

**Terrigener Sedimenteintrag und Paläoumwelt im
spätquartären Arktischen Ozean: Rekonstruktionen
nach Haupt- und Spurenelementverteilungen**

**Terrigenous sediment supply and paleoenvironment
in the Arctic Ocean during the late Quaternary:
Reconstructions from major and trace elements**

Frank Schoster

**Ber. Polarforsch. Meeresforsch. 498 (2005)
ISSN 1618 - 3193**

Frank Schoster

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Columbusstrasse,
27568 Bremerhaven, Germany
e-mail: fschoster@awi-bremerhaven.de

Die vorliegende Arbeit ist die inhaltlich unveränderte Fassung einer
Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades der
Naturwissenschaften, die im August 2002 vom Fachbereich
Geowissenschaften der Universität Bremen angenommen wurde.

Inhaltsverzeichnis

I	Kurzfassung	III
II	Abstract	V
1. Einleitung		1
1.1	Einleitung und Fragestellung	1
1.2	Untersuchungsgebiet	3
1.3	Hydrographie und Ozeanographie des Arktischen Ozeans	4
1.4	Transportmechanismen für partikuläres Material in nördlichen Polargebieten	8
1.5	Geologie des Hinterlandes und terrigener Sedimenteintrag	10
1.6	Geochemische Änderungen in marinen Sedimenten	14
2. Material und Methoden		17
2.1	Probenmaterial	17
2.2	Untersuchungsmethoden	19
2.3	Fehlerbetrachtung	24
2.4	Element/Al-Verhältnisse	27
2.5	Anreicherungsfaktoren	27
2.6	Daten	28
3. Stratigraphie der Sedimentkerne		30
4. Ergebnisse der Sedimentuntersuchungen		45
4.1	Ergebnisse der Untersuchungen der Oberflächensedimente	45
4.1.1	Kara-See	46
4.1.2	Laptev-See	46
4.1.3	Zentraler Arktischer Ozean	47
4.2	Ergebnisse der Sedimentkernuntersuchungen	55

5. Diskussion	80
5.1 Rezente Verteilung der Elemente und Transportmechanismen im östlichen Arktischen Ozean	80
5.2 Zeitliche Änderungen der Sedimentzusammensetzung im östlichen Arktischen Ozean	92
5.3 Frühdiagenetische Prozesse in Arktischen Sedimenten und ihre Bedeutung für Paläoumweltrekonstruktionen	113
5.3.1 Ablagerungsmilieu im Arktischen Ozean	113
5.3.2 Frühdiagenetische Veränderungen in Sedimentkernen und die Bedeutung für die Paläorekonstruktion im östlichen Arktischen Ozean	117
5.3.3 Zusammenfassung der verschiedenen frühdiagenetischen Vorgänge im östlichen Arktischen Ozean	124
5.3.4 Änderungen der Mn-Gehalte im zentralen Arktischen Ozean	129
5.4 Zusammenführung der Paläorekonstruktionen aus Liefergebietsänderungen und geochemischer Prozesse im Sediment	132
6. Literaturverzeichnis	140
Danksagung	148

I. Kurzfassung

Der Arktische Ozean zeichnet sich durch eine permanente Meereisdecke und einen hohen Eintrag terrigener Materials durch die sibirischen Flüsse aus. Die Sedimentfracht der Flüsse wird hauptsächlich durch Strömung oder Meereis von den breiten sibirischen Schelfen in den Arktischen Ozean und weiter bis in den Nordatlantik verdriftet. Da die Einzugsgebiete der sibirischen Flüsse geologisch sehr unterschiedlich sind, zeigen auch ihre Sedimentfrachten unterschiedliche geochemische und mineralogische Zusammensetzungen.

Die Zusammensetzung der Oberflächensedimente spiegelt die rezenten Einträge und Transportmechanismen wider. Der in die Kara-See mündende Yenisei entwässert das aus Triassischen Flutbasalten bestehende Putoran-Gebirge und verfrachtet deshalb Sediment auf den Schelf, das durch hohe Gehalte an Ni, Ti, Cr und Mg, aber niedrige Gehalte an K charakterisiert ist. Die in die Laptev-See entwässernde Lena transportiert Detritus, dessen geochemische Zusammensetzung der Kontinentalen Kruste entspricht. Als guter Tracer für die Terrigenfracht aus der östlichen Laptev-See kann das Element K genutzt werden. Die Haupt- und Spurenelementverteilung ermöglicht die Ermittlung rezenter Transportwege im östlichen Arktischen Ozean. So deutet die Verteilung von Ni an, dass ein Teil der Sedimentfracht aus der Kara-See über die Vilkitzky-Straße in die Laptev-See eingetragen wird.

Anhand von zeitlichen Änderungen der geochemischen Zusammensetzung spätquartärer Sedimentabfolgen aus dem östlichen Arktischen Ozean konnten Änderungen der Liefergebiete festgestellt werden, die im Glazial/Interglazial-Wechsel stattfinden. Am östlichen Rand der Laptev-See werden im Interglazial größere Mengen an Smektit- bzw. Ni-, Ti-, Cr- und Mg-reichen, aber K-ärmeren Sedimenten abgelagert, die aus der Kara-See über den Atlantikwassereinstrom eingebracht werden. Niedrigere Meeresspiegelstände können gerade in Verbindung mit lokalen Vergletscherungen Transportwege unterbrechen, so dass z.B. weniger Ni- und Smektit-reiches Material an den östlichen Kontinentalhang der Laptev-See gebracht werden kann.

Maxima in den Mn-Gehalten sind typisch für interglaziale Sedimente des östlichen und zentralen Arktischen Ozeans. In der Nähe des Kontinentalhanges bilden sich die Mn-Maxima infolge diagenetischer Prozesse im Sediment, ausgelöst durch erhöhten Eintrag organischen Kohlenstoffs, der sowohl durch Primärproduktion als auch terrigenen Eintrag ins Sediment gebracht werden kann. Durch Oxidation des TOC kann Mn reduziert werden, sich im Porenwasser lösen und diffundieren, und sich an der Redox-Grenze im Sediment anreichern. Im zentralen Arktischen Ozean hingegen sind Mn-Maxima auf Meereistransport von MnO_2 von den im Interglazial wieder überfluteten Schelfen zurückzuführen, auf denen Mn durch Diagenese angereichert und ins Meereis eingefroren werden kann.

II. Abstract

The Arctic Ocean is characterized by permanently sea-ice coverage and a huge supply of terrigenous material by Siberian rivers. The terrigenous material is redeposited by sea ice or currents from the Siberian shelves to the Arctic Ocean and further to the Atlantic Ocean. Because the rivers drain areas with different source rocks, the geochemical and mineralogical composition of the terrigenous material supplied by the rivers differs markedly.

The geochemical and mineralogical composition of the surface sediments reflects the terrigenous supply and pathways. The Yenisei River delivers material from the Putoran Mountains, which consist of Triassic flood basalts. Accordingly, the surface sediments of the Kara Sea show enhanced concentrations of Ni, Ti, Cr, and Mg, but low concentrations in K, which are typical for the flood basalts. The Lena River is draining into the Laptev Sea, and supplies terrigenous matter composed of continental crust. K can be used as a tracer for eastern Laptev Sea derived material. Recent pathways within the Arctic Ocean can be distinguished by the distribution of major and minor elements. The distribution of the element Ni shows a sediment supply from the Kara Sea through the Vilkitzky Strait into the Laptev Sea.

In the late Quaternary sediment cores geochemical changes are observed. These changes are caused by changes in the supply of terrigenous material related to glacial/interglacial cycles. At the eastern continental margin of the Laptev Sea huge amounts of smectite- and Ni-, Ti-, Cr-, and Mg-bearing material with low K-concentrations from the Kara Sea is deposited during interglacials. Ice sheets and lower sealevel can block pathways. During glacials only small amounts of the smectite- and Ni-bearing material can be moved to the eastern continental margin of the Laptev Sea.

During interglacials maxima in Mn concentrations occur in the sediments of the eastern and central Arctic Ocean. On the continental margin in the Laptev Sea diagenetic processes form these Mn-spikes. Due to a higher input of organic carbon, which may result from an enhanced primary productivity in the water

column or a higher supply of terrigenous matter, oxidation of TOC will reduce and mobilize Mn. Reduced Mn is dissolved in pore water and oxidized and precipitated at the redox-boundary in the upper sediment. In the central Arctic Ocean, Mn-maxima in the sediments are formed by MnO₂ supplied by sea ice from flooded Siberian shelves. By diagenetic processes MnO₂ is enriched in the upper sediments of the shelves and frozen into the sea ice.

1. Einleitung

1.1 Einleitung und Fragestellung

Über die Flüsse wird sehr viel Wasser und partikuläre sowie gelöste Stoffe in den Arktischen Ozean transportiert (Aagaard und Carmack 1989, Gordeev et al 1996, Rachold et al. 1996). Durch die niedrigen Temperaturen in den hohen Breiten gefriert das in die Schelfgebiete einströmende Süßwasser, und das Eis wird mit dem Oberflächenströmungssystem (Transpolar-Drift) langsam vom Schelf in den Arktischen Ozean transportiert. Durch Meereis, Eisberge, Oberflächen- und Tiefenwasserströmungen, gravitativen Sedimenttransport (z.B. Turbidite) und Wind werden die partikulären und gelösten Stoffe im Arktischen Ozean verteilt, bevor sie sedimentieren (Stein und Korolev 1994, Abb. 1.5, Eicken et al. 1997, Vogt 1997, Behrends et al. 1999, Müller 1999). Die Variationen von Umwelteinflüssen, die die Transportwege, Menge und Zusammensetzung des eingebrachten terrigenen Materials beeinflussen, führen zu Änderungen in der chemischen Zusammensetzung der Sedimente. Umgekehrt lassen sich aus den Veränderungen in den Konzentrationen der Haupt- und Spurenelemente im Sediment auch Änderungen der Umwelteinflüsse bzw. des Klimas ableiten (Lourens et al. 2001). Anhand der rezenten Verteilung des Materials lassen sich so die heutigen Transportwege ermitteln und beispielsweise die Frage beantworten, ob Meereis oder Strömung den Stofftransport bestimmen (Wahsner et al. 1999). Zeitliche Variationen in der Verteilung des Materials in den Sedimenten erlauben eine Rekonstruktion der Transportwege und damit eine Rekonstruktion der Paläoumwelt im Spätquartär. Eisschilde können bestimmte Einträge verhindern oder selbst Material vom Untergrund abscheren, Meeresspiegelschwankungen können für große Überflutungen sorgen und erhöhte Süßwassermengen können eine größere Meereisproduktion bedingen (z. B. Knies et al. 1999, Dethleff et al. 2001).

Aufgrund der dichten Meereisdecke und der niedrigen Temperaturen im Arktischen Ozean ist die Primärproduktion verglichen mit anderen Ozeanen gering (Subba Rao und Platt 1984). Der Eintrag von organisch-marinem

Material in das Sediment ist daher gering (z. B. Boucsein et al. 2000). Mit dem terrigenen Material wird allerdings organischer Kohlenstoff in den Arktischen Ozean eingetragen (Stein et al. 2001). Durch die Oxidation des eingetragenen organischen Kohlenstoffs kann es zu biogeochemischen Veränderungen im Sediment kommen (Chester 1990, Schulz 2000), die zur Rekonstruktion der Paläoumwelt des Arktischen Ozeans im Spätquartär verwendet werden können (z. B. Jakobsson et al. 2000).

Daraus ergeben sich folgende Fragen, die durch die Untersuchung von Haupt- und Spurenelementkonzentrationen in Oberflächen- und Sedimentkernproben im östlichen Arktischen Ozean beantwortet werden sollen:

Welche Transportprozesse von terrigenem Material herrschen in der Gegenwart im östlichen Arktischen Ozean vor?

Welche Änderungen in der Sedimentzusammensetzung treten im Wechsel von Glazial zu Interglazial auf, und wodurch werden sie verursacht?

Welche frühdiagenetischen Änderungen treten in den Sedimenten des östlichen Arktischen Ozeans auf? Lassen sie sich zur Rekonstruktion der Umwelt des Spätquartärs verwenden?

1.2 Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich von den südlichen Schelfbereichen Kara- und Laptev-See bis hin zum Nordpol. In der Region wurden über 250 Oberflächensedimentproben sowie 12 Sedimentkerne untersucht (Abb. 1.1).

Dabei zeichnet sich der zentrale Arktische Ozean durch eine Dreiteilung durch den Gakkel-, den Lomonosov- und den Alpha-Rücken aus. Die dazwischen liegenden Nansen-, Amundsen- und Makarov-Becken sind bis zu 4400 m tief, während die Rücken bis zu einer Wassertiefe von etwa 1500 m aufragen. Der Gakkel-Rücken ist die Verlängerung des mittelatlantischen Rückens und als einziger der drei ein aktiver Rücken (Johnson 1990).

Auffallend sind die sehr breiten und flachen Schelfbereiche nördlich von Europa und Sibirien. Von West nach Ost sind das die Randmeere Barents-, Kara-, Laptev-, Ostsibirische und Chukchi-See. Die beiden Randmeere Kara- und Laptev-See werden von den großen Flüssen Ob, Yenisei und Lena gespeist. Zusammen mit der Küstenerosion bringen sie auch am meisten Material in den östlichen Arktischen Ozean ein (Gordeev et al. 1996).

Die Kara-See wird im Westen von Novaja-Semlja und im Osten von der Inselgruppe Severnaja-Semlja begrenzt. Die Wassertiefen schwanken von weniger als 10 m im Süden bis zu über 1000 m im St. Anna-Trog im Norden. Die dominierenden, in die Kara-See einmündenden Flüsse sind Ob und Yenisei mit $430 \text{ km}^3/\text{a}$ und $620 \text{ km}^3/\text{a}$ Wasser (Gordeev et al. 1996).

Die Laptev-See ist im Vergleich zur Kara-See mit einer durchschnittlichen Wassertiefe von 53 m flacher (Timokhov 1994). Sie wird im Westen durch Severnaja-Semlja und im Osten durch die Neusibirischen Inseln begrenzt. Der größte in sie mündende Fluss ist die Lena mit einer Wassermenge von $525 \text{ km}^3/\text{a}$ (Gordeev et al. 1996). Daneben gibt es noch kleinere Flüsse wie Khatanga, Anabar, Olenek und Yana, die aber nur etwa 30% des Süßwassereintrags in die Laptev-See ausmachen (Gordeev et al. 1996). Während die Flüsse Ob und Yenisei in der Kara-See in Ästuaren münden, bildet die Lena ein Delta aus.

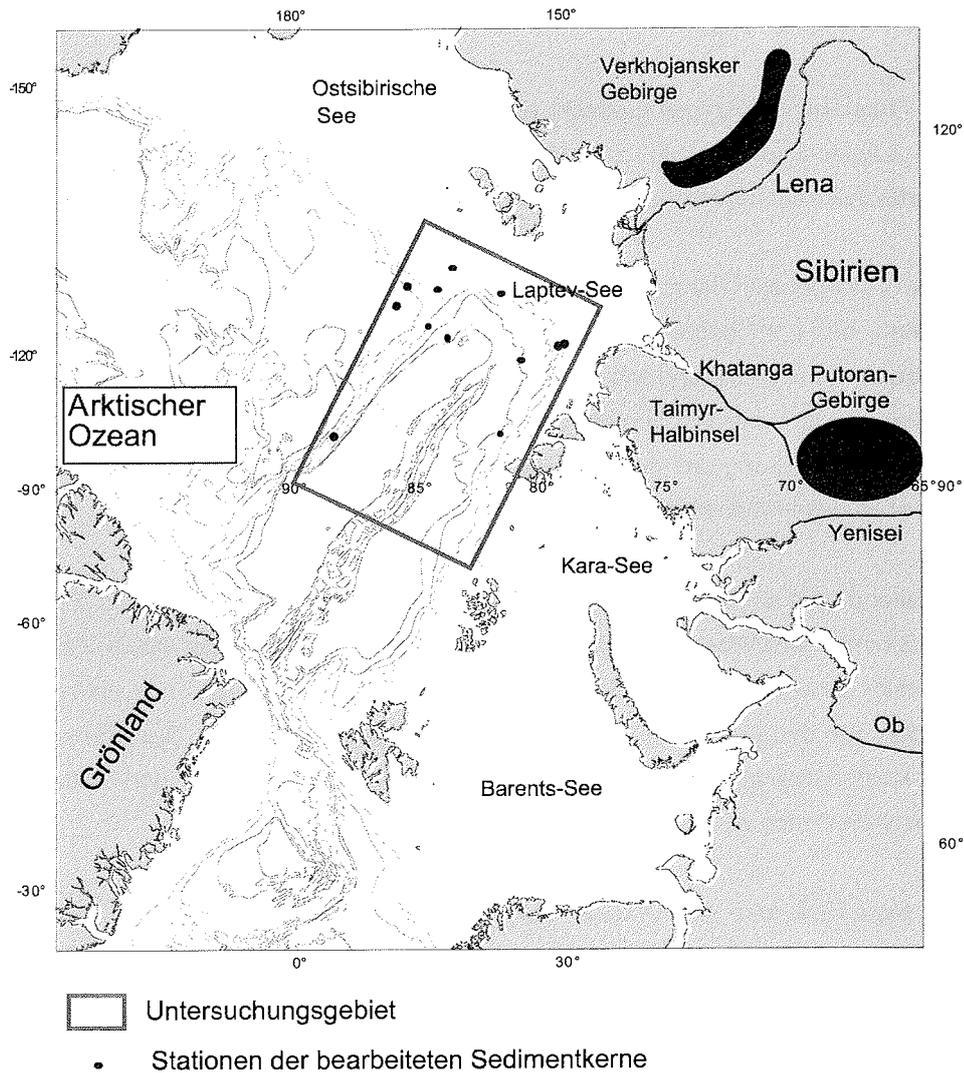


Abb. 1.1: Übersichtskarte des Arktischen Ozeans und des umgebenden sibirischen Hinterlandes mit Angabe des Untersuchungsgebietes.

1.3 Hydrografie und Ozeanografie des Arktischen Ozeans

Der Arktische Ozean ist beinahe vollkommen von Landmassen umgeben und hat nur wenige Verbindungen zu den Weltmeeren. Die beiden wichtigsten Verbindungen sind die Fram-Straße zwischen Grönland und Skandinavien, die in den Atlantik mündet, und die Beringstraße zwischen Alaska und Sibirien, die in den Pazifischen Ozean mündet. Allerdings hat nur die Fram-Straße mit 2600 m

Schwellentiefe eine Tiefenwasserverbindung zum Atlantik, alle anderen Zugänge zum Pazifik oder Atlantik sind mit ca. 250 m zu flach (Johnson et al. 1990).

Die Wassersäule des Arktischen Ozeans lässt sich generell in drei durch Haloklinen voneinander getrennte Wasserschichten unterteilen. Die Oberflächenwasserschicht entsteht durch den starken Eintrag der nordamerikanischen und sibirischen Flüsse. Die Halokline liegt zwischen 50 und 200 m Wassertiefe (Aagaard 1981). Absinkendes Schelfwasser aus der Chukchi- und Ostsibirischen See bildet eine Wassermasse zwischen 300 und 500 m Tiefe im Eurasischen Becken (Aagaard 1981, Anderson und Jones 1992). Absinkendes Schelfwasser aus der Laptev-, Kara- und Barents-See ist für die Tiefenwasserschicht verantwortlich (Anderson und Jones 1992).

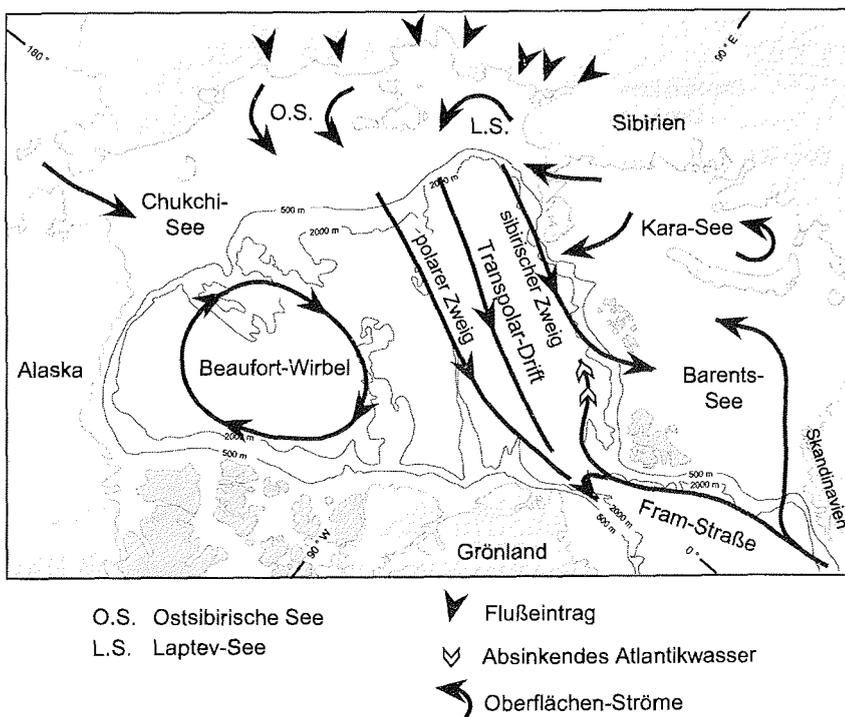


Abb. 1.2: Übersicht der Oberflächenströmungen im Arktischen Ozean (aus Müller 1999, nach Gordienko und Laktionov 1969).

Die Oberflächenwasserschicht wird durch zwei große Strömungssysteme beherrscht (Abb. 1.2). Der Beaufort-Wirbel dominiert im Kanadischen Becken in der westlichen Arktis, und die Transpolar-Drift bewegt sich von den sibirischen

Schelfen über den Nordpol und die Fram-Straße in den Atlantik (Gordienko und Laktionov 1969, Colony et al. 1991, Pfirman et al. 1997). Die Transpolar-Drift lässt sich in drei Zweige unterteilen, einen polaren, einen zentralen und einen sibirischen Zweig (Abb. 1.2, Pfirman et al. 1989). Die Oberflächenströmungen in den Randmeeren Kara- und Laptev-See sind regional und saisonal verschieden, Hauptströmungsrichtungen lassen sich aber erkennen. In der Laptev-See wird das Wasser hauptsächlich von Westen nach Nordosten bewegt (Hass et al. 1995). In der Kara-See führt eine Hauptströmung direkt nach Norden in den sibirischen Zweig der Transpolar-Drift, die andere nach Nordosten in den westlichen Teil der Laptev-See zwischen Severnaja-Semlja und der Taimyr-Halbinsel durch die Vilkitzky-Straße hindurch (Harms et al. 2000).

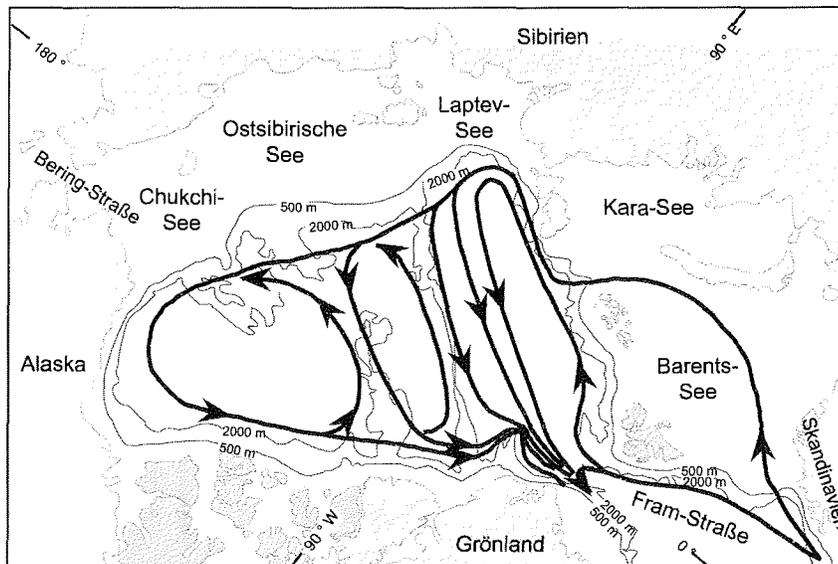
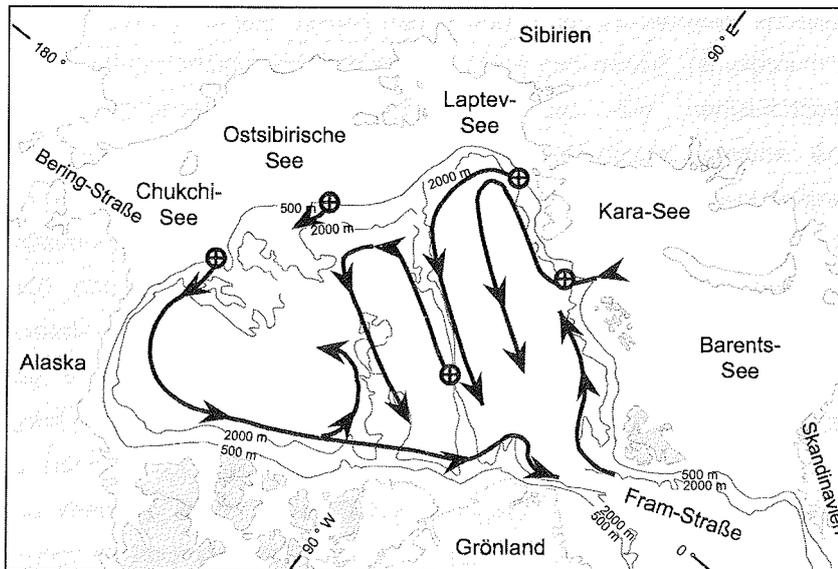


Abb. 1.3: Übersicht der Zwischenwasserströmungen im Arktischen Ozean (aus Müller 1999, nach Rudels et al. 1994).

Salzreiches, warmes Wasser strömt durch die Fram-Straße als Westspitzbergenstrom in den Arktischen Ozean und in die Barents-See (Abb. 1.3, Rudels et al. 1994). Durch Abkühlung gewinnt diese Wassermasse an Dichte und sinkt als „Arktisches Zwischenwasser“ in Wassertiefen von 200 bis 500 m ab (Aagard et al. 1987, Aagaard et al. 1985, Carmack 1990). Dieses Arktische Zwischenwasser strömt nun entlang des Kontinentalhanges bis zum Laptev-See-

Kontinentalhang und dreht dann in Richtung des zentralen Arktischen Ozeans entlang des Lomonosov-Rückens ab.



⊕ Tiefenwasser-Neubildung

Abb. 1.4: Übersicht der Tiefenwasserströmungen im Arktischen Ozean (aus Müller 1999, nach Jones et al. 1995).

Das Arktische Tiefenwasser zeichnet sich durch Temperaturen von unter 0°C aus und befindet sich tiefer als 1000 m Wassertiefe (Aagaard 1981). Nach Jones et al. (1995) können verschiedene Mechanismen zur Bildung des Arktischen Tiefenwassers angeführt werden (Abb. 1.4). Beim Frieren von Meerwasser auf den Schelfen verbleibt eine salzreiche Lauge, die aufgrund der sehr geringen Temperatur und des hohen Salzgehalts bis in die Arktische Tiefsee absinkt (Aagaard et al. 1985, Eicken et al. 1997). Auch kann das einströmende Atlantikwasser beim Weg durch die Barents- und Kara-See sehr viel Wärme verlieren, wobei es im St. Anna-Graben in die Arktische Tiefsee absinkt. Das über die Fram-Straße eingeströmte Atlantikwasser kann ebenfalls stark an Wärme verlieren, und strömt dann als Arktisches Tiefenwasser entlang des Kontinentalhanges bis zur nordöstlichen Laptev-See.

1.4 Transportmechanismen für partikuläres Material in nördlichen Polargebieten

Die physikalische Verwitterung ist in den hohen Breiten stärker vertreten als in anderen Klimaregionen. Neben den auch in anderen Klimaregionen auftretenden Transportmechanismen wie Strömung oder Sedimentrutschungen bzw. Trübestrome kommen in den Polargebieten auch Materialtransporte durch Eis oder Eisberge in Frage (Abb. 1.5). Da in den hohen Breiten die Temperaturen die meiste Zeit des Jahres unter dem Gefrierpunkt liegen, ist die chemische Verwitterung reduziert (Gordeev und Sidorov 1993). Allerdings kann über physikalische Verwitterungsprozesse wie z.B. Frostsprengung sehr viel Material vom Boden freigesetzt werden. Das Material wird bei der Eisschmelze in den Monaten Mai und Juni durch die Flüsse in die Randmeere transportiert. So bringt die Lena pro Jahr neben den 520 km^3 Wasser auch $17,6 \cdot 10^6$ Tonnen an Sedimentfracht in die Laptev-See (Aagaard und Carmack 1989, Gordeev und Sidorov 1993, Martin et al. 1993). Etwa 90% des Wassers und terrigenen Materials werden in zwei Monaten zwischen Mai und Juli während der Eisschmelze transportiert (Rachold et al. 1996). Für die beiden in die Kara-See mündenden Flüsse Ob und Yenisei gilt ähnliches, so dass sich ein Gesamteintrag von $1480 \text{ km}^3/\text{a}$ Wasser und $33 \cdot 10^6 \text{ t/a}$ Sediment für die gesamte Kara-See ergibt (Gordeev et al. 1996).

Gerade in der Laptev-See wird auch durch Küstenerosion sehr viel Material insbesondere durch Sturmfluten und Thermoabrasion freigesetzt (Reimnitz 1998, Are 1999). Die Masse des durch Küstenerosion in die Laptev-See eingetragenen Materials mit bis zu $60 \cdot 10^6$ Tonnen pro Jahr kann die Flusseinträge sogar übertreffen (Gordeev et al. 1996, Are 1999, Rachold et al. 2000).

Ein äolischer Materialeintrag ist vorhanden (Shevshenko et al. 1999), wird allerdings quantitativ als nicht so bedeutsam eingeschätzt (Darby et al. 1989, Wollenburg 1993). Anhand von geringeren Sedimentgehalten in Schneeproben, verglichen mit den Sedimentgehalten in den Meereisproben der Laptev-See,

konnten Nürnberg et al. (1994) den äolischen Eintrag in den Arktischen Ozean als gering einstufen.

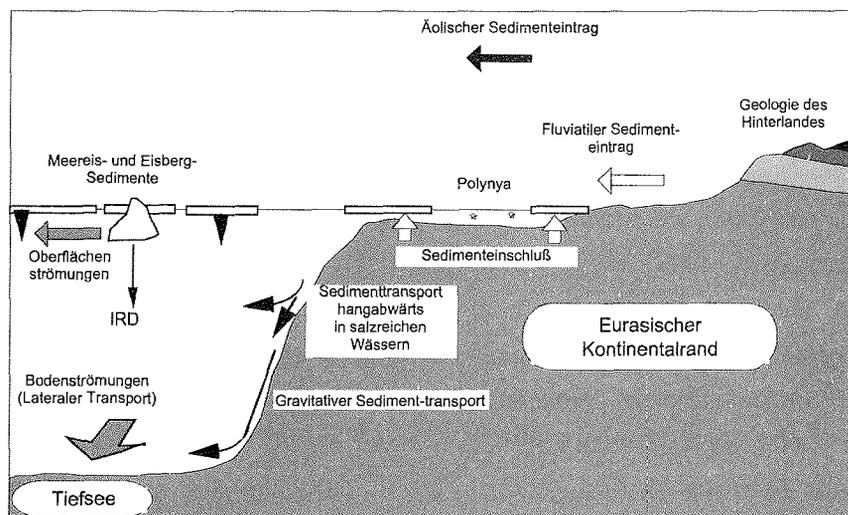


Abb. 1.5: Schematische Darstellung der Transportprozesse im Arktischen Ozean (aus Stein und Korolev 1994).

Von den Schelfen wird das terrigene Material weiter in den Arktischen Ozean transportiert. Die Laptev- und die Kara-See sind bereits als wichtige Liefergebietsquellen für die Sedimente der Arktischen Tiefsee erkannt worden (Bischof et al. 1990, Spielhagen et al. 1997, Vogt 1997, Behrends 1999, Müller 1999, Wahsner et al. 1999). Beide Schelfe erhalten eine starke Süßwasserzufuhr, und sind die meiste Zeit des Jahres mit Eis bedeckt. Meereis kann bis zu 40 Tonnen Sediment pro km² enthalten (Reimnitz et al. 1987). Das partikuläre Material wird bei der Neueisbildung mit ins Meereis eingefroren (Pfirman et al. 1990, Dethleff et al. 1993, Wollenburg 1993, Kassens und Karpiy 1994, Nürnberg et al. 1994, Eicken et al. 1997). Dabei gibt es mehrere Möglichkeiten. Im Meereis kann im Wasser suspendiertes Material eingefroren werden. Dies kommt besonders in der Nähe der Flussmündungen und bei Resuspension im flachen Gewässer, das eine Wassertiefe zwischen 10 und 30 m aufweist, vor. Gerade in sehr flachen Gewässern kann das Eis auch Oberflächensedimente anfrieren („anchor ice“).

1.5 Geologie des Hinterlandes und terrigener Sedimenteintrag

Die im Arktischen Ozean und seinen Randmeeren abgelagerten Sedimente werden in ihrer Zusammensetzung allerdings nicht nur von den Transportprozessen beeinflusst, sondern auch vom Material, das die Liefergebiete des umgebenden Landes nach der Verwitterung zur Verfügung stellen. Maßgebliche Quellen für Sedimenteintrag in den östlichen Arktischen Ozean sind die sibirischen Flüsse, vor allem Ob, Yenisei und Lena in der Kara- und Laptev-See (Gordeev et al. 1996). Diese Flüsse haben sehr große Einzugsbereiche im sibirischen Hinterland. Der Ob entwässert das Altai-Gebirge im Süden und den größten Teil der sibirischen Tiefebene, die zwischen dem Ural-Gebirge im Westen und dem Putoran-Gebirge im Osten liegt. Der Yenisei hat den östlichen Teil der sibirischen Tiefebene, das Putoran-Gebirge und weiter im Süden den zentralen Teil des Altai-Gebirges als Einzugsgebiet. Die in die Laptev-See entwässernde Lena transportiert Sedimentfracht vom Verkhojansker Gebirge, dem Osten des Gebietes zwischen Putoran-Gebirge und der Lena und dem Aldan-Schild im Süden (Rachold et al. 1996).

Dolginow und Kropatschjow (1994) unterscheiden eine sibirisch-mittelasiatische und eine sibirische Plattform, getrennt durch die Sayan-Yenisei-Faltenzone (Abb. 1.6). Auf der sibirisch-mittelasiatischen Plattform befindet sich die sibirische Tiefebene, die von mächtigen quartären Sedimenten, bestehend aus marinen Ablagerungen, Sand- und Siltgesteinen, bedeckt ist (Churkin et al. 1981). Östlich davon liegt das Putoran-Gebirge, das der Yenisei in die Kara-See und der Khatanga in die Laptev-See entwässert. Es besteht zum sehr großen Teil aus Triassischen Trapp-Basalten und Tuff-Lagen (Churkin et al. 1981, Duzhikov und Strunin 1992). Nördlich des Putoran-Gebirges liegt die Taimyr-Halbinsel, die neben quartären Sedimenten auch aus mächtigen paläozoischen Sedimentgesteinen besteht, die aus Ton-, Silt- und kohlehaltigen Sandsteinen mit eingeschobenen Carbonatlagen aufgebaut sind (Churkin et al. 1981, Dolginow und Kropatschjow 1994). Die nördlich davon gelegene Inselgruppe Severnaja-Semlja besteht vorwiegend aus paläozoischen und proterozoischen Sand- und Tongesteinen mit eingeschalteten Carbonatlagen und einer dünnen quartären Deckschicht (Churkin et al. 1981).

Im Hinterland der Laptev-See befindet sich der Anabar-Schild östlich vom Putoran-Gebirge (Abb. 1.7). Der Anabar-Schild besteht aus anstehendem archaischem Grundgebirge mit eingeschlossenen Magnetitquarziten, Pyroxengneisen und Amphiboliten (Duzhikov und Strunin 1992). Zwischen dem Anabar-Schild und der Lena im Osten herrschen unter einer dünnen Quartärdecke hauptsächlich paläozoische Sedimente vor, die vorwiegend aus Sand- und Tonsteinen bestehen (Churkin et al. 1981). Auch das Verkhojansker Gebirge weist hauptsächlich paläozoische Sedimentgesteine auf, die sich aus Sand- und Tonsteinen mit eingeschalteten Carbonatlagen zusammensetzen (Dolginow und Kropatschjow 1994). Anstehend im Süden des Laptev-See-Hinterlandes und des Lena-Einzugsgebietes findet sich der Aldan-Schild, der aus proterozoischen Sedimentgesteinen und archaischem Grundgebirge aufgebaut ist (Dolginow und Kropatschjow 1994).

