0,069	0,44	0,40	0,40	7	6	0,34	509	203	363
PS2187-4 KAL	40	0,070	0,053	0,44	0,48	0,48	7	9	0,00	488	102	288
PS2187-4 KAL	45	0,054	0,056	0,46	0,36	0,36	7	6	0,88	505	174	413
PS2187-4 KAL	50	0,066	0,073	0,48	0,49	0,49	7	7	0,00	499	112	264
PS2187-4 KAL	55	0,053	0,059	0,46	0,34	0,33	6	6	1,10	502	163	371
PS2187-4 KAL	60	0,060	0,053	0,41	0,39	0,39	7	7	0,14	499	148	301
PS2187-4 KAL	65	0,053	0,051	0,36	0,34	0,33	6	7	0,19	507	242	437
PS2187-4 KAL	70	0,059	0,048	0,33	0,32	0,32	5	7	0,15	496	250	431
PS2187-4 KAL	75	0,055	0,051	0,51	0,39	0,38	7	8	1,05	527	131	439
PS2187-4 KAL	80	0,064	0,064	0,34	0,31	0,31	5	5	0,29	495	399	519
PS2187-4 KAL	85	0,063	0,089	0,33	0,47	0,48	8	5	0,00	504	208	294
PS2187-4 KAL	90	0,064	0,060	0,34	0,44	0,45	7	7	0,00	464	272	355
PS2187-4 KAL	95	0,062	0,073	0,37	0,33	0,33	5	5	0,31	493	334	544
PS2187-4 KAL	100	0,048	0,054	0,31	0,34	0,34	7	8	0,00	479	286	490
PS2187-4 KAL	105	0,090	0,069	0,43	0,34	0,33	4	5	0,80	496	426	567
PS2187-4 KAL	110	0,047	0,069	0,31	0,39	0,39	8	6	0,00	468	288	401
PS2187-4 KAL	115	0,065	0,056	0,35	0,29	0,29	4	5	0,53	491	506	464
PS2187-4 KAL	120	0,047	0,046	0,31	0,29	0,29	6	6	0,20	467	381	468
PS2187-4 KAL	125	0,057	0,052	0,33	0,29	0,29	5	6	0,37	487	359	400
PS2187-4 KAL	130	0,045	0,050	0,26	0,28	0,28	6	6	0,00	465	317	431
PS2187-4 KAL	135	0,060	0,059	0,31	0,26	0,26	4	4	0,45	476	464	525
PS2187-4 KAL	140	0,044	0,050	0,24	0,26	0,26	6	5	0,00	457	492	419
PS2187-4 KAL	145	0,053	0,054	0,28	0,26	0,25	5	5	0,19	478	589	397
PS2187-4 KAL	150	0,040	0,063	0,23	0,34	0,35	9	5	0,00	461	410	341
PS2187-4 KAL	155	0,057	0,063	0,31	0,29	0,29	5	5	0,13	488	432	514
PS2187-4 KAL	160	0,034	0,038	0,19	0,28	0,28	8	7	0,00	455	523	377
PS2187-4 KAL	165	0,056	0,085	0,28	0,30	0,30	5	4	0,00	483	443	449
PS2187-4 KAL	170	0,054	0,065	0,30	0,30	0,30	6	5	0,00	479	347	463
PS2187-4 KAL	172	0,075	0,072	0,30	0,40	0,40	5	6	0,00	469	207	410
PS2187-4 KAL	175	0,056	0,060	0,27	0,30	0,30	5	5	0,00	483	459	423
PS2187-4 KAL	180	0,065	0,046	0,30	0,32	0,32	5	7	0,00	478	360	539
PS2187-4 KAL	182	0,045	0,046	0,24	0,26	0,26	6	6	0,00	464	474	443
PS2187-4 KAL	185	0,064	0,088	0,26	0,30	0,30	5	3	0,00	486	455	414
PS2187-4 KAL	190	0,042	0,057	0,24	0,38	0,39	9	7	0,00	456	262	365
PS2187-4 KAL	195	0,050	0,082	0,19	0,26	0,26	5	3	0,00	473	751	376
PS2187-4 KAL	200	0,031	0,037	0,18	0,29	0,29	9	8	0,00	451	447	409