Die unterschiedliche Hinterlandgeologie in den Einzugsgebieten der Flüsse trägt auch unterschiedliches Material auf die Schelfgebiete (Abb. 1.7). Die Sedimente der östlichen Kara-See enthalten große Mengen des Tonminerals Smektit, dafür aber wenig Illit (Wahsner et al. 1999). Unter den Schwermineralen sind in erster Linie Klinopyroxene in den östlichen Kara-See-Sedimenten vertreten (Behrends et al. 1999). Daten zu Elementverteilungen in der Kara-See sind selten publiziert oder aus dem Russischen nicht zugänglich (Gurvich et al. 1995). Diese zeigen aber für die südlichen Kara-See- und Ästuar-Sedimente hohe Konzentrationen an Mn, Fe, Ti, Ni, Co und Cr. Die Triassischen Trapp-Basalte weisen stark erhöhte Konzentrationen bei diesen Elementen, mit Ausnahme von Mn, auf. Auch die erhöhten Smektit- und Klinopyroxen-Gehalte können auf die Trapp-Basalte zurückgeführt werden (Lightfoot et al. 1990, Behrends 1999, Wahsner et al. 1999). Die Laptev-See wird durch die Trapp-Basalte nur im Westen beeinflusst. Der Khatanga transportiert das Material aus den Putoran-Gebirgen in die westliche Laptev-See (Rachold et al. 1996). Suspendiertes Material aus diesem Fluss weist eine starke Prägung durch die Trapp-Basalte in Form von erhöhten Ni-, Fe- und Ti-Konzentrationen sowie $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotope auf (Rachold 1999). Die Smektit- und Klinopyroxen-Gehalte sind in der westlichen Laptev-See ebenfalls erhöht (Behrends 1999, Wahsner et al. 1999). In der östlichen Laptev-See überwiegen

das Tonmineral Illit und das Schwermineral Amphibol in den jeweiligen Korngrößenfraktionen. Diese Sedimente werden hauptsächlich aus Material aufgebaut, das durch die Lena gebracht wird (Nolting et al. 1996). Die chemische Zusammensetzung des suspendierten Materials in der Lena entspricht der Zusammensetzung der Kontinentalen Kruste (Taylor und McLennan 1985, Rachold 1999).

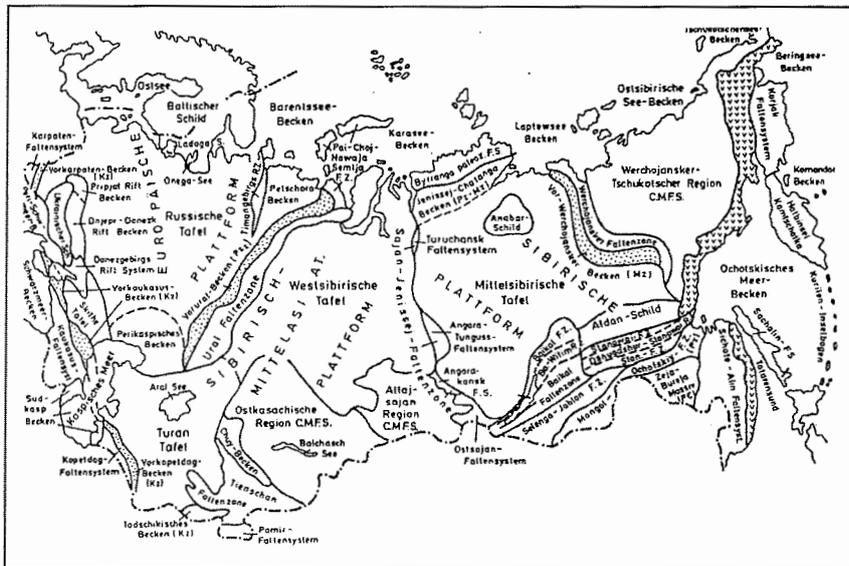


Abb. 1.6: Wesentliche geologische Elemente Russlands und benachbarter Gebiete (aus Dolginow und Kropatschow 1994).

Liefergebiete in Eurasien

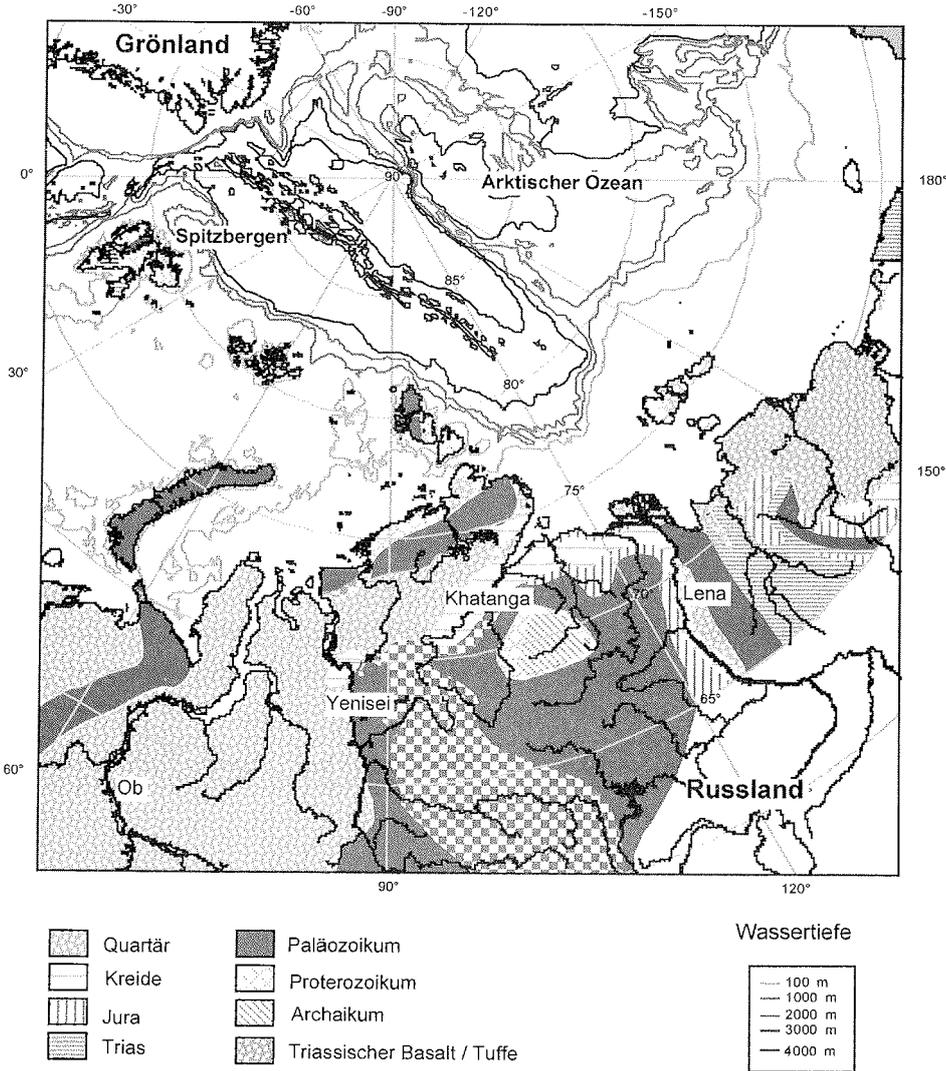


Abb. 1.7: Geologische Karte des Hinterlands des östlichen Arktischen Ozeans (nach Churkin et al. 1981, Treshnikov 1985, Duzhikov und Strunin 1992, Dolginow und Kropatschjow 1994).

1.6 Geochemische Änderungen in marinen Sedimenten

Durch die geringen Temperaturen und die sehr dichte Eisdecke ist die Primärproduktion im Arktischen Ozean gering (Subba Rao und Platt 1984). Damit ist auch der Eintrag an marin gebildeten organischen Kohlenstoffverbindungen gering (Boucsein und Stein 2000). Der hohe Sauerstoffgehalt im Arktischen Ozean oxidiert den größten Teil des primärproduzierten organischen Kohlenstoffs auf dem Weg ins Sediment (Boetius und Damm 1998). Zusätzlich zum marin gebildeten organischen Kohlenstoff wird terrigener organischer Kohlenstoff eingetragen (Stein und Fahl 2000). Die marinen und terrigenen Kohlenstoffverbindungen unterscheiden sich in der Zusammensetzung. Die marinen Kohlenstoffverbindungen enthalten große Anteile an kurzkettigen n-Alkanen und Fettsäuren (C_{13} - C_{20}), während die terrigenen Kohlenstoffverbindungen eher aus den langkettigen n-Alkanen und Fettsäuren (C_{21} - C_{36}) bestehen (Tissot und Welte 1984, Hollerbach 1985, Chester 1990). Die langkettigen Kohlenstoffverbindungen resultieren aus z.B. Blattwachsen, Zellulose und Lignine. Die Flüsse tragen allerdings auch limnische Mikrofossilien oder deren Überreste in den Arktischen Ozean ein, die eine Unterscheidung zwischen terrigenem und marinem organischen Kohlenstoff sehr erschweren (Fahl und Stein 1997, 1999, Boucsein und Stein 2000).

Für die biogeochemischen Veränderungen im Sediment ist weniger die Herkunftsfrage entscheidend, sondern die Verwertbarkeit der organischen Kohlenstoffverbindungen für Mikroorganismen und Bakterien im Sediment (vergl. Froelich et al. 1979, Berner 1980, Tissot und Welte 1984, Wilson et al. 1985, Chester 1990). Für die Bakterien leichter umsetzbar sind die kurzkettigen Kohlenstoffverbindungen. Im folgenden werden die für Bakterien und Mikroorganismen verwertbaren organischen Kohlenstoffverbindungen unter frisches oder remineralisierbares C_{org} zusammengefasst.

Bakterien und Mikroorganismen benötigen zur Umsetzung des remineralisierbaren C_{org} Oxidationsmittel, die sich aber in der Energiegewinnung sehr unterscheiden können. Am meisten Energie liefert Sauerstoff, danach Nitrate, Mn-Oxide, Fe-Oxide und zum Schluss Sulfate (Abb. 1.8; Froelich et al. 1979). Welche

Oxidationsmittel von den Bakterien und Mikroorganismen umgesetzt werden, hängt von der Menge an verfügbarem remineralisierbarem C_{org} ab. Zunächst wird von aeroben Organismen der Sauerstoff im Porenwasser aufgebraucht, wobei auch organischer Stickstoff zu Nitraten oxidiert wird (Nitrifikation, Abb. 1.8). Bei geringeren Sauerstoffkonzentrationen werden Nitrate als Oxidationsmittel für aus dem organischen Stickstoff gebildetes Ammonium herangezogen (Denitrifikation, Berner 1980, Luther et al. 1997, Hensen und Zabel 2000). Als Konkurrenzreaktion zur Nitrifikation und Denitrifikation kann auch die Oxidation des Ammoniaks zu Stickstoff durch Mn-Oxide auftreten (Luther et al. 1997). Ist immer noch remineralisierbares C_{org} vorhanden, werden die Mn- und Fe-Oxide als sekundäre Oxidationsmittel von anderen Organismen zu Mn^{2+} und Fe^{2+} reduziert (Anschutz et al. 2000). In Sedimenten mit großem TOC-Eintrag werden sulfatreduzierende Bakterien aktiv, was aber in der Tiefsee selten vorkommt (Chester 1990). In küstennahen Gewässern sind sulfidhaltige Sedimente aber durchaus üblich (Ostsee: Emeis et al. 1996, Carman und Rahm 1997; Schwarzes Meer: Pilipchuk und Volkov 1974, Brumsack 1989).

Für die Sedimentzusammensetzung haben die biogeochemischen Prozesse besonders für die Elemente Mn und Fe starke Auswirkungen (z.B. Pedersen et al. 1986, Shimmield und Pedersen 1990, Schulz et al. 1994, Anschutz et al. 2000, Deflandre et al. 2002). Die abgelagerten Mn- und Fe-Oxide werden durch diese Prozesse zu Mn^{2+} und Fe^{2+} reduziert, die im sauerstofffreien Porenwasser mobil sind. Diffundieren diese Ionen in einen überliegenden Sedimentabschnitt mit vorhandenem Sauerstoff, d.h. überschreiten sie den Übergang von oxisch zu anoxischem Milieu im Sediment (z.B. Gobeil et al. 1997), werden sie zu Mn- und Fe-Oxiden oxidiert und fallen aus (Thomson et al. 1993). Nahe dieses Übergangs im Sediment wird zunächst Fe^{2+} zu Fe^{3+} oxidiert, da sich Fe^{2+} schneller oxidieren lässt, und anschließend wird Mn^{2+} durch den Sauerstoff zu Mn^{4+} oxidiert (Wehausen und Brumsack 2000, Deflandre et al. 2002). Die oxidierten Spezies fallen hauptsächlich als Oxide aus. Die Mn- und Fe-Oxide können allerdings bei einer Verschiebung des Übergangs von oxischem zu anoxischem Milieu wieder reduziert und aufgelöst werden. Zusammen mit Mn und Fe können auch andere redox-sensitive Elemente wie Co, Mo oder U im Sediment bewegt bzw.

angereichert werden (Shimmield und Pedersen 1990). Andere Elemente wie z.B. Ni, Pb und Zn adsorbieren an die Mn-Oxide (Murray et al. 1975).

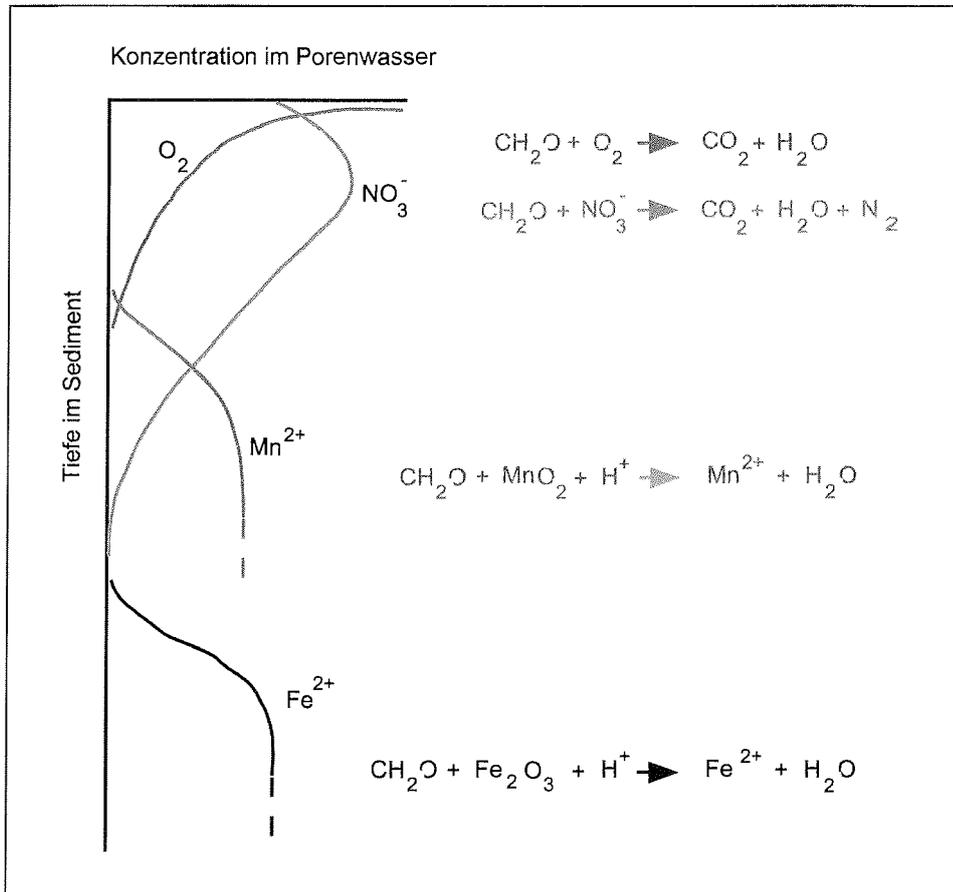


Abb. 1.8: Schematische Darstellung der Resultate der biogeochemischen Prozesse (in Form von Summgleichungen der beteiligten chemischen Elemente) im Sediment bei der Oxidation von organischem Kohlenstoff (nach Froelich et al. 1979).

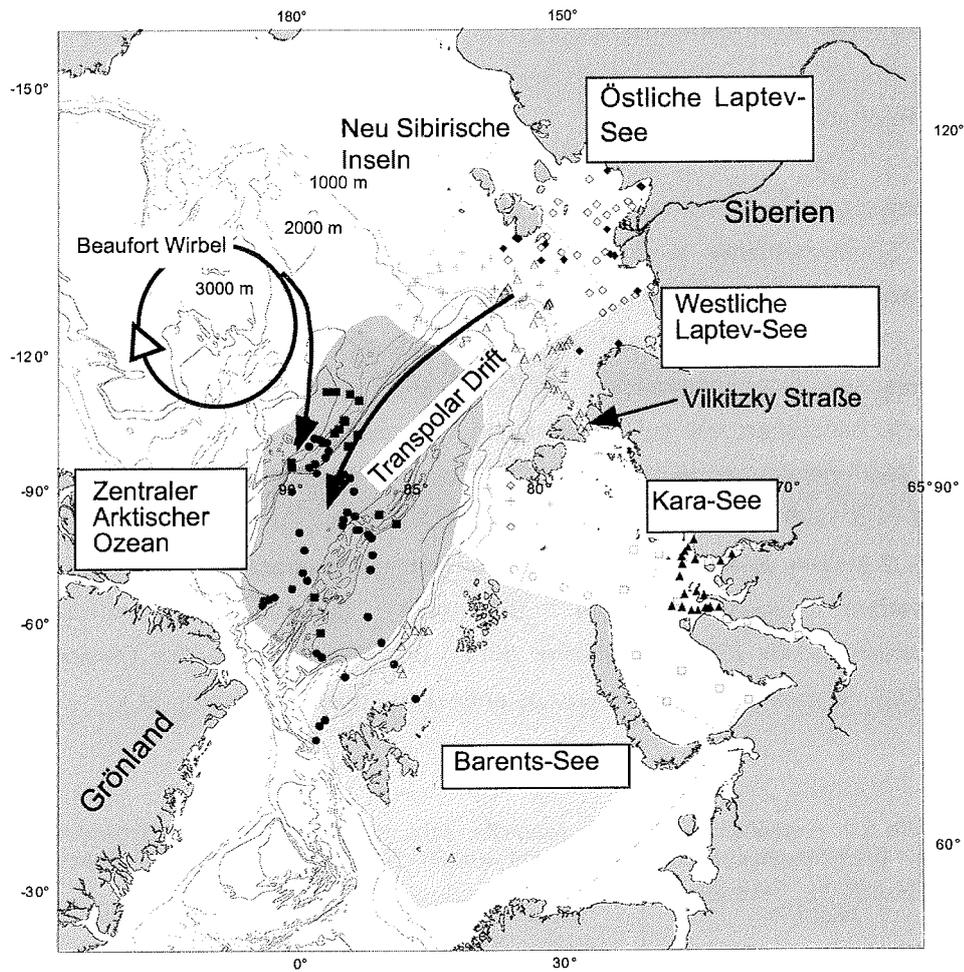
2. Material und Methoden

2.1. Probenmaterial

Da sowohl die räumliche als auch die zeitliche Verteilung und Variation der Haupt- und Spurenelemente in den Sedimenten des arktischen Ozeans und des angrenzenden Eurasischen Kontinentalrandes erfaßt werden sollte, wurde neben den Oberflächenproben auch Probenmaterial von Sedimentkernen auf ihre chemische Zusammensetzung hin untersucht. Im einzelnen sind dies Oberflächenproben, die auf Expeditionen verschiedener Schiffe zwischen 1991 und 1997 genommen wurden (Tab. 2.1), und 12 Sedimentkerne, die zwischen 1993 und 1998 in der Laptev-See und dem Arktischen Ozean abgeteuft wurden (Tab. 2.2). Die Oberflächenproben wurden mit verschiedenen Geräten, die eine ungestörte Oberfläche des Sediments gewährleisten, gewonnen: Großkastengreifer (GKG), Multicorer (MUC) und Ocean Grabs. Die Gewinnung der Sedimentkerne erfolgte mittels Kastenlot (KAL) oder Schwerelot (SL).

Tabelle 2.1: Expeditionen, Forschungsschiffe, Jahr und Anzahl der Oberflächenproben, die auf Elementkonzentrationen untersucht wurden (ZAO: zentraler Arktischer Ozean, LS: Laptev-See, KS: Kara-See).

Expedition	Name des Schiffes	Jahr	Anzahl der Oberflächenproben
ARK-VIII/3 (ZAO)	FS „Polarstern“	1991	46
ARK-IX/4(LS)	FS „Polarstern“	1993	44
Transdrift I (LS)	FS „Ivan Kireyev“	1993	25
Transdrift II (LS)	FS „Professor Multanovsky“	1994	4
(KS)	FS „Dimitri Mendeleev“	1993	18
(ZAO)	FS „Oden“	1996	17
ARK-XI/1 (LS)	FS „Polarstern“	1995	54
Kara Sea Expedition 1997 (KS)	FS „Akademik Boris Petrov“	1997	20
Transdrift III (LS)	FS „Kapitan Dranitsyn“	1995	18



Expeditionen

- FS „Polarstern“ 1991
- ◊ FS „Prof. Logachev“
- FS „Oden“
- FS „Dimitri Mendeleev“
- ◆ FS „Kapitan Dranitsyn“
- ◊ FS „Ivan Kireyev“
- ▲ FS „Akademik Boris Petrov“
- △ FS „Polarstern 1993“
- + FS „Polarstern 1995“

Abb. 2.1: Positionen der bearbeiteten Oberflächenproben im Arktischen Ozean. Die verschiedenen, hier unterschiedenen Regionen (Zentraler Arktischer Ozean, Barents-See, Kara-See, Westliche Laptev-See, Östliche Laptev-See) sind in Graustufen dargestellt.

Die Verteilung der Oberflächenproben ist in Abbildung 2.1 gezeigt, das Arbeitsgebiet mit den Kernpositionen in Abbildung 2.2.

Tabelle 2.2: Lage, Bezeichnung und Wassertiefe der hier untersuchten Sedimentkerne.

Breitengrad [°E]	Längengrad [°N]	Gebiet	Kernnr.	Wassertiefe [m]	Proben
78.166	133.395	Laptev-See	PS2458-4	951	40
79.155	119.781	Nansen-Becken	PS2471-4	3048	52
77.67	118.575	Laptev-See	PS2474-3	1919	101
77.391	118.191	Laptev-See	PS2476-4	524	63
78.656	144.13	Laptev-See	PS2725-5	77	24
80.966	134.455	Amundsen-Becken	PS2753-2	3628	101
81.16	140.201	Lomonosov-Rücken	PS2757-8	1223	90
81.193	150.453	Makarov-Becken	PS2761-10	2587	33
80.28	150.455	Laptev-See	PS2763-7	1588	77
79.74	143.989	Laptev-See	PS2767-4	557	91
81.1	105.367	Nansen-Becken	PS2741-1	2400	112
144.927	87.537	Lomonosov-Rücken	PS2185-3/6	1052	62

Die Kerne wurden in Abhängigkeit von der Lithologie und der magnetischen Suszeptibilität (Fütterer 1992, Fütterer 1994, Rachor 1997) in 10 cm Abständen beprobt. Die Probendicke betrug 1 cm.

2.2. Untersuchungsmethoden

Die gefriergetrockneten und in einer Achatmörsermühle gemahlene Proben wurden mittels Röntgenfluoreszenzspektrometer (RFA) und CS-Analyser (Fa. Leco) auf die Gehalte verschiedener Elemente untersucht (Abb. 2.3). Folgende Elemente wurden bestimmt:

1. RFA: Silizium (Si), Titanium (Ti), Aluminium (Al), Calcium (Ca), Magnesium (Mg), Eisen (Fe), Natrium (Na), Kalium (K), Phosphor (P), Barium (Ba), Kobalt (Co), Chrom (Cr), Mangan (Mn), Molybdän (Mo), Nickel (Ni), Blei (Pb), Rubidium (Rb), Strontium (Sr), Vanadium (V), Zink (Zn), Zirkonium (Zr)
2. CS-Analyser: Schwefel (S)

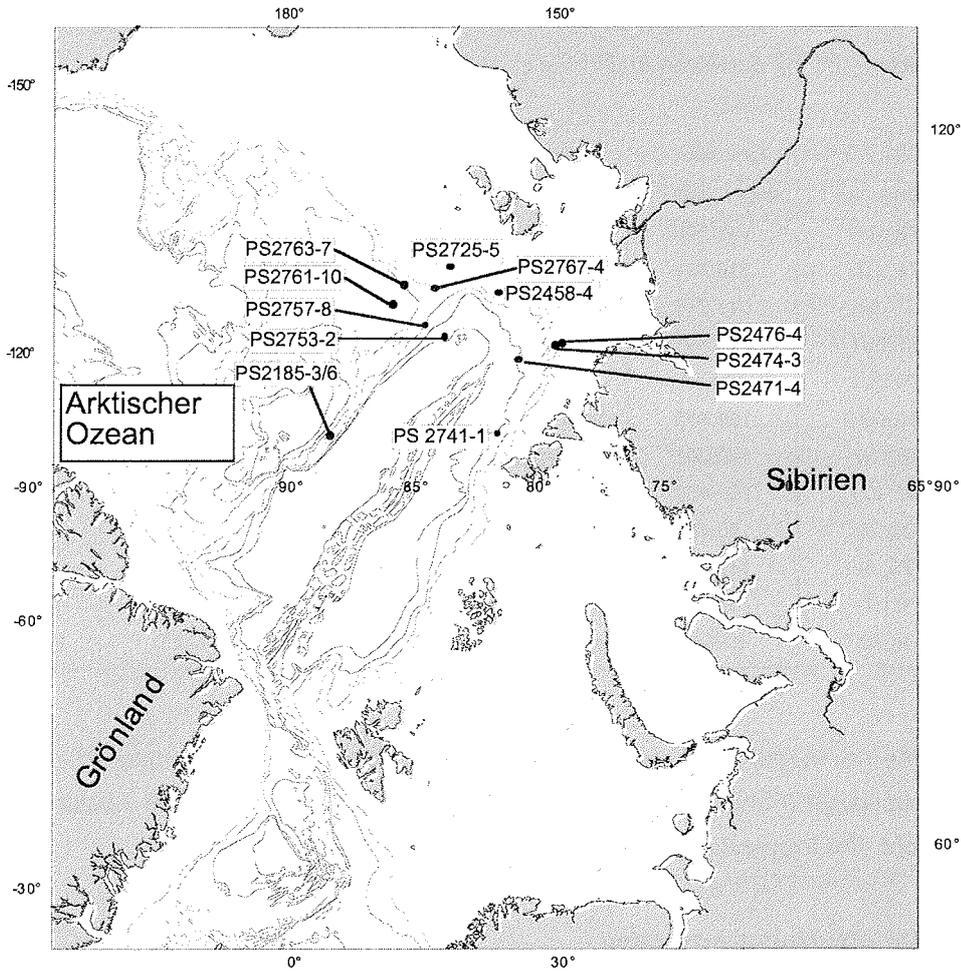


Abb. 2.2: Positionen der untersuchten Sedimentkerne im Arktischen Ozean.

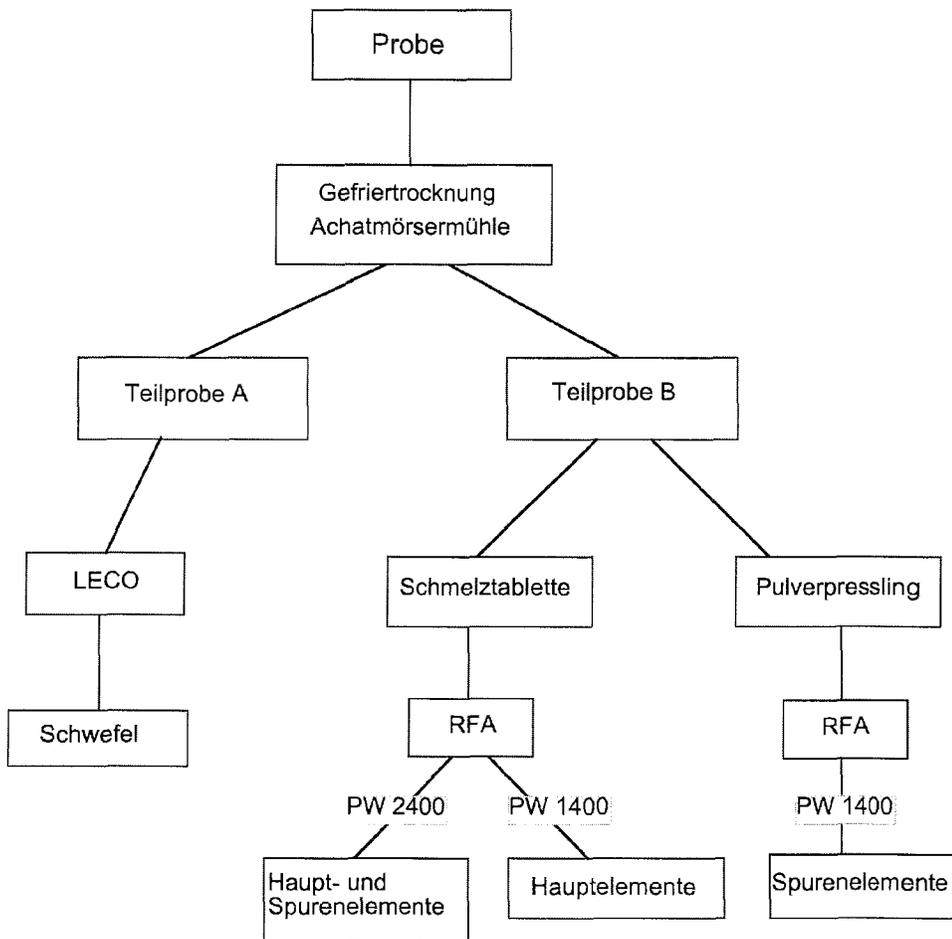


Abb. 2.3: Arbeitsschema zur Ermittlung der Konzentrationen der Elemente in den Sedimentproben.

1. Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA)

Die Proben der Kerne wurden sowohl mit einem Röntgenspektrometer PW 2400 (Fa. Philips) am Institut für Chemie und Biologie des Meeres (ICBM) in Oldenburg als auch mittels eines Röntgenspektrometers PW 1400 (Fa. Philips) in Aachen an der Rheinisch-Westfälischen Technischen Hochschule gemessen. Die Proben der Kerne PS2725-5, PS2741-1, PS2753-2, PS2761-10, PS2763-7 und PS2767-4 wurden in Oldenburg, die Proben der Kerne PS2757-8 und PS2471-4 zum Teil in

Oldenburg, zum Teil in Aachen, und die Proben der Kerne PS2185-3/6, PS2458-4, PS2474-3 und PS2476-4 in Aachen untersucht.

Die direkten Vorbereitungen für die Messungen der Proben an beiden Geräten unterscheiden sich bedingt durch die verschiedenen Gerätespezifikationen etwas. Während bei dem neueren PW 2400 sowohl Haupt- als auch Spurenelementkonzentrationen aus einer Schmelztablette bestimmt werden können, werden bei dem älteren PW 1400 nur die Hauptelementkonzentrationen daraus gemessen. Die Spurenelementkonzentrationen werden aus Pulverpresslingen gewonnen.

Zur Herstellung der Schmelztabletten zur Messung der Proben am PW 2400 wurden 600 mg Probensubstanz, 3.6 g Lithiumtetraborat (Spektroflux) als Schmelzmittel und 1 g Ammoniumnitrat zur Oxidation der Platingifte (organischer Kohlenstoff, Sulfide) eingewogen. Der reduzierte Kohlenstoff hätte das Platin des Schmelztiegels angegriffen. Die homogenisierte Mischung wurde bei 500°C oxidiert und bei 1200 °C im Platintiegel zu Tabletten geschmolzen. Die Messungen erfolgten mit einem Röntgenfluoreszenzanalysator PW 2400 mit einer Rhodium-Röhre. Zur Eichung wurden internationale Referenzstandardproben verwendet (siehe Fehlerbetrachtung).

Die Schmelztabletten zur Bestimmung der Hauptelementkonzentrationen mittels PW 1400 wurden aus 0.5 g Probenmaterial und 5 g Lithiumtetraborat (Spektroflux) als Schmelzmittel bei 1240 °C in Platintiegeln hergestellt. Das Problem der Platingifte wird in diesem Fall dadurch umgangen, daß die Proben vorher bei 1000 °C geglüht wurden. Die Pulverpreßlinge, aus denen die Spurenelemente bestimmt wurden, wurden aus 7g Probenmaterial nach Zugabe von 2 ml Bindemittel (hier 5 Gew. % Elvacite Dupont in Aceton) bei einem Druck von 10 t gepreßt.

2. CS-Analyzer

Mittels CS-Analyzer (Fa. Leco) wurde der Gesamtschwefel (S)-Gehalt der drei Sedimentkerne PS2458-4, PS2757-8 und PS2767-4 bestimmt. Dazu wurde etwa 100 mg Probenmaterial in einem 1400 °C heißen Ofen unter Sauerstoffzufuhr verbrannt. Die Verbrennungsgase werden in einem Trägergas (Stickstoff) bei konstanter Flußgeschwindigkeit über einen Infrarot-Detektor geleitet und so der S-Gehalt in der Probe ermittelt.

2.3. Fehlerbetrachtung

Die Fehler einer Analyse lassen sich in systematische und zufällige Fehler einteilen. Die systematischen Fehler lassen sich durch eine Optimierung des Meßvorganges vermeiden, z.B. Verwendung von Referenzstandards zur Kontrolle der Ergebnisse. Die zufälligen Fehler lassen sich zwar nicht vermeiden aber statistisch berechnen (Kaiser und Specker 1955).

Theoretisch wird für die Berechnung der Standardabweichung eine unendliche Menge an Einzelwerten verlangt. Praktisch ist das nicht machbar, aber Annäherungen sind möglich. Die Standardabweichung (s) läßt sich sowohl für einzelne, oft gemessene Proben als auch für Doppelbestimmungen von Probenserien berechnen.

Bei den aus den RFA-Messungen gewonnenen Daten wird die Standardabweichung (s) aus den mitgemessenen Referenzstandards abgeleitet. Damit ergeben sich viele Messungen an ein und derselben Probe. Folgende Gleichung wird zugrunde gelegt:

$$s = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2}{N - 1}} \quad \square \quad 100$$

s : Standardabweichung [%]

x_i : i-ter Meßwert

\bar{x} : Mittelwert

N : Anzahl der Messungen

Die daraus berechneten Standardabweichungen für die Elemente aus der RFA-Messung sind in Tabelle 2.3 aufgelistet. Dabei wurden die Referenzstandards GSR 5 (Marines Sediment, Govindaraju 1994), TWTuc (Tonschiefer) und AAG („Alkaline Aegpaitic Granite“, Granit) verwendet.

Tabelle 2.3: Standardabweichungen s der verwendeten Standardproben am PW 2400 in Prozent. Soll: Sollwerte der Standardproben. Ist: Mittelwerte der Messungen. Unbekannte oder nicht gemessene Konzentrationen werden mit n.d. bezeichnet. Hauptelemente sind in Prozent, Spurenelemente in ppm angegeben.

Element	GSR 5 (n=19)			TW TUC (n=20)			AAG (n=18)		
	Soll	Ist	s [%]	Soll	Ist	s [%]	Soll	Ist	s [%]
SiO ₂	59.23	58.76	1.01	54.70	54.58	0.47	74.76	74.41	0.53
TiO ₂	0.659	0.660	1.05	0.740	0.740	0.94	0.260	0.240	2.78
Al ₂ O ₃	18.82	19.03	0.79	16.00	15.97	0.54	10.64	10.48	0.59
Fe ₂ O ₃	7.60	7.06	0.85	6.82	6.74	0.34	4.50	4.40	0.59
MnO	0.027	0.022	1.05	0.08	0.08	2.45	0.12	0.13	0.69
CaO	0.60	0.60	1.96	4.75	4.65	0.86	0.32	0.27	3.54
MgO	2.01	1.98	1.57	3.77	3.73	2.01	0.10	0.08	14.60
Na ₂ O	0.35	0.31	2.30	0.99	0.91	6.02	4.24	4.17	1.09
K ₂ O	4.16	4.20	0.81	3.78	3.64	0.46	4.64	4.67	0.81
P ₂ O ₅	0.158	0.149	5.61	0.089	0.086	8.98	0.024	n.d.	n.d.
As	1.4	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ba	450	434	1.30	435	442	2.33	90	n.d.	n.d.
Co	21	21	5.50	20	21	7.43	1	n.d.	n.d.
Cr	99	96	2.25	117	109	3.12	31	n.d.	n.d.
Ni	37	36	4.20	66	69	2.74	6	n.d.	n.d.
Pb	9	n.d.	n.d.	26	25	6.56	10	n.d.	n.d.
Rb	205	209	2.46	164	163	3.09	140	134	2.97
Sr	90	89	1.24	225	204	1.90	8	n.d.	n.d.
V	87	86	2.04	120	124	2.81	6	n.d.	n.d.
Zn	55	52	2.44	129	124	1.85	140	145	1.15
Zr	96	101	2.40	152	148	2.74	470	483	3.85

Um zu kontrollieren, ob die Messungen an beiden Röntgenfluoreszenzspektrometern übereinstimmen, sind insgesamt 7 Proben mit beiden Geräten gemessen worden. Die im allgemeinen gute Übereinstimmung zeigt Tabelle 2.4. Unterschiede traten bei den Elementen As, Ba, Co, Pb und V auf. As, Co und Pb weisen meist nur geringe Konzentrationen in den Proben auf, womit sich die Konzentrationen nahe an der praktischen Nachweisgrenze befinden. Ba und V haben ungewöhnlich hohe Abweichungen, deren Ursache unbekannt ist. Die Ba- und V-Konzentrationen sind aber für die Interpretation in dieser Arbeit von untergeordnetem Interesse, vorhandene Tendenzen werden trotzdem erwähnt.