Anhang

Proben- bezeichnung	Depth cm	Ntot (%)	N'tot (%)	TC (%)	TOC' (%)	TOC (%)	TOC/Ntot	TOC/N'tot	CaCO ₃ (%)	Tmax °C	H I (mgHC/gC)	O I (mgCO ₂ /gC)
PS2187-4 KAL	205	0,045	0,040	0,19	0,23	0,23	5	6	0,00	476	299	531
PS2187-4 KAL	210	0,031	0,048	0,19	0,23	0,23	8	5	0,00	465	370	685
PS2187-4 KAL	215	0,038	0,041	0,19	0,22	0,22	6	5	0,00	483	333	501
PS2187-4 KAL	220	0,027	0,055	0,18	0,23	0,23	9	4	0,00	449	223	408
PS2187-4 KAL	225	0,039	0,042	0,20	0,20	0,20	5	5	0,02	489	163	490
PS2187-4 KAL	230	0,022	0,056	0,15	0,24	0,24	11	4	0,00	461	143	332
PS2187-4 KAL	235	0,049	0,043	0,32	0,34	0,34	7	8	0,00	475	233	329
PS2187-4 KAL	240	0,025	0,035	0,41	0,50	0,50	20	14	0,00	453	60	167
PS2187-4 KAL	245	0,034	0,032	0,49	0,62	0,63	18	19	0,00	478	67	159
PS2187-4 KAL	250	0,037	0,061	1,05	1,26	1,29	35	21	0,00	450	36	94
PS2187-4 KAL	255	0,069	0,038	1,02	1,09	1,09	16	29	0,00	486	46	121
PS2187-4 KAL	260	0,069	0,036	0,72	0,73	0,73	11	20	0,00	451	42	119
PS2187-4 KAL	265	0,053	0,052	0,70	0,78	0,78	15	15	0,00	484	38	146
PS2187-4 KAL	270	0,052	0,048	0,95	1,10	1,12	21	23	0,00	449	30	90
PS2187-4 KAL	275	0,050	0,056	0,95	1,05	1,06	21	19	0,00	497	51	88
PS2187-4 KAL	280	0,052	0,057	0,85	0,98	0,99	19	17	0,00	486	37	117
PS2187-4 KAL	285	0,045	0,054	0,86	0,99	1,00	22	18	0,00	466	55	76
PS2187-4 KAL	290	0,032	0,053	1,13	1,15	1,15	36	22	0,00	433	37	74
PS2187-4 KAL	295	0,035	0,048	1,11	1,18	1,19	34	25	0,00	433	53	71
PS2187-4 KAL	300	0,045	0,037	1,47	1,40	1,39	31	38	0,69	430	48	82
PS2187-4 KAL	305	0,035	0,039	1,48	1,42	1,42	40	36	0,55	433	46	60
PS2187-4 KAL	310	0,047	0,045	1,56	1,69	1,71	36	37	0,00	431	36	91
PS2187-4 KAL	315	0,038	0,047	2,37	2,62	2,68	71	56	0,00	429	70	43
PS2187-4 KAL	320	0,048	0,054	1,81	1,62	1,59	33	30	1,85	430	52	64
PS2187-4 KAL	325	0,054	0,025	1,05	0,83	0,82	15	33	1,93	446	59	163
PS2187-4 KAL	330	0,046	0,038	1,05	1,15	1,16	25	30	0,00	452	41	157
PS2187-4 KAL	335	0,062	0,036	0,47	0,40	0,40	6	11	0,55	474	114	271
PS2187-4 KAL	340	0,045	0,047	0,45	0,60	0,61	13	13	0,00	456	107	188
PS2187-4 KAL	345	0,041	0,054	0,43	0,44	0,44	11	8	0,00	477	167	258
PS2187-4 KAL	350	0,026	0,074	0,50	0,47	0,47	18	6	0,29	436	81	212
PS2187-4 KAL	355	0,044	0,033	0,42	0,42	0,42	10	13	0,00	472	109	165
PS2187-4 KAL	360	0,032	0,042	0,38	0,44	0,44	14	10	0,00	448	231	237
PS2187-4 KAL	365	0,056	0,028	0,41	0,39	0,39	7	14	0,09	475	99	267
PS2187-4 KAL	370	0,070	0,043	0,36	0,41	0,41	6	10	0,00	451	350	277
PS2187-4 KAL	375	0,034	0,033	0,44	0,40	0,40	12	12	0,27	479	151	228
PS2187-4 KAL	380	0,101	0,045	0,40	0,35	0,35	3	8	0,42	488	119	281
PS2187-4 KAL	381	0,035	0,069	0,39	0,47	0,48	14	7	0,00	453	149	248
PS2187-4 KAL	385	0,030	0,030	0,31	0,30	0,30	10	10	0,08	482	137	240
PS2187-4 KAL	390	0,028	0,030	0,35	0,38	0,38	14	13	0,00	457	144	226
PS2187-4 KAL	395	0,031	0,033	0,30	0,35	0,35	11	10	0,00	485	141	225
PS2187-4 KAL	400	0,025	0,035	0,29	0,38	0,39	15	11	0,00	457	140	174
PS2187-4 KAL	405	0,042	0,069	0,30	0,27	0,27	7	4	0,18	479	260	362
PS2187-4 KAL	410	0,036	0,060	0,31	0,32	0,32	9	5	0,00	446	207	328
PS2187-4 KAL	415	0,026	0,030	0,20	0,24	0,24	9	8	0,00	448	383	315
PS2187-4 KAL	420	0,032	0,044	0,27	0,34	0,34	11	8	0,00	453	401	257
PS2187-4 KAL	425	0,045	0,070	0,28	0,31	0,31	7	4	0,00	486	233	315
PS2187-4 KAL	430	0,043	0,024	0,23	0,15	0,14	3	6	0,68	477	125	160
PS2187-4 KAL	431	0,038	0,050	0,28	0,30	0,30	8	6	0,00	489	282	388
PS2187-4 KAL	435	0,079	0,064	0,37	0,32	0,32	4	5	0,46	488	266	336
PS2187-4 KAL	440	0,037	0,044	0,26	0,27	0,27	7	6	0,00	501	247	370
PS2187-4 KAL	445	0,097	0,071	0,37	0,33	0,33	3	5	0,34	491	227	377
PS2187-4 KAL	450	0,071	0,050	0,29	0,24	0,24	3	5	0,45	469	391	458
PS2187-4 KAL	455	0,071	0,053	0,31	0,30	0,30	4	6	0,07	494	100	248
PS2187-4 KAL	460	0,044	0,049	0,59	0,23	0,22	5	5	3,03	537	138	647
PS2187-4 KAL	465	0,042	0,020	0,21	0,11	0,10	2	5	0,91	426	38	557
PS2187-4 KAL	470	0,038	0,044	0,53	0,22	0,21	6	5	2,61	447	123	502
PS2187-4 KAL	475	0,055	0,035	0,84	0,22	0,21	4	6	5,25	401	19	400
PS2187-4 KAL	480	0,067	0,041	0,28	0,23	0,23	3	6	0,42	487	195	554
PS2187-4 KAL	485	0,038	0,055	0,22	0,22	0,22	6	4	0,00	464	423	410
PS2187-4 KAL	490	0,038	0,048	0,31	0,25	0,24	6	5	0,57	473	258	360
PS2187-4 KAL	495	0,034	0,043	0,31	0,32	0,32	9	7	0,00	462	141	219
PS2187-4 KAL	500	0,037	0,042	0,26	0,38	0,38	10	9	0,00	459	345	168
PS2187-4 KAL	505	0,048	0,051	0,31	0,29	0,29	6	6	0,17	479	466	235
PS2187-4 KAL	510	0,044	0,043	0,22	0,25	0,25	6	6	0,00	465	358	385
PS2187-4 KAL	515	0,094	0,052	0,36	0,37	0,37	4	7	0,00	475	297	248
PS2187-4 KAL	520	0,050	0,044	0,24	0,23	0,23	5	5	0,06	464	408	494
PS2187-4 KAL	525	0,065	0,060	0,28	0,26	0,26	4	4	0,10	481	474	463
PS2187-4 KAL	530	0,043	0,054	0,22	0,25	0,25	6	5	0,00	460	389	465

Anhang

Proben- bezeichnung	Depth cm	N _{tot} (%)	N' _{tot} (%)	TC (%)	TOC' (%)	TOC (%)	TOC/N _{tot}	TOC'/N' _{tot}	CaCO ₃ (%)	T _{max} °C	H I (mgHC/gC)	O I (mgCO ₂ /gC)
PS2187-4 KAL	535	0,046	0,069	0,14	0,31	0,31	7	4	0,00	473	420	294
PS2187-4 KAL	540	0,078	0,071	0,27	0,24	0,24	3	3	0,24	461	364	460
PS2187-4 KAL	545	0,056	0,085	0,23	0,25	0,25	4	3	0,00	486	591	332
PS2187-4 KAL	550	0,048	0,050	0,24	0,25	0,25	5	5	0,00	459	398	536
PS2187-4 KAL	555	0,076	0,049	0,25	0,22	0,22	3	4	0,29	481	316	404
PS2187-4 KAL	560	0,038	0,038	0,20	0,18	0,18	5	5	0,13	460	382	531
PS2187-4 KAL	565	0,049	0,037	0,24	0,18	0,18	4	5	0,52	479	326	432
PS2187-4 KAL	570	0,034	0,033	0,19	0,21	0,21	6	6	0,00	450	312	417
PS2187-4 KAL	575	0,053	0,025	0,17	0,13	0,13	2	5	0,35	480	350	605
PS2187-4 KAL	580	0,064	0,028	0,20	0,15	0,14	2	5	0,46	484	187	374
PS2187-4 KAL	581	0,030	0,030	0,16	0,17	0,17	6	6	0,00	454	304	391
PS2187-4 KAL	585	0,067	0,031	0,20	0,16	0,16	2	5	0,32	478	153	415
PS2187-4 KAL	590	0,031	0,030	0,18	0,16	0,16	5	5	0,16	465	241	406
PS2187-4 KAL	595	0,060	0,047	0,29	0,29	0,29	5	6	0,00	484	228	289
PS2187-4 KAL	600	0,030	0,030	0,19	0,20	0,20	7	7	0,00	445	210	297
PS2187-4 KAL	605	0,054	0,023	0,21	0,14	0,14	3	6	0,54	488	149	531
PS2187-4 KAL	610	0,030	0,028	0,20	0,21	0,21	7	8	0,00	450	159	233
PS2187-4 KAL	615	0,053	0,030	0,22	0,21	0,20	4	7	0,13	488	78	405
PS2187-4 KAL	620	0,040	0,039	0,29	0,34	0,34	9	9	0,00	448	104	215
PS2187-4 KAL	625	0,088	0,049	0,47	0,31	0,30	3	6	1,38	475	161	177
PS2187-4 KAL	630	0,058	0,031	0,13	0,19	0,19	3	6	0,00	487	261	505
PS2187-4 KAL	631	0,058	0,040	0,23	0,23	0,23	4	6	0,04	453	210	345
PS2187-4 KAL	635	0,074	0,039	0,24	0,22	0,22	3	6	0,11	479	370	406
PS2187-4 KAL	640	0,034	0,034	0,19	0,20	0,20	6	6	0,00	469	242	361
PS2187-4 KAL	645	0,062	0,050	0,23	0,26	0,26	4	5	0,00	476	383	330
PS2187-4 KAL	650	0,032	0,042	0,17	0,20	0,20	6	5	0,00	456	440	516
PS2187-4 KAL	655	0,060	0,038	0,21	0,22	0,22	4	6	0,00	494	286	534
PS2187-4 KAL	660	0,038	0,049	0,18	0,21	0,21	6	4	0,00	464	304	727
PS2187-4 KAL	665	0,083	0,050	0,27	0,27	0,27	3	5	0,02	488	362	557
PS2187-4 KAL	670	0,046	0,057	0,22	0,25	0,25	6	4	0,00	459	269	566
PS2187-4 KAL	675	0,067	0,039	0,22	0,23	0,23	3	6	0,00	495	230	608
PS2187-4 KAL	680	0,070	0,037	0,21	0,20	0,20	3	5	0,10	492	75	503
PS2187-4 KAL	682	0,042	0,044	0,16	0,18	0,18	4	4	0,00	474	325	800
PS2187-4 KAL	685	0,070	0,054	0,22	0,21	0,21	3	4	0,11	489	189	634
PS2187-4 KAL	690	0,040	0,046	0,16	0,19	0,19	5	4	0,00	491	304	955
PS2187-4 KAL	695	0,066	0,045	0,21	0,21	0,21	3	5	0,00	509	413	746
PS2187-4 KAL	700	0,043	0,046	0,16	0,20	0,20	5	4	0,00	484	279	797
PS2187-4 KAL	705	0,080	0,036	0,21	0,19	0,19	2	5	0,15	471	423	530
PS2187-4 KAL	710	0,032	0,040	0,14	0,18	0,18	5	4	0,00	464	308	752
PS2187-4 KAL	715	0,055	0,040	0,18	0,19	0,19	3	5	0,00	472	295	468
PS2187-4 KAL	720	0,063	0,044	0,21	0,18	0,18	3	4	0,26	474	293	732
PS2187-4 KAL	725	0,070	0,045	0,19	0,18	0,18	3	4	0,06	497	330	671
PS2187-4 KAL	730	0,042	0,042	0,20	0,20	0,20	5	5	0,01	458	265	615
PS2187-4 KAL	735	0,064	0,050	0,22	0,23	0,23	4	5	0,00	501	318	681
PS2187-4 KAL	740	0,044	0,043	0,21	0,23	0,23	5	5	0,00	453	279	589
PS2187-4 KAL	745	0,079	0,057	0,25	0,27	0,27	3	5	0,00	478	139	263
PS2187-4 KAL	750	0,043	0,045	0,21	0,24	0,24	6	5	0,00	446	317	384
PS2187-4 KAL	755	0,064	0,050	0,21	0,20	0,20	3	4	0,06	486	197	266