Tabelle 2.4: Abweichungen der einzelnen Elemente, die an beiden für diese Arbeit verwendeten Röntgenspektrometern an 7 Proben gemessen wurden. Die genaue Auflistung der Daten und Probenbezeichnungen sind in Tabelle 2.5 aufgeführt.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	
Abweichung [%]	0.37	0.59	0.75	1.1	1.9	1.4	1.1	3.9	2	4.8	
	As	Ba	Co	Cr	Ni	Pb	Rb	Sr	V	Zn	Zr
Abweichung [%]	11	8.1	7.6	3.4	3.4	6.6	0.44	0.6	6.7	1.4	0.97

Bei der Schwefelbestimmung sind Doppelbestimmungen durchgeführt worden, so daß hier die folgende Gleichung zur Berechnung der relativen Standardabweichung s herangezogen wurde (Kaiser und Specker 1955):

$$s = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N/2} ((x_i^I - x_i^{II}) / \bar{x}_i)^2}{N}} \cdot 100$$

s : Standardabweichung [%]

x_i^I, x_i^{II} : i -ter Meßwert der ersten oder zweiten Bestimmung einer Probe

\bar{x}_i : Mittelwert der i -ten Messung

N : Anzahl der Einzelmessungen

Die relative Standardabweichung betrug für die Schwefelbestimmung 7.1 %. Dieser relativ große Fehler ist wahrscheinlich durch die niedrigen Schwefelkonzentrationen (meist <0.06%) in den Sedimentproben bedingt.

2.4. Element/Al-Verhältnisse

Die Konzentrationsangabe der Hauptelemente wird in Gewichtsprozent angegeben. Dabei werden konventionsgemäß die Hauptelemente als Oxide

angegeben. S wird ebenso in Gewichtsprozent angegeben, allerdings als Element. Die Gehalte der Spurenelemente sind in parts per million (ppm) aufgeführt.

Bei der Interpretation der Daten werden in der vorliegenden Arbeit die Absolutgehalte der Elemente in den Proben i. d. R. nicht verwendet, da durch z.T. starke Verdünnung der Sedimente durch Elemente wie Si (Sand) oder Mn (durch Frühdiagenese im Sediment in entsprechenden Tiefen stark angereichert) andere Elemente deutlich reduziert erscheinen. Durch eine Normierung der Elementgehalte auf die Al-Konzentration in der entsprechenden Probe lassen sich diese Anreicherungen der Elemente erkennen, während die absoluten Reduzierungen anderer Elemente in Relation zum Al-Gehalt nivelliert werden. Al wurde als Bezugselement gewählt, weil es als rein terrestrische Komponente in den Arktischen Ozean transportiert wird. Damit ist z.B. ein Vergleich von Sedimenten unterschiedlicher Korngrößenverteilung möglich.

Zur Berechnung der Element/Al-Verhältnisse werden die Elementkonzentrationen verwendet, d.h. die Gehalte der Oxide werden in die Elementkonzentrationen mittels Faktoren umgerechnet, die sich aus den Molmassen ergeben (Heinrichs und Herrmann 1990).

2.5 Anreicherungsfaktoren

Da sich der Vergleich zur Kontinentalen Krustenzusammensetzung als hilfreich bei der Liefergebietsbestimmung von Sedimenten anbietet, werden die Element/Al-Verhältnisse der untersuchten Proben mit den Element/Al-Verhältnissen in Beziehung gesetzt. Daraus errechnen sich Elementanreicherungsfaktoren für jedes Element gegenüber der Kontinentalen Krustenzusammensetzung nach Taylor und McLennan (1985). Dabei ändern sich nur die Werte gegenüber den Element/Al-Verhältnissen, die relativen Abstände zwischen den Proben bleiben erhalten. Somit sind die gleichen Trends und Unterschiede z.B. in den Sedimentkernen zu sehen, nur lassen sich die Anreicherungsfaktoren leichter zu den Materialeinträgen in Beziehung setzen.

2.6 Daten

Die in diesem Rahmen erhobenen Daten sind in dem Informationssystem PANGAEA abgelegt und können unter www.pangaea.de abgerufen werden. Aus dem Grund wird auch auf einen Datenanhang verzichtet.

Material und Methoden

Tabelle 2.5: Vergleich von 7 Proben, die an beiden für diese Arbeit verwendeten Röntgenspektrometern gemessen wurden (OL: ICBM in Oldenburg, AA: Rheinisch Westfälische Technische Hochschule Aachen).

Probe	Ort	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	
PS 2471-4/50	OL	55.4	0.912	17.10	7.63	0.178	0.87	2.56	2.64	3.21	0.179	
	AA	56.3	0.930	17.63	7.75	0.190	0.89	2.68	2.95	3.31	0.190	
PS 2471-4/80	OL	59.6	0.938	16.28	6.86	0.284	0.94	2.24	2.77	3.12	0.162	
	AA	60.4	0.930	16.17	7.00	0.290	0.97	2.32	2.84	3.18	0.170	
PS 2471-4/90	OL	60.4	0.931	15.97	6.63	0.296	0.97	2.19	2.77	3.00	0.157	
	AA	61.0	0.930	16.44	6.76	0.300	1.00	2.22	3.00	3.14	0.180	
PS 2471-4/110	OL	55.8	0.875	17.35	7.60	0.245	0.85	2.57	2.88	3.37	0.172	
	AA	55.9	0.880	17.63	7.77	0.250	0.88	2.53	3.11	3.52	0.190	
PS 2471-4/120	OL	54.3	0.860	17.70	7.90	0.401	0.80	2.69	2.78	3.50	0.180	
	AA	54.3	0.870	17.77	8.05	0.420	0.83	2.67	3.04	3.65	0.200	
PS 2471-4/210	OL	77.6	0.577	8.99	2.33	0.032	0.79	0.79	2.13	2.11	0.095	
	AA	77.9	0.580	9.05	2.38	0.030	0.80	0.79	2.35	2.21	0.110	
PS 2471-4/220	OL	58.4	1.065	17.19	6.88	0.083	0.73	2.18	2.28	2.81	0.186	
	AA	58.8	1.090	17.40	7.14	0.080	0.75	2.27	2.45	2.96	0.200	
Probe	Ort	As	Ba	Co	Cr	Ni	Pb	Rb	Sr	V	Zn	Zr
PS 2471-4/50	OL	31	518	52	97	64	21	127	145	192	135	184
	AA	22	408	46	96	65	25	128	145	174	132	181
PS 2471-4/80	OL	26	540	25	87	54	21	124	167	162	106	202
	AA	20	429	21	96	55	24	124	169	146	104	203
PS 2471-4/90	OL	23	543	22	86	40	20	121	170	156	100	209
	AA	29	432	19	89	43	22	120	171	202	97	207
PS 2471-4/110	OL	33	548	36	93	54	29	138	156	188	121	180
	AA	34	505	28	89	56	34	135	158	157	119	183
PS 2471-4/120	OL	37	550	42	95	61	30	140	154	199	128	171
	AA	33	516	36	103	66	31	141	155	185	125	174
PS 2471-4/210	OL	7	548	12	57	16	11	64	152	57	45	221
	AA	10	449	10	48	19	14	63	156	62	48	211
PS 2471-4/220	OL	15	539	22	118	44	23	112	133	186	114	273
	AA	19	491	21	123	48	25	112	136	162	112	266

3. Stratigraphie der Sedimentkerne

Die Alterseinteilung an Sedimentkernen des östlichen Arktischen Ozeans ist oft problematisch, da der Carbonatgehalt sehr niedrig ist, und kalkige Fossilien in den Sedimenten selten sind (Köhler und Spielhagen 1990, Hebbeln und Wefer 1997, Völker et al. 1998). Damit ist eine Datierung mittels stabiler Sauerstoffisotope und AMS- ^{14}C -Altersbestimmung häufig nicht möglich (Köhler und Spielhagen 1990, Nowaczyk et al. 1994, Knies et al. 1999). Zur Altersbestimmung der Sedimente werden weiterhin zusätzliche Methoden, wie z.B. Paläomagnetik, Verteilung von ^{10}Be - und ^{230}Th -Isotopen und von Dinoflagellaten-Zysten, herangezogen (Nowaczyk et al. 1994, Strobl et al. 1999, Matthiessen et al. 2001). Einige Kerne im Arktischen Ozean konnten unter Verwendung mehrerer Methoden datiert werden. Diese Referenzkerne (PS1533-3 (Köhler und Spielhagen 1990, Nowaczyk und Baumann 1992, Eisenhauer et al. 1994, Nowaczyk et al. 1994), PS2212-3 (Nowaczyk et al. 1994, Vogt 1997), PS2138-1 (Knies und Stein 1998, Knies et al. 1999), PS2837-5 (Spielhagen und Noergaard-Pedersen, aus Birgel 1999)) werden mit weiteren Kernen über verschiedene Parameter korreliert, von denen der magnetischen Suszeptibilität wegen der hohen Zahl an Meßpunkten die größte Bedeutung zukommt (Fütterer 1992). Alle Methoden zur Ermittlung der stratigraphischen Einteilung sind in den jeweils zitierten Arbeiten ausführlich beschrieben, so daß hier im folgenden nur die Altersmodelle der einzelnen Sedimentkerne vorgestellt werden.

Die Referenzsedimentkerne liegen noch im Einstromgebiet wärmeren Atlantikwassers in den Arktischen Ozean (Abb. 3.1) und weisen daher Foraminiferen auf, insbesondere *Neogloboquadrina pachyderma sin.*, an denen Sauerstoffisotope bestimmt werden konnten. AMS- ^{14}C -Altersbestimmungen und paläomagnetische Untersuchungen wurden ebenfalls durchgeführt (Abb. 3.2). Damit ergeben sich für diese Kerne konsistente Altersmodelle. Die Kerne PS1533-3, PS2212-3 und PS2138-1 reichen bis in das Marine Isotopenstadium (MIS) 6, während die Kernbasis des PS2837-5 im MIS 5 liegt. Die Grenzen der MIS sind nach Martinson et al. (1987) festgelegt. Der am Yermak-Plateau gelegene Sedimentkern PS2837-5 reicht nach den ^{14}C -Altern und der Sauerstoffisotopenstratigraphie bis ins MIS 5 (Spielhagen und Noergaard-

Pedersen, aus Birgel 1999, Hass et al. 2002). Der Übergang MIS 5/4 liegt bei 643 cm, der Übergang MIS 4/3 bei 598 cm (Abb. 3.2). Die Wechsel MIS 3/2 bzw. MIS 2/1 sind bei 402 bzw. 248 cm Kerntiefe eingestuft.

Die Sauerstoffisotopenstratigraphie des PS2138-1 konnte mit neun ^{14}C -Altern und Daten der paläomagnetischen Untersuchungen ergänzt werden (Knies et al. 1999). Ausgehend von diesem Referenzsedimentkern konnte ein Altersmodell für den Sedimentkern PS2741-1 ermittelt werden (Knies et al. 2000). Das Altersmodell dieses Kerns wurde durch die Korrelation der Verteilung von Dinoflagellaten-Zysten ergänzt (Matthiessen et al. 2001). Ausgehend vom Sedimentkern PS2741-1 werden die weiteren Sedimentkerne des östlichen Arktischen Ozeans durch magnetische Suszeptibilität sowie AMS ^{14}C -Altersbestimmungen an Muscheln (z.B. PS2458-4, PS2741-1, PS2725-5 und PS2767-4) miteinander korreliert (Müller 1999).

Altersmodelle der einzelnen Sedimentkerne

PS2741-1

Das Alter dieses am Kontinentalfuß östlich von Severnaja-Semlja gelegenen Sedimentkerns reicht bis ins MIS 6 zurück und gehört damit zu den hier bearbeiteten Kernen mit den ältesten Sedimenten (Knies et al. 2000, Müller 1999, Matthiessen et al. 2001, Stein et al. 2001). Die Grenze zwischen MIS 6 und MIS 5 setzen Matthiessen et al. (2001) bei 455 cm Kerntiefe (Abb. 3.3). Das Ende der Termination II ist vermutlich schon bei 450 cm Kerntiefe erreicht, da schon bei 440 cm Kerntiefe ein Maximum in der Verteilung von Dinoflagellaten-Zysten, die wärmere Temperaturen zum Überleben benötigen, beginnt. Maxima in der Verteilung dieser Dinoflagellaten-Arten deuten in einer Kerntiefe zwischen ca. 410 – 440 cm das Eem (MIS 5.5) an. Ähnliche Befunde sind auch im entsprechenden Zeitabschnitt im Kern PS2138-1 vorzufinden. Der MIS 5/4-Übergang bei 305 cm Kerntiefe wird durch das Ende des paläomagnetischen Events „Norwegisch-Grönländische-See“ (86-72 ka) angezeigt. Das Blake-Event befindet sich zwischen ca. 340 und 370 cm im MIS 5. Eine IRD-Lage bei 264 cm zeigt die Abschmelzphase im frühen MIS 3 (Hebbeln 1992, Mangerud und Svendsen 1992), die mit dem Isotopenereignis 3.31 korreliert werden kann (Nørgaard-

Pedersen et al. 1998). Das MIS 4 umfaßt damit in etwa die Kerntiefe von 265 – 305 cm. Das Ende des MIS 3 wird durch das Laschamp-Event (43 – 34 ka) und einem ^{14}C -Alter von 37.7 ka (Kerntiefe 200 cm) in 190 cm Kerntiefe angezeigt. Der Übergang MIS 2/1 ist in 165 cm Kerntiefe durch die Basis des Peaks in der magnetischen Suszeptibilität dokumentiert, wobei ein ^{14}C -Alter bei 160 cm mit 11.7 ka diese Zeiteinteilung bestätigt.

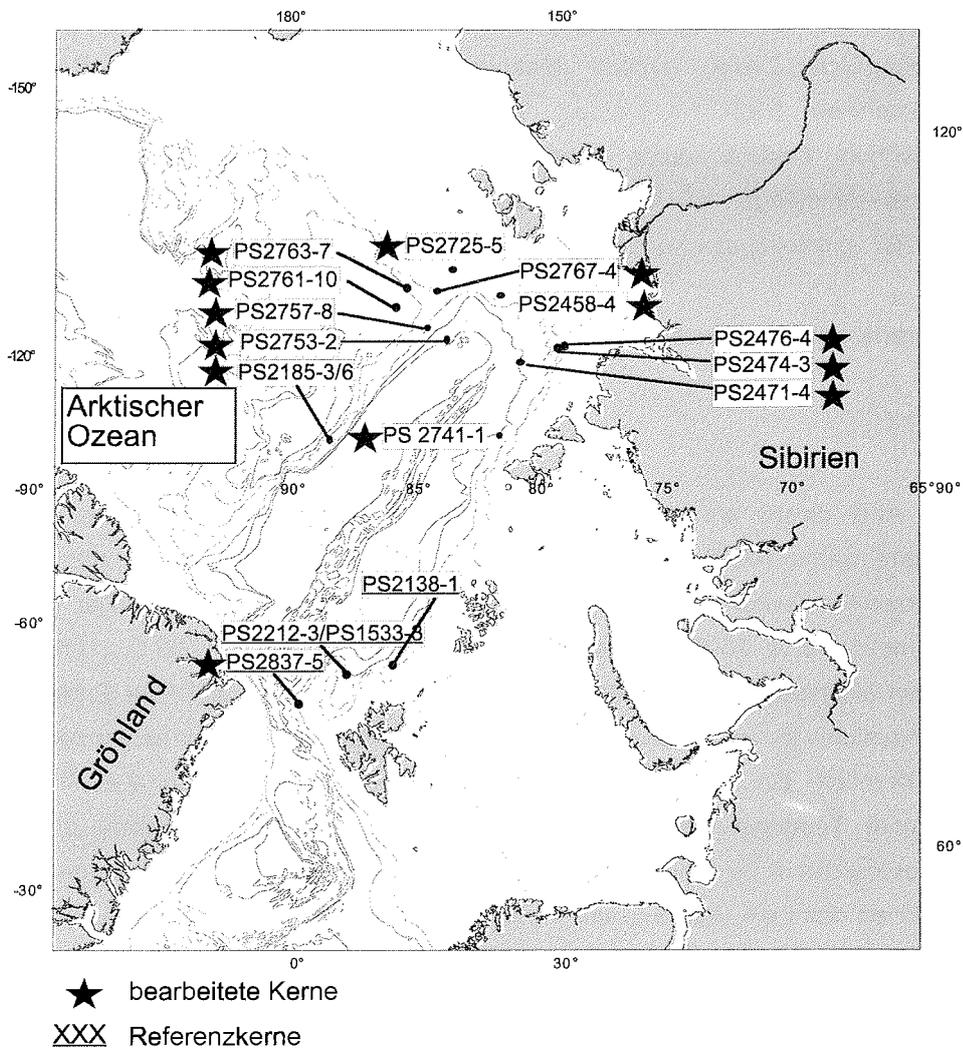


Abb. 3.1: Lage der Referenzsedimentkerne wie auch der bearbeiteten Kerne im Arktischen Ozean.

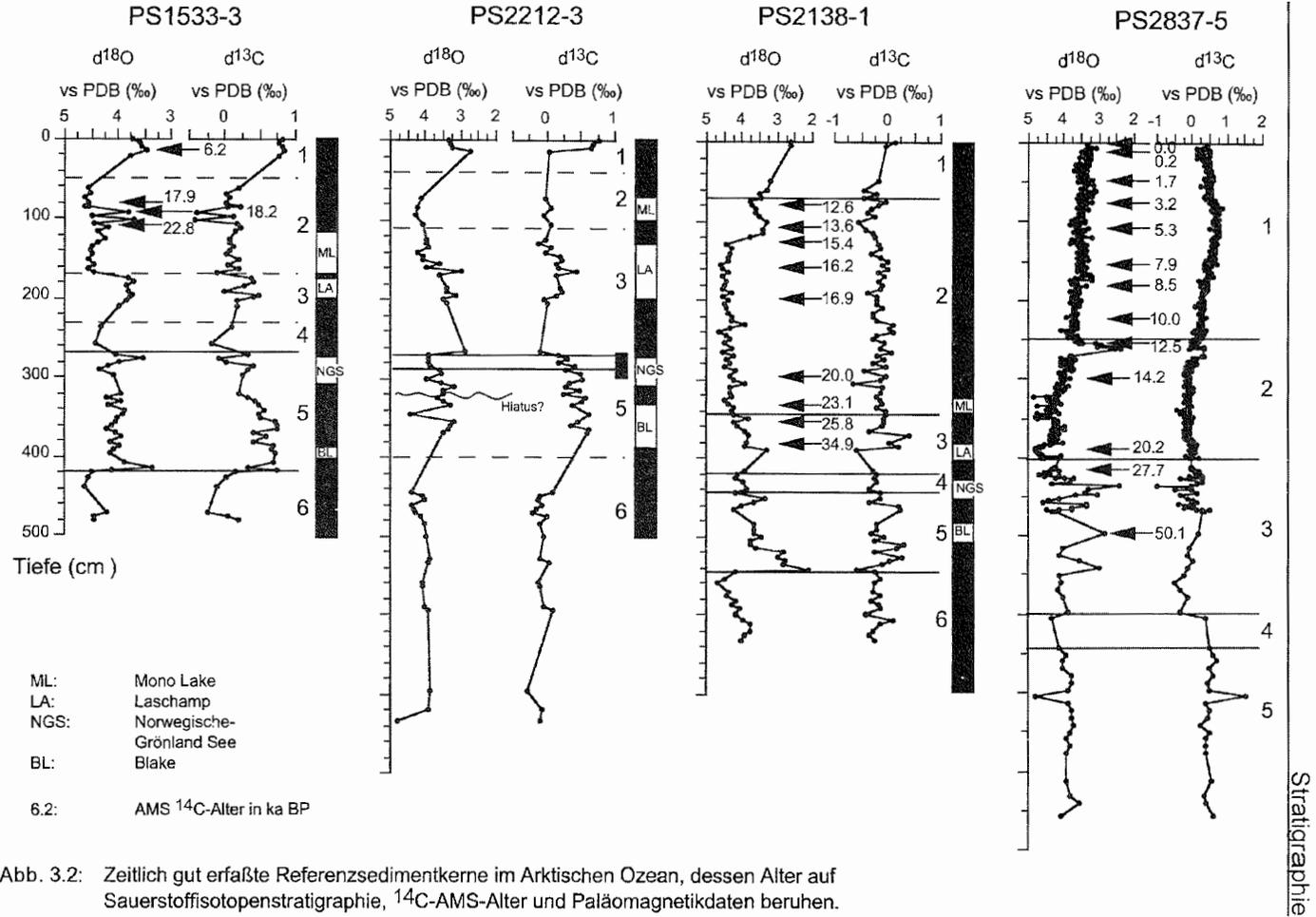


Abb. 3.2: Zeitlich gut erfaßte Referenzsedimentkerne im Arktischen Ozean, dessen Alter auf Sauerstoffisotopenstratigraphie, ^{14}C -AMS-Alter und Paläomagnetikdaten beruhen.

PS2471-4

Für den Sedimentkern PS2471-4 sind je nach Datierungsmethode fünf verschiedene Altersmodelle aufgestellt worden (Müller 1999, Stein et al. 1999, Strobl et al. 1999, Matthiesen et al. 2001). Matthiesen et al. (2001) haben die Vor- und Nachteile der einzelnen Altersmodelle diskutiert und haben unter Verwendung der Verteilung von Dinoflagellaten-Zysten ein neues Altersmodell entwickelt, das auch hier verwendet wird. Der Kern PS2471-4 weist im unteren Kernabschnitt von 400 – 170 cm drei turbidit-ähnliche Sequenzen auf, die von zwei Lagen bioturbierter Sedimente unterbrochen werden (Abb.3.4). Zwischen den beiden unteren Turbiditen findet sich ein Maximum in der Verteilung der Dinoflagellaten-Zysten, wie es auch in MIS 5 des Kerns PS2741-1 vorkommt. Im weiter östlich gelegenen PS2757-8 dagegen existiert kein Maximum der

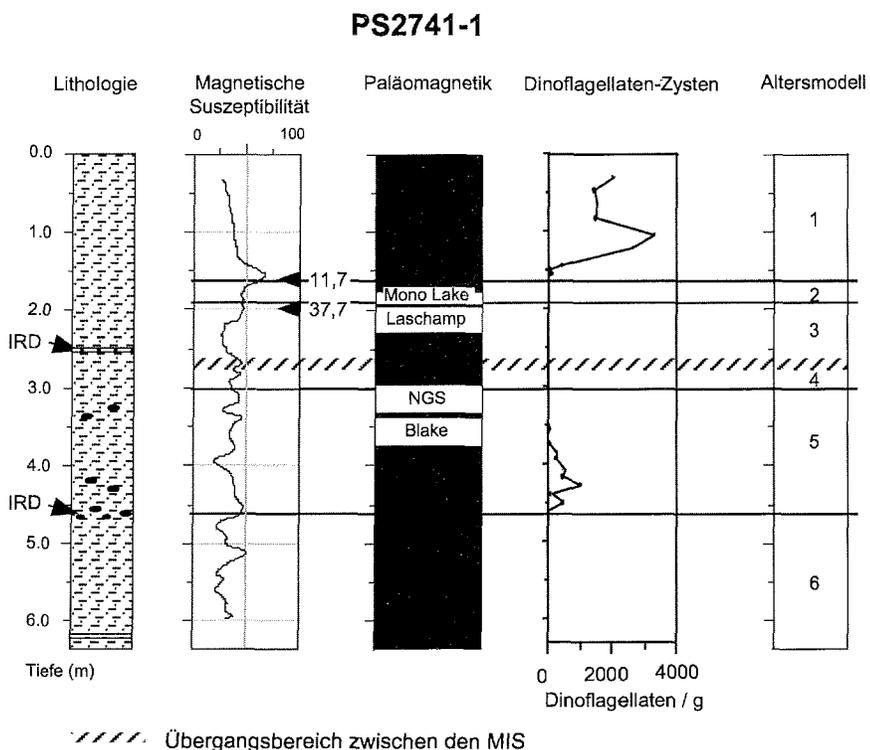


Abb. 3.3: Lithologie, Textur, magnetische Suszeptibilität, Paläomagnetik und Altersmodell des Kernes PS2741-1, (^{14}C -AMS-Alter in ka, nach Matthiesen et al. 2001).

Dinoflagellaten-Zysten-Verteilung im MIS 5, dafür aber im MIS 3 (Matthiessen et al. 2001). Daher können die Turbidite und die zwischenlagernden Schichten zeitlich sowohl in das MIS 3 oder MIS 5 fallen. Ein Coccolithen-Maximum

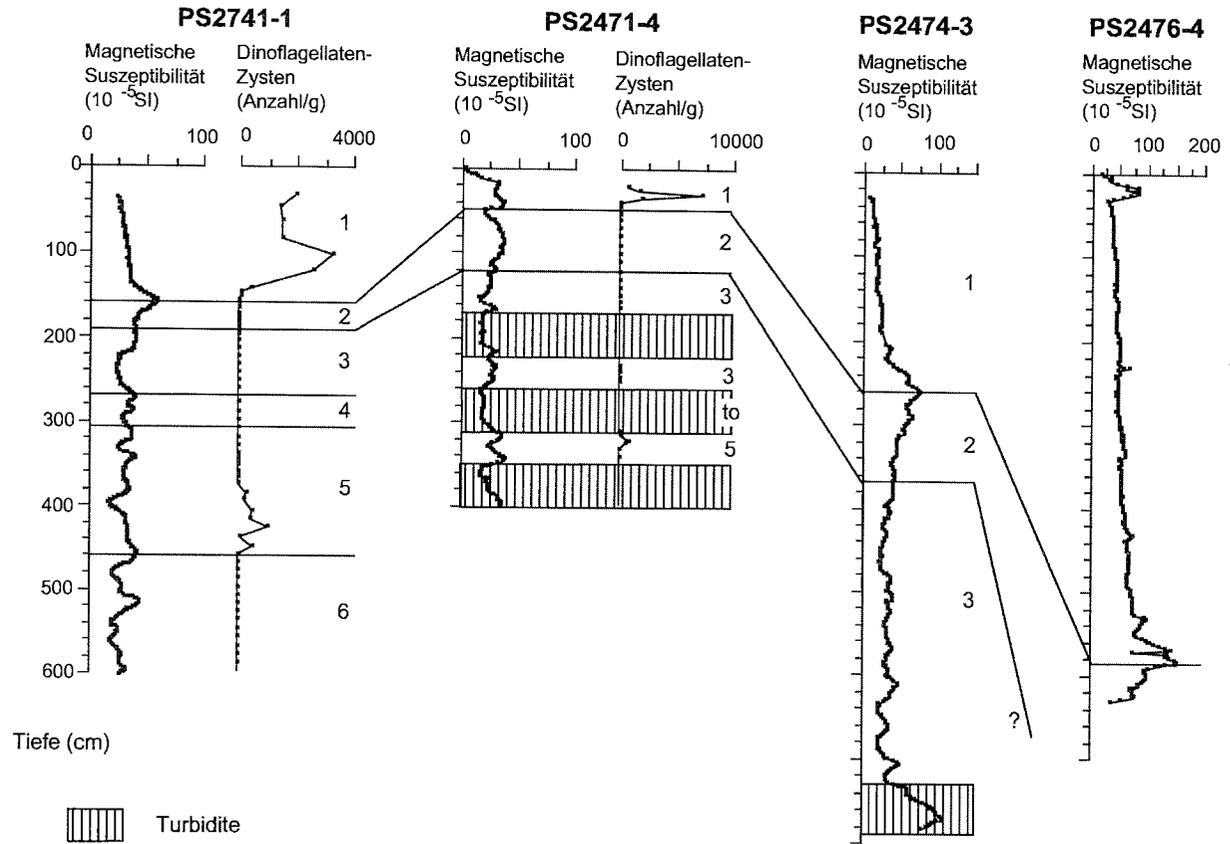


Abb. 3.4: Alterseinstufung der Sedimentkerne PS2471-4, PS2474-3 und PS2476-4 durch Korrelation der magnetischen Suszeptibilitäten unter Berücksichtigung der Verteilung von Dinoflagellatenzysten mit dem Sedimentkern PS2741-1.

zwischen 200 und 300 cm kann ebenfalls sowohl zum MIS 3 als auch zum MIS 5 zugehörig gerechnet werden (Baumann 1990, Nürnberg et al. 1995, Stein et al. 1999). Der Übergang MIS 3/2 befindet sich in einer Kerntiefe von 120 cm. Müller (1999) legt das MIS 2 aufgrund der fehlenden Sand- und der geringen Smektitgehalte, die auch andere Sedimentkerne in der Region für das MIS 2 aufweisen, in den Abschnitt zwischen 120 und 50 cm Kerntiefe. Der Kernabschnitt oberhalb 50 cm ist wegen der Maxima an Coccolithen und Dinoflagellaten-Zysten als MIS 1 eingeordnet (Nürnberg et al. 1995, Matthiessen et al. 2001).

PS2474-3

Dieser am Kontinentalhang der westlichen Laptev-See gelegene Sedimentkern läßt sich mittels magnetischer Suszeptibilität mit dem PS2471-4 korrelieren (Fütterer 1994, Stein et al. 1999). Auch im PS2474-3 ist an der Kernbasis ein Turbidit, der einen Anstieg in der magnetischen Suszeptibilität verursacht (Abb. 3.4). Die Übergänge MIS 3/2 und 2/1 lassen sich durch Korrelation mit der magnetischen Suszeptibilitätskurve vom Kern PS2741-1 in Kerntiefen von 360 und 260 cm festlegen (Fütterer 1994, Stein et al. 2001).

PS2476-4

Der Sedimentkern PS2476-4 ist am oberen Kontinentalhang der westlichen Laptev-See gelegen. Er bildet einen Transekt mit den Kernen PS2471-4 und PS2474-3 und kann ebenfalls mittels magnetischer Suszeptibilität korreliert werden (Fütterer 1994, Stein et al. 1999). Der Sedimentkern reicht an seiner Basis bis in das späte MIS 2, der Übergang MIS 2/1 ist bei etwa 580 cm (Abb. 3.4).

PS2458-4

Der Sedimentkern PS2458-4 liegt am östlichen Kontinentalhang der Laptev-See (Abb. 3.1). Das Altersmodell basiert auf ¹⁴C AMS Altern zwischen 200 und 625 cm (Bauch et al. 2001). Ausgehend von einer linearen Sedimentationsrate auch im unteren Teil ist der Kern an der Basis etwa 16 ka alt. Die sich aus der Interpolation ergebende Grenze für den Übergang MIS 2/1 liegt bei etwa 630 cm Kerntiefe

(Abb. 3.5). Im oberen Sedimentabschnitt bei ca. 100 cm wird ein Hiatus angenommen. Begründet wird dieser durch ^{210}Pb -Messungen (Erlenkreuser, unveröffentlichte Daten) sowie durch sediment-physikalische und sedimentologische Befunde (Fütterer 1994). Danach beinhalten die oberen 100 cm etwa die letzten 200 Jahre. Der Hiatus umfaßt so den Zeitraum von 8.1-0.2 ka vor heute (Abb. 3.5, Bauch et al. 2001).

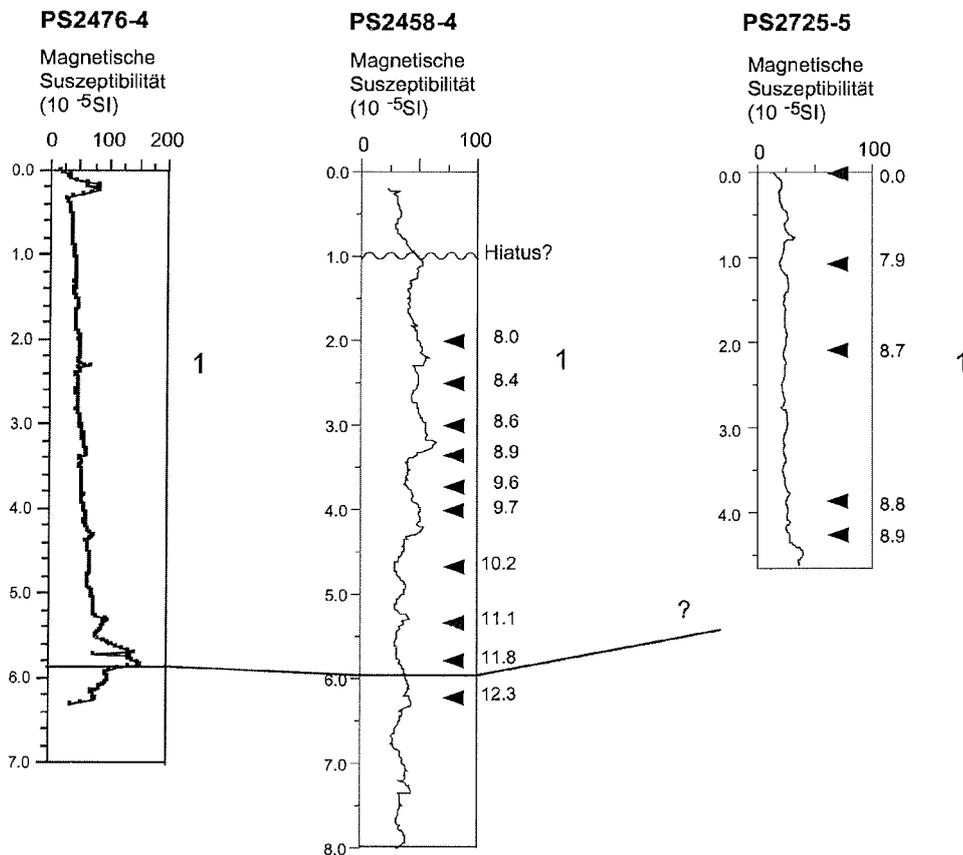


Abb. 3.5: Alter der Laptev-See-Schelfsedimentkerne PS2476-4, PS 2458-4 und PS2725-5, beruhend auf Korrelation magnetischer Suszeptibilität (vergl. Abb. 3.4) und ^{14}C -Altern (Altersfixpunkte durch Pfeil gekennzeichnet).

PS2725-5

Der Sedimentkern PS2725-5 ist der einzige der hier bearbeiteten Kerne, der direkt auf dem Laptev-See-Schelf liegt. Sein Altersmodell stützt sich auf sieben ^{14}C AMS Alter (Stein und Fahl 2000). Danach repräsentiert der Kern die letzten ca. 9000 Jahre vor heute (Abb. 3.5).

PS2757-8

Der auf dem Lomonosov-Rücken nördlich der Laptev-See gelegene Sedimentkern PS2757-8 hat an seiner Basis wahrscheinlich ein Alter von ca. 200 ka (Nowaczyk in Behrends 1999 und Müller 1999, Matthiessen et al. 2001, Stein et al. 2001). Grundlage für diese Alterseinteilung ist eine Korrelation der paläomagnetischen Daten des Sedimentkerns PS2212-3 mit denen des Kerns PS2757-8 (Nowaczyk et al. 1994). Danach endet bei etwa 740 cm Kerntiefe das Biwa-I-Event (179 ka, Abb. 3.6). Bei etwa 620 cm Kerntiefe beginnt das Blake-Event, das als zeitgleich mit dem Beginn des MIS 5 gesetzt wird. Zudem sind die IRD-Gehalte zwischen 610 und 647 cm erhöht, so daß hier der Übergang MIS 6/5 angenommen wird (Müller 1999, Stein et al. 2001). Ein Hiatus kann bei 400 cm aufgrund der Korrelation paläomagnetischer Daten angenommen werden (Nowaczyk in Behrends 1999 und Müller 1999). Eine sandige Lage in 256 cm Kerntiefe wird mit einem IRD-Maximum des Kerns PS2741-1 im MIS 3 verglichen (Müller 1999). Daher ergibt sich die Basis des MIS 3 bei etwa 260 cm. Gestützt wird diese Alterseinstufung durch ein Maximum an Dinoflagellaten-Zysten (Matthiessen et al. 2001). Der Beginn des Mono-Lake-Events bei 155 cm Kerntiefe markiert den Übergang MIS 3/2, wobei das Maximum der Dinoflagellaten-Zysten und das Maximum in der magnetischen Suszeptibilität den Übergang MIS 2/1 bei 70 cm festlegen.

Die Sedimentkerne PS2753-2, PS2761-10, PS2763-7 und PS2767-4 können dank der hochauflösenden magnetischen Suszeptibilität miteinander und dem PS2757-8 korreliert werden (Rachor 1997). Müller (1999) stützte die Korrelation

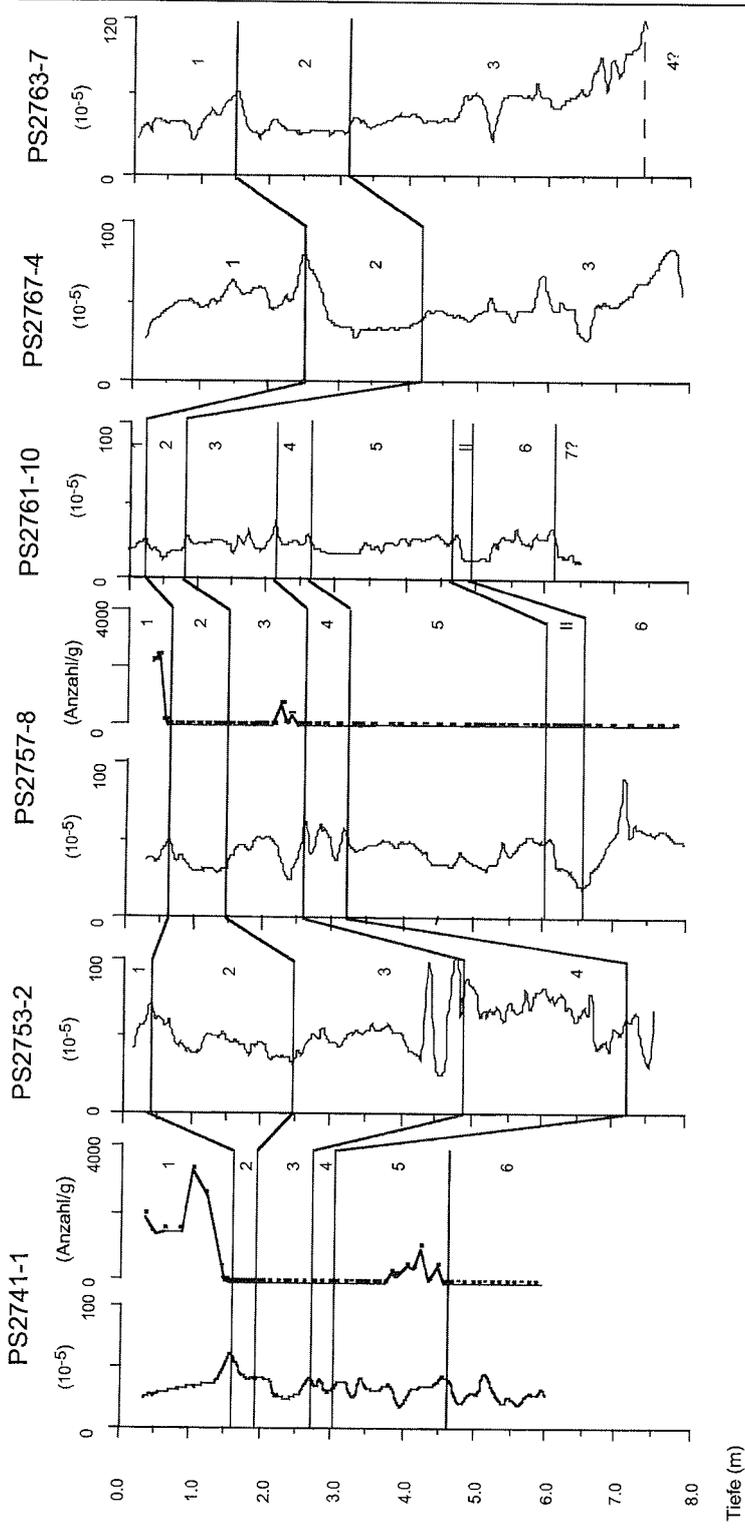


Abb. 3.6: Korrelation der magnetischen Suszeptibilität (10^{-5} SI) und der Verteilung der Dinoflagellaten-Zysten (Anzahl/g) zur Erstellung von Altersmodellen an Sedimentkernen im östlichen Arktischen Ozean, 1-7: MIS, II: Termination II

mit sedimentologischen Parametern wie Korngröße und Sedimentfarbe ab.

PS2753-2

Im unteren Teil des Sedimentkerns PS2753-2 ist eine Korrelation mit dem Kern PS2757-8 nicht möglich, da die magnetische Suszeptibilität starke Schwankungen aufweist. Möglicherweise sind Turbidite die Ursache dafür (Rachor 1997, Müller 1999). Die mächtigen Pakete laminiertes Sedimente sprechen ebenso dafür wie auch die aus den PARASOUND-Profilen abgeleiteten hohen Sedimentationsraten (Rachor 1997). Der Übergang MIS 4/3 ist daher unsicher. Die Grenze MIS 3/2 ist bei etwa 250 cm durch eine Korrelation eines Naßdichte-Minimums mit dem Kern PS2757-8 festgelegt (Rachor 1997, Müller 1999). Das MIS 1 beginnt nach der Korrelation mit der magnetischen Suszeptibilität bei 45 cm.

PS2761-10

Der Sedimentkern PS2761-10 läßt sich gut mit dem PS2757-8 über die magnetische Suszeptibilität korrelieren. Der Kern PS2761-10 ist daher an der Basis älter als der PS2757-8. Müller (1999) postuliert einen MIS 7/6-Übergang bei 620 cm Kerntiefe. Die Termination II, d.h. der Übergang MIS 6/5, liegt zwischen 470 und 490 cm Kerntiefe, wobei eine IRD-Lage in 470 cm, vergleichbar mit entsprechenden Schichten in den Kernen PS2741-1 und PS2757-8, die Aussage unterstützt. Durch einen Vergleich der magnetischen Suszeptibilität in Kern PS2761-10 mit der von Kern PS2757-8 läßt sich das MIS 4 einer Kerntiefe von 260 bis 210 cm Kerntiefe zuordnen. Auch zeigt sich hier in 200 cm Kerntiefe ein IRD-Maximum, das auch in den Kernen PS2741-1 sowie PS2757-8 zu erkennen ist, und den Anfang des MIS 3 darstellt. Der Abschnitt zwischen 80 und 30 cm Kerntiefe zeichnet sich durch ein Minimum in der magnetischen Suszeptibilität aus, wie es auch im Kern PS2757-8 für das MIS 2 charakteristisch ist. Der Übergang MIS 2/1 ist wegen des Maximums in der magnetischen Suszeptibilität bei 30 cm eingeordnet.

PS2763-7

Der Sedimentkern PS2763-7 ist an der Basis etwa 70 – 75 ka alt, was sich aus der Korrelation mit dem Kern PS2757-8 ergibt. Der Übergang MIS 3/2 ist in einer Kerntiefe von 320 cm anhand des Abfalls der magnetischen Suszeptibilität zu sehen. Das Maximum in der magnetischen Suszeptibilität stellt wieder den Übergang MIS 2/1 dar, hier in einer Kerntiefe von 155 cm zu erkennen.

PS2767-4

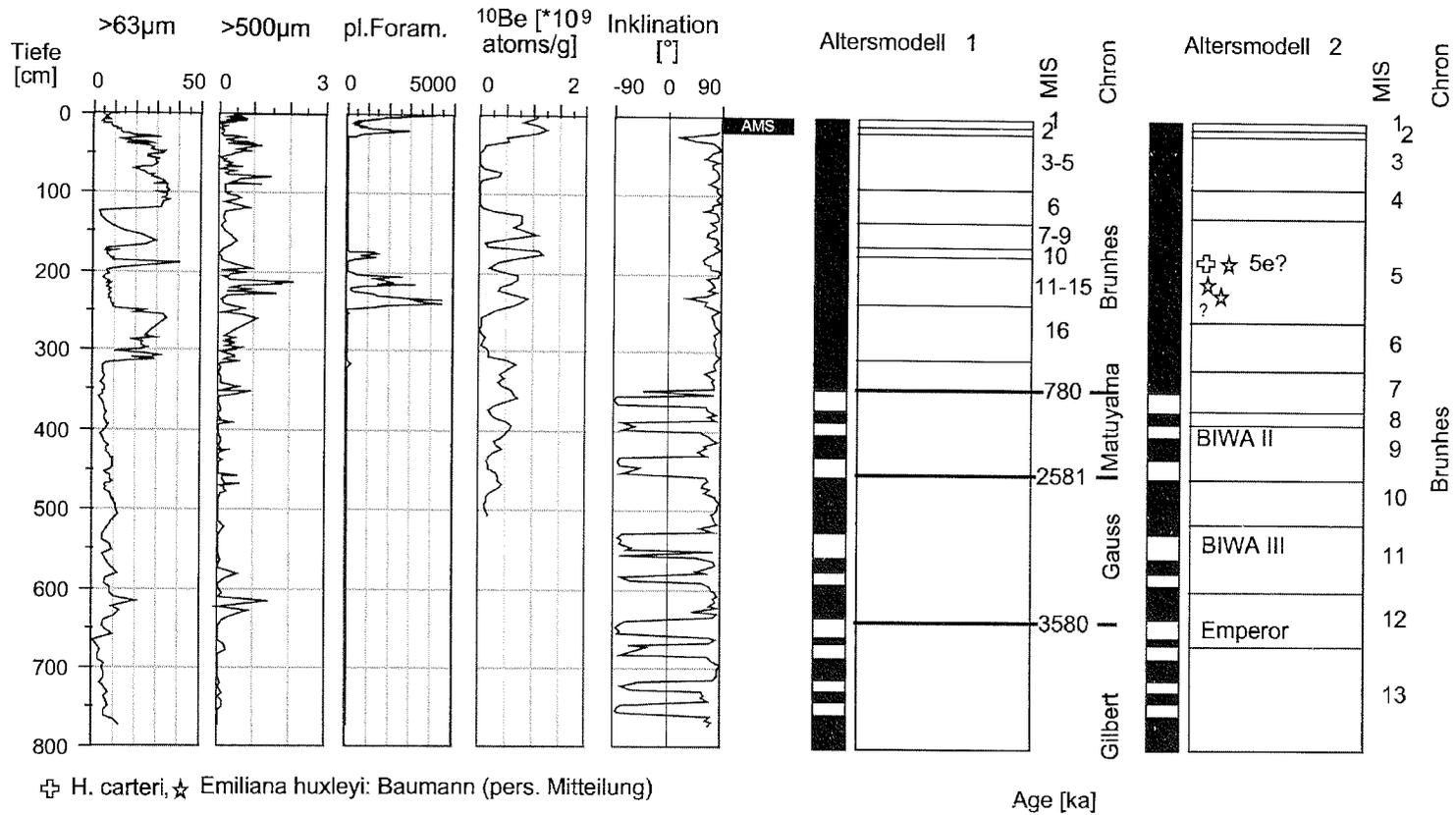
Auch der Sedimentkern PS2767-4 läßt sich gut mit dem PS2757-8 über die magnetische Suszeptibilität korrelieren. Danach hat die Basis des Kerns ein Alter von 60 ka, und der Übergang MIS 3/2 liegt in 420 cm Kerntiefe. Das Maximum in der magnetischen Suszeptibilität zeigt wieder den Übergang MIS 2/1 an, hier in einer Kerntiefe von 250 cm. Drei ¹⁴C-Alter zwischen 150 und 200 cm bestätigen das holozäne Alter des oberen Sedimentabschnittes.

PS2185-3/6

Der im zentralen Arktischen Ozean gelegene Kastenlot-Kern PS2185-6 und der Großkastengreifer-Kern PS2185-3 wurden zum PS2185-3/6 kombiniert. Aus dem PS2185-3 sind 17 AMS-¹⁴C-Alter in den oberen 20 cm ermittelt worden. Darauf basiert die Alterseinteilung für die MIS 1 und 2. Abgesehen davon ist das Altersmodell des Kerns PS2185-3/6 noch nicht endgültig geklärt (Spielhagen et al. 1997, Jakobsson et al. 2000, Baumann pers. Mitteilung).

Frederichs (1995) hatte aufgrund der paläomagnetischen und der ¹⁰Be-Daten zwei Altersmodelle vorgestellt. Zusätzliche AMS-¹⁴C-Datierungen sowie die Anzahl der planktischen Foraminiferen und der Korngrößenfraktion >63µm ließen das ältere Altersmodell wahrscheinlicher erscheinen (Spielhagen et al. 1997). Aufgrund weiterer Untersuchungen an einem benachbarten Kern (96/12-1pc, Jakobsson et al. 2000) und am PS2185-3/6 erscheint das jüngere Modell doch wahrscheinlicher (Spielhagen, pers. Mitteilung 2001).

Das jüngere von Frederichs (1995) vorgestellte Altersmodell geht von paläomagnetischen Reversals während der Brunhes-Chron aus (Abb. 3.7). Damit wäre der PS2185-3/6 nicht älter als 780 ka. Auch der auf dem Lomonosov Rücken gelegene Kern 96/12-1pc weist ein Alter von etwa 900 ka auf (Jakobsson et al. 2000). Die Verteilung der Korngröße $>63\mu\text{m}$ und die Inklination (Ausrichtung der magnetischen Teilchen) lassen sich in den beiden Kernen parallelisieren. Die in dem 96/12-1pc in etwa 200 cm Kerntiefe gefundenen Coccolithen *Gephyrocapsa* spp. und *Emiliana huxleyi* deuten dort auf das MIS 5 hin, und wurden auch von Baumann (pers. Mitteilung) in 175 – 177 cm sowie in 199 – 204 cm Tiefe im PS2185-3/6 gefunden. Das Vorkommen von *Helicosphaera carteri* in 175 – 177 cm Tiefe deutet auf das MIS 5e (Eem) hin, zumindest im europäischen Nordmeer (Lototskaya et al. 1998). Da aber die Untersuchung noch nicht abgeschlossen ist, und insbesondere der Kernabschnitt bei 225 cm mit der hohen Anzahl an planktischen Foraminiferen noch fehlt, ist eine endgültige Aussage nicht möglich (Baumann pers. Mitteilung). Aus dem Grunde scheint es wahrscheinlich, das MIS 5 in dem Kernabschnitt zwischen 250 und 125 cm vorzufinden. Unter Zuhilfenahme der Korngrößen $>63\mu\text{m}$ und der ^{10}Be -Daten läßt sich das MIS 3 wahrscheinlich zwischen 20 und 70 cm Tiefe und das MIS 4 damit zwischen 70 und 125 cm einordnen (Abb. 3.7). Der grobkörnige Kernabschnitt zwischen 310 und 250 cm Kerntiefe spiegelt das MIS 6 wider. Im unteren Abschnitt ist der Kern feinkörniger, und es treten die paläomagnetischen Reversals auf (Frederichs 1995). Das Reversal bei 350 bis 370 cm kann mit einem Ereignis umgekehrter Polarität aus der Fram-Straße bei 235 ka in Beziehung gesetzt werden (Nowaczyk 1991, Frederichs 1995). Erst danach tritt das BIWA II – Ereignis zwischen 400 und 390 cm auf, das ins MIS 9 eingeordnet wird (Nowaczyk 1991, Frederichs 1995, Jakobsson et al. 2000). Die Alterseinstufung des unteren Kernabschnitts entspricht dem Altersmodell von Frederichs (1995).



⊕ *H. carteri*, ☆ *Emiliana huxleyi*: Baumann (pers. Mitteilung)

Abb. 3.7: Die beiden unterschiedlichen Altersmodelle des PS2185-3/6 und die zugrundeliegenden Daten wie Korngröße >63µm, >500 µm, Anzahl der planktischen Foraminiferen, ¹⁰Be-Verteilung und Inklination (Frederichs 1995, Spielhagen et al. 1997. AMS: Kerntiefenbereich mit AMS-¹⁴C-Messungen (vgl. Tab. 3.1).

Tabelle 3.1: 14C-AMS-Alter der Sedimentkerne aus dem Arbeitsgebiet

Station	Teufe (cm)	14C-Alter (BP)	Reservoir korrigiert (BP)	Fehler	Kalender- jahre (BP)	Carbonquelle	Labor	Labor-Nr.	Referenz
PS2458-4	0	0	-1			benth. Forams	AAR	2417	Spielhagen
PS2458-4	201	7980	7980	±110	8836	Holz (2)	AAR	3081	unveröff.
PS2458-4	252	8830	8390	±55	9422	Muscheln	AAR	3082	Daten
PS2458-4	294	9030	8590	±100	9549	Muscheln	AAR	2419	
PS2458-4	335	9340	8900	±120	9949	Muscheln	AAR	2421	
PS2458-4	369	10020	9580	±70	10893	Muscheln	AAR	3083	
PS2458-4	399	10090	9650	±65	10944	Muscheln	AAR	3084	
PS2458-4	436	10050	9610	±170	10917	Muscheln	AAR	2418	
PS2458-4	467	10600	10160	±75	11865	Muscheln	AAR	3085	
PS2458-4	486	10540	10100	±120	11714	Muscheln	AAR	2420	
PS2458-4	530	11560	11120	±100	13030	Muscheln	AAR	3086	
PS2458-4	578	12270	11830	±65	13790	Muscheln	AAR	3087	
PS2458-4	625	12750	12310	±150	14432	Muscheln	AAR	3088	
PS2458-4	667	12600	12160	±110	14489		KIA	6113	
PS2725-5	0	-710	rezent	±20		Muscheln	KIA	2747	Stein & Fahl
PS2725-5	115	8340	7900	±60	8837	Muscheln	KIA	114	1999
PS2725-5	115	8560	8120	±90	9097	Muscheln	KIA	114	
PS2725-5	207	9170	8730	±90	9825	Muscheln	KIA	115	
PS2725-5	295	9280	8840	±60	9901	Muscheln	KIA	116	
PS2725-5	392	9280	8840	±60	9901	Muscheln	KIA	117	
PS2725-5	430	9340	8900	±60	9949	Muscheln	KIA	118	
PS2741-1	160	12150	11710		13651	plankt. Forams	KIA	4764	Knies 1999
PS2741-1	200	38160	37720	±3500	41120	N. pachy sin.	KIA	110	
PS2757-7	0,5	1000	560	±30	535	plankt. Forams			Spielhagen unveröff. Daten
	4,5	1610	1170	±30	1116	plankt. Forams			
PS2767-7	152-154	9260	8820	±40	9887	Muscheln			Spielhagen
	172-174	9220	8780	±40	9860	Muscheln			unveröff.
	200-202	9630	9190	±40	10283	Muscheln			Daten
PS2185-3	0	3080	2640	±60		N. pachy sin.	ETH	ETH9868	Spielhagen
PS2185-3	9	10710	10270	±85		N. pachy sin.	ETH	ETH10575	et al. 1997
PS2185-3	14	19970	19530	±290		N. pachy sin.	ETH	ETH9872	Spielhagen
PS2185-3	16	30780	30340	±530		N. pachy sin.	ETH	ETH9873	et al. 1997
PS2185-3	20	>38000					ETH	ETH9874	Spielhagen
PS2185-3	28	>38000					ETH	ETH9875	et al. 1997

Bemerkungen

Reservoir-Korrektur: 440 Jahre

Kalibrierte Alter (Stuiver & Reimer 1993) wurden berechnet mit dem Seattle Kalibrations Programm

Calib 3.0.3c/Alter des Kerns PS2837-5 mit Calib 4.2

(1) jünger als 1960, keine Reservoir-Korrektur erforderlich

(2) terrigenes Probenmaterial, keine Reservoir-Korrektur erforderlich

AAR-> Aarhus University

KIA-> Leibnitz Lab. of Kiel University

ETH-> PSI/ETH Zürich

4. Ergebnisse der Sedimentuntersuchungen

4.1. Ergebnisse der Untersuchungen der Oberflächensedimente

Al und Si sind zwei der am meisten vorkommenden Elemente in marinen Sedimenten (Chester 1990). Dies zeigt sich auch für den Arktischen Ozean und die angrenzenden Randmeere. Der Al-Gehalt schwankt zwischen 4.3 und 18.5 % Al_2O_3 , der Si-Anteil zwischen 43.9 und 87.4 % SiO_2 . Ca ist ebenfalls als Hauptelement in Sedimenten vertreten, wobei dessen Anteil aber 14.8 % CaO nicht übersteigt. Insgesamt sind die Ca-Konzentrationen sehr niedrig (Abb. 5.1, vergl. Kapitel 5); nur auf dem nördlichen Lomonosov- und Gakkel-Rücken in der zentralen Arktis sowie dem Barents-See-Kontinentalhang sind erhöhte Ca-Anteile im Sediment festzustellen (Abb. 4.1, vergl. Abb. 5.1). Aufgrund dieser hohen Variabilität dieser Hauptelemente werden im folgenden in erster Linie die Element/Al-Verhältnisse beschrieben und berücksichtigt. Al kann wegen der starken Flußeinträge im Arktischen Ozean nur terrigenen Ursprungs sein. Zur Bestimmung der Liefergebiete für die Sedimente bietet sich eine Normierung auf terrigen eingetragenes Al an.

Um die Unterschiede in den Sedimenten der arktischen Randmeere und im Arktischen Ozean deutlich zu machen, ist eine Auswahl an Elementen getroffen worden. Dabei sind Vergesellschaftungen von Elementen berücksichtigt. Die Verteilung der Element/Al-Verhältnisse von Zr ist denen von Si und Sr sehr ähnlich, Ca mit Mg sowie Fe und Mn mit Co und z.T. Ni zeigen ähnliche Verteilungen in den Sedimenten, wenn auch die Unterschiede zwischen den Regionen geringer ausgeprägt sind. Ti kann mit Al in Tonmineralen vergesellschaftet sein, aber auch ähnlich Zr und Si als Schwermineralkomponente (z.B. als Rutil und Illmenit) vorkommen. Kaum Unterschiede zwischen den Regionen zeigen die Element/Al-Verhältnisse von Zn, Pb, P, As, V und Y, während das Na/Al-Verhältnis gerade in den Oberflächensedimenten durch Meersalz in den Proben wenig Aussage zulässt. In den Kernen sind die Salzkonzentrationen nicht so stark ausgeprägt, so dass eine Salzkorrektur der Elementgehalte nicht erforderlich ist.

4.1.1. Kara-See

Der Vergleich von Ob und Yenisei zeigt ein ähnliches Verteilungsmuster in den Si/Al- und Zr/Al-Verhältnissen mit generell geringeren Verhältnissen im Yenisei-Ästuar (Si/Al: 3.5, Zr/Al: $22 \cdot 10^{-4}$) gegenüber dem Ob-Ästuar (Si/Al: 4.5, Zr/Al: meist $37 \cdot 10^{-4}$, Abb. 4.2, Tab. 4.1). Die regional höchsten Ti/Al-Verhältnisse sind in den Ob- und Yenisei-Ästuaren vorzufinden (Ti/Al: 0.072 bzw. Ti/Al: 0.08, Abb. 4.3). Auch in der westlichen und nördlichen Kara-See sind die Ti/Al-Verhältnisse noch höher als in der Laptev-See (Tab. 4.1). Die Sedimente der Kara-See enthalten, verglichen mit denen der Laptev-See, sehr hohe Gehalte an Fe, wobei Mn nur in der nördlichen und westlichen Kara-See, nicht aber in den Ästuaren erhöht ist (Fe/Al: >0.7 beinahe in der gesamten Kara-See, Mn/Al: 0.06-0.08 in der westlichen und nördlichen Kara-See, Abb. 4.5, Tab. 4.1). Die Ca/Al-Verhältnisse zeigen ihr Maximum im südlichen Yenisei-Ästuar mit Ca/Al: 0.37, ansonsten erreichen die Verhältnisse Werte um 0.32 (Abb. 4.1, Tab. 4.1). Die Mg/Al-Verhältnisse zeigen ebenfalls hohe Werte um Mg/Al: 0.28 im Yenisei-Ästuar. Das gilt auch für die Elemente Ni, Co und Cr (Ni/Al: $7.7 \cdot 10^{-4}$, Co/Al: $3.2 \cdot 10^{-4}$, Cr/Al: $15.2 \cdot 10^{-4}$), die im Ob-Ästuar und der restlichen Kara-See im wesentlichen geringere Element/Al-Verhältnisse aufweisen (Ni/Al: $5.4-7.2 \cdot 10^{-4}$, Co/Al: $2.5 - 3.2 \cdot 10^{-4}$, Cr/Al: $14.1-14.3 \cdot 10^{-4}$, Tab. 4.1, Abb. 4.4). Im Yenisei-Ästuar sind dagegen die K/Al- und Rb/Al-Verhältnisse sehr niedrig (K/Al: 0.21, Rb/Al: $10.8 \cdot 10^{-4}$), zeigen in der übrigen Kara-See aber wieder höhere Werte (K/Al: 0.26-0.28, Rb/Al: $13.1-14.2 \cdot 10^{-4}$).

4.1.2. Laptev-See

Die Laptev-See läßt sich nach der Elementzusammensetzung in einen östlichen und einen westlichen Teil mit einer Grenze bei etwa 120° E aufteilen. Die Si/Al- und Zr/Al-Verhältnisse unterscheiden sich im westlichen Teil (Si/Al: 2.7, Zr/Al: $16 \cdot 10^{-4}$) leicht von denen im östlichen (Si/Al: 3.1, Zr/Al: $19 \cdot 10^{-4}$, Abb. 4.2). Die Ti/Al-Verhältnisse sind im Westen (Ti/Al: 0.06) etwas höher als im Osten (Ti/Al: 0.054; Abb. 4.3, Tab. 4.1). Außerdem zeigen sie ein Maximum nahe der südlichen Laptev-See-Küste. Die Verhältnismerte für Mn und Fe sind auf dem flachen Schelf

deutlich niedriger als an der Schelfkante (Abb. 4.5, Tab. 4.1). Die Ca/Al-Verhältnisse sind im westlichen Teil (Ca/Al: 0.16) höher als im östlichen (Ca/Al: 0.1, Abb. 4.1, Tab. 4.1), wohingegen die Mg/Al-Verhältnisse im westlichen Teil niedrigere Werte zeigen als im Osten (Mg/Al: 0.16 bzw. 0.19). Die K/Al-, Pb/Al- sowie auch Rb/Al-Verhältnisse erscheinen in der östlichen Laptev-See leicht erhöht (im Westen K/Al: 0.29, Pb/Al: $2.3 \cdot 10^{-4}$, Rb/Al: $12.5 \cdot 10^{-4}$, im Osten K/Al: 0.3, Pb/Al: $2.7 \cdot 10^{-4}$, Rb/Al: $13.7 \cdot 10^{-4}$; Tab. 4.1). Bei den Spurenelementen zeigen Co ($2.4 \cdot 10^{-4}$ gegenüber $1.7 \cdot 10^{-4}$ in der östlichen Laptev-See), Cr ($12.2 \cdot 10^{-4}$ gegenüber $9.6 \cdot 10^{-4}$), Ni ($7 \cdot 10^{-4}$ gegenüber $5.1 \cdot 10^{-4}$), Sr ($23 \cdot 10^{-4}$ gegenüber $21 \cdot 10^{-4}$) und V ($25.8 \cdot 10^{-4}$ gegenüber $23 \cdot 10^{-4}$) in der westlichen Laptev-See erhöhte Element/Al-Verhältnisse (Abb. 4.4, Tab. 4.1). Ba (um $64 \cdot 10^{-4}$), Y (um $2.9 \cdot 10^{-4}$) und Zn (um $12.5 \cdot 10^{-4}$) weisen keine nennenswerten Unterschiede zwischen westlicher und östlicher Laptev-See auf (Tab. 4.1).

4.1.3. Zentraler Arktischer Ozean

Im zentralen Arktischen Ozean übersteigen die Si/Al-Verhältnisse selten 3, die Zr/Al-Verhältnisse kaum $21 \cdot 10^{-4}$. An einigen Positionen auf dem Lomonosov- wie auch dem Gakkel-Rücken sind Si/Al-Verhältnisse >4 und Zr/Al-Verhältnisse $>26 \cdot 10^{-4}$ zu finden. Die Ti/Al-Verhältnisse (Ti/Al: 0.05) sind im Durchschnitt nur geringfügig höher als die auf dem östlichen Laptev-See-Schelf (Tab. 4.1, Abb. 4.3). In der Nähe des Kontinentalabhangs und an einigen Lokationen auf dem Lomonosov-Rücken steigen die Ti/Al-Verhältnisse auf > 0.06 . Fe und Mn (Fe/Al: 0.65, Mn/Al: 0.042) zeigen ähnlich hohe bzw. erhöhte Element/Al-Verhältnisse im zentralen Arktischen Ozean wie auch auf dem äusseren Laptev-See-Schelf (Abb. 4.5, Tab. 4.1). Erhöht sind dagegen die Ca/Al- und Sr/Al-Verhältnisse (Ca/Al: 0.15, Sr/Al: $27 \cdot 10^{-4}$, Abb. 4.1, Tab. 4.1), während die Mg/Al-Verhältnisse kaum erhöht sind (Mg/Al: 0.19). Die K/Al-Verhältnisse sind den Werten vom Laptev-See-Schelf gleich (K/Al: 0.30). Angestiegen sind die Spurenelement/Al-Verhältnisse von Co ($4.0 \cdot 10^{-4}$), Ni ($6.7 \cdot 10^{-4}$) und Pb ($5.4 \cdot 10^{-4}$). Die von Cr ($10 \cdot 10^{-4}$) und Rb ($14 \cdot 10^{-4}$) sind nur leicht erhöht, bei Y ($2.9 \cdot 10^{-4}$), V ($23 \cdot 10^{-4}$) und Zn ($12.5 \cdot 10^{-4}$) gibt es kaum Änderungen gegenüber dem Laptev-See-Schelf (Abb. 4.4, Tab. 4.1).

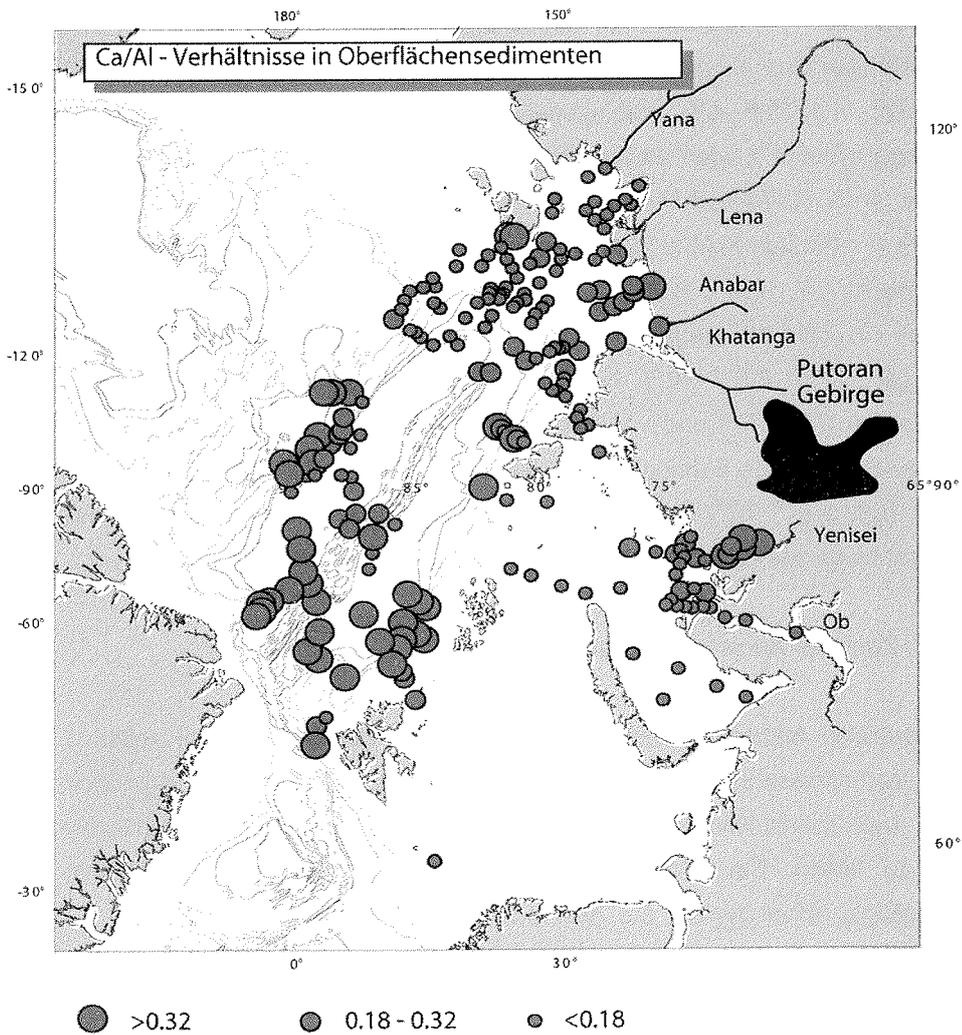


Abb. 4.1: Verteilung der Ca/Al-Verhältnisse in Oberflächensedimenten des östlichen Arktischen Ozeans.

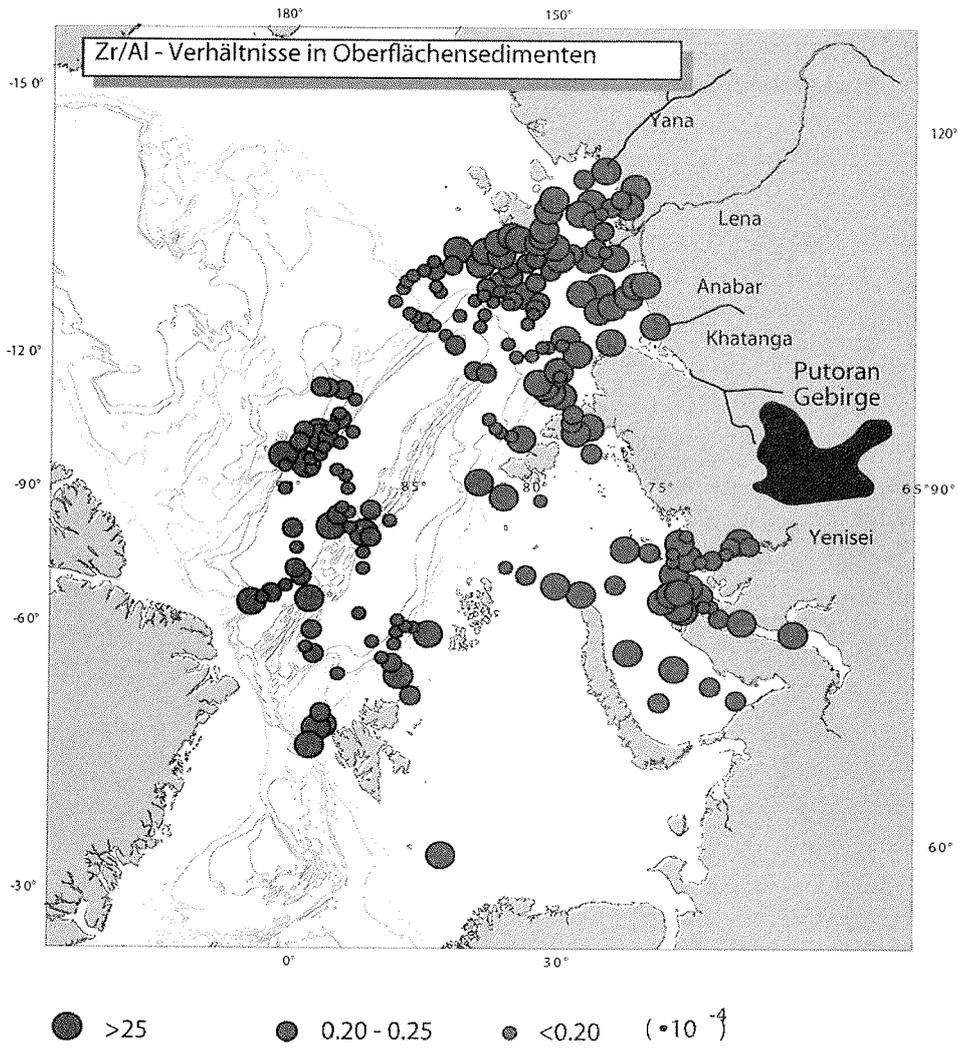


Abb. 4.2: Verteilung der Zr/Al-Verhältnisse in Oberflächensedimenten des östlichen Arktischen Ozeans (Zr/Al: $\cdot 10^{-4}$).

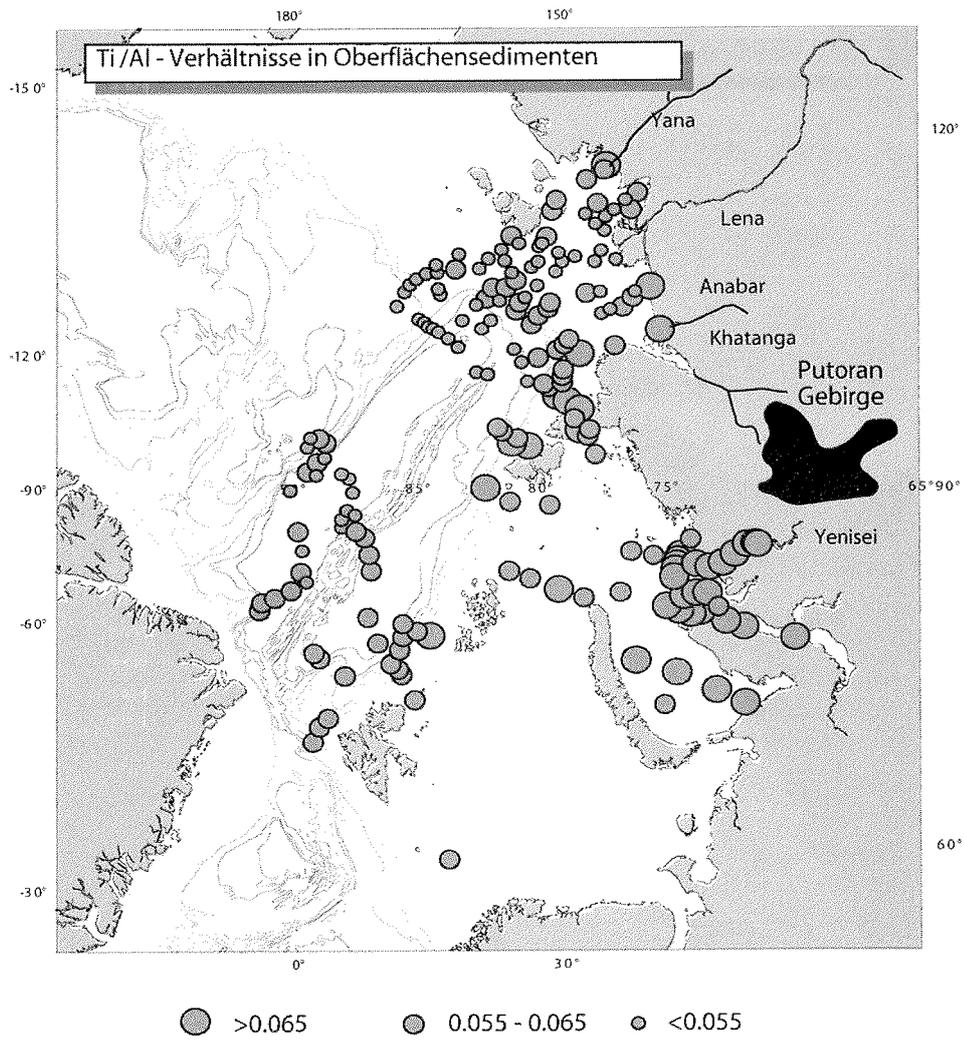


Abb. 4.3: Verteilung der Ti/Al-Verhältnisse in Oberflächensedimenten des östlichen Arktischen Ozeans.