Anhang

Proben- bezeichnung	Depth cm	Ntot (%)	N'tot (%)	TC (%)	TOC (%)	TOC (%)	TOC/Ntot	TOC/N'tot	CaCO3 (%)	Tmax °C	H I (mgHC/gC)	O I (mgCO2/gC)
PS2190-5MUC	0	0,110	0,102	1,34	1,15	1,12	10	11	1,80	479	75	488
PS2190-5MUC	1	0,130	0,196	1,40	1,28	1,26	10	7	1,10	394	57	421
PS2190-5MUC	2	0,130	0,122	1,26	1,05	1,03	8	9	1,90	537	55	497
PS2190-5MUC	3	0,100	0,159	1,09	0,96	0,95	10	6	1,11	522	75	471
PS2190-5MUC	4	0,080	0,105	0,94	0,86	0,85	11	8	0,75	525	75	490
PS2190-5MUC	5	0,070	0,099	0,85	0,82	0,81	11	8	0,28	509	98	440
PS2190-5MUC	6	0,080	0,099	0,81	0,79	0,79	11	8	0,12	521	97	413
PS2190-5MUC	7	0,100	0,134	0,86	0,80	0,79	8	6	0,59	504	102	430
PS2190-5MUC	8	0,080	0,117	0,77	0,75	0,75	10	6	0,14	509	102	444
PS2190-5MUC	9	0,080	0,092	0,77	0,75	0,75	9	8	0,19	506	92	402
PS2190-5MUC	10	0,070	0,098	0,69	0,68	0,68	10	7	0,11	509	136	410
PS2190-5MUC	11	0,070	0,075	0,68	0,65	0,65	9	9	0,19	505	138	433
PS2190-5MUC	12	0,070	0,084	0,68	0,65	0,65	10	8	0,26	510	107	444
PS2190-5MUC	13	0,060	0,077	0,63	0,58	0,57	10	8	0,42	510	145	429
PS2190-5MUC	14	0,060	0,084	0,65	0,51	0,50	9	6	1,22	501	98	434
PS2190-5MUC	15	0,060	0,076	0,82	0,54	0,52	8	7	2,43	480	71	378
PS2190-5MUC	16	0,060	0,099	0,75	0,51	0,50	8	5	2,08	482	64	386
PS2190-5MUC	17	0,050	0,068	0,70	0,45	0,44	9	7	2,16	461	86	343
PS2190-5MUC	18	0,090	0,062	0,70	0,46	0,45	5	7	2,08	503	102	391
PS2190-5MUC	19	0,060	0,094	0,61	0,54	0,54	9	6	0,56	505	100	298
PS2190-5MUC	20	0,060	0,068	0,58	0,53	0,52	9	8	0,51	494	113	251
PS2190-5MUC	21	0,040	0,063	0,56	0,40	0,39	9	6	1,40	436	51	276
PS2190-5MUC	22	0,050	0,050	0,62	0,41	0,40	9	8	1,80	444	47	312
PS2190-5MUC	23	0,070	0,053	0,64	0,39	0,38	5	7	2,16	460	110	415
PS2190-5MUC	24	0,050	0,056	0,42	0,41	0,41	9	7	0,10	465	134	265
PS2190-5MUC	25	0,040	0,056	0,41	0,43	0,43	10	8	0,00	459	148	239
PS2190-5MUC	26	0,050	0,061	0,39	0,45	0,45	9	7	0,00	461	142	255
PS2190-5MUC	27	0,060	0,054	0,44	0,44	0,44	7	8	0,01	455	122	204
PS2190-5MUC	28	0,040	0,046	0,47	0,44	0,44	10	10	0,29	452	75	247
PS 2190-1 Kal	35	0,042	0,030	0,52	0,29	0,28	7	10	1,96	450	100	387
PS 2190-1 Kal	45	0,037	0,019	0,68	0,23	0,22	6	12	3,85	411	913	244
PS 2190-1 Kal	55	0,074	0,061	0,51	0,51	0,51	7	8	0,00	470	109	227
PS 2190-1 Kal	65	0,051	0,030	0,71	0,33	0,32	6	11	3,24	418	28	119
PS 2190-1 Kal	85	0,062	0,082	0,39	0,37	0,36	6	4	0,17	499	532	480
PS 2190-1 Kal	95	0,053	0,053	0,25	0,24	0,24	5	5	0,03	474	808	451
PS 2190-1 Kal	105	0,043	0,031	0,12	0,15	0,15	3	5	0,00	465	217	258
PS 2190-1 Kal	115	0,067	0,054	0,33	0,41	0,41	6	8	0,00	474	399	170
PS 2190-1 Kal	125	0,071	0,043	0,37	0,31	0,30	4	7	0,51	468	237	267
PS 2190-1 Kal	135	0,027	0,022	0,30	0,21	0,20	8	9	0,77	461	113	182
PS 2190-1 Kal	140	0,067	0,037	0,34	0,33	0,33	5	9	0,03	465	175	199
PS 2190-1 Kal	145	0,032	0,027	0,35	0,30	0,30	9	11	0,39	472	145	301
PS 2190-1 Kal	155	0,071	0,049	0,61	0,70	0,71	10	14	0,00	469	194	175
PS 2190-1 Kal	165	0,053	0,044	0,72	0,67	0,66	13	15	0,50	453	72	115
PS 2190-1 Kal	175	0,030	0,034	0,56	0,44	0,44	15	13	1,00	448	105	212
PS 2190-1 Kal	185	0,041	0,044	1,47	1,47	1,47	36	33	0,04	434	61	124
PS 2190-1 Kal	195	0,061	0,020	0,47	0,26	0,25	4	13	1,78	448	71	241
PS 2190-1 Kal	198	0,046	0,047	0,61	0,65	0,65	14	14	0,00	515	128	140
PS 2190-1 Kal	205	0,067	0,034	0,95	0,85	0,84	13	25	0,89	442	65	126
PS 2190-1 Kal	215	0,046	0,048	0,69	0,79	0,80	17	17	0,00	477	170	144
PS 2190-1 Kal	225	0,034	0,032	0,63	0,55	0,55	16	17	0,70	459	66	158
PS 2190-1 Kal	235	0,069	0,030	0,41	0,18	0,18	3	6	1,96	449	50	303
PS 2190-1 Kal	245	0,060	0,052	0,58	0,58	0,58	10	11	0,00	467	78	102
PS 2190-1 Kal	255	0,034	0,044	0,90	0,81	0,80	24	18	0,86	468	82	109
PS 2190-1 Kal	265	0,054	0,035	1,20	0,98	0,96	18	28	1,92	440	68	104
PS 2190-1 Kal	275	0,049	0,043	1,28	1,26	1,25	26	29	0,20	434	51	143
PS 2190-1 Kal	285	0,041	0,042	1,12	1,12	1,12	27	27	0,00	456	64	115
PS 2190-1 Kal	295	0,040	0,034	1,32	1,16	1,14	28	34	1,48	450	78	89
PS 2190-1 Kal	305	0,064	0,044	1,29	0,93	0,90	14	21	3,22	437	59	152
PS 2190-1 Kal	315	0,053	0,030	0,34	0,32	0,32	6	11	0,21	460	70	143
PS 2190-1 Kal	325	0,073	0,031	0,50	0,54	0,55	7	18	0,00	477	121	161
PS 2190-1 Kal	335	0,064	0,033	0,75	0,66	0,66	10	20	0,78	445	52	100
PS 2190-1 Kal	345	0,087	0,037	0,69	0,55	0,55	6	15	1,20	461	71	139
PS 2190-1 Kal	355	0,039	0,020	0,50	0,18	0,17	4	9	2,69	429	52	162
PS 2190-1 Kal	360	0,058	0,055	0,43	0,46	0,46	8	8	0,00	480	284	271
PS 2190-1 Kal	365	0,056	0,048	0,61	0,52	0,52	9	11	0,79	461	62	143
PS 2190-1 Kal	375	0,079	0,075	0,45	0,48	0,48	6	6	0,00	476	195	189

Anhang

Proben- bezeichnung	Depth cm	Ntot (%)	N'tot (%)	TC (%)	TOC (%)	TOC (%)	TOC/Ntot	TOC/N'tot	CaCO3 (%)	Tmax °C	HI (mgHC/gC)	OI (mgCO2/gC)
PS 2190-1 Kal	385	0,059	0,056	0,49	0,41	0,40	7	7	0,74	469	74	165
PS 2190-1 Kal	395	0,048	0,042	0,52	0,35	0,34	7	8	1,46	453	106	232
PS 2190-1 Kal	405	0,084	0,064	0,44	0,37	0,36	4	6	0,65	469	211	239
PS 2190-1 Kal	415	0,052	0,031	0,30	0,25	0,25	5	8	0,46	470	210	250
PS 2190-1 Kal	425	0,042	0,052	0,54	0,36	0,36	9	7	1,52	445	81	254

Anhang

Anhang C

PS2174-5 (KAL)

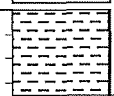

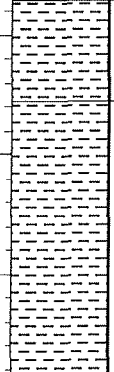

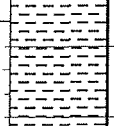
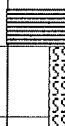
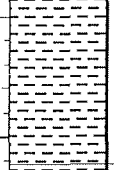
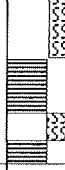


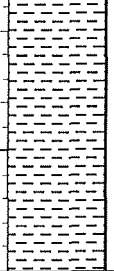
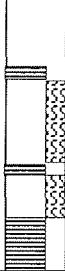
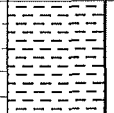

Amundsen Basin

ARK VIII/3 (ARCTIC 91)

Recovery: 9.60 m

87° 29.1' N, 91° 32.6' E

Water depth: 4427 m

	Lithology	Texture	Color	Description	Age
0			10YR3/4 10YR3/3 10YR3/2	clay, dark yellowish brown, soft, grading to dark brown at 27 cm and to very dark grayish brown at 33 cm	
				2.5Y4/4 2.5Y3/2	clay, color changes from olive brown to grayish brown, mottled layer at 65-68 cm, grayish layer at 54-56 cm
1			N3	clay, very dark gray, homogeneous	
					numerous 1-5 mm thick silt layers and laminae, slightly graded, sharp boundaries at base
2			2.5Y4/2 2.5Y4/4 5Y4/2-3/2	clay, grading color changes, white specks at 214-217 cm, mottled	
				2.5Y4/2 5Y4/4	clay, dark grayish brown (240-241 cm) grading to olive, mottled down to 268 cm
3			5Y3/2	faint lamination at 268-280, 302-312 cm	
				5Y3/2	mottled horizon at 250-294, 296-302 cm
			N4	clay, dark gray, homogeneous, grading to lighter color at top	
				5Y4/2	clay, dark grayish brown, grading into olive gray, partly laminated, mottled at 370-405, 410-428 cm
4			2.5Y4/2	lamination often brownish with sharp lower boundaries, grading into grayish hues upwards	
				N3	clay, very dark gray, homogeneous
5					

Anhang

Anhang C

PS2174-5 (KAL)

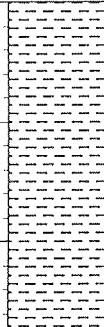
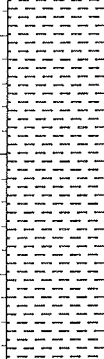

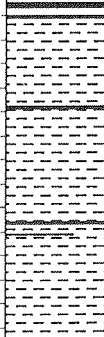

Amundsen Basin

ARK VIII/3 (ARCTIC 91)

Recovery: 9.60 m

87° 29.1' N, 91° 32.6' E

Water depth: 4427 m

	Lithology	Texture	Color	Description	Age
6			N3	clay, very dark gray, homogeneous	
				faint color change from darker to lighter	
			N4	clay, very dark gray, homogeneous	
				faint color change from darker to lighter	
7				sharp boundary	
			N4	clay, very dark gray, homogeneous	
8				silt/fine sand laminae	
9			5Y3/1	clay, very dark gray, homogeneous, black laminae	
10					

Anhang

Anhang C

PS2178-5 (KAL)

Makarov Basin

ARK VIII/3 (ARCTIC 91)

Recovery: 8.31 m

88° 1.5' N, 159° 42.2' E

Water depth: 4008 m

Lithology	Texture Color	Description	Age
0	disturbed		
	10YR3/4	clay, dark yellowish brown, soft	
	2.5Y4/4	sand, olive brown	
	10YR4/3-4/4	clay, dark brown grading to yellowish brown, soft, sharp lower boundary	
	10YR4/3	clay, dark brown, homogeneous, lamination at 40-48 cm gradual color change	
1	5Y4/3	clay, olive, black spots (<1 mm) 56-63 cm, 75-97, 112-119, 135-136 cm lamination 64-68, 95-97, 116-118, 122-125, 129 cm	
	2.5Y4/2	at base: silty clay, dark grayish brown	
	2.5Y4/4	clayey mud, olive brown, sandy layers at 168-170 cm, mottled 170-180 cm	
	5Y4/3	gradual color change sandy mud, olive gray	
	2.5Y4/4	sandy mud, olive brown, with mud clasts (1 cm)	
	5Y4/3	sandy mud, olive gray, few mud clasts	
2	2.5Y5/4	sandy mud to clay, olive brown to light olive brown, dropstone 5 cm Ø	
	2.5Y4/2	clay, dark grayish brown, mottled	
	2.5Y5/6	clay, light olive brown	
	2.5Y4/4	clay, olive brown, mottled, dropstone (7x3 cm) at 235-238 cm	
	10YR4/2	clay, dark grayish brown, sandy at base, dropstone (2 cm Ø) <- color change	
	2.5Y4/4	clay, olive brown, sandy laminae at top	
	10YR4/3	clay, dark brown, mottled, sandy mud with mud clasts, mottled, at base	
	10YR4-5/3	clay, dark brown, mottled, 1 cm thick brown layers at top and base	
	10YR3/4	clay, dark brown, mottled	
	10YR5/4	sandy mud, yellowish brown to olive brown, mottled, more sandy 276-286	
	2.5Y4/4	clay, dark brown to brown, mottled, 1 cm sand at base	
3	10YR3-5/3	clay, dark brown to brown, mottled	
	10YR3-5/3	clay, dark brown to brown, mottled	
	10YR3-5/3	clay, dark brown to brown, mottled	
	10YR3/3	clay, dark brown to brown, mottled, 1 cm sand at base <- color change	
	10YR5/3	gradual color change between 330 and 336 cm	
	2.5Y4/4	clay, olive brown, dark spots	
4		laminae 383-412, 423-436 cm, dark laminae with dark spots	
	2.5Y4/2	clay, dark grayish brown	
	2.5Y4/6	clay, light olive brown to olive brown, mottled	
	2.5Y4/4	sandy mud, olive brown to dark grayish brown, mottled	
	2.5Y5/4	clay, light olive brown, mottled	
	2.5Y4/4	sandy mud, olive brown, mud clasts, decreasing in number upwards	
	2.5Y5/4	clay, light olive brown, mottled, dark spots	
	2.5Y4/4	sandy mud, olive brown, mud clasts	
5	10YR3/3	clay, dark brown, mottled, black disrupted layer at top	

Anhang

Anhang C

PS2178-5 (KAL)

Makarov Basin

ARK VIII/3 (ARCTIC 91)