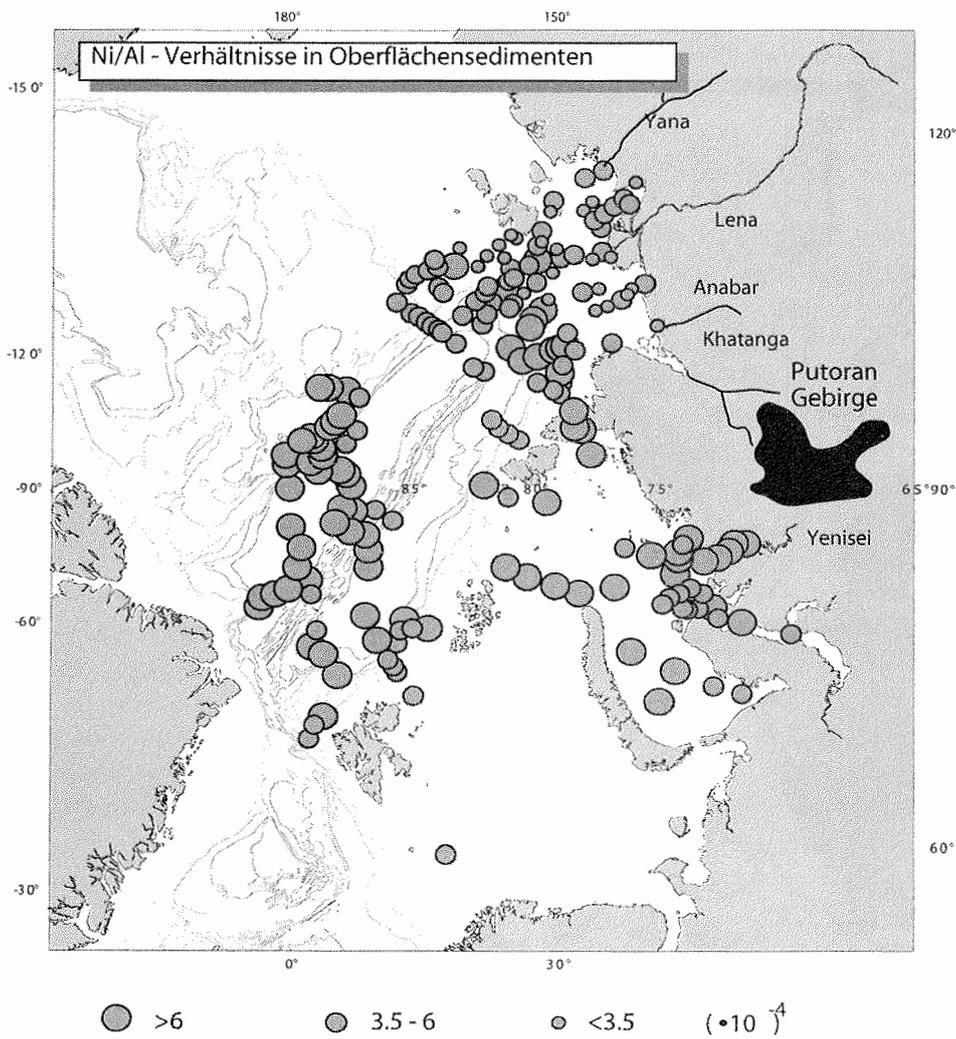


Abb. 4.4: Verteilung der Ni/Al-Verhältnisse in Oberflächensedimenten des östlichen Arktischen Ozeans (Ni/Al: $\cdot 10^4$).

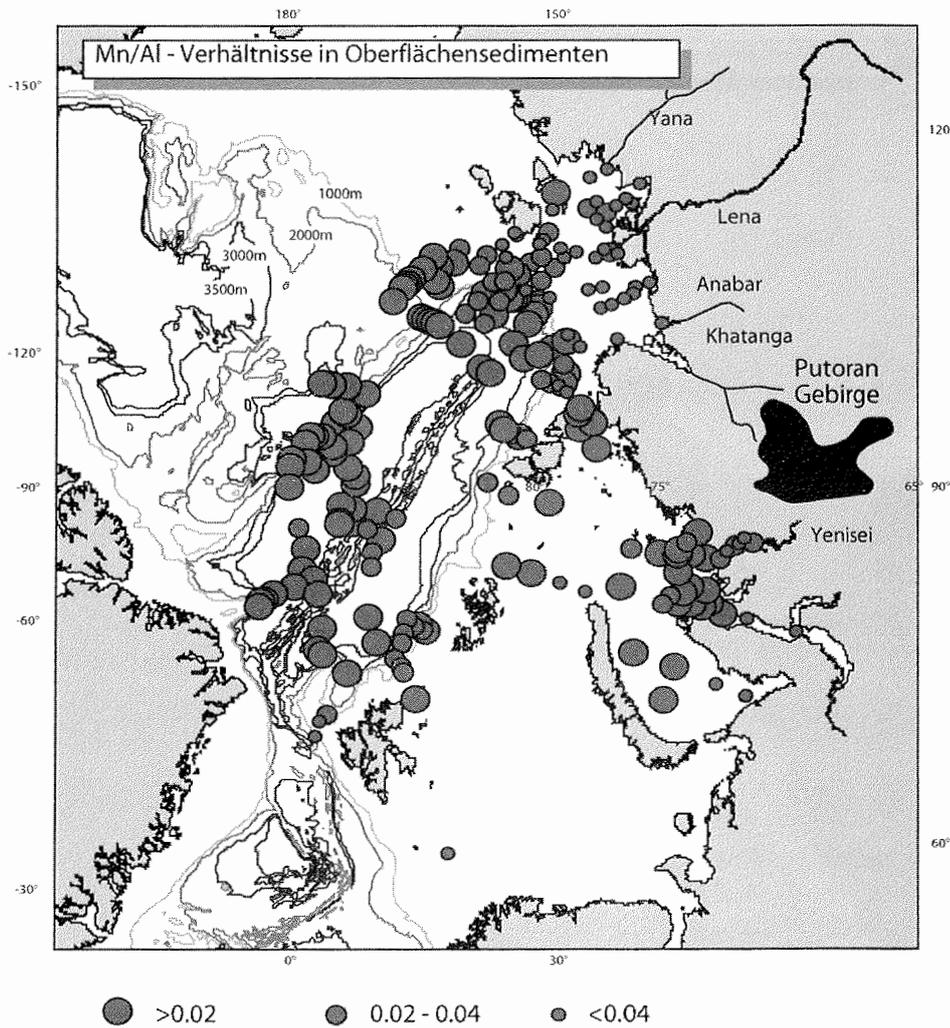


Abb. 4.5: Verteilung der Mn/Al-Verhältnisse in Oberflächensedimenten des östlichen Arktischen Ozeans.

Tabelle 4.1: Modalwert (häufigster Wert in der Verteilung der Element/Al-Verhältnisse in einer Region), Maximal- sowie Minimalwert der Element/Al-Verhältnisse als Hilfsmittel zur Unterscheidung möglicher Liefergebiete in den verschiedenen Regionen des Arbeitsgebietes; zur Aufteilung der Regionen und Probedichte der verwendeten Datenpunkte vergl. Abb. 2.1 (Ob: Ob-Ästuar, Yenisei: Yenisei-Ästuar, n:Anzahl der in dieser Region gemessenen Proben).

n	Ob			Yenisei		
	9			8		
	Modalwert	Maximum	Minimum	Modalwert	Maximum	Minimum
Ti/Al	0.072	0.08	0.063	0.08	0.083	0.066
Si/Al	4.5	3.3	6.7	3.5	4.4	3
Fe/Al	0.81	1.03	0.55	0.82	0.88	0.7
Mn/Al	0.049	0.069	0.009		0.061	0.011
Ca/Al	0.13	0.18	0.09	0.32	0.37	0.17
Mg/Al	0.2	0.23	0.12	0.28	0.3	0.25
K/Al	0.26	0.33	0.25	0.21	0.27	0.19
Na/Al		0.67	0.19	0.36	0.56	0.28
P/Al	0.02	0.026	0.011	0.013	0.018	0.011
As/Al	5.3	6.2	1.9	1.6	4.3	1.4
Ba/Al	64	83	47	46	58	46
Co/Al	3.3	4.1	2.7	3.2	4.2	3.1
Cr/Al	14.3	15.7	13.5	15.2	18	10.8
Ni/Al	5.4	6.7	4.7	7.7	8.4	6.5
Pb/Al	2.8	4.1	2.6		2.7	1.9
Rb/Al	14.2	14.7	11.7	10.8	12.7	7.6
Sr/Al		32	22	35	36	24
V/Al	24	25	14	25	28	18
Y/Al	4.1	4.2	3.4		3.9	3
Zn/Al	11.8	14	10.4	12.8	15.1	12.1
Zr/Al	37	59	19	22	29	17

	Nördliche zentrale Kara-See			Westliche Laptev-See		
n	24			36		
	Modalwert	Maximum	Minimum	Modalwert	Maximum	Minimum
Ti/Al	0.063	0.08	0.058	0.06	0.194	0.052
Si/Al	3.4	6.6	2.8	2.7	17.9	2.6
Fe/Al	0.89	0.98	0.59	0.71	0.77	0.43
Mn/Al	0.036	0.32	0.018	0.047	0.124	0.006
Ca/Al	0.16	0.32	0.08	0.11	0.57	0.08
Mg/Al	0.22	0.31	0.17	0.16	0.24	0.12
K/Al	0.28	0.36	0.21	0.29	0.47	0.28
Na/Al	0.39	0.74	0.36	0.37	0.54	0.3
P/Al	0.017	0.024	0.01	0.014	0.017	0.009
As/Al	6.4	10.6	1.6	4.7	7.3	1.4
Ba/Al	54	104	43	64	144	54
Co/Al	2.5	4.2	2.1	2.4	4.4	1.6
Cr/Al	14.1	20.5	10.8	12.2	20.9	7
Ni/Al	7.2	8.7	4.1	7	8.2	2.8
Pb/Al	2.4	3.5	1.9	2.3	4.5	1.8
Rb/Al	13.1	15.1	8.1	12.5	13.7	10.3
Sr/Al	26	38	19	23	43	19
V/Al	29	38	19	25.8	35.2	4.3
Y/Al	3.3	4.3	2.3	2.9	4.8	2.2
Zn/Al	13.1	16.8	8.6	12.4	17.4	7
Zr/Al	22	68	17	16	173	14
	Östliche Laptev-See			Zentraler Arktischer Ozean		
n	90			63		
	Modalwert	Maximum	Minimum	Modalwert	Maximum	Minimum
Ti/Al	0.054	0.073	0.043	0.055	0.062	0.05
Si/Al	3.1	11.4	2.7	3	6.3	2.3
Fe/Al	0.66	0.9	0.31	0.65	0.73	0.45
Mn/Al	0.009	0.117	0.003	0.042	0.104	0.006
Ca/Al	0.1	2.09	0.07	0.15	1.92	0.11
Mg/Al	0.19	0.96	0.1	0.19	0.27	0.13
K/Al	0.3	0.46	0.28	0.3	0.36	0.21
Na/Al	0.38	0.48	0.26	0.3	0.64	0.27
P/Al	0.012	0.015	0.006	0.012	0.023	0.01
As/Al	4	11.2	1.2	4.6	8.1	1.6
Ba/Al	66	137	53	65	88	44
Co/Al	1.7	6.1	1.3	4	16.7	1.6
Cr/Al	9.6	15.1	5.4	10	17.7	8.4
Ni/Al	5.1	17.9	0.6	6.7	12.8	5.1
Pb/Al	2.7	4.9	2.3	5.4	6.6	2.4
Rb/Al	13.7	15.1	10.5	14	21.4	11.8
Sr/Al	21	52	15	27	75	14
V/Al	23	29	3	23	32	14
Y/Al	2.9	5.2	2	2.8	4.5	2.1
Zn/Al	12.6	29.8	6.6	12.5	20.4	8.6
Zr/Al	19	80	16	21	47	15

4.2 Ergebnisse der Sedimentkernuntersuchungen

Bei der Beschreibung der Ergebnisse wird sich auf die auf Al normierten Elementverhältnisse konzentriert, da diese die Grundlage für die nachfolgende Diskussion darstellen. Ausnahme bildet der Kern PS2741-1, für den auch auf die Elementverteilungen eingegangen wird. Im Text werden ausgewählte, wesentliche Änderungen und Trends aufgegriffen, weitere Details sind den Abbildungen zu entnehmen.

PS2741-1

Si ist das am häufigsten vorkommende Element in den bearbeiteten Sedimentkernen und variiert in diesem Kern mit 49 bis 67 % SiO_2 . Beim Vergleich von Elementkonzentrationen und Element/Al-Verhältnissen fallen ein relatives Minimum mit 49 % SiO_2 bei 368 cm Kerntiefe und zwei Maxima mit 66.8 bzw. 62.2 % SiO_2 bei Kerntiefen von 269 bzw. 543 cm Kerntiefe in den Elementkonzentrationen auf (Abb. 4.6 a+b). Normiert man Si auf Al, sind die Maxima sowie das Minimum zu erkennen, aber auch Trends wie das etwas niedrigere Si/Al-Verhältnis zwischen 330 und 160 cm Kerntiefe (Abb. 4.6 c+d). Die TiO_2 -Konzentrationen schwanken zwischen 0.78 und 1.02 %, wobei die Gehalte in den oberen 220 cm zumeist unter 0.9 % und im darunter liegenden Kernabschnitt meist über 0.9 % liegen. Dieser Trend lässt sich bei den Ti/Al-Verhältnissen nicht mehr nachweisen (Abb. 4.6 a+b). Auffällig ist auch, dass sich ein Minimum der TiO_2 -Gehalte bei 269 cm Kerntiefe in ein Maximum der Ti/Al-Verhältnisse umkehrt. Dieses Beispiel zeigt sehr gut, dass ein zusätzlicher Eintrag von SiO_2 bzw. Sand zu einer Reduzierung vieler anderer relativer Anteile im Sediment führen muss, wie schon in Kapitel 3.4 ausgeführt wurde. Daher ist der Gehalt an TiO_2 in dieser Kerntiefe zwar geringer als in anderen Kerntiefen, bei der Normierung auf Al erkennt man aber ein Maximum in dieser Tiefe. Dieses kann darauf zurückgeführt werden, dass mit dem Sand auch andere gröbere Komponenten (z.B. Schwerminerale) zusätzlich eingetragen werden, in denen auch Ti enthalten ist (Mattes 1990). Al dagegen findet sich vorwiegend in Tonmineralen, die in dieser Kerntiefe reduziert sind. Diese Beispiele zeigen deutlich, warum in dieser Arbeit den auf Al normierten Elementverhältnissen der Vorzug gegeben wird.

Das Fe/Al-Verhältnis zeigt ein Maximum von 1.27 in 378 cm Kerntiefe. Auffällig sind beim Mn/Al-Verhältnis die drei Maxima in 368, 243 und 42 cm (Abb. 4.6 c+d). Das Ca/Al-Verhältnis zeigt eine nur geringe Schwankungsbreite um 0.05 mit Ausnahme der Maxima von 508 cm und bei 210 bis etwa 160 cm Kerntiefe. Das Maximum bei 508 cm Kerntiefe zeigt sich auch beim Mg/Al-Verhältnis, welches aber ansonsten wenig variiert (Abb. 4.6 c+d). Auffällig ist der Trend von relativ leicht erhöhten Mg/Al-Verhältnissen oberhalb von 225 cm Kerntiefe. Beim K sind geringe Verhältnisse zwischen 590 und 460 cm, unterbrochen von einem Maximum bei 508 cm, festzustellen, darauf folgen ein Anstieg zwischen 460 und 210 cm und ein Maximum zwischen 210 und 160 cm (Abb. 4.6 c+d).

Die As/Al-Verhältnisse liegen meist unter $5 \cdot 10^{-4}$ und zeigen ein dem P/Al-Verhältnis recht ähnlichen Verlauf. Ein Maximum bei 378 cm Kerntiefe und eines zwischen 180 und 160 cm ist gegeben, und oberhalb von 100 cm treten kurzfristige Schwankungen auf. Das Co/Al-Verhältnis zeigt ein ausgeprägtes Maximum ($\text{Co/Al} = 11 \cdot 10^{-4}$) bei 368 cm Kerntiefe. Stärkeren Variationen mit $10 - 14 \cdot 10^{-4}$ unterliegt das Cr/Al-Verhältnis. Das Ni/Al-Verhältnis weist bei 368 cm ein starkes Maximum von $11 \cdot 10^{-4}$ auf. Das Pb/Al-Verhältnis schwankt um $2 \cdot 10^{-4}$ mit einem Maximum bei 508 cm. Das Rb/Al-Verhältnis zeigt Variationen von $10 - 16 \cdot 10^{-4}$, der Kurvenverlauf ist dem des K/Al-Verhältnisses sehr ähnlich. Das Sr/Al-Verhältnis variiert stark von $9 - 21 \cdot 10^{-4}$ (Abb. 4.6 a+b), wie auch das V/Al-Verhältnis von $15 - 40 \cdot 10^{-4}$. Deutlich konstanter sind dagegen das Zn/Al- sowie das Zr/Al-Verhältnis mit $10 - 15 \cdot 10^{-4}$ und $17 - 25 \cdot 10^{-4}$. Das Zr/Al-Verhältnis zeigt bei 269 cm ein Maximum mit $30 \cdot 10^{-4}$.

Ergebnisse

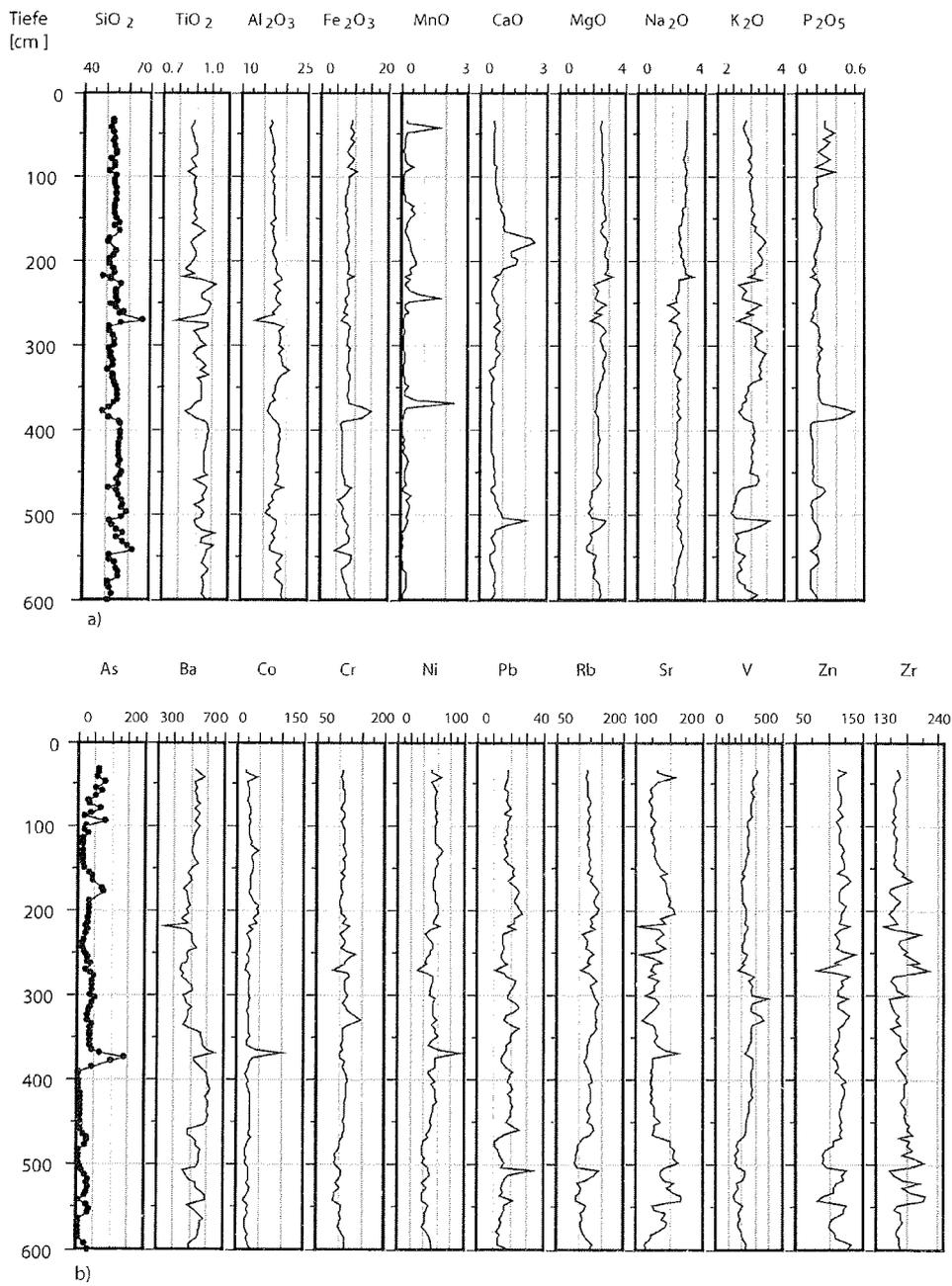


Abb. 4.6 a+b: Elementgehalte des Sedimentkerns PS2741-1; a) Hauptelementgehalte in %, b) Spurenelementgehalte in ppm.

Ergebnisse

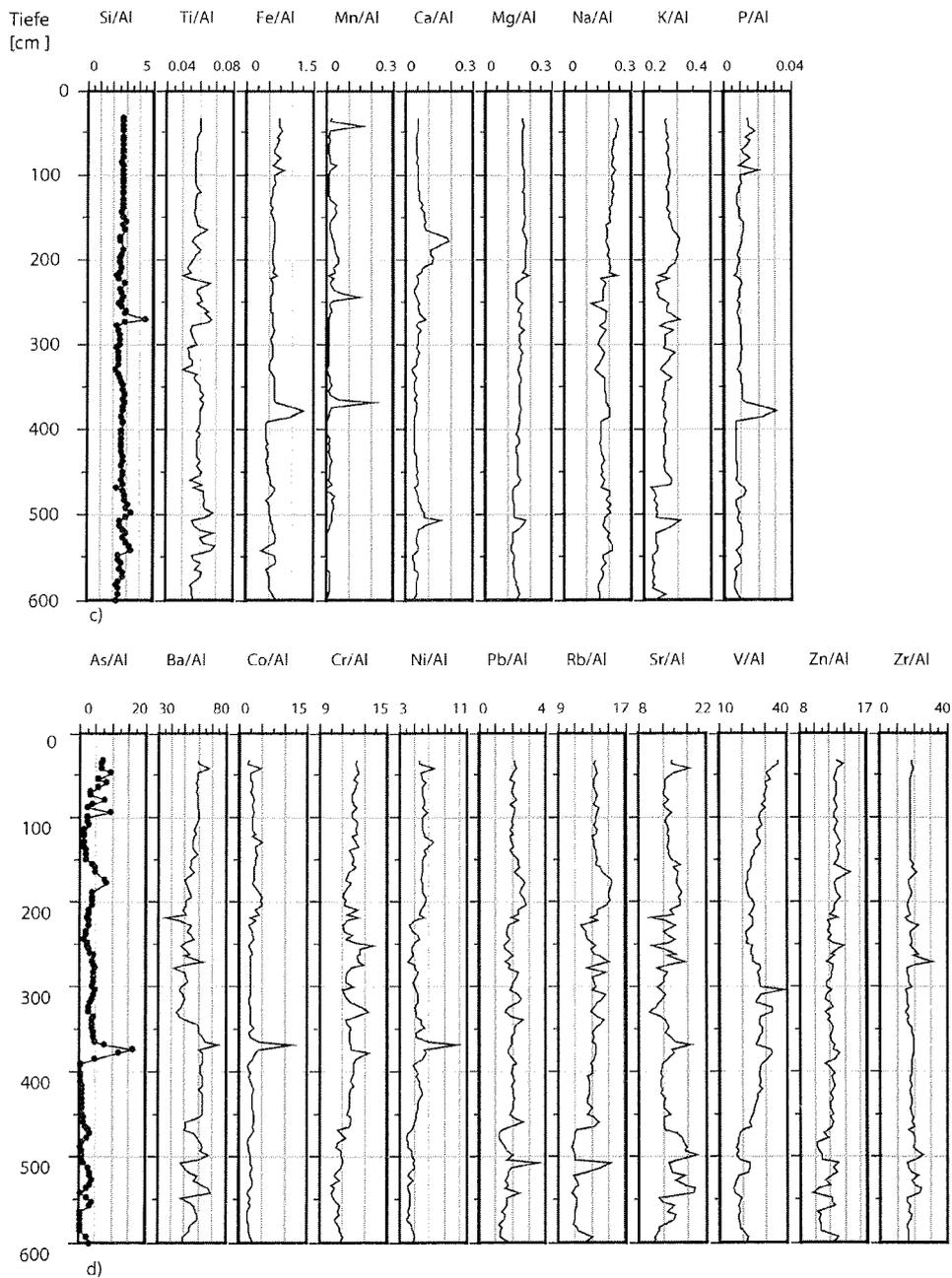


Abb. 4.6 c+d: Element/Al-Verhältnisse des Sedimentkerns PS2741-1; Spurenelement/Al-Verhältnisse d) in $[10^{-4}]$

PS2471-4

Die Si/Al-Verhältnisse des Sedimentkerns PS2471-4 zeigen meist Variationen von 2.4 bis 3.5, und haben einen Maximalwert von 7.6 bei einer Kerntiefe von 210 cm (Abb. 4.7a+b). Die Maxima liegen vorwiegend in den turbiditischen Lagen. Die Ti/Al-Verhältnisse (0.05 – 0.07) zeigen in den gleichen Kerntiefen wie die Si/Al-Verhältnisse maximale Werte (Abb. 4.7 a+b). Die Mn/Al-Verhältnisse (0.01 – 0.07) sind recht niedrig im Vergleich zum PS 2741-1. Auch die Ca/Al-Verhältnisse fallen sehr niedrig aus (0.05 - 0.1). Die Schwankungen bei den Mg/Al-Verhältnissen sind recht gering (0.1 – 0.2), was von den Na/Al- und K/Al-Verhältnissen nicht behauptet werden kann (Na/Al : 0.05 – 0.35. K/Al : 0.25 – 0.38). Die P/Al-Verhältnisse sind dagegen recht konstant bei 0.01. Die As/Al-Verhältnisse übersteigen kaum $5 \cdot 10^{-4}$, und sind zu dicht an der Nachweisgrenze der Methodik. Bei den Ba/Al-Verhältnissen ist das Maximum ($Ba/Al = 105 \cdot 10^{-4}$) in 210 cm Kerntiefe auffallend. Die Co/Al-Verhältnisse ($1.7 - 5.4 \cdot 10^{-4}$) zeigen Maxima bei 340, 280, 160 und 50 cm. Die Cr/Al-Verhältnisse bewegen sich hier zwischen 10 und $13 \cdot 10^{-4}$, ausgenommen einem Minimum bei 160 cm ($4.2 \cdot 10^{-4}$) und einem Maximum bei 370 cm Kerntiefe ($19 \cdot 10^{-4}$). Die Ni/Al-Verhältnisse zeigen Variationen zwischen 3.5 und $7 \cdot 10^{-4}$ über die ganze Kerntiefe. Die Pb/Al-Verhältnisse variieren etwas stärker als im PS2741-1 ($2 - 4 \cdot 10^{-4}$). Der Verlauf der Kurve der Rb/Al-Verhältnisse ($10 - 14 \cdot 10^{-4}$) ist wieder dem der K/Al-Verhältnisse sehr ähnlich. Die Sr/Al-Verhältnisse haben wie die Ba/Al-Verhältnisse ein ausgeprägtes Maximum bei 210 cm Kerntiefe, wobei sowohl die V/Al- ($10 - 25 \cdot 10^{-4}$) als auch Zn/Al-Verhältnisse ($10 - 15 \cdot 10^{-4}$) in dieser Tiefe ein Minimum aufweisen (Abb. 4.7 a+b). Die Zr/Al-Verhältnisse zeigen dagegen in dieser Tiefe wie auch die Si/Al-Verhältnisse ein Maximum.

PS2474-3

Die Si/Al-Verhältnisse zeigen zwischen 400 und 200 cm ein Maximum mit Werten über 3.2. Ein ähnliches Verhalten spiegelt sich auch in den Ti/Al-Verhältnissen wider (Abb. 4.8 a+b). Die Fe/Al-Verhältnisse haben ein ausgeprägtes Maximum ($1.2 \cdot 10^{-4}$) bei 55 cm Kerntiefe. Bei 40 cm Kerntiefe ist beim Mn/Al-Verhältnis ein Anstieg von 0.01 bis auf über 0.3 in Richtung Kernoberfläche festzustellen. Die

Ergebnisse

Ca/Al- und Mg/Al-Verhältnisse weisen ein Maximum bei 250 cm Kerntiefe auf. Die P/Al- und As/Al-Verhältnisse zeigen ein Maximum bei 55 cm (P/Al: 0.05, As/Al: $43 \cdot 10^{-4}$). Das Ba/Al-Verhältnis nimmt beinahe kontinuierlich von $15 \cdot 10^{-4}$ bis auf $5 \cdot 10^{-4}$ ab. Das Co/Al-Verhältnis variiert zwischen 2 und $5 \cdot 10^{-4}$, zeigt aber in der unteren Kernhälfte tendenziell die geringeren Verhältnisse. Zwischen etwa 600 und 200 cm liegen die Cr/Al-Verhältnisse mit $5 - 12 \cdot 10^{-4}$ etwas niedriger als in anderen Kerntiefen (Cr/Al: $9 - 16 \cdot 10^{-4}$). Die Ni/Al-Verhältnisse zeigen einen sehr ähnlichen Trend, wohingegen die Pb/Al- und Rb/Al-Verhältnisse in etwa entgegengesetzt verlaufen (Abb. 4.8 a+b). Die Sr/Al-Verhältnisse schwanken zwischen 11 und $21 \cdot 10^{-4}$, die V/Al-Verhältnisse zwischen 10 und $30 \cdot 10^{-4}$. Kaum Variationen zeigen die Zn/Al-Verhältnisse (um $12 \cdot 10^{-4}$), und auch die Zr/Al-Verhältnisse bewegen sich meist nur zwischen 15 und $18 \cdot 10^{-4}$, abgesehen von einem leichten Maximum bei etwa 300 cm Kerntiefe wie auch bei den Si/Al-Verhältnissen.

PS2476-4

Der Kern PS 2476-4 weist insgesamt keine großen Variationen in den Daten auf. Das ist schon bei den Si/Al-Verhältnissen festzustellen, die mit Ausnahme der Proben tiefer als 600 cm um 3 leicht schwanken. Die Ti/Al- und Fe/Al-Verhältnisse variieren sehr wenig (Ti/Al: 0,06 – 0,07, Fe/Al: 0,6 – 0,8). Die Mn/Al-Verhältnisse zeigen nicht die stark ausgeprägten Maxima, wie sie an dem Kern PS 2741-1 zu erkennen waren, es lassen sich aber durchaus drei Maxima erkennen (170, 370 und 600 cm). Die Ca/Al-, Mg/Al-, Na/Al- und K/Al-Verhältnisse sind relativ konstant (Abb. 4.9 a+b), während sich bei den P/Al-Verhältnissen drei Maxima in 20, 170 und 400 cm Kerntiefe feststellen lassen. Die As/Al-Verhältnisse zeigen ein Maximum bei 20 cm Kerntiefe, ansonsten sind die Verhältnisse aber konstant niedrig. Die Ba/Al-Verhältnisse zeigen einen abnehmenden Trend von $64 \cdot 10^{-4}$ bei 10 cm bis $52 \cdot 10^{-4}$ bei 590 cm Kerntiefe.

Ergebnisse

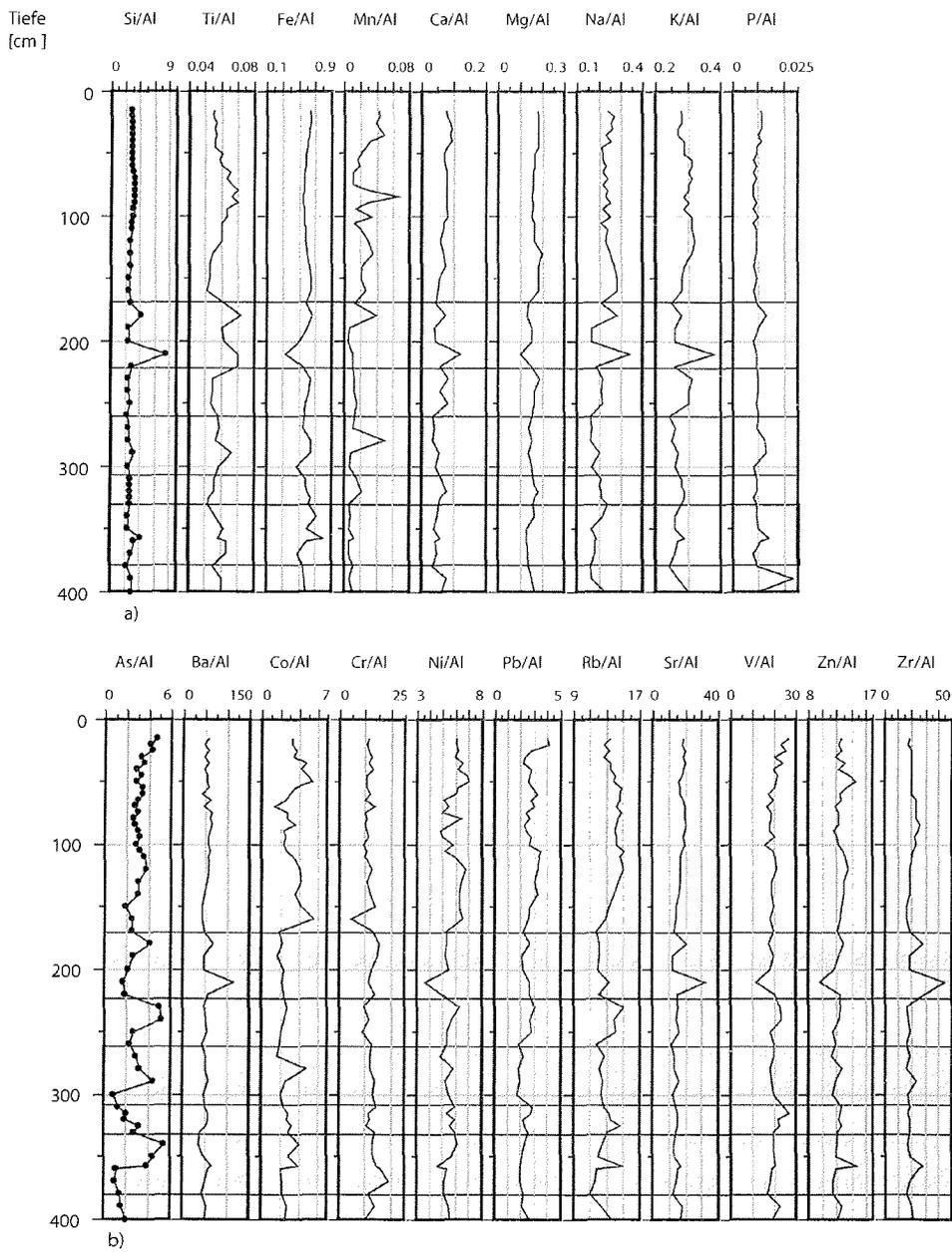


Abb. 4.7 a+b: Element/Al-Verhältnisse des Sedimentkerns PS2471-4 (grau unterlegt: turbiditische Lagen); Spurenelement/Al-Verhältnisse b) in $[10^{-4}]$

Ergebnisse

Ab 600 cm steigen die Verhältnisse auf über $60 \cdot 10^{-4}$ an. Die Co/Al-, Cr/Al-, Ni/Al- und Pb/Al-Verhältnisse variieren nur sehr wenig über die ganze Kerntiefe, während sich bei den Rb/Al- und Sr/Al-Verhältnissen ein ähnlicher Kurvenverlauf wie bei Ba/Al-Verhältnissen ergibt. Die V/Al-, Zn/Al- und Zr/Al-Verhältnisse sind beinahe durchgehend konstant, bei den Zr/Al-Verhältnissen fällt allerdings ein Anstieg ab 600 cm Kerntiefe auf (Abb. 4.9 a+b).