Recovery: 8.31 m

88° 1.5' N, 159° 42.2' E

Water depth: 4008 m

	Lithology	Texture	Color	Description	Age
5			5Y4/3	clay, olive, dark/black spots/lenses 647-499 cm, mottled 525-499 cm	
6				faintly mottled 647-605 cm	
		5Y4/3		clay, olive, homogeneous 2 dark gray laminae 670, 672 cm at base clayey mud, dark gray	
		N4			
		2.5Y4/4		clay, olive brown, mottled, spots of weak red (10R5/4) at top gradual color change	
7		2.5Y3/2		clay, very dark grayish brown	
			2.5Y4/2	silty mud, dark grayish brown, mottled, upper part (1 cm) gray	
			2.5Y5/4	clay, light olive brown, mottled, sand layer at 742 cm sharp, mottled boundary gradual color change	
		2.5Y3/2		clay, very dark grayish brown, mottled down to 755 cm	
			2.5Y4/2	clay, dark grayish brown, mottled	
8		5Y3/2	clay, dark olive gray, homogeneous		
9					
10					

Anhang

Anhang C

PS2185-6 (KAL)

Lomonosov Ridge

ARK VIII/3 (ARCTIC 91)

Recovery: 8.20 m

87° 32.2' N, 144° 55.6' E

Water depth: 1052 m

Lithology	Texture Color	Description	Age
0	10YR3/2-4/3	clayey mud, very dark brown, soft, grading to brown mottled clayey mud	
	10YR3/4 5Y4/3	clay, dark yellowish brown, mottled sandy mud, olive, mottled	
1	5Y4/3		
	5Y4/2 5Y5/6	sandy, silty mud, changing colors (olive to dark yellowish brown), layered, numerous mud clasts in particular 42-62, 73-106 cm, thin dark brownish horizons at 45, 82, 97 cm	
	10YR4/4	mud clast	
	5Y4/2	sandy mud, olive gray, mottled	
2	2.5Y4/4	silty mud, olive brown, mottled, homogeneous	
	10YR4/3	sandy mud, fining upwards to silty mud, brown, mottled, slightly lighter towards the base, sharp boundaries	
	10YR3/4 to 5Y4/4	clay, dark yellowish brown, mottled, homogeneous grading to (silty) clay, olive, mottled, homogeneous	
	10YR4/3	clay, brown, mottled, homogeneous	
	5Y5/4	silty mud, olive	
	2.5Y4/4	silty mud, olive brown, layered, numerous mud clasts	
3	2.5Y5/2	clay bed at 273-280, 292-297 cm	
	2.5Y4/4	dark brownish thin layer at 256 cm	
	10YR4/3 to 2.5Y4/4	clay, brown, mottled grading into clay, olive brown, mottled	
4		sharp, mottled boundary	
	10YR4/3	clay, brown, mottled, lighter horizon 145-150 cm	
		sandy lense	
	2.5Y4/4	clay, olive brown, mottled	
	10YR4/3	clay, brown, mottled	
	2.5Y4/4	clay, olive brown, mottled	
5	10YR4/3	clay, brown, mottled, homogeneous	
	2.5Y4/4	clay, olive brown, mottled	
		sharp, mottled boundary	
	10YR4/3	clay, brown, mottled	
		sandy lense	
	2.5Y4/4	clay, olive brown, mottled	

Anhang

Anhang C

PS2185-6 (KAL)

Lomonosov Ridge

ARK VIII/3 (ARCTIC 91)

Recovery: 8.20 m

87° 32.2' N, 144° 55.6' E

Water depth: 1052 m

	Lithology	Texture	Color	Description	Age
Depth in core (m)			5Y4/4	clay, olive brown, mottled, 505-521 cm slightly darker with dark specks	
			YR4/3	clay, brown, mottled	sharp, mottled boundary
			5Y4/4	clay, olive brown, mottled	sharp, mottled boundary
			YR4/2	clay, brown, mottled, color boundary at 538 cm	
			5Y5/4	clay, light olive brown, mottled	
			5Y5/4	clay, light olive brown, mottled	
			5Y5/4	clay, light olive brown, mottled	
			YR4/3	clay, brown, mottled	
			5Y4/4	clay, olive brown, mottled, dark specks at 588-598, 605-620, 630-634 cm	dark brown laminae sand lense
			YR4/3	clay, brown, mottled, slightly lighter horizon 646-649 cm	
			YR5/6	clay, yellowish brown, large darker mottles in upper 4 cm	
			YR4/3	clay, brown, mottled, dark specks 676-688 cm	
			5Y4/4	clay, olive brown, mottled	
			YR4/3	clay, brown, mottled, dark specks 676-688 cm	thin dark layer at 742 cm
			5Y4/4	clay, olive brown, mottled	base of kastenlot
5Y4/4	clay, olive brown, mottled	core catcher			
			base of CC mütze		
9					
10					

Anhang

Anhang D

Proben- bezeichnung	C17+C19 (µg/gC)	C27+C29+C31 (µg/gC)	CPI	Wassertiefe (m)
PS2159muc0-1	26,48	157,39	1,7	4044
PS2160muc0-1	12,96	74,2	1,57	4029
PS2161muc0-1	39,18	163,18	1,76	4005
PS2163muc0-1	24,05	220,51	2,29	3040
PS2165muc0-1	33,44	140,87	1,87	1911
PS2170muc0-1	26,46	174,46	2,3	4083
PS2171gkg0-1	27,42	65,49	2,68	4384
PS2177muc0-1	191,89	273,73	1,56	1390
PS2178muc0-1	85,05	319,05	1,73	4008
PS2181muc0-1	130,71	559,05	1,72	3418
PS2182muc0-1	28,97	462,07	1,88	2619
PS2185muc0-1	32,21	147,96	2,14	1051
PS2190muc0-1	20,71	101,08	1,95	4267
PS2192muc0-1	14,47	138,97	1,82	4411
PS2198muc0-1	19,05	75,91	2,45	3818
PS2200muc0-1	98,76	192,49	1,83	1072
PS2206muc0-1	11,85	146,63	1,93	2993
PS2208muc0-1	23,73	134,63	2,33	3681
PS2210muc0-1	18,96	62,07	1,5	3806
PS2212muc0-1	34,91	90,7	1,69	2439
PS2214muc0-1	44,94	358,39	1,69	562
PS2215muc0-1	63,26	124,9	1,3	2045

Anhang

Anhang E

2174-5 KAL Kerntiefe (cm)	C17+C19 ($\mu\text{g/gC}$)	C27+C29+C31 ($\mu\text{g/gC}$)	CPI	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB)
10	8,86	99,06	3,12	
25	6,20	280,00	3,57	
40	3,75	193,85	4,66	
50	11,29	735,32	3,39	-24,00
70	7,85	247,96	4,31	
85	8,02	220,08	3,97	
100	10,30	227,08	2,41	
130	9,51	635,61	4,26	-24,92
170	10,27	398,65	3,66	-25,00
200	6,29	287,91	4,76	-26,04
220	7,00	277,45	4,14	
235	9,30	229,84	4,12	
250	17,35	631,47	3,41	-24,05
280	15,54	570,18	2,96	-24,20
300	7,19	180,85	4,14	
320	8,62	262,25	4,36	
340	21,83	277,78	2,45	-23,38
380	5,79	153,26	3,63	
400	16,25	425,71	1,78	-25,44
420	18,11	412,50	2,77	-25,30
460	3,56	84,59	3,84	