PS2458-8

Beim Sedimentkern PS2458-8 ist das Si/Al-Verhältnis mit 2.7 bis 3.2 wenig variabel (Abb. 4.10 a+b). Dagegen zeigen die Ti/Al- und Fe/Al-Verhältnisse eine deutliche Änderung zwischen 400 und 450 cm. Schwanken die Verhältnisse im oberen Kernabschnitt noch zwischen 0.055 und 0.06 (Ti/Al) bzw. 0.6 und 0.7 (Fe/Al, mit Ausnahme eines Minimums bei 110 cm), so fallen sie im unteren Kernabschnitt auf 0.05 – 0.055 (Ti/Al) bzw. 0.5 – 0.6 (Fe/Al) ab. Die Mn/Al-Verhältnisse sind sehr konstant, mit Ausnahme des Anstiegs zur Sedimentoberfläche hin und dem Maximum bei 190 cm. Die Ca/Al-, Mg/Al- und Na/Al-Verhältnisse zeigen einen ähnlichen Trend wie auch schon die Ti/Al-Verhältnisse. Zwischen 400 und 450 cm verringern sich die Verhältnisse. Umgekehrt ist es bei den K/Al-Verhältnissen: Sie steigen ab etwa 400 cm Kerntiefe leicht an. Einen Anstieg zur Sedimentoberfläche hin und ein Maximum bei 150 cm zeigen die P/Al-Verhältnisse, ansonsten sind die Verhältnisse sehr konstant bei 0.01. Die As/Al-Verhältnisse weisen ebenfalls den Anstieg zur Sedimentoberfläche auf, sind ansonsten aber konstant niedrig. Bei den Ba/Al-Verhältnissen zeigt sich ein ähnlicher Kurvenverlauf wie bei den K/Al-Verhältnissen. Im unteren Kernabschnitt niedrigere Element/Al-Verhältnisse zeigen Co, Cr und Ni, während die Pb/Al- und Rb/Al-Verhältnisse wie auch schon die K/Al-Verhältnisse erhöhte Werte im unteren Kernabschnitt aufweisen. Die Sr/Al-Verhältnisse liegen meist zwischen 14 und $16 \cdot 10^{-4}$ mit einem Maximum von $18 \cdot 10^{-4}$ bei 110 cm Kerntiefe. Die V/Al-Verhältnisse sind ab einer Kerntiefe von etwa 400 cm niedriger als im oberen Kernabschnitt, ähnlich wie bei den Ti/Al-

Ergebnisse

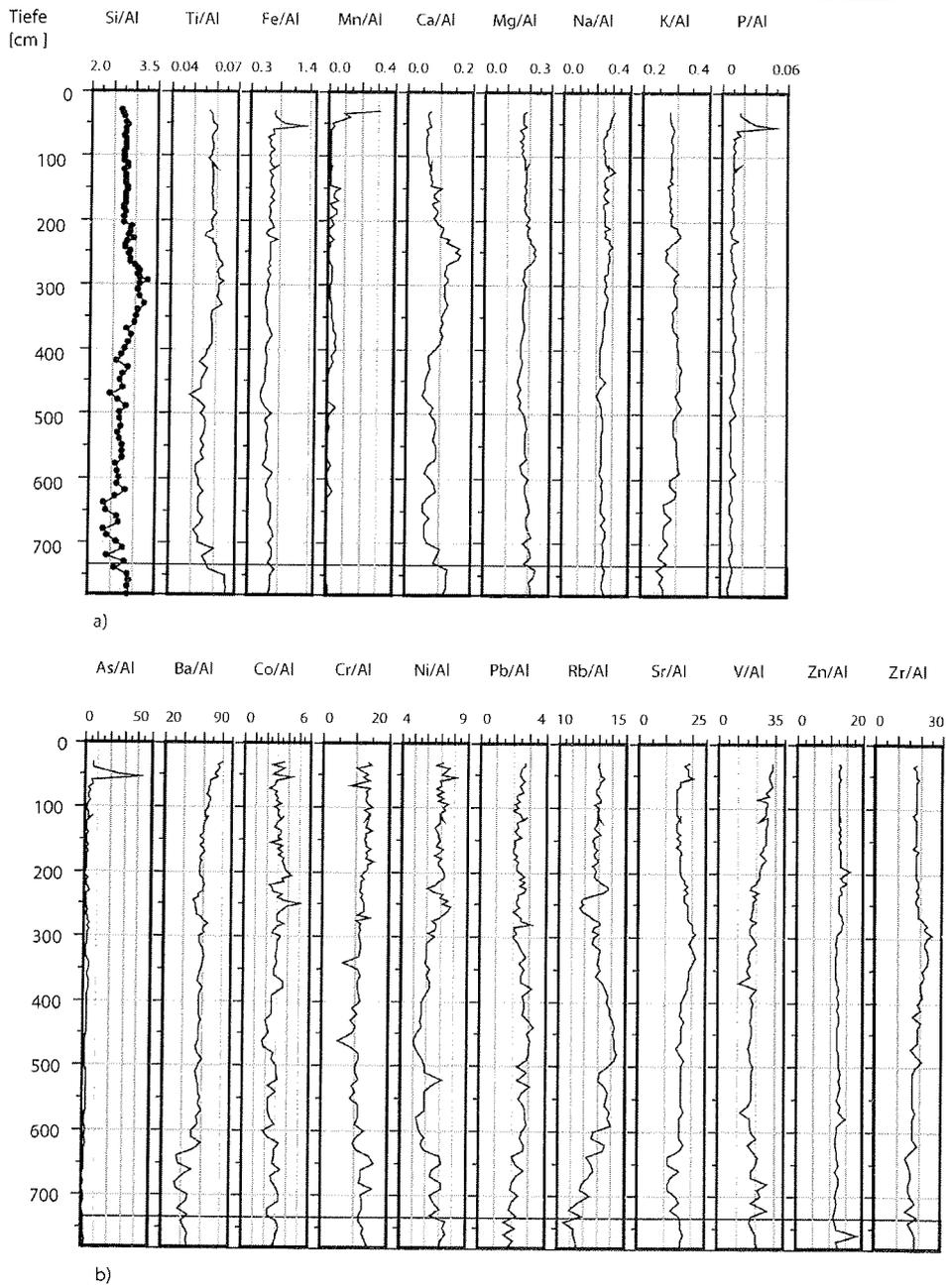


Abb. 4.8 a+b: Element/Al-Verhältnisse des Sedimentkerns PS2474-3 (grau unterlegt: turbiditische Lagen); Spurenelement/Al-Verhältnisse b) in $[10^{-4}]$

Ergebnisse

Verhältnissen. Die Zn/Al-Verhältnisse schwanken zwischen 11.5 und $12.5 \cdot 10^{-4}$. Die Zr/Al-Verhältnisse liegen beinahe durchgehend unter $18 \cdot 10^{-4}$, weisen aber bei 110 cm Kerntiefe ein leichtes Maximum auf (Abb. 4.10 a+b).

PS2725-5

Die Si/Al-Verhältnisse liegen zwischen 420 und 20 cm Kerntiefe beinahe konstant bei 3 , nur der Oberflächenwert ist mit 3.4 etwas erhöht. Außerdem existiert ein Maximum bei 440 cm Kerntiefe ($\text{Si/Al} = 3.8$). Die Ti/Al-, Fe/Al- und Mn/Al-Verhältnisse zeigen eine deutliche Konstanz, wobei die Oberflächenwerte stets etwas erhöht sind (Abb. 4.11 a+b). Mit Werten zwischen 0.05 und 0.1 variieren die Ca/Al-Verhältnisse nicht sehr deutlich, und auch die Mg/Al-, Na/Al-, K/Al- und P/Al-Verhältnisse sind nahezu konstant. Bei den P/Al-Verhältnissen ist bei 380 cm ein Maximum zu erkennen ($\text{P/Al} = 0.02$). Sehr konstant niedrige Werte haben die As/Al-Verhältnisse aufzuweisen, während die Ba/Al-Verhältnisse, im Kurvenverlauf den Si/Al-Verhältnissen sehr ähnlich, zwischen 65 und $80 \cdot 10^{-4}$ schwanken. Die Co/Al-Verhältnisse bewegen sich konstant zwischen 2.5 und $3 \cdot 10^{-4}$, nur in oberflächennahen Sedimenten steigen sie an. Die Ni/Al-Verhältnisse verhalten sich ähnlich wie die Co/Al-Verhältnisse. Die auf Al normierten Verhältnisse von Pb und Rb zeigen nur geringe Variationen. Die Sr/Al-Verhältnisse weisen wie Ba oder Si ein Maximum bei 440 cm Kerntiefe sowie einen Anstieg zur Oberfläche hin auf. Der Anstieg der Werte zur Sedimentoberfläche hin ist auch bei den V/Al- und Zn/Al-Verhältnissen auffällig. Der Kurvenverlauf der Zr/Al-Verhältnisse ähnelt dem der Si/Al-Verhältnisse.

Ergebnisse

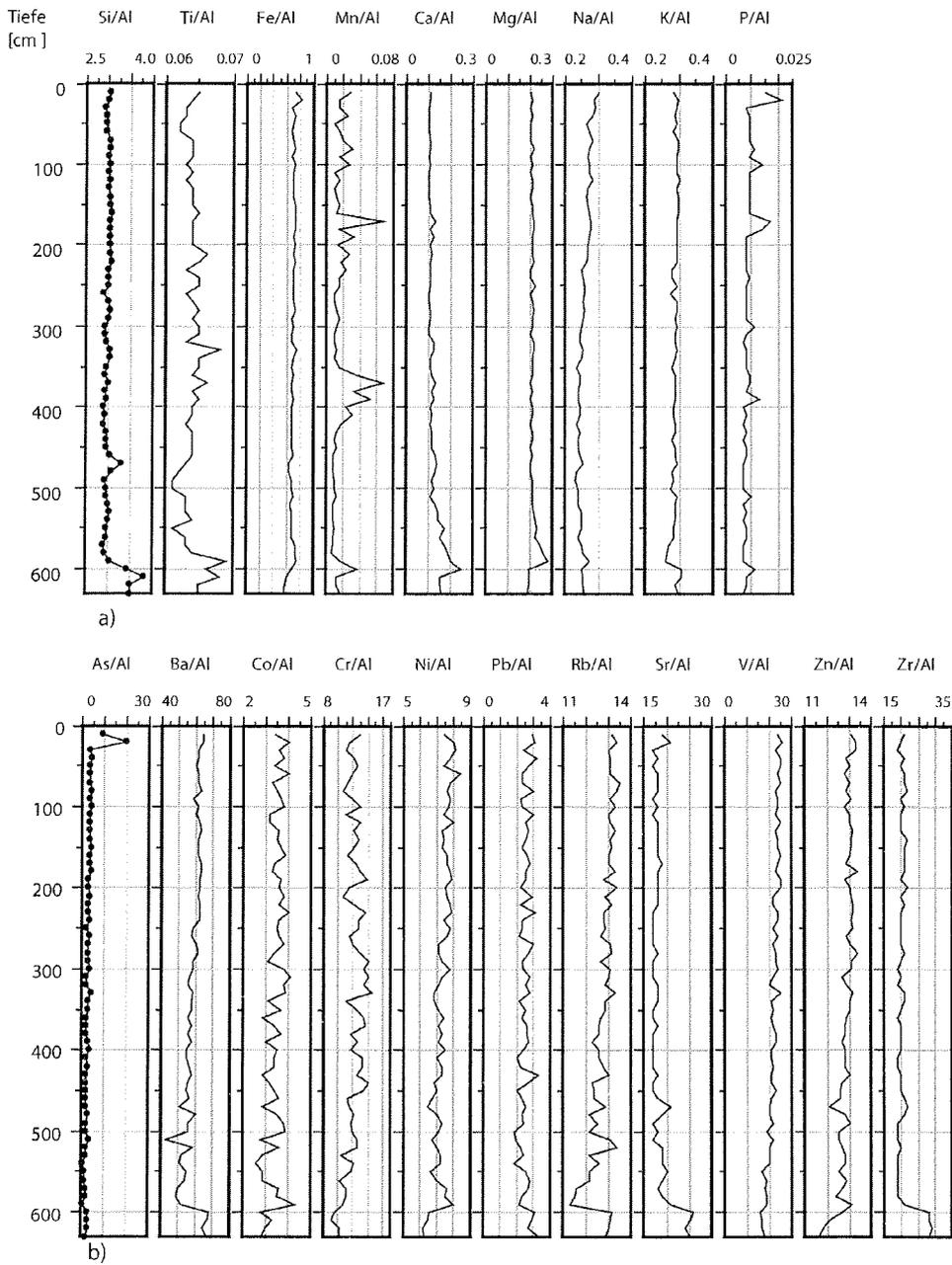


Abb. 4.9 a+b: Element/Al-Verhältnisse des Sedimentkerns PS2476-4; Spurenelement/Al-Verhältnisse b) in $[10^{-4}]$

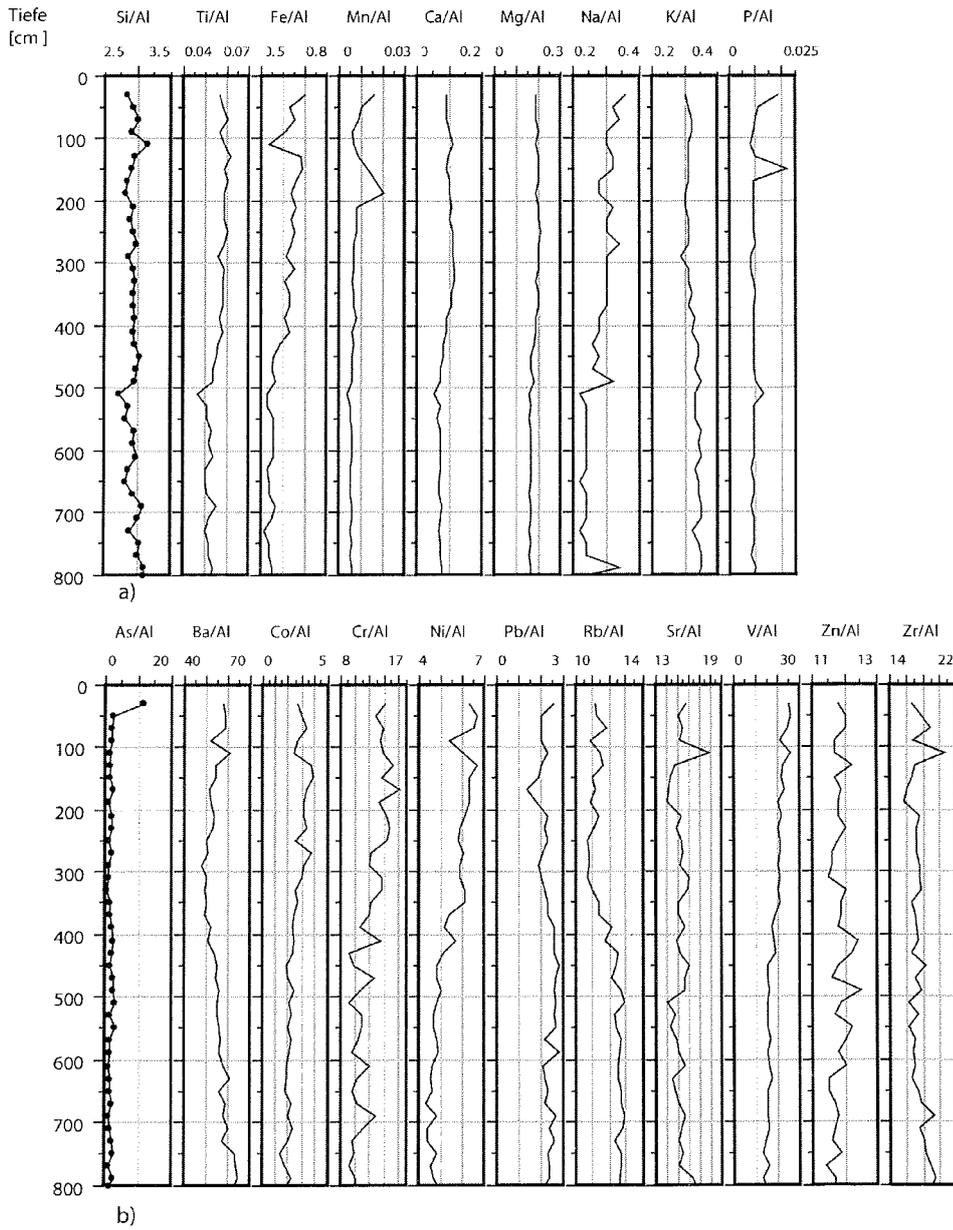


Abb. 4.10 a+b: Element/Al-Verhältnisse des Sedimentkerns PS2458-8; Spurenelement/Al-Verhältnisse b) in $[10^{-4}]$

Ergebnisse

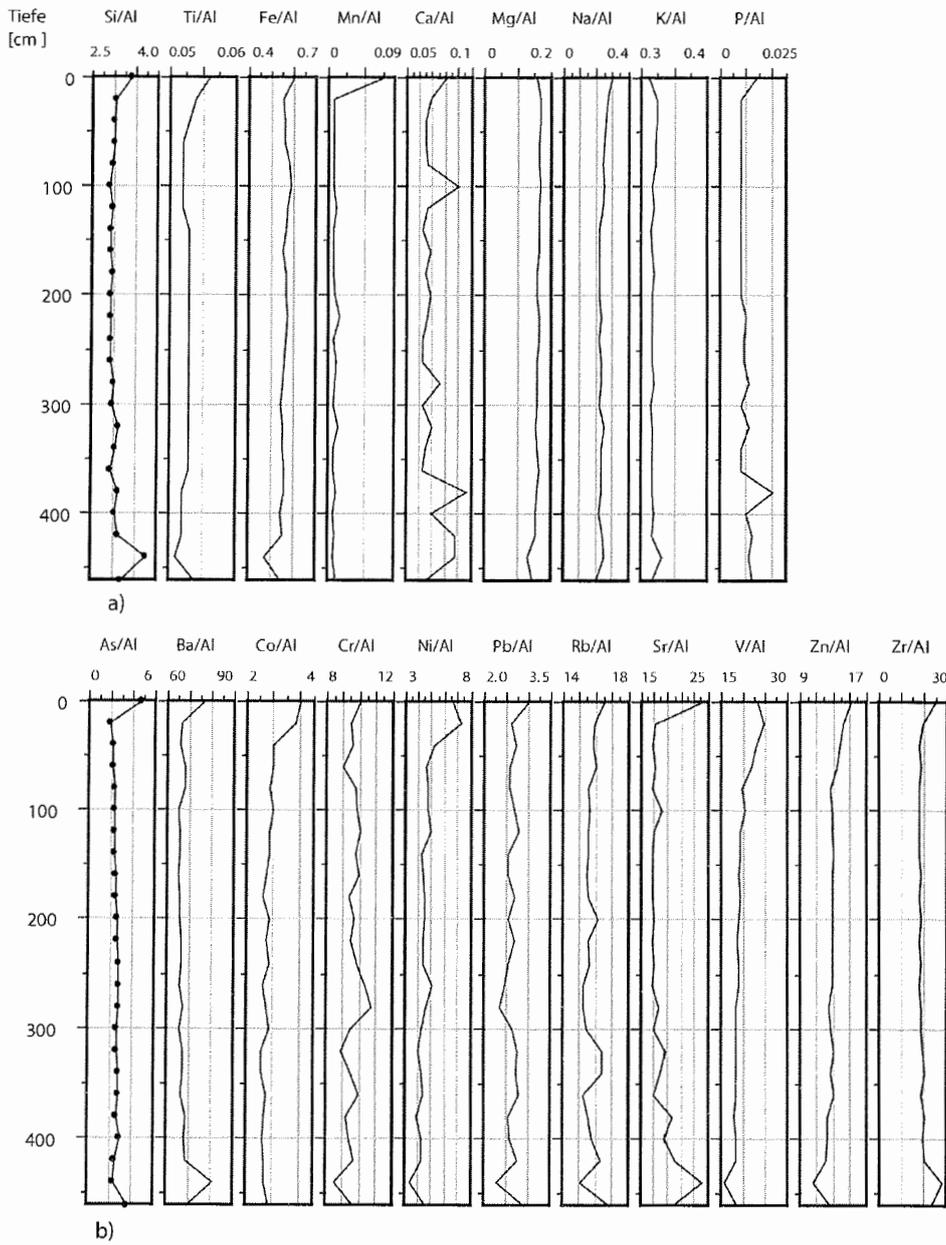


Abb. 4.11 a+b: Element/Al-Verhältnisse des Sedimentkerns PS2725-5; Spurenelement/Al-Verhältnisse b) in 10^{-4}

PS2753-2

In diesem Sedimentkern variieren die Si/Al-Verhältnisse in den unteren 100 cm zwischen 2.4 und 3.6 (Abb. 4.12 a+b). In den oberen 300 cm des Kerns liegt die Schwankungsbreite nur noch bei 2.5 - 3. Die Ti/Al-Verhältnisse zeigen zwischen 700 und 430 cm generell höhere Werte als in den oberen 430 cm, wo konstante Werte um 0.045 vorherrschen. Ein Maximum mit 0.075 ist bei 440 cm Kerntiefe zu erkennen. Einen ähnlichen Kurvenverlauf zeigen die Fe/Al-Verhältnisse mit einem Maximum bei 440 cm und geringen Schwankungen in den ersten 420 cm. Bei den Mn/Al-Verhältnissen fallen die 5 Maxima in 720, 411, 360, 90 und 63 cm Kerntiefe auf. Die Ca/Al-, Mg/Al- und Na/Al-Verhältnisse zeigen sehr wenig Variationen. Die K/Al-Verhältnisse haben ein Minimum von 0.24 bei 440 cm. Die P/Al- und As/Al-Verhältnisse liegen sehr niedrig, mit einem Maximum bei 440 cm ($P/Al = 0.016$, $As/Al = 9 \cdot 10^{-4}$). Der Kurvenverlauf der Ba/Al-Verhältnisse ähnelt dem der K/Al-Verhältnisse. Auffällig bei den Co/Al-Verhältnissen sind die vier Maxima bei 411, 360, 90 und 63 cm Kerntiefe. Die Cr/Al-Verhältnisse liegen zwischen 700 und 650 cm meist zwischen 9 und $11 \cdot 10^{-4}$, steigen dann zwischen 650 und 430 cm auf Werte zwischen 11 und $14 \cdot 10^{-4}$ an und fallen danach wieder auf Werte wie in den unteren 50 cm ab. Die Ni/Al-Verhältnisse zeigen ebenfalls einen Trend zu höheren Werten zwischen 650 und 400 cm, weisen aber in den oberen 400 cm des Kerns starke Variationen auf. Die Pb/Al-, Rb/Al- und Sr/Al-Verhältnisse zeigen einen Trend zu niedrigeren Werten zwischen 650 und 420 cm Kerntiefe. Die V/Al-Verhältnisse sind konstant um $20 \cdot 10^{-4}$ mit einem Maximum bei 440 cm. Die Zn/Al-Verhältnisse fluktuieren zwischen 10 und $15 \cdot 10^{-4}$, die Zr/Al-Verhältnisse zwischen 17 und $26 \cdot 10^{-4}$ (Abb. 4.12 a+b).

PS2757-8

Zwischen 800 und 600 cm treten zwei Lagen mit größeren Si/Al-Verhältnissen (> 3.2) auf (Abb. 4.13 a+b). Bis etwa 330 cm sind die Si/Al-Verhältnisse konstant bei etwa 2.9, unterbrochen von einem starken Maximum von 4.8 bei 525 cm. Der Kernabschnitt von 330 bis 260 cm zeichnet sich durch starke Fluktuationen aus. Der obere Kernabschnitt zwischen 260 und 20 cm ist konstant bei etwa 2.9 mit zwei Maxima bei 180 und 60 cm. Die Ti/Al-Verhältnisse variieren zwischen 0.05

Ergebnisse

und 0.06 nur gering, zeigen aber zwischen 330 und 255 cm die gleichen kurzfristigen Fluktuationen wie auch die Si/Al-Verhältnisse. Die Fe/Al-Verhältnisse weisen drei Maxima bei 644, 614 und 220 cm auf. Auffällig sind die Maxima der Mn/Al-Verhältnisse bei 600, 475, 212 und 39 cm. Auf insgesamt niedrigem Niveau schwanken die Ca/Al-Verhältnisse, wobei die Mg/Al-Verhältnisse mit Werten zwischen 0.1 und 0.22 auch niedrig ausfallen. Die Na/Al-Verhältnisse liegen zwischen 2 und 2.7, während die K/Al-Verhältnisse meist Werte >3 aufweisen. Die Konstanz der P/Al- und As/Al-Verhältnisse wird nur durch drei Maxima bei 644, 614 und 220 cm Kerntiefe unterbrochen. Starke Variationen zwischen 45 und $80 \cdot 10^{-4}$ sind für die Ba/Al-Verhältnisse bei diesem Kern charakteristisch. Auch die Co/Al-Verhältnisse schwanken recht stark zwischen 2 und $5 \cdot 10^{-4}$ und zeigen zwei Maxima bei 286 und 212 cm ($\text{Co/Al} = 9$ bzw. $7 \cdot 10^{-4}$). Herausragende Maxima treten bei den Cr/Al-Verhältnissen nicht auf. Ein Trend zu niedrigeren Ni/Al-Verhältnissen ist bis 614 cm Kerntiefe festzustellen, zwischen 614 und 370 cm sind die Ni/Al-Verhältnisse mit etwa $6 \cdot 10^{-4}$ relativ erhöht. Auffallend sind drei Maxima bei 286, 212 und von 94 bis 60 cm. Die Pb/Al- und Rb/Al-Verhältnisse liegen zwischen 2 und $3 \cdot 10^{-4}$ bzw. 12 und $14 \cdot 10^{-4}$. Die Sr/Al-Verhältnisse bewegen sich zwischen 10 und $20 \cdot 10^{-4}$, die V/Al-Verhältnisse um $20 \cdot 10^{-4}$. Eine Konstanz um $11 \cdot 10^{-4}$ zeigen die Zn/Al-Verhältnisse mit etwas erhöhten Werten zwischen 150 und 60 cm sowie zwischen 740 und 700 cm. Die Zr/Al-Verhältnisse zeigen einen den Si/Al-Verhältnissen ähnlichen Kurvenverlauf.

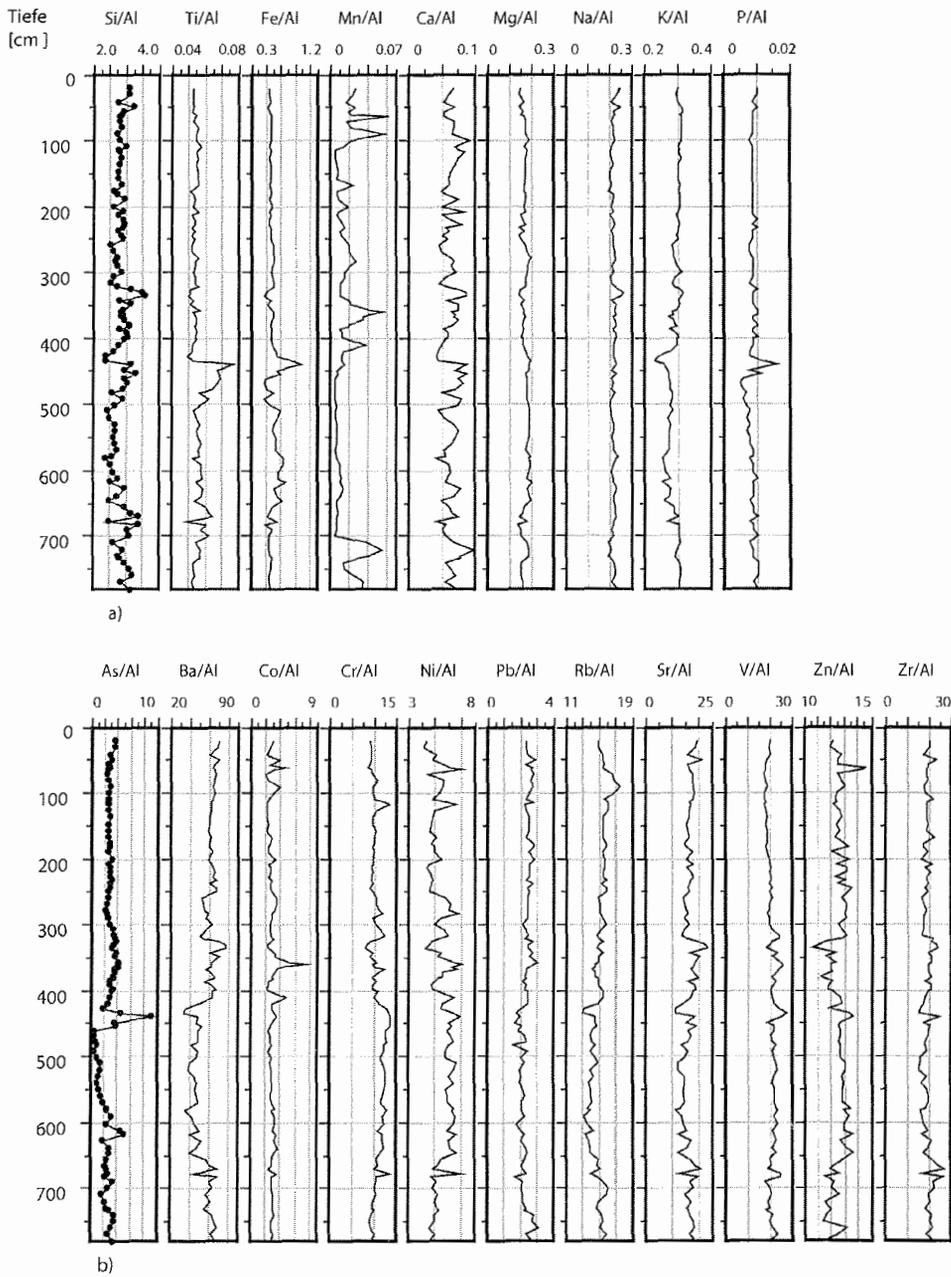


Abb. 4.12 a+b: Element/Al-Verhältnisse des Sedimentkerns PS2753-2; Spurenelement/Al-Verhältnisse b) in $[10^{-4}]$

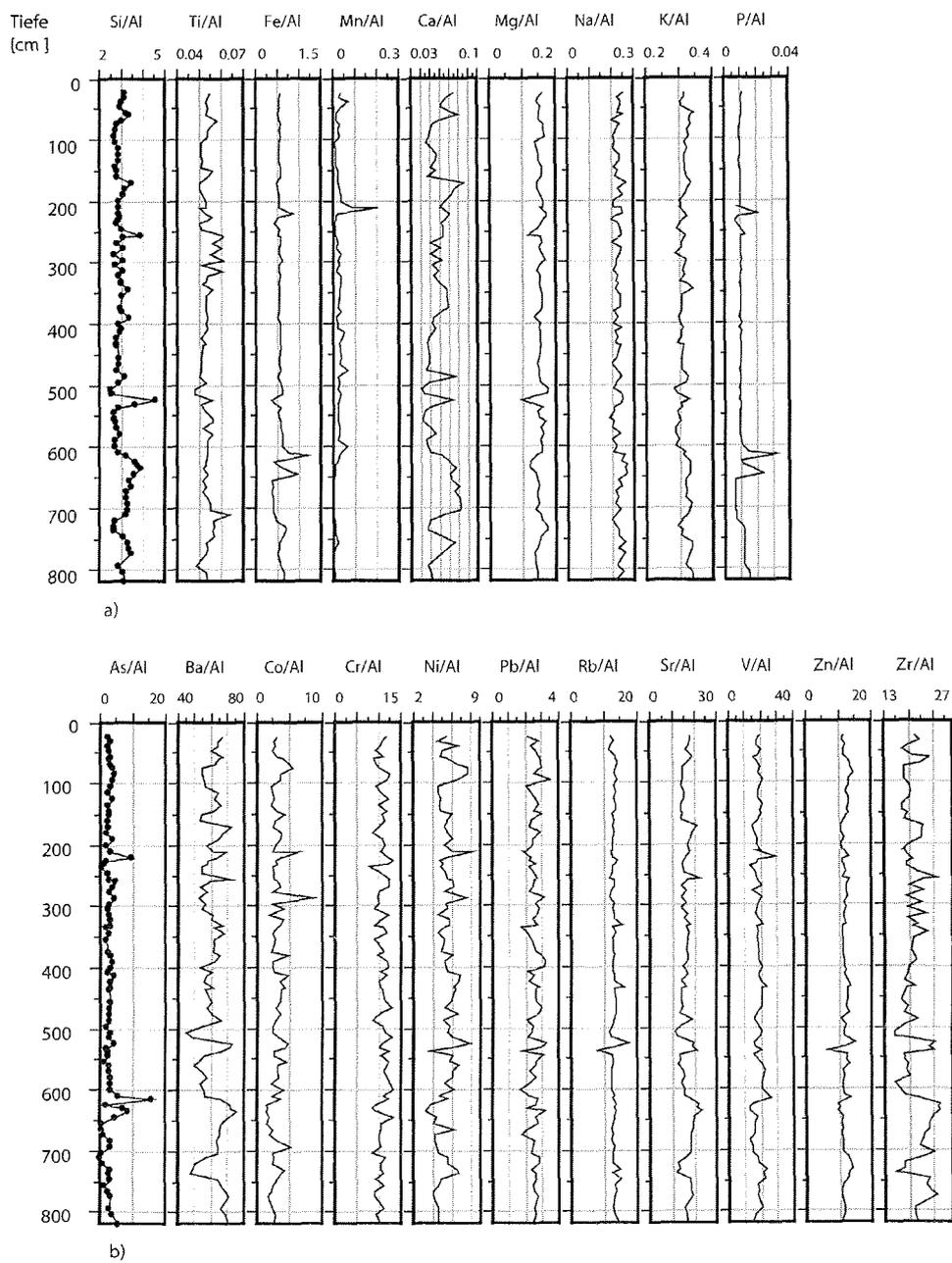


Abb. 4.13 a+b: Element/Al-Verhältnisse des Sedimentkerns PS2757-8; Spurenelement/Al-Verhältnisse b) in $[10^{-4}]$

PS2761-10

Die Si/Al-Verhältnisse liegen im Kern PS2761-10 beinahe durchgängig zwischen 2.6 und 3.2, mit Ausnahme zweier Maxima bei 400 und 200 cm Kerntiefe (Abb. 4.14 a+b). Bei 200 cm zeigen auch die Ti/Al-Verhältnisse ein Maximum. Bei den Fe/Al-Verhältnissen sind die beiden Minima bei 520 und 400 cm auffallend, während die Mn/Al-Verhältnisse ein Maximum bei 400 cm zeigen ($Mn/Al = 0.1$). Die Ca/Al-Verhältnisse bewegen sich beinahe durchweg auf niedrigem Niveau, steigen aber zur Oberfläche hin auf 0.15 an. Die Mg/Al-Verhältnisse variieren leicht um 0.15, zeigen bei 400 cm aber ein ausgeprägtes Minimum. Bei der Kerntiefe von 400 cm ist sowohl bei den Na/Al- als auch den K/Al-Verhältnissen ein Maximum zu erkennen, ansonsten sind die Verhältnisse konstant. Die P/Al- und As/Al-Verhältnisse zeigen wenig Variationen, Ausnahme bildet ein Minimum bei 520 cm. Die Ba/Al-Verhältnisse liegen recht konstant um $65 \cdot 10^{-4}$, zeigen aber bei 400 cm Kerntiefe ein deutliches Maximum. Die Co/Al-Verhältnisse schwanken relativ stark zwischen 2 und $6 \cdot 10^{-4}$. Die Cr/Al-Verhältnisse bilden ein Maximum von $12 \cdot 10^{-4}$ bei 360 cm und ein Minimum von $8 \cdot 10^{-4}$ bei 400 cm. Sowohl die Ni/Al-Verhältnisse als auch die Pb/Al-Verhältnisse zeigen ein Maximum bei 40 cm und zwei Minima bei 400 bzw. 200 cm (Abb. 4.14 a+b). Die beiden Minima sind auch bei den Rb/Al-Verhältnissen zu erkennen. Die Sr/Al-Verhältnisse liegen mit Ausnahme eines Maximums bei 400 cm Kerntiefe zwischen 15 und $20 \cdot 10^{-4}$. Bei den V/Al- und Zn/Al-Verhältnissen zeigen sich Minima bei 400 cm Kerntiefe, während die Zr/Al-Verhältnisse an dieser Stelle ein Maximum ($34 \cdot 10^{-4}$) aufweisen. Ein weiteres Maximum liegt bei 200 cm Kerntiefe.