Anhang

Anhang F	Tiefe cm	Trockendichte g/cm ³	SR cm/ka	AR g/cm ² /ka	TOC AR mg/cm ² /ka	Opal AR mg/cm ² /ka	CaCO ₃ AR mg/cm ² /ka
PS2174-5Kal	5	0,65	1,7	1,11	8,29	23,43	18,79
PS2174-5Kal	6	0,65	1,7	1,11	6,85		4,31
PS2174-5Kal	10	0,65	1,7	1,11	7,07	24,64	0,00
PS2174-5Kal	12	0,65	1,7	1,11	5,75		1,66
PS2174-5Kal	14	0,65	1,7	1,11	6,08		0,88
PS2174-5Kal	15	0,65	1,7	1,11	5,75	34,26	4,42
PS2174-5Kal	16	0,65	1,7	1,11	7,51		1,11
PS2174-5Kal	18	0,65	1,7	1,11	6,63		1,77
PS2174-5Kal	20	0,65	1,7	1,11	5,08	23,21	6,30
PS2174-5Kal	22	0,65	2,1	1,37	6,28		0,00
PS2174-5Kal	28	0,65	2,1	1,37	8,05	65,52	0,00
PS2174-5Kal	30	0,65	2,1	1,37	9,28	36,58	0,14
PS2174-5Kal	32	0,65	2,1	1,37	8,46		0,00
PS2174-5Kal	34	0,65	2,1	1,37	8,46	50,51	0,00
PS2174-5Kal	35	0,65	2,1	1,37	13,10		0,00
PS2174-5Kal	38	0,65	2,1	1,37	8,60	57,33	0,00
PS2174-5Kal	40	0,69	2,1	1,44	9,35	47,61	0,00
PS2174-5Kal	45	0,76	1,5	1,14	7,51		0,00
PS2174-5Kal	50	0,62	1,0	0,62	3,84	21,60	0,00
PS2174-5Kal	55	0,72	1,0	0,72	3,93		0,00
PS2174-5Kal	60	0,72	1,0	0,72	3,88	35,66	0,00
PS2174-5Kal	65	0,69	1,0	0,69	4,58		0,00
PS2174-5Kal	70	0,69	1,0	0,69	7,07	22,30	0,00
PS2174-5Kal	75	0,70	1,0	0,70	7,85		0,00
PS2174-5Kal	80	0,56	1,0	0,56	6,46	20,23	0,00
PS2174-5Kal	85	0,59	5,8	3,44	42,65		0,00
PS2174-5Kal	90	0,61	5,8	3,53	44,86	135,28	0,00
PS2174-5Kal	95	0,62	5,8	3,58	39,07		1,43
PS2174-5Kal	100	0,66	5,8	3,80	40,33	150,29	9,89
PS2174-5Kal	105	0,61	5,8	3,54	36,80		7,78
PS2174-5Kal	110	0,66	5,8	3,84	43,00	100,60	0,00
PS2174-5Kal	115	0,67	5,8	3,88	44,62		0,00
PS2174-5Kal	120	0,69	5,8	4,01	42,08	143,48	20,84
PS2174-5Kal	125	0,67	5,8	3,88	45,01		0,00
PS2174-5Kal	130	0,66	5,8	3,82	40,84	129,38	23,66
PS2174-5Kal	135	0,69	5,8	3,99	43,10		20,75
PS2174-5Kal	140	0,72	5,8	4,15	44,02	117,11	29,48
PS2174-5Kal	145	0,71	5,8	4,14	43,90		24,85
PS2174-5Kal	150	0,74	5,8	4,29	46,29	158,16	22,29
PS2174-5Kal	155	0,72	2,3	1,66	18,13		5,99
PS2174-5Kal	160	0,72	2,3	1,66	17,96	65,35	14,13
PS2174-5Kal	165	0,75	2,3	1,73	17,42		16,73
PS2174-5Kal	170	0,80	2,3	1,83	17,58	58,22	22,34
PS2174-5Kal	175	0,94	2,3	2,15	21,31		31,00
PS2174-5Kal	180	0,90	2,3	2,07	19,85	52,31	31,43
PS2174-5Kal	185	0,90	2,3	2,07	19,02		34,53
PS2174-5Kal	190	0,91	2,3	2,09	20,72	61,95	28,05
PS2174-5Kal	195	0,95	2,3	2,18	37,25	41,82	37,46
PS2174-5Kal	200	0,99	2,3	2,28	47,91	39,47	25,78
PS2174-5Kal	205	1,10	2,3	2,53	35,89		67,74
PS2174-5Kal	210	0,81	2,3	1,85	9,83	77,86	0,00
PS2174-5Kal	215	0,80	2,3	1,84	10,32		1,66
PS2174-5Kal	220	0,85	2,3	1,96	9,97	73,51	0,59
PS2174-5Kal	225	0,99	2,3	2,27	12,74		2,05
PS2174-5Kal	230	1,09	2,3	2,51	15,29	86,49	0,00
PS2174-5Kal	235	1,18	2,3	2,70	17,31	104,41	0,00
PS2174-5Kal	240	0,83	2,3	1,90	10,64	72,95	0,00
PS2174-5Kal	245	0,98	2,3	2,26	8,14		5,88
PS2174-5Kal	250	0,77	2,3	1,78	6,04	66,23	22,55

Anhang

Anhang F	Tiefe cm	Trockendichte g/cm ³	SR cm/ka	AR g/cm ² /ka	TOC AR mg/cm ² /ka	Opal AR mg/cm ² /ka	CaCO ₃ AR mg/cm ² /ka
PS2174-5Kal	255	0,75	2,3	1,71	6,68		0,00
PS2174-5Kal	260	0,78	2,3	1,80	7,19	82,63	0,18
PS2174-5Kal	265	0,85	2,3	1,96	8,82		0,00
PS2174-5Kal	270	0,83	2,3	1,91	8,99	94,91	0,00
PS2174-5Kal	275	0,80	1,6	1,28	7,32		0,00
PS2174-5Kal	280	0,83	0,9	0,75	4,26	45,85	0,00
PS2174-5Kal	285	0,85	0,9	0,76	4,57		0,00
PS2174-5Kal	290	0,85	0,9	0,76	5,25	31,86	0,00
PS2174-5Kal	300	0,88	0,9	0,80	4,69	32,46	0,00
PS2174-5Kal	310	0,88	0,9	0,79	5,29	23,86	0,00
PS2174-5Kal	320	0,70	0,9	0,63	6,97	27,01	0,00
PS2174-5Kal	330	0,99	0,9	0,89	3,56	20,54	2,13
PS2174-5Kal	340	0,85	1,7	1,44	5,19	30,27	5,19
PS2174-5Kal	350	0,85	1,7	1,45	4,21	89,91	0,00
PS2174-5Kal	360	0,56	1,7	0,95	2,95	55,12	0,00
PS2174-5Kal	370	0,64	1,7	1,09	4,49	62,40	3,94
PS2174-5Kal	380	0,54	1,7	0,92	3,95	51,50	0,37
PS2174-5Kal	390	0,48	1,7	0,81	3,48	35,44	0,81
PS2174-5Kal	400	0,51	1,7	0,86	4,23	50,95	0,17
PS2174-5Kal	410	0,39	1,7	0,66	3,36	28,36	0,00
PS2174-5Kal	420	0,48	1,7	0,82	5,26	39,41	0,00
PS2174-5Kal	430	0,35	1,7	0,60	4,79	28,12	0,00

Anhang

Anhang G

Kernnummer	Länge (cm)	Breite (°N)	Länge (°E)	Wassertiefe (m)
PS2159-3 MUC	34	87° 57.1 'N	30° 18.6 'E	4044
PS2160-3 MUC	40	84° 52.6 'N	37° 53.5 'E	4029
PS2161-1 MUC	40	85° 27.0 'N	44° 25.2 'E	4005
PS2163-1 MUC	30	86° 14.5 'N	59° 12.9 'E	3040
PS2165-5 MUC	30	86° 26.1 'N	60° 08.4 'E	1911
PS2170-4 MUC	45	87° 35.8 'N	60° 53.7 'E	4083
PS2171-2 MUC	43	87° 35.6 'N	69° 12.0 'E	4384
PS2174-2 MUC	34	87° 29.5 'N	90° 43.2 'E	4427
PS2175-4 MUC	24	87° 36.0 'N	103° 47.6 'E	4411
PS2176-2 MUC	30	87° 46.2 'N	108° 32.5 'E	4396
PS2177-3 MUC	35	88° 02.2 'N	134° 50.7 'E	1390
PS2178-4 MUC	35	88° 01.3 'N	159° 35.1 'E	4008
PS2179-3 MUC	28	87° 45.0 'N	138° 09.4 'E	1228
PS2181-4 MUC	19	87° 35.9 'N	153° 29.0 'E	3418
PS2182-4 MUC	35	87° 34.7 'N	151° 29.9 'E	2619
PS2184-3 MUC	30	87° 36.7 'N	148° 15.2 'E	1674
PS2185-4 MUC	30	87° 32.0 'N	144° 28.9 'E	1051
PS2186-3 MUC	30	88° 30.8 'N	140° 21.8 'E	2004
PS2187-5 MUC	35	88° 45.5 'N	127° 12.6 'E	3898
PS2190-5 MUC	30	89° 57.8 'N	110° 49.1 'E	4267
PS2192-2 MUC	30	88° 15.3 'N	09° 21.8 'E	4411
PS2194-1 MUC	20	86° 35.6 'N	07° 29.3 'E	4326
PS2196-2 MUC	28	85° 56.4 'N	00° 06.9 'E	3958
PS2198-4 MUC	30	85° 33.6 'N	08° 56.8 'W	3818
PS2200-4 MUC	30	85° 19.4 'N	14° 00.3 'W	1072
PS2206-4 MUC	30	84° 16.7 'N	02° 30.3 'W	2993
PS2208-1 MUC	35	83° 38.4 'N	04° 36.2 'E	3681
PS2210-3 MUC	30	83° 02.3 'N	10° 05.4 'E	3806
PS2212-6 MUC	40	82° 03.8 'N	15° 43.0 'E	2439
PS2214-4 MUC	40	80° 17.2 'N	06° 34.7 'E	562
PS2215-1 MUC	42	79° 41.7 'N	05° 20.4 'E	2045

Anhang

Anhang H










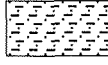

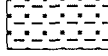
Kernnummer	Länge (cm)	Breite (°N)	Länge (°E)	Wassertiefe (m)
PS2171-4 KAL	325	87° 36.1 'N	69° 22.8 'E	4395
PS2174-5 KAL	960	87° 29.1 'N	91° 32.6 'E	4427
PS2176-3 KAL	976	87° 46.3 'N	108° 23.6 'E	4363
PS2177-5 KAL	575	88° 02.1 'N	134° 48.6 'E	1391
PS2178-5 KAL	831	88° 01.5 'N	159° 42.2 'E	4008
PS2185-6 KAL	835	87° 32.2 'N	144° 55.6 'E	1052
PS2187-4 KAL	827	88° 45.3 'N	127° 02.4 'E	3908
PS2190-1 KAL	467	90° N		4240

Anhang I, J

LISTE DER VERWENDETEN ABKÜRZUNGEN:

a =	Jahre
AR =	Akkumulationsrate (g/cm ² /ka)
AR _{TOC} =	Akkumulationsrate von organischem Kohlenstoff (g/cm ² /ka)
C/N =	TOC/N _{tot}
C _{org} =	Organischer Kohlenstoff (Gew.%)
CPI =	Carbon Preference Index
δ ¹³ C =	Isotopenverhältnis von Karbonaten
δ ¹³ C _{org} =	Isotopenverhältnis von organischem Material
FID =	Flammenionisationsdetektor
gC =	pro Gramm organischem Kohlenstoff
GKG =	Großkastengreifer
HC =	Kohlenwasserstoffe
HI =	Wasserstoffindex der Pyrolyse (mgHC/gC)
IRD =	Eistransportiertes Material
ka =	1000 Jahre
KAL =	Kastenlot
MUC =	Multicorer
N _{tot} =	Stickstoffgehalt der Gesamtprobe
N _{tot'} =	Stickstoffgehalt der entkarbonatisierten Probe
OI =	Sauerstoffindex der Pyrolyse (mgCO ₂ /gC)
PP =	Primärproduktion (mg/m ² /a)
TC =	Gesamtkohlenstoff (Gew.%)
T _{max} =	Temperatur max. Kohlenwasserstoffbildung (°C)
TOC =	Organischer Kohlenstoff (Gew.%)
TOC' =	Organischer Kohlenstoff der entkarbonatisierten Probe (Gew.%)
WLD =	Wärmeleitfähigkeitsdetektor
WSC =	Westspitzbergenstrom

LEGENDE DER KERNBESCHREIBUNGEN:

	gelb-braun		Bioturbation
	braun		Lamination
	oliv-braun		Ton
	oliv-Töne		Sand-Silt-Ton
	grau		siltiger Ton toniger Silt
	grau-schwarz		sandiger Ton