Ergebnisse

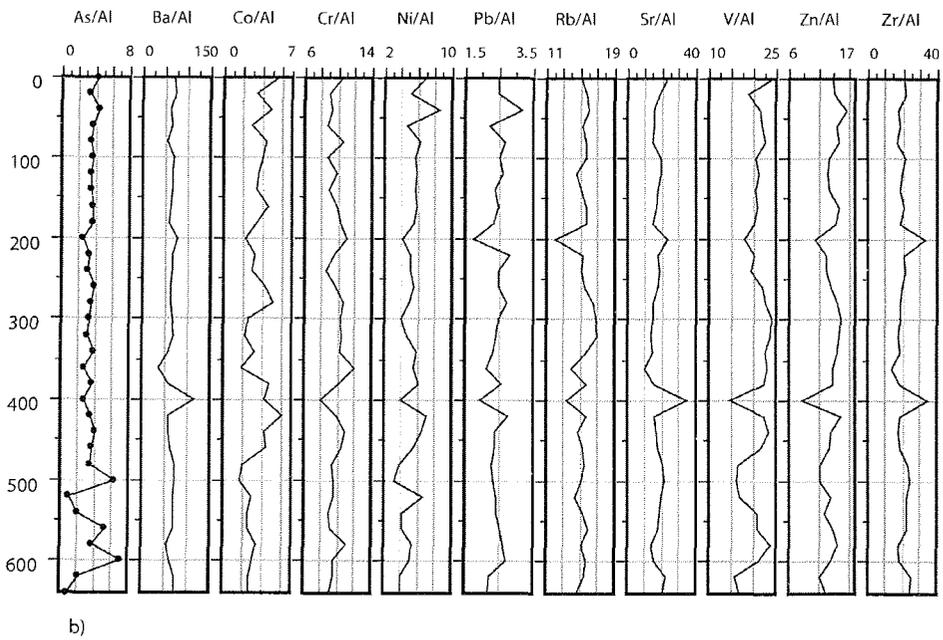
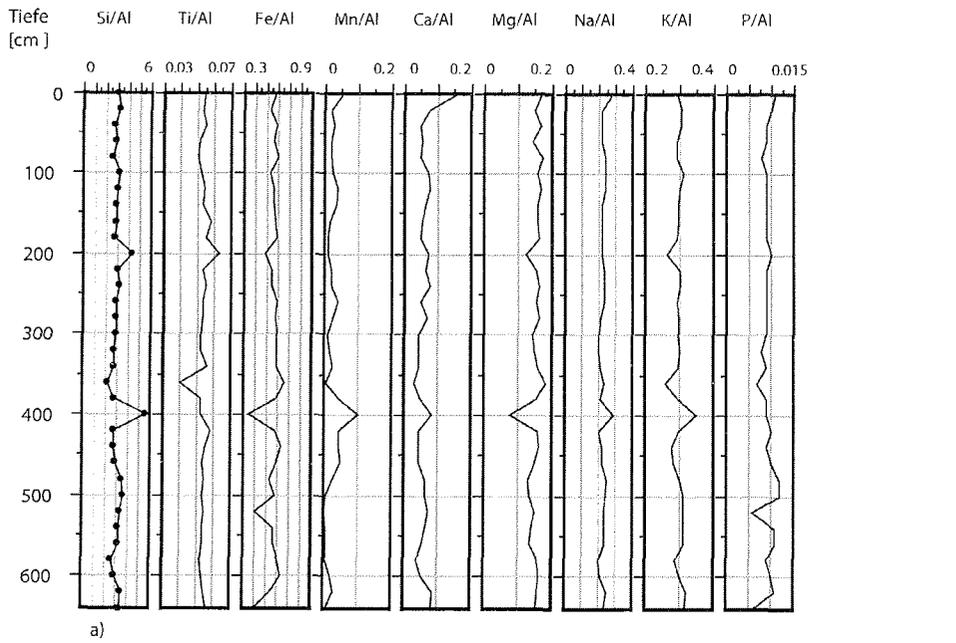


Abb. 4.14 a+b: Element/Al-Verhältnisse des Sedimentkerns PS2761-10; Spurenelement/Al-Verhältnisse b) in 10^{-4}

PS2763-7

Die Si/Al-Verhältnisse haben das stärkste Maximum ($\text{Si/Al} = 4.4$) bei 332 cm (Abb.4.15 a+b). Ein Maximum mit $\text{Ti/Al} = 0.065$ tritt zwischen 160 und 115 cm Kerntiefe auf. Die Fe/Al-Verhältnisse sind bis auf drei Maxima bei 629, 510 und 49 cm mit Werten von 1, 1 und 1.3 annähernd konstant um 0.5. Bei den Mn/Al-Verhältnissen fallen zwei Maxima bei 300 und 43 cm mit Werten bei 0.1 und 0.2 auf. Das Maximum der Ca/Al-Verhältnisse bei 332 cm ($\text{Ca/Al} = 0.11$) fällt mit dem Maximum der Si/Al-Verhältnisse und einem Minimum der Mg/Al-Verhältnisse zusammen, die ansonsten relativ konstant um einen Wert von 0.15 liegen. Die Na/Al- und K/Al-Verhältnisse sind recht konstant. Die P/Al-Verhältnisse weisen drei Maxima bei 629, 510 und 49 cm auf, die auch bei den As/Al-Verhältnissen auftreten. Die Ba/Al-Verhältnisse schwanken zwischen 55 und $75 \cdot 10^{-4}$ und zeigen ein Maximum bei 332 cm. Ein starkes Maximum wie bei den Mn/Al-Verhältnissen in 40 cm Kerntiefe ist auch bei den Co/Al-Verhältnissen festzustellen. Die Cr/Al-Verhältnisse schwanken hier zwischen 8 und $12 \cdot 10^{-4}$. Die Ni/Al-Verhältnisse haben ein Maximum bei 520 cm ($\text{Ni/Al} = 10 \cdot 10^{-4}$) und ein Minimum bei 332 cm ($\text{Ni/Al} = 2.5 \cdot 10^{-4}$). Die Fluktuationen der Pb/Al-Verhältnisse liegen meist zwischen 2 und $2.5 \cdot 10^{-4}$, die Rb/Al-Verhältnisse sind zwischen 310 und 80 cm größer als $15 \cdot 10^{-4}$, ansonsten niedriger. Ein Minimum in den Rb/Al-Verhältnissen ($\text{Rb/Al} = 12 \cdot 10^{-4}$) findet sich bei 332 cm Kerntiefe. Genau in dieser Kerntiefe zeigen die Sr/Al-Verhältnisse ein Maximum. Die V/Al-Verhältnisse steigen zur Oberfläche hin an und weisen zwei Maxima bei 629 und 495 cm auf. Die Zn/Al-Verhältnisse neigen zu etwas höheren Werten im oberen Teil des Kerns relativ zu denen unter 310 cm Kerntiefe. Der Kurvenverlauf der Zr/Al-Verhältnisse ist wieder ähnlich dem der Si/Al-Verhältnisse.

PS2767-4

Die Si/Al-Verhältnisse liegen meist zwischen 2.5 und 3, höhere Verhältnisse sind in einem Maximum bei 590 cm und in einer Lage von 280 bis 200 cm zu finden (Abb. 4.16 a+b). Mit Ausnahme eines Maximums bei 260 cm liegen die Ti/Al-Verhältnisse zwischen 0.05 und 0.06. Die Fe/Al-Verhältnisse weisen Maxima in Kerntiefen von 764, 730, 643, 512, 479, 421, 214 und 46 cm auf. Das Maximum

Ergebnisse

der Mn/Al-Verhältnisse in 40 cm Kerntiefe ist mit 0.8 extrem hoch. Weitere Maxima finden sich in den Tiefen 633, 415, 311, 194 und 116 cm. Die Ca/Al-Verhältnisse sind wie auch die Mg/Al-Verhältnisse sehr niedrig. Na/Al- und K/Al-Verhältnisse sind sehr konstant. Die P/Al-Verhältnisse zeigen maximale Werte in den gleichen Tiefen wie die Fe/Al-Verhältnisse. Die As/Al-Verhältnisse zeigen Maxima bei 643, 421 und 46 cm, Ba/Al-Verhältnisse bei 633 und 40 cm. Die Co/Al-Verhältnisse zeigen drei Maxima in Tiefen von 633, 415 und 40 auf. Die Cr/Al-Verhältnisse weisen Maxima in 774, 672, 600 und 66 cm auf, während die Ni/Al-Verhältnisse dort Maxima aufweisen, wo sowohl die Co/Al- als auch die Cr/Al-Verhältnisse maximal sind. Die Pb/Al- und Rb/Al-Verhältnisse variieren relativ wenig. Die Rb/Al-Verhältnisse sind mit etwa $15 \cdot 10^{-4}$ relativ hoch. Mit Schwankungen zwischen 15 und $20 \cdot 10^{-4}$ weisen die Sr/Al-Verhältnisse nur wenig Variationen auf, einmal abgesehen von einem Maximum in 40 cm Tiefe. Die V/Al-Verhältnisse sind mit Werten um die $20 \cdot 10^{-4}$ relativ konstant, die Zn/Al-Verhältnisse variieren zwischen 11 und $15 \cdot 10^{-4}$ und die Zr/Al-Verhältnisse ähneln in ihrem Kurvenverlauf den Si/Al-Verhältnissen.

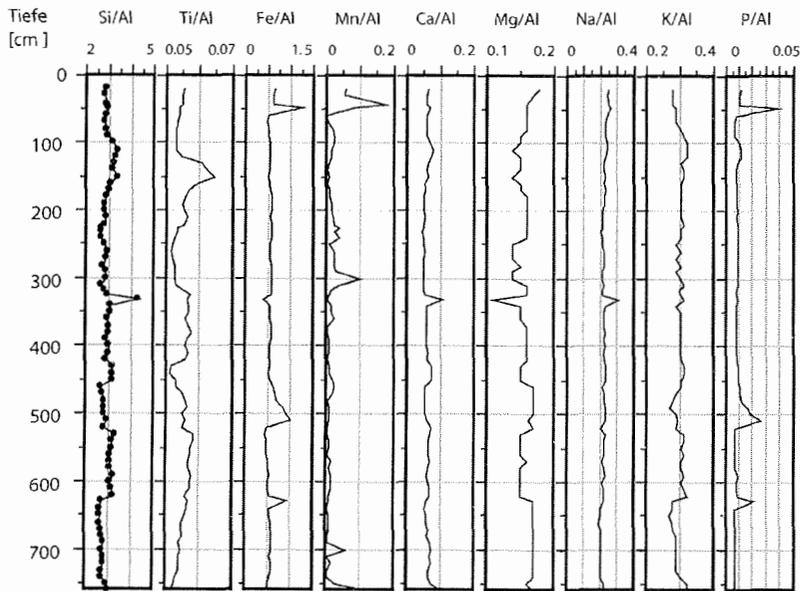
PS2185-3/6

Die Si/Al-Verhältnisse im Kern PS2185-3/6 zeigen starke Variationen in den oberen 300 cm (Abb. 4.17 a+b). Die Schwankungen liegen zwischen 2.8 und 5.2. Auch die Ti/Al-Verhältnisse zeigen starke Veränderungen in den oberen 300 cm zwischen Ti/Al: 0.045 – 0.07. Die Fe/Al-Verhältnisse weisen einen den Si/Al-Verhältnissen entgegengesetzten Kurvenverlauf in den oberen 300 cm Kern auf. Schwankungen zwischen 0.005 und 0.08 bei den Mn/Al-Verhältnissen finden sich den ganzen untersuchten Kern hindurch. Die Ca/Al- und Mg/Al-Verhältnisse zeigen zwei ausgeprägte Maxima bei 220 und 10 cm Kerntiefe. Die K/Al-Verhältnisse variieren zwischen 0.25 und 0.35, während die Na/Al-Verhältnisse nahezu konstant sind. Die P/Al-Verhältnisse weisen ein ausgeprägtes Minimum bei 310 cm auf, während die As/Al-Verhältnisse nahe der Nachweisgrenze stark schwanken. Der Kurvenverlauf der Ba/Al-Verhältnisse ist denen der Si/Al-Verhältnisse sehr ähnlich, während die Co/Al-Verhältnisse den Mn/Al-Verhältnissen in ihrem Verlauf stark ähneln. Die Cr/Al-Verhältnisse zeigen Schwankungen in den oberen 300 cm, während die Ni/Al-Verhältnisse zwischen

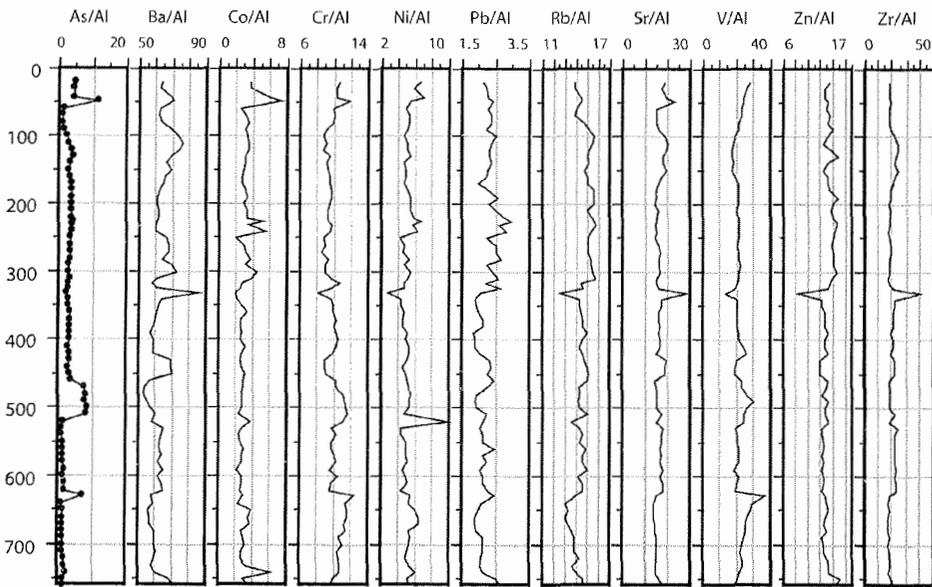
Ergebnisse

3.5 und $10 \cdot 10^{-4}$ variieren. Die Pb/Al-Verhältnisse sind wie die Rb/Al-Verhältnisse in den oberen 300 cm etwas niedriger als in den unteren, gemessenen 300 cm. Variationen zwischen 15 und $30 \cdot 10^{-4}$ treten bei den Sr/Al-Verhältnissen auf. Die V/Al-Verhältnisse weisen ein starkes Minimum bei 150 cm auf. Die Zn/Al-Verhältnisse sind denen von Zr/Al entgegengesetzt.

Ergebnisse



a)



b)

Abb. 4.15 a+b: Element/Al-Verhältnisse des Sedimentkerns PS2763-7; Spurenelement/Al-Verhältnisse b) in $[10^{-4}]$

Ergebnisse

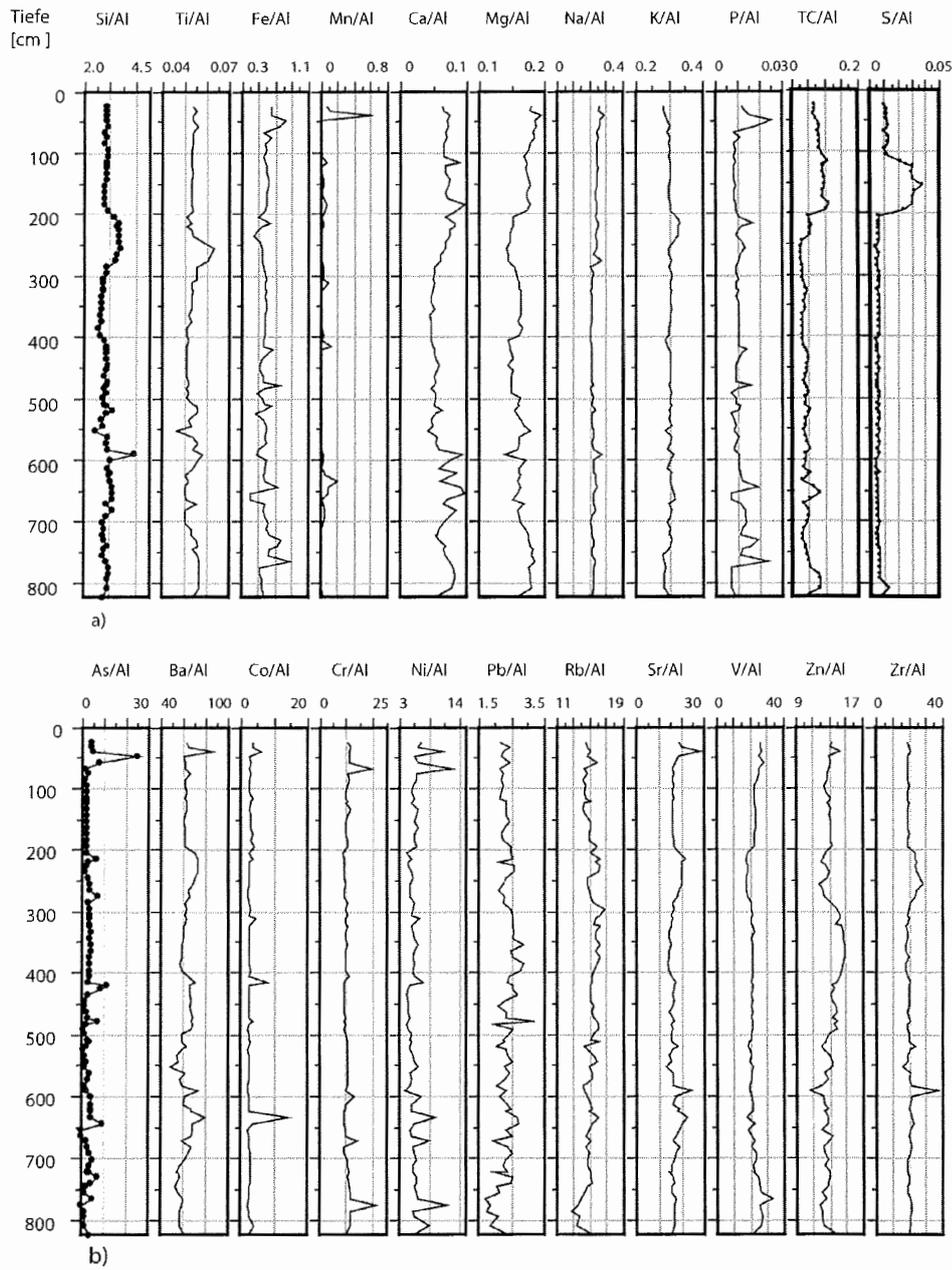


Abb. 4.16 a+b: Element/Al-Verhältnisse des Sedimentkerns PS2767-4;
Spurenelement/Al-Verhältnisse b) in 10^{-4}

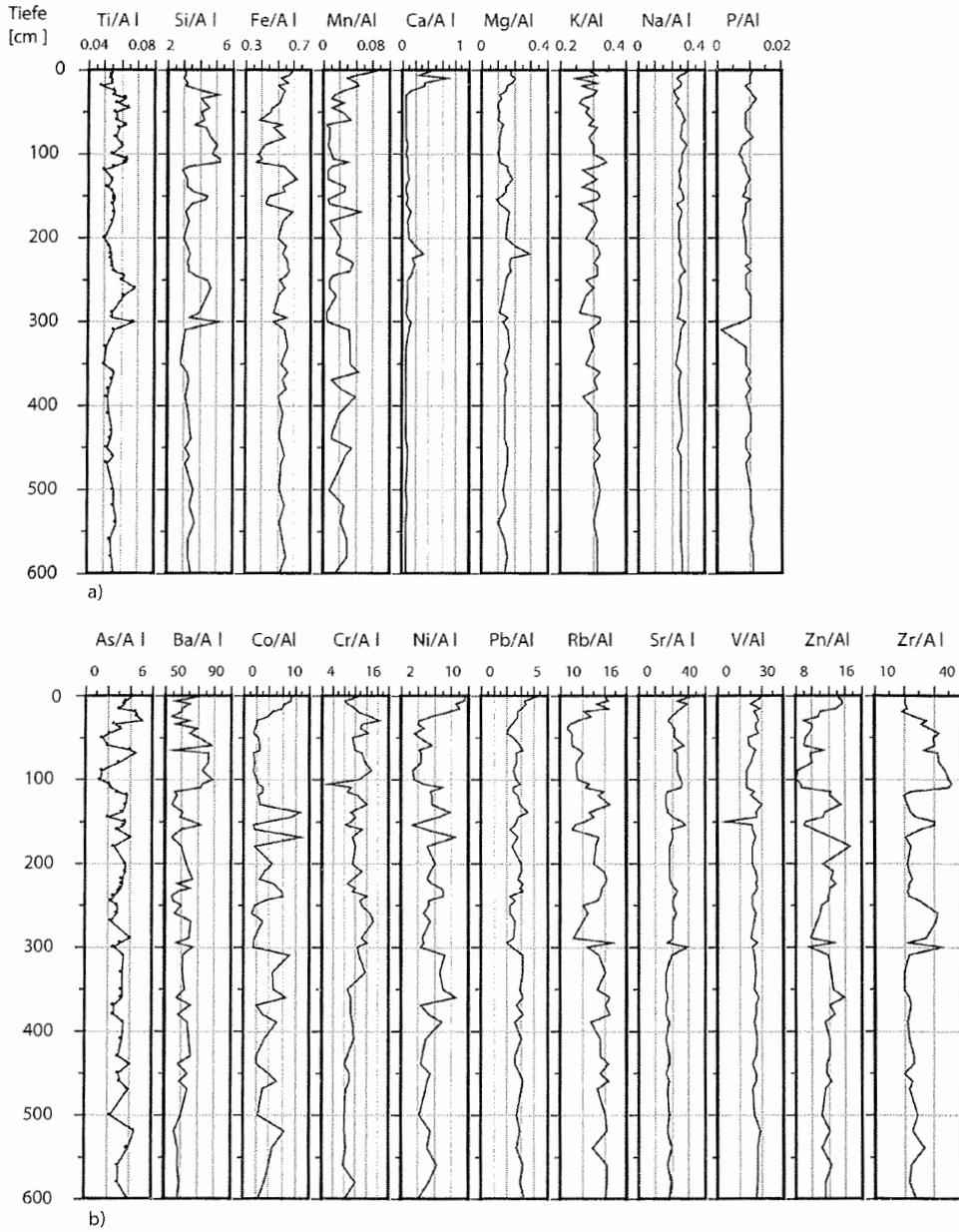


Abb. 4.17 a+b: Element/Al-Verhältnisse des Sedimentkerns PS2185-3/6; Spurenelement/Al-Verhältnisse b) in $[10^{-4}]$

5. Diskussion

Die Elementzusammensetzung der Sedimente im östlichen Arktischen Ozean wird zum einen durch die Geologie des Liefergebietes und die Transportwege bestimmt und zum anderen durch diagenetische Prozesse nach der Ablagerung des Materials beeinflusst. Daher werden im folgenden (1) die Rekonstruktion der Liefergebiete und der Transportmechanismen der Terrigenfraktion und deren räumliche und zeitliche Variabilität sowie (2) die diagenetischen Vorgänge diskutiert.

Maßgebend für den Eintrag terrigenen Materials in den östlichen Arktischen Ozean sind die sibirischen Flüsse. Ob, Yenisei und Lena sind die größten Flüsse, die in die Randmeere des östlichen Arktischen Ozeans münden. 30% des in den Arktischen Ozeans eingetragenen Süßwassers wird allein durch diese drei Flüsse eingebracht (Gordeev et al. 1996). Ob und Yenisei entwässern ihre Materialfracht in die Kara-See, während Lena, Khatanga, Anabar, Olenek und Yana in die Laptev-See münden.

5.1. Rezente Verteilung der Elemente und Transportmechanismen im östlichen Arktischen Ozean

Al, Si und Ca gehören zu den Hauptelementen in Sedimenten. Diese Elemente können genutzt werden, um Sedimente in Bezug auf die Hauptkomponenten zu charakterisieren (Brumsack 1989). Dabei sind die Elemente als Stellvertreter für bestimmte Sedimentbestandteile zu sehen: Al spiegelt den Tonanteil im Sediment wider, Si den Quarz- und/oder Opal-Gehalt und Ca den Anteil an Carbonaten. Aus diesem ternären System läßt sich ein Trend zu carbonatarmen Sedimenten im Arbeitsgebiet herleiten (Abb. 5.1). Verglichen mit dem Tonschiefer zeigen Kara- und Laptev-See in den Sedimenten nur sehr geringe Mengen an Ca (Taylor und McLennan 1985). Das weist darauf hin, dass die Sedimente des östlichen Arktischen Ozeans nur sehr wenig Carbonat enthalten, was sich durch direkte Carbonat-Bestimmungen auch bestätigt (Stein 1996). Im zentralen Arktischen Ozean wie auch am Kontinentalrand der Barents-See treten höhere Ca/Al-

Rezente Verteilung der Elemente

Verhältnisse als in der Kara- und Laptev-See auf. Diese können im Bereich der Barents-See auf biogene Bildung von Kalkschalern wie z.B. Foraminiferen zurückgeführt werden (Wollenburg 1995, Stein 1996). Die Carbonat-Fazies im zentralen Arktischen Ozean dagegen ist wahrscheinlich z.T. auch durch terrigenen Eintrag entstanden (Vogt 1997).

Bedingt durch die niedrigen Opalgehalte in den Schelf- (bis zu 6% in der Laptev-See, Nürnberg et al. 1994) und Tiefseesedimenten (selten bis 9%, Nürnberg et al. 1994) ist der weitaus größere Anteil des Si im Quarz gebunden. Hieraus resultiert die gute Korrelation zwischen Si und Sandanteil im Arktischen Ozean bzw. den Randmeeren (Abb. 5.2).

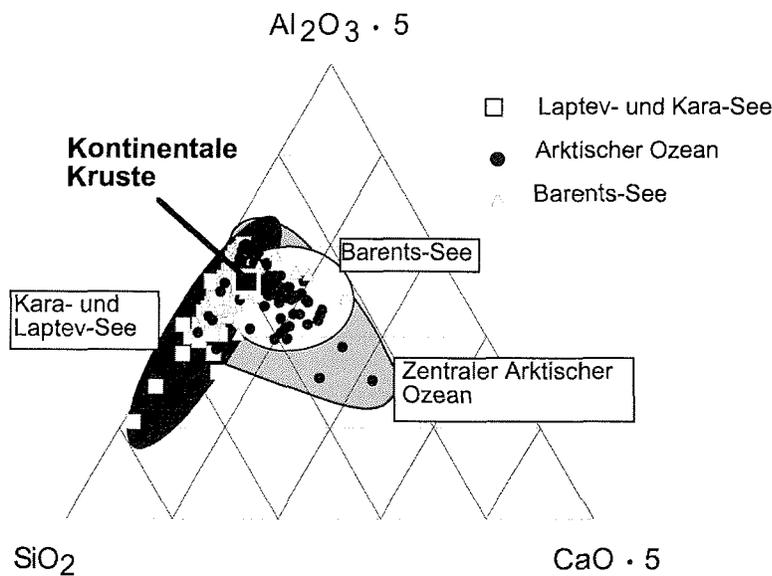
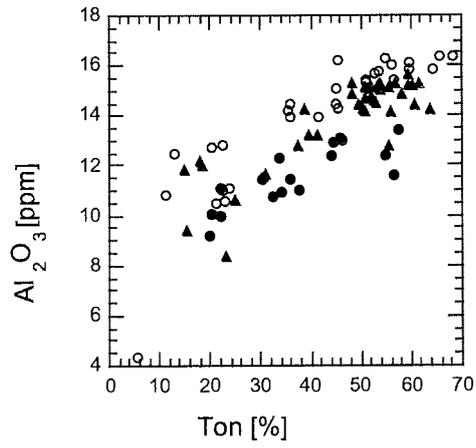


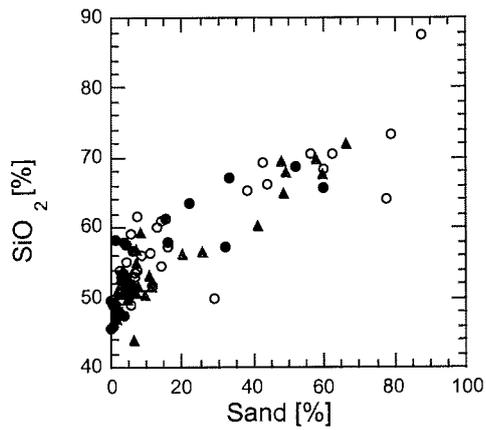
Abb. 5.1: Ternäres System aus den Elementen Al, Si, Ca, dargestellt als Oxide, zur Charakterisierung der Sedimente.

Al dagegen findet sich in der Feinfraktion wieder, worauf die gute Korrelation zwischen Al und Tongehalt hinweist (Abb. 5.2). Die Sedimente können als stark terrigen geprägt betrachtet werden, wobei Schwankungen im Al- und Si-Gehalt auf wechselnde Korngrößenverhältnisse im Sediment zurückgeführt werden können.

Rezente Verteilung der Elemente



- Kara-See Expedition 1997 R= 0.80
- Laptev-See ARK-IX/4 R= 0.88
- ▲ Laptev-See ARK-XI/1 R= 0.85



- Kara-See Expedition 1997 R= 0.79
- Laptev-See ARK-IX/4 R= 0.88
- ▲ Laptev-See ARK-XI/1 R= 0.93

Rezente Verteilung der Elemente

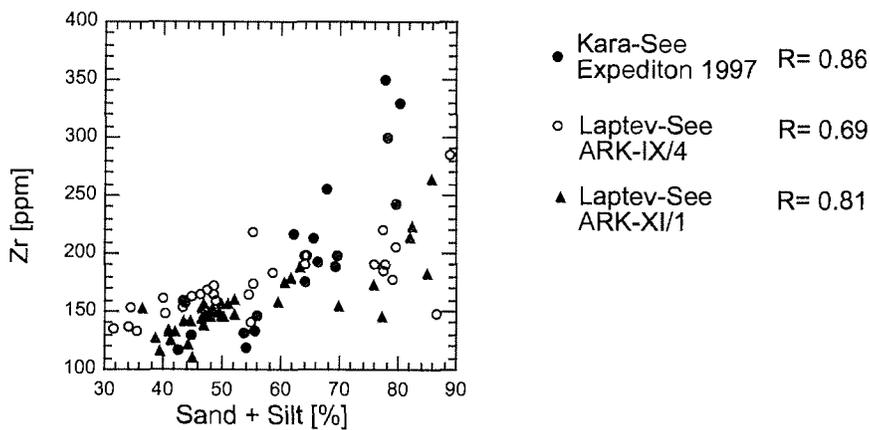


Abb. 5.2: Korrelationen von Al und Ton (<2 μ m), Si und Sand (>63 μ m) und Zr und Silt+Sand aus ausgewählten Datensätzen.

Kara-See

Die Elemente Ti, Fe, Mn, Mg, Co, Cr, Ni, und V sind in Sedimenten der Kara-See im Vergleich zu den Sedimenten der Laptev-See angereichert (Abb. 5.3). Infolgedessen muss partikuläres Material mit einer ähnlichen Zusammensetzung wie die Kara-See-Sedimente in die Kara-See eingetragen worden sein, wobei die Flüsse als größter Lieferant für Material in dieser Region angesehen werden können. Diese entwässern im Hinterland der Kara-See das Putoran-Gebirge, das zu einem großen Teil aus Flutbasalten und Tuffen besteht. Verglichen mit der Zusammensetzung der kontinentalen Kruste sind die Elemente in den Flutbasalten des Putoran-Gebirges stark angereichert (Taylor and McLennan 1985, Lightfoot et al. 1990). Diese Elemente sind auch in den Sedimenten der Kara-See erhöht. Das verwitterte basaltische und tuffige Material aus dem Putoran-Gebirge wird vom Yenisei in die Kara-See transportiert, was an den erhöhten Ni/Al- und Mg/Al-Verhältnissen in den Sedimenten des inneren Ästuars gezeigt werden kann (Abb. 4.4). Die in der ganzen Kara-See erhöhten Fe/Al-, Cr/Al- und Ti/Al-Verhältnisse sind ein weiteres Indiz für Material aus dem Putoran-Gebirge (Abb. 4.3). Die Ca/Al-Verhältnisse sind im inneren Yenisei-Ästuar vergleichsweise hoch gegenüber der Laptev-See, obwohl die Carbonat-Gehalte mit 0.0 – 2.4 % CaCO₃ sehr gering sind. Das deutet auf einen hohen Anteil von Ca in der mineralischen

Rezente Verteilung der Elemente

Matrix hin, was ein weiterer Beleg für Material aus dem Putoran-Gebirge ist. Die geringeren K/Al- und Rb/Al-Verhältnisse in Sedimenten des Yenisei-Ästuars bestätigen die Herkunft des Materials aus den Flutbasalten, da sich diese durch sehr geringe K- und Rb-Konzentrationen auszeichnen. Weitere Belege finden sich in der Tonmineralverteilung in Sedimenten der Kara-See, die sehr hohe Gehalte an Smektit aufweisen (Abb. 5.4, Wahsner et al. 1999).

Im Ob-Ästuar sind die Element/Al-Verhältnisse an Rb, K und Zr höher, die an Ni, Mg und Ca niedriger als im Yenisei-Ästuar (Schoster und Stein 1999), was wahrscheinlich auf eine veränderte mineralische Zusammensetzung der Liefergebiete hindeutet. Plagioklase und Pyroxene weisen höhere Ca-, Ni- und Mg-Gehalte auf, während K und Rb in Orthoklasen höhere Konzentrationen erreichen (Mattes 1990). Damit sind die Liefergebiete des terrigenen Materials im Ob-Einzugsgebiet reicher an Orthoklasen als im Hinterland des Yenisei. Der Yenisei entwässert das Putoran-Gebirge, der Ob allerdings nicht. Aber auch der Ob transportiert große Mengen an Smektit in die Kara-See (Abb. 5.4; Levitan et al. 1996, Müller und Stein 1999, Wahsner et al. 1999). Daher scheint es noch eine weitere Quelle für verwittertes basaltisches Material im Ob-Einzugsgebiet zu geben, die in der verfügbaren Literatur nicht beschrieben ist (Churkin et al. 1981, Treshnikov 1985).

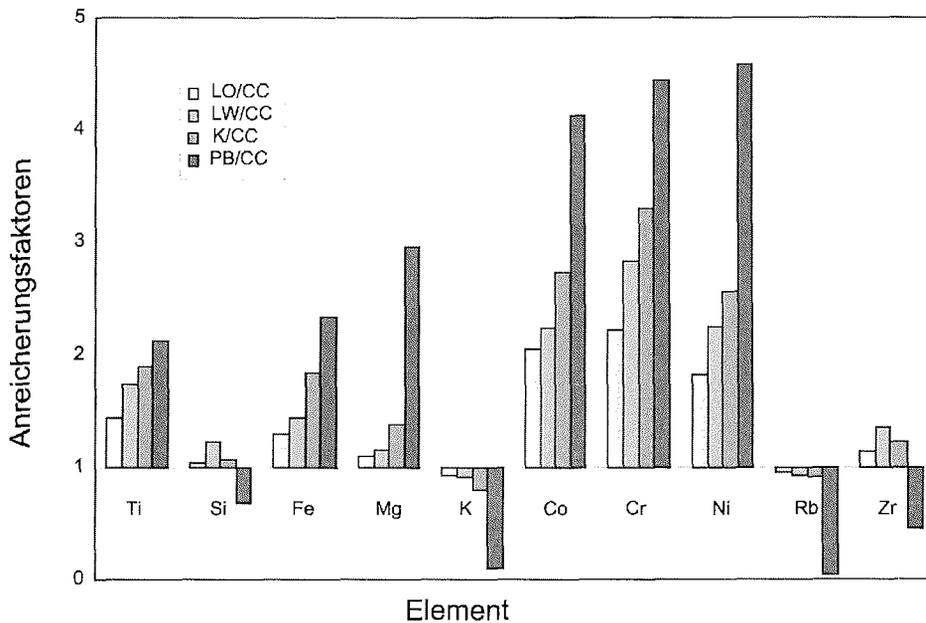


Abb. 5.3: Anreicherungs-faktoren von Elementen in Sedimenten verschiedener Regionen oder Gesteinen, bezogen auf die Kontinentale Kruste (LO: östliche Laptev-See, LW: westliche Laptev-See, K: Kara-See, PB: Basaltgestein aus dem Putoran-Gebirge nach Lightfoot et al. 1990, CC: kontinentale Kruste nach Taylor und McLennan 1985).

Die Mn/Al-Verhältnisse sind fast in der ganzen Kara-See, mit Ausnahme der inneren Ästuarie von Ob und Yenisei, sehr hoch (Abb. 4.5). In der nördlichen und zentralen Kara-See ist ein Vorkommen von Fe-Mn-Knollen festgestellt worden (Levitan et al. 1995, Stein und Stepanets 2000). Die Ursachen für diese beiden Befunde können in einer fröhdiagenetischen Umsetzung von eingetragendem TOC und einer anschließenden Freisetzung von reduziertem Mn in die Wassersäule begründet sein. Das reduzierte Mn wird in der Wassersäule oxidiert und in Form von Fe-Mn-Knollen fixiert (Ponter et al. 1990).

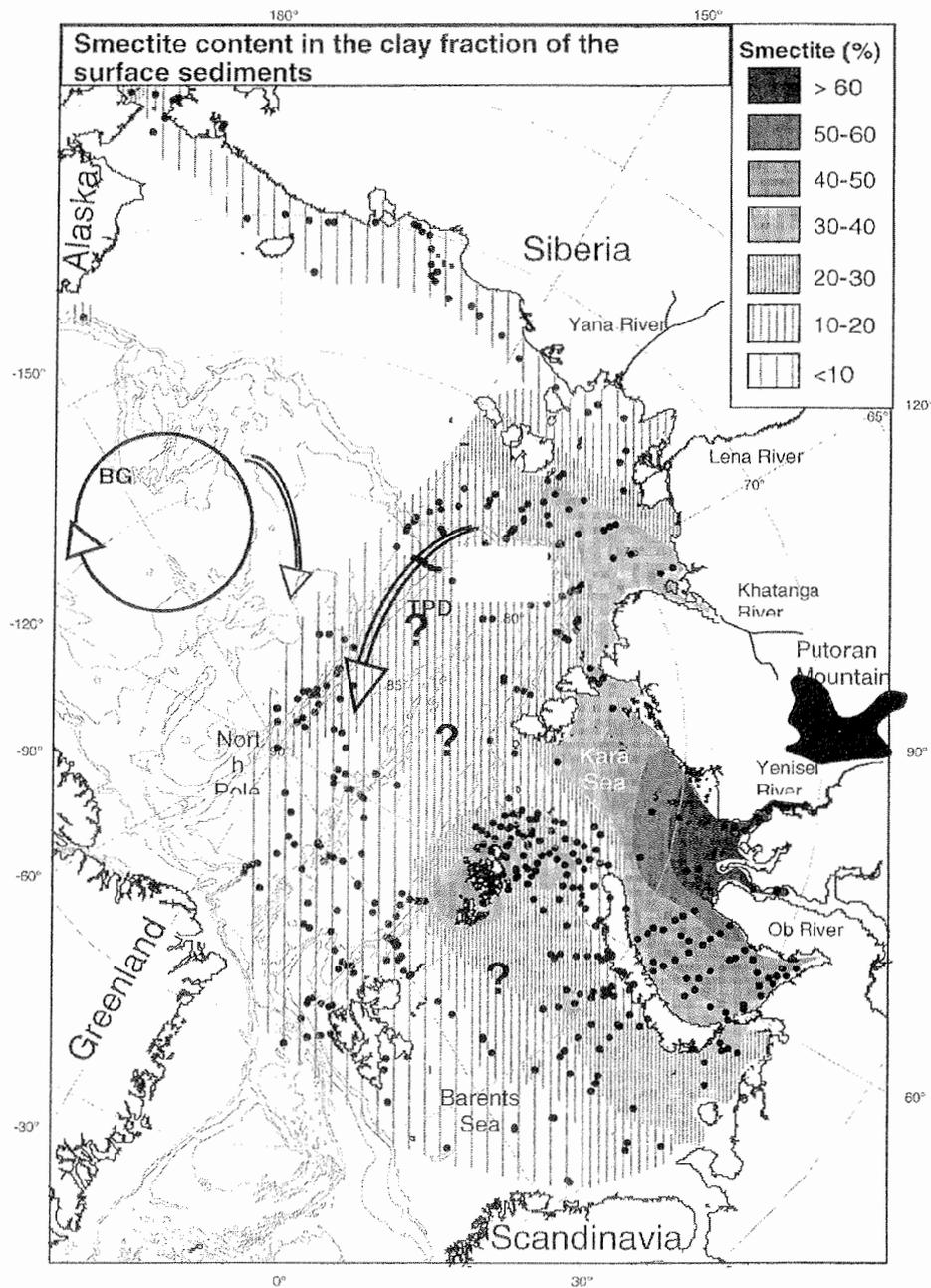


Abb. 5.4: Smektit-Verteilung in der Tonfraktion der Sedimente des östlichen Arktischen Ozeans (aus Wahsner et al. 1999).

Eine weitere Erklärung für die hohen Mn/Al-Verhältnisse in weiten Teilen der Kara-See könnten die hohen Strömungsgeschwindigkeiten darstellen, die während der

Schmelzphase im Juni auftreten (Lisitzin 1995, Rachold et al. 1996). Dabei werden die terrigenen Partikel weiter in die Kara-See hinaus transportiert, die Süßwasserfahne wird vermutlich kurzfristig weiter nach Norden verschoben, und damit sedimentieren auch die leichten flockigen Niederschläge aus Fe- und Mn-Oxyhydroxiden erst weiter nördlich.

Laptev-See

Anhand der Verteilung der Ca/Al-Verhältnisse in den Sedimenten läßt sich die Laptev-See bei etwa 120° Ost in einen westlichen und einen östlichen Teil unterteilen. Auch die mineralogische Zusammensetzung deutet auf diese Zweiteilung hin (Behrends et al. 1999, Wahsner et al. 1999). Der westliche Teil ist mit Smektit und Klinopyroxen angereichert und hat auch die höheren Ca/Al-Verhältnisse (Abb. 5.4 und 4.1). Die Laptev-See wird im Westen durch die Flüsse Khatanga und Anabar beliefert. Der Khatanga entwässert das Putoran-Gebirge und trägt das verwitterte basaltische Material ein. Der Anabar transportiert Material u.a. vom Anabar-Schild mit den darin enthaltenen Plagioklasen in die westliche Laptev-See. Elemente wie Fe, Ni, Co und Cr, die in der Kara-See erhöhte Element/Al-Verhältnisse aufweisen, sind auf dem flacheren Schelfgebiet der westlichen Laptev-See wenig oder gar nicht erhöht, verglichen mit der östlichen Laptev-See. Dagegen sind sie entlang des Kontinentalhanges der westlichen Laptev-See erhöht. Eine Erklärung wäre, dass das feine Material resuspendiert und weiter transportiert werden kann. Am Kontinentalhang der westlichen Laptev-See treten höhere Ni/Al-, Cr/Al- und Co/Al-Verhältnisse auf. Diese Elemente sind in der Feinfraktion von Sedimenten angereichert, wie Hild (1997) an Sedimenten des deutschen Wattenmeeres zeigen konnte. Zudem ist der Sandanteil im flachen Schelfgebiet der westlichen Laptev-See höher als in der östlichen, was auf eine Resuspension des feineren Materials hindeutet (Lindemann 1994, Müller 1999). Es könnte zum Kontinentalhang transportiert und dann im tieferen Wasser abgelagert worden sein.

Rezente Verteilung der Elemente

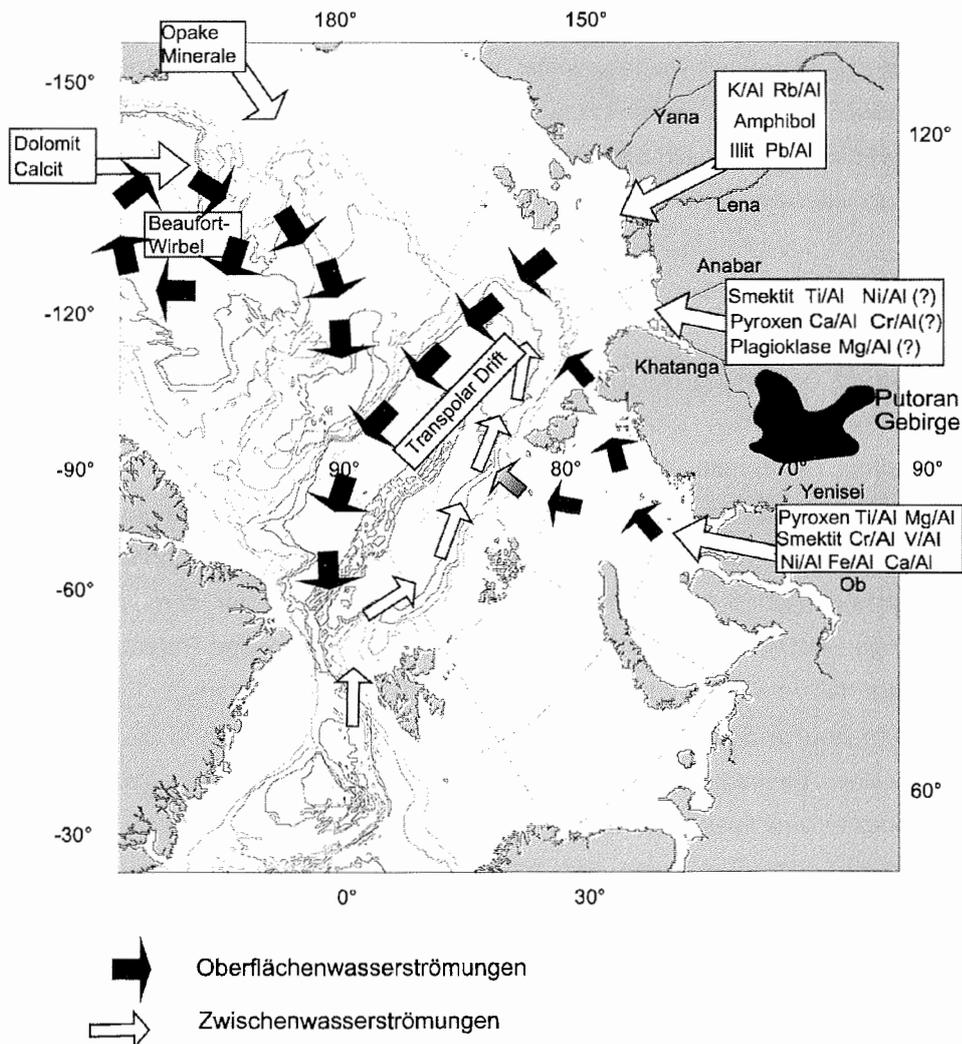


Abb. 5.5: Verschiedene Liefergebiete für terrigenes Material, das in den Arktischen Ozean eingetragen wird, mit den entsprechenden, untereinander relativen Besonderheiten in Mineralogie und Haupt- und Spurenelementzusammensetzungen (Amphibol, opake Minerale aus Behrends et al. 1999; Pyroxen, Calcit, Dolomit aus Vogt 1997; Illit, Smektit aus Wahsner et al. 1999; Haupt- und Spurenelemente aus Rachold 1999 (Flüsse) und diese Arbeit). Fragezeichen deuten Anreicherungen in der Partikelfracht der Flüsse an, die aber in den Schelfsedimenten so nicht wiedergefunden werden.

Zusätzlich kann das ursprüngliche Material aus dem Khatanga-Eintrag durch Material, das als typisch für das Lena-Einzugsgebiet gilt, verdünnt werden. ^{87/86} Sr-

Rezente Verteilung der Elemente

Isotopen-Daten lassen den Schluss zu, dass etwa 70% der Sedimente des westlichen Laptev-See-Schelfes aus dem Einzugsgebiet der Lena stammen (Eisenhauer et al. 1999). Zusätzlich dazu kann die Anreicherung der Elemente am Kontinentalhang der westlichen Laptev-See auch durch einen Eintrag aus der Kara-See via Vilkitzky-Straße herrühren (Abb. 4.4 und Abb. 5.5).

Das Einzugsgebiet der Lena umfaßt neben quartären Sedimenten auch mesozoische Sedimentgesteine, Molassen und kristalline Grundgebirge (Churkin et al. 1981, Treshnikov 1985, Duzikhov und Strunin 1992). Die chemische Zusammensetzung ist daher ähnlich der kontinentalen Kruste (Taylor und McLennan 1985, Rachold et al. 1996). Daher sind die K/Al- und Rb/Al-Verhältnisse in der östlichen Laptev-See gegenüber denen der westlichen Laptev-See und der Kara-See z.T. deutlich erhöht (Abb. 5.3). Die Anreicherungsfaktoren zeigen einerseits den dominanten Eintrag der Lena in die östliche Laptev-See durch die Ähnlichkeit der Sedimentzusammensetzung mit der der kontinentalen Kruste (Rachold et al. 1996, Rossak 1999), andererseits weisen die Anreicherungsfaktoren der Elemente in Sedimenten der Kara-See auf den Eintrag von Material aus dem Putoran-Gebirge hin. Daher können die Sedimente der westlichen Laptev-See als eine Mischung aus den beiden verschiedenen Einzugsgebieten betrachtet werden (Eisenhauer et al. 1999).

Zentraler Arktischer Ozean

Die Si/Al- und Zr/Al-Verhältnisse sind im zentralen Arktischen Ozean im allgemeinen niedriger als auf den Schelfgebieten. Beide Elemente kommen hauptsächlich in Quarz bzw. Zirkon vor, die aufgrund ihrer großen Dichte kaum durch Strömungen über weite Strecken transportiert werden können und in erster Linie auf den Schelfen abgelagert werden. An einigen Positionen auf dem Lomonosov- und Gakkel-Rücken sind die Si/Al- und Zr/Al-Verhältnisse erhöht, was entweder durch hohe Strömungsgeschwindigkeiten oder durch Eistransport von Schelfmaterial verursacht sein kann. Bei starken Strömungen würden allerdings Elemente, die vorwiegend in der Feinfraktion gebunden sind (K, Mg, Fe, Ni, Cr, Rb), deutlich geringere Gehalte aufweisen. Ein Vergleich zwischen Element/Al-

Rezente Verteilung der Elemente

Verhältnissen von Sedimenten des Lomonosov-Rückens und der östlichen Laptev-See zeigt bei den Elementen Ti, K, Cr, Rb, Zn und Ba ähnliche Werte, während Si und Zr etwas geringere Werte auf dem Lomonosov-Rücken aufweisen (Abb. 5.6). Die Elemente Mn, Fe, Co, Pb und Ni sind in den Sedimenten des Lomonosov-Rückens in ihren Element/Al-Verhältnissen z.T. stark erhöht. Das geht auf den starken Eintrag von gelöstem Mn durch die Lena zurück. Die durchschnittliche Mn-Konzentration im Lenawasser ist etwa doppelt so hoch wie im Durchschnitt der Flüsse weltweit (Martin und Whitfield 1983, Hölemann et al. 1999). In der Mündung der Lena wird das gelöste Mn wegen der ansteigenden Salinität ausgefällt (Chester 1990, Lisitzin 1995). Die partikulären Mn-Oxyhydroxide werden zusammen mit dem anderen terrigenen Material auf dem Laptev-See-Schelf verteilt. Während der C_{org} -Remineralisation wird Mn wieder reduziert und diffundiert in die Wassersäule, wo es langsam oxidiert wird (Hölemann et al. 1999). Die dabei entstehenden Mn-Oxyhydroxide adsorbieren gelöste Metallionen wie Co, Ni, Pb oder Fe (Murray et al. 1975). Diese Partikel können in den flachen Gebieten der Laptev-See bei Eisbildung ins Eis eingeschlossen werden (Hölemann et al. 1999). Das Eis wird dann entlang der Transpolar-Drift in die zentrale Arktis transportiert, wo das eingeschlossene Material wieder freigesetzt wird. Während des Absinkens der Mn-Oxyhydroxide können zusätzliche Metallionen adsorbiert und ins Sediment eingetragen werden. Damit ist auch der Prozeß beschrieben, der generell Material per Meereis von der östlichen Laptev-See in den Arktischen Ozean transportiert (Eicken et al. 1997).

Rezente Verteilung der Elemente

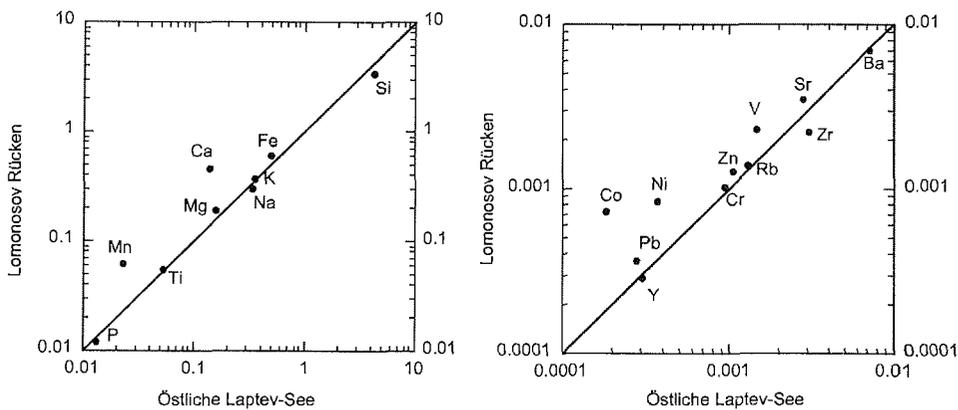


Abb. 5.6: Vergleich der chemischen Zusammensetzung der Sedimente vom Lomonosov-Rücken mit der östlichen Laptev-See.

Ca, Mg und Sr zeigen ebenfalls erhöhte Verhältnisse auf dem Lomonosov-Rücken, was auf das Vorkommen von Carbonat zurückgeführt werden kann. Einerseits ist das Carbonat biogen gebildet, was durch das Vorkommen von Foraminiferen angezeigt wird (Nørgard-Pedersen 1996, Spielhagen et al. 1997). Andererseits ist terrigen eingetragenes Carbonat in Form von Calcit und Dolomit ebenfalls vorhanden (Vogt 1996). Als Liefergebiet für detritisches Carbonat kann die östliche Laptev-See ausgeschlossen werden. Carbonat kommt in der kanadischen Arktis in größeren Mengen vor (Darby et al. 1989). Von dort aus wird es über den Beaufort-Wirbel in die zentrale Arktis mittels Meereis transportiert und dort freigesetzt (Abb. 5.5). Auch opake Minerale, die zu den Schwermineralen gerechnet werden, werden in den Sedimenten des Lomonosov-Rückens gefunden. Sie werden in der Beaufort- und Chukchi-See ins Meereis eingeschlossen, so dass auch die opaken Minerale mittels Meereis über den Beaufort-Wirbel in die zentrale Arktis transportiert werden (Behrends et al. 1999).

5.2. Zeitliche Änderungen der Sedimentzusammensetzung im östlichen Arktischen Ozean

Die rezente Sedimentzusammensetzung im östlichen Arktischen Ozean hängt maßgeblich von der Nähe zu den Liefergebieten und den Meeresströmungen ab (siehe Kapitel 5.1.). Im Spätquartär gibt es diese Abhängigkeit von Meeresströmungen auch schon, dazu spielen aber noch andere Faktoren wie z.B. Größe von Eisschilden, Meeresspiegelstand oder Änderungen der terrigenen Einträge infolge von Vereisungen eine wichtige Rolle (Behrends 1999, Müller 1999, Matthiessen et al. 2001, Stein et al. 2001).

Die verschiedenen Schelfregionen zeigen eine Zusammensetzung der Sedimente, die z.T. stark voneinander abweichen, was als Folge der unterschiedlichen rezenten Liefergebiete und Meeresströmungen aufgefaßt wird (vgl. Kapitel 5.1). So weisen die Kara-See-Sedimente verglichen mit der kontinentalen Oberkruste hohe Anreicherungsfaktoren bei den Elementen Ti, Fe, Mg, Co, Cr und Ni auf, während K und Rb stärker abgereichert sind als in den Sedimenten der Laptev-See. Ursache ist das Putoran-Gebirge mit den Trapp-Basalten als Liefergebiet. Änderungen in der Sedimentzusammensetzung im Spätquartär des östlichen Arktischen Ozeans werden zur Rekonstruktion der Paläoumwelt genutzt. Drei der untersuchten Sedimentkerne reichen bis ins MIS 6 zurück, wobei der Kern PS2741-1 jenseits des westlichen Kontinentalhanges der Laptev-See, die beiden anderen im Osten zu finden sind.

MIS 6

Das MIS 6 zeichnet sich im westlichen Kern PS2741-1 durch eine starke Abreicherung von K und eine nur geringe Ni-Anreicherung im Vergleich zur kontinentalen Oberkruste und dem jüngeren Teil des Kerns aus (Abb. 5.7). Aufgrund der Element/Al-Verhältnisse bei Si und Zr sowie der erhöhten Siltgehalte kann wohl davon ausgegangen werden, dass das Material nicht über größere Strecken per Strömung transportiert wurde (Abb. 4.6 c+d, Müller 1999). Da auch wegen des niedrigen Meeresspiegels und der damit verbundenen Trockenlage der rezenten Schelfgebiete im MIS 6 (Chappell und Shackleton 1986) kaum eine

Änderungen der Sedimentzusammensetzung

Einbettung von Sediment ins Meereis stattgefunden haben wird, sollte sich die Lieferquelle in der Nähe des Sedimentkerns befinden. Damit kämen Severnaja-Semlja, Franz-Josef-Land oder die Taimyr-Halbinsel in Frage. Severnaja-Semlja weist in erster Linie Sandsteine, Tonschiefer und Carbonate auf, während Franz-Josef-Land über mesozoische Sedimentgesteine sowie kohleführende Sandgesteine und die Taimyr-Halbinsel über kohleführende Sandsteine, wenig Carbonate und wenig Tonschiefer verfügt (Churkin et al. 1981, Dolginow und Kropatschjow 1994). Damit ist ein hauptsächlicher Eintrag von Franz-Josef-Land für das MIS 6 wahrscheinlicher. Die mesozoischen Sedimentgesteine können als Quelle für die Tonminerale Kaolinit und Smektit betrachtet werden, die im Kern PS2741-1 ebenfalls im MIS 6 erhöht sind. Zudem können hohe TOC-Gehalte durch den Eintrag von Material aus den kohleführenden Gesteinen erklärt werden (Knies et al. 2000). Der bis an die Schelfkante reichende Svalbard/Barents-See-Eisschild wäre in der Lage, den Ozean mit suspendiertem Material zu speisen, das weit transportiert werden könnte (Knies et al. 2000).

Das in einer Kerntiefe von 530 – 500 cm auftretende Maximum in den Anreicherungsfaktoren von Ca, K und Mg deutet einen Materialeintrag von Severnaja-Semlja an (Abb. 5.7, vergl. Abb. 4.6c). Das gleichzeitige Auftreten von Ca- und Mg-Anreicherungen lässt auf einen Dolomitanteil im Carbonat schließen. Auch Knies et al. (1999) beschreiben die Carbonat-Fazies als vorwiegend detritisch. Die größere Anreicherung von K sowie Ni erklärt sich wahrscheinlich durch die auf Severnaja-Semlja anstehenden Tonschiefer. Die Freisetzung dieses Materials könnte durch einen Rückzug des bis zu 700 m mächtigen Eisschildes auf Severnaja-Semlja (Alekseev 1997) verursacht sein, allerdings sprechen weder IRD-Lagen noch Sand- oder erhöhte Siltanteile für einen solchen Eintrag (Knies et al. 1999, Müller 1999). Ein geringerer Siltanteil in dieser Sedimentlage, angezeigt durch eine deutliche Reduzierung von Si, Ti und Zr (Abb. 4.6 c+d), deutet auf eine

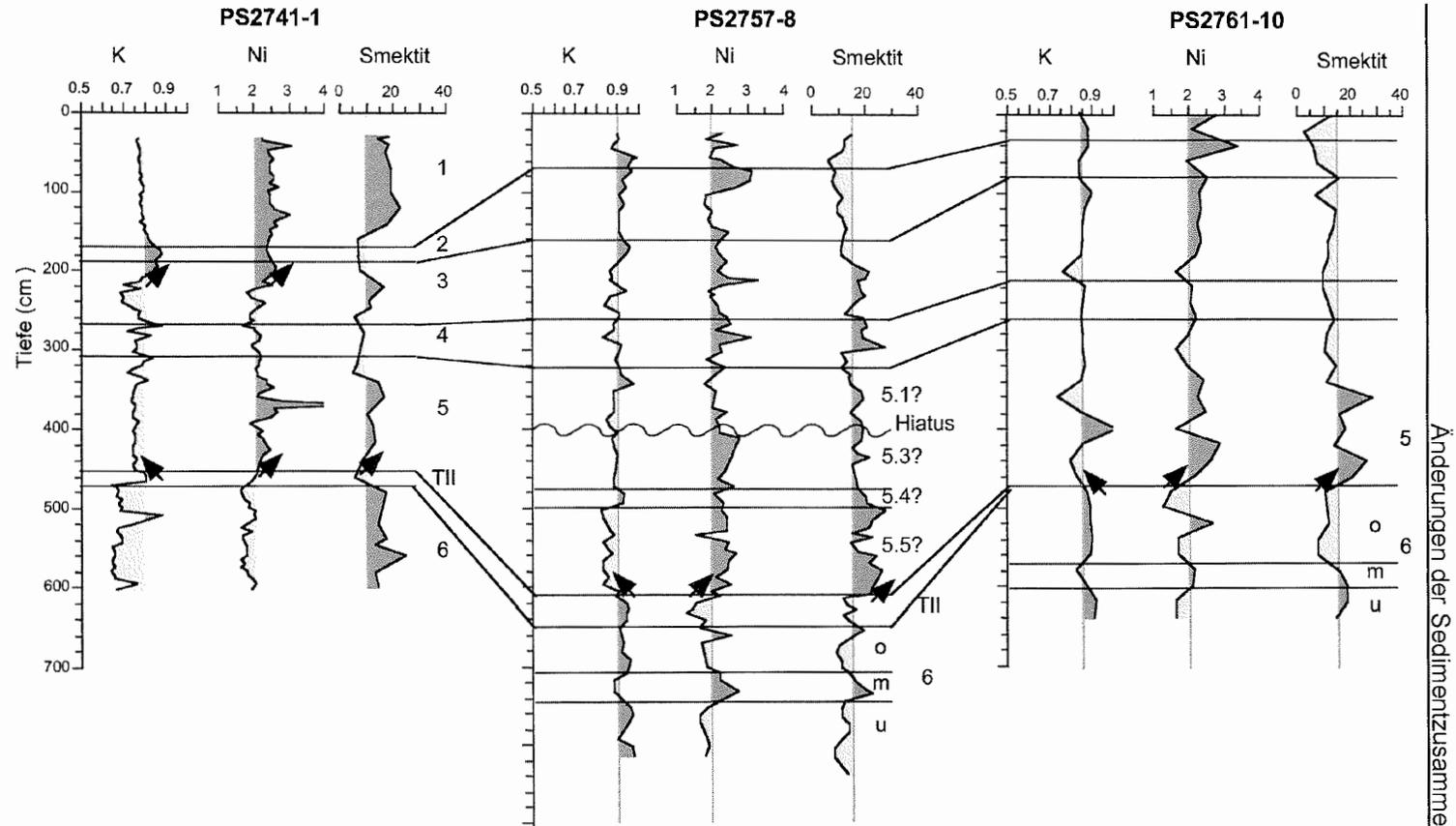


Abb. 5.7: Änderungen in den K- und Ni-Anreicherungs-faktoren und Smektitgehalten der Kerne PS2741-1, PS2757-8 und PS2761-10 während der MIS 1 bis 6, mit Schwerpunkt auf die MIS 5 und 6. Die Parameter spiegeln Änderungen in den Liefergebieten des terrigenen Materials in Abhängigkeit von Raum und Zeit wider.

Änderungen der Sedimentzusammensetzung

stärkere Fraktionierung des durch einen Rückzug des Eisschildes freigesetzten Materials hin, so dass die gröberen Komponenten vorher abgelagert wurden. Ein Rückzug dieses Eisschildes könnte durch verstärkten Atlantikwassereintrag initiiert worden sein, den Hebbeln und Wefer (1997) für 165 und 145 ka BP postulieren. Unter der Annahme, dass die verstärkten Atlantikwassereinträge gegen 165 und 145 ka BP die einzigen größeren Ereignisse dieser Art sind, lässt sich ein Alter des Kerns mit etwa 165 ka BP, angezeigt durch ein Maximum der K-Anreicherungsfaktoren bei 590 cm Kerntiefe (Abb. 5.7), angeben. Weiterhin wäre das Maximum der K-Anreicherung bei 510 cm Kerntiefe etwa 145 ka alt (Abb. 5.7).

Im östlichen Teil des Untersuchungsgebietes lässt sich das MIS 6 etwa in drei Abschnitte aufteilen (Müller 1999). Im oberen und unteren MIS 6 finden sich höhere Anreicherungsfaktoren für K- und niedrigere für Ni als im mittleren MIS 6 (Abb. 5.7). Auch Müller (1999) konnte anhand des Smektit-Gehaltes diese Einteilung zeigen. Dieses Zusammenwirken von erhöhten Smektit- und Ni-Gehalten bei reduziertem K weist auf das basaltische Material aus dem Putoran-Gebirge hin (vgl. Kap. 5.1). Damit ist offensichtlich während des mittleren MIS 6 mehr Material vom Putoran-Gebirge in den östlichen Teil des Untersuchungsgebietes transportiert worden. Aufgrund des niedrigen Meeresspiegels von etwa -120 m, verglichen mit dem rezenten Meeresspiegel, sind die sibirischen Schelfgebiete zum größten Teil trockengefallen (Chappell und Shackleton 1986). Damit entfallen große Flächen für die Einbindung von partikulärem Material ins Meereis und die Verteilung von Material im Arktischen Ozean wird, abgesehen von küsten- und gletschernahen Lokationen, vorwiegend durch Strömung erreicht. Verstärkter Atlantikwassereinstrom entlang des eurasischen Kontinentalhanges gegen 165 und 145 ka (Hebbeln und Wefer 1997) könnte den Transport von Material des Putoran-Gebirges in die östliche Laptev-See möglich gemacht haben. Die gleiche Strömung, die vor Severnaja-Semlja Material an die Stelle des Kerns PS2741-1 befördert hat, kann an der Schelfkante der westlichen Laptev-See eingetragenes, möglicherweise noch suspendiertes Material bis an die Positionen der Kerne PS2757-8 und PS2761-10 bringen. Damit hätten auch die Sedimentzusammensetzungen des westlichen und der beiden östlichen Kerne im mittleren MIS 6 wenig miteinander gemein (Abb. 5.7). Im oberen und unteren MIS 6 ist die Sedimentzusammensetzung der östlichen Kerne

Änderungen der Sedimentzusammensetzung

sehr ähnlich. K zeigt größere Anreicherungsfaktoren als im mittleren MIS 6 (Abb. 5.7), Ni, Mg, und Ti dagegen niedrigere (Abb. 5.7, vergl. Abb. 4.13 a+b und 4.14 a+b). Das Liefergebiet ist damit wohl in der südöstlichen Laptev-See zu suchen. Si und Zr zeigen höhere Element/Al-Verhältnisse im oberen und unteren MIS 6 (Abb. 4.13 a+b und 4.14 a+b), was auf einen größeren Siltanteil und damit kürzere Transportwege schließen lässt. Zudem lassen höhere Sandanteile und mehr Grobsilt in der Siltfraktion (Müller 1999) einen Eistransport wahrscheinlicher aussehen, was eine stärkere Vereisung nahe der Verkhojansker Faltenzone im oberen und unteren MIS 6 nahelegt.

Termination II

Die Termination II, d. h. der Übergang von MIS 6 zu MIS 5 vor etwa 128 ka BP, zeichnet sich durch einen extremen Anstieg des Meeresspiegels von etwa -120 bis +6 m im Vergleich zum heutigen Meeresspiegelstand aus (Chappell und Shackleton 1986). Durch die Überflutung der sibirischen Schelfe und den Zerfall der Eisschilde im Hinterland werden große Mengen an Material in den Arktischen Ozean gebracht, die sich vor allem durch Sedimentschichten mit größerer Korngröße auszeichnen. So sind in der westlichen Laptev-See (PS2741-1) IRD-Lagen in der Termination II zu finden (Knies et al. 2000). Si, Ti und Zr zeigen kaum Änderungen während der Termination II im Westen, und auch in der Sandfraktion erscheinen nur Gehalte bis zu 5% (vgl. Abb. 14.6 c+d, Müller 1999). Die niedrigen Smektit-Gehalte sowie ansteigende K- und Ni-Anreicherungsfaktoren deuten auf einen vorwiegenden Eintrag von Severnaja-Semlja hin, vergleichbar den kurzfristigen Ereignissen im MIS 6. Das Abschmelzen des Eisschildes auf Severnaja-Semlja setzt das Material frei, das auch die IRD-Lagen im Kern PS2741-1 bildet (Knies et al. 2000). Aufgrund der Zusammensetzung und der geringen Korngröße kann vermutet werden, dass in erster Linie Tonschiefer freigesetzt wurde, welcher vorwiegend auf der nördlichen Insel Ostrov Komsomolets von Severnaja-Semlja ansteht (Treshnikov 1985).

Im Osten dagegen (PS2757-8, PS2761-10) sind die Sandgehalte mit bis zu 30% in der Termination II deutlich höher (Müller 1999). Das spiegelt sich auch in den Anreicherungsfaktoren für Si und Zr wider (vgl. Abb. 4.13 a+b und 4.14 a+b). Der für K hohe Anreicherungsfaktor von 1 und leichte Erhöhungen bei Rb und Pb bei

Änderungen der Sedimentzusammensetzung

erniedrigten Ni-, Cr- und Mg-Anreicherungsfaktoren schließen einen Eintrag aus der westlichen Laptev-See aus (Abb. 5.7, vgl. Abb. 4.13 a+b und 4.14 a+b). Das Fehlen von Orthopyroxen (Behrends 1999), das für die südöstliche Laptev-See typisch ist, sowie tonmineralogische und siltmineralogische Untersuchungen lassen Müller (1999) zu dem Schluss kommen, dass die Neusibirischen Inseln als Liefergebiet anzunehmen sind. Die auf den Gebirgszügen gelegenen Eiskappen im östlichen Laptev-See-Raum (Neusibirische Inseln, Verkhojansker Faltenzone) haben Material freigesetzt, sicher ist aber auch Material vom Schelf und aus dem Hinterland über die Lena durch die zunehmende Transgression hinzugekommen.

MIS 5

Das untere MIS 5 im Kernabschnitt zwischen 376 und 450 cm, in dem auch Dinoglagellaten-Zysten vorkommen (Matthiessen et al. 2001), zeichnet sich wie das MIS 1 durch eine konstante chemische Zusammensetzung im Kern PS2741-1 aus (Abb. 5.8, vergl. Abb. 4.13 a+b). Die Anreicherungsfaktoren der Elemente K, Mg, Cr und Ni weisen für das MIS 5 im westlichen Kern auf eine Mischung aus Material von Severnaja-Semlja (Tonschiefer) und von Franz-Josef-Land (mesozoische Sedimente). Die mesozoischen Sedimente enthalten Basalt- und Tufflagen, die als Flutbasalte eingestuft werden (Ntaflos et al. 1995). Daher wird stellvertretend die Zusammensetzung der Flutbasalte des Putoran-Gebirges dem Vergleich zugrunde gelegt, wobei Flutbasalte in ihrer Hauptelementzusammensetzung sehr ähnlich sind, in der Spurenelementzusammensetzung aber voneinander abweichen können (Brownlow 1996). Es zeigt sich, dass sich die Sedimente des unteren MIS 5 im westlichen Teil der Laptev-See (PS2741-1) aus diesen zwei Endgliedern mit einem deutlich größeren Anteil von Severnaja-Semlja zusammensetzen (Abb. 5.8).

Änderungen der Sedimentzusammensetzung

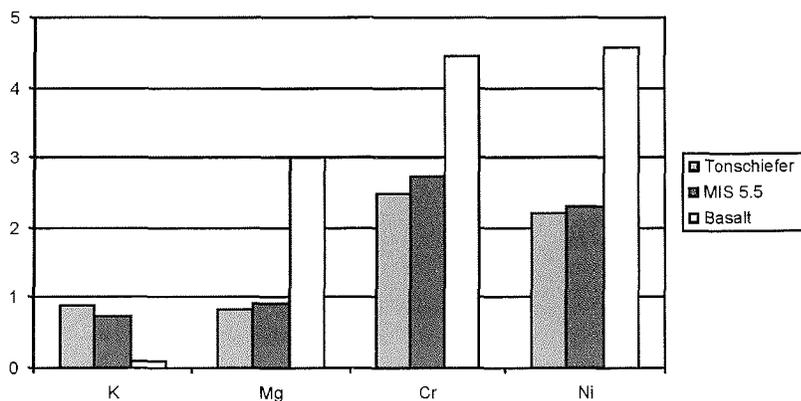


Abb. 5.8: Anreicherungsfaktoren von K, Mg, Cr und Ni im unteren MIS des Kerns PS2741-1 zwischen 376 und 450 cm Kerntiefe, in der die Zusammensetzung annähernd konstant ist, und aus einer Mischung aus Material von Franz-Josef-Land (Flutbasalt) und Severnaja-Semlja (Tonschiefer) besteht.

Im östlichen Teil des Untersuchungsgebietes treten Unterschiede in der Zusammensetzung auf, die sehr kurzfristig variieren. Aufgrund von leicht erhöhten Smektitgehalten und Ni- bzw. reduzierten K-Anreicherungsfaktoren in den Kernen PS2757-8 und PS2761-10 im frühen MIS 5 kann das Eem (MIS 5.5) zwischen 610 und 500 cm (PS2757-8) und zwischen 470 und 420 cm (PS2761-10) vermutet werden (Abb. 5.7). Der um etwa 6 m höhere Meeresspiegel zu der Zeit hat eine größere Fläche der Laptev-See als heute überflutet, womit mehr Material freigesetzt werden und außerdem mehr Material ins Eis eingebunden werden kann (Chappell und Shackleton 1986). Damit sind die hohen Sedimentationsraten zu erklären, die im MIS 5 (PS2757-8: 5.5 cm/ka), besonders aber im MIS 5.5 (PS2757-8: 9.2 cm/ka) auftreten. Belege für einen Hiatus in dem Kern PS2757-8 bei 400 cm sind anhand der Elementkonzentrationen im Sediment nicht zu erkennen (Behrends 1999, Müller 1999). Weder sind erhöhte Element/Al-Verhältnisse bei Si, Ti oder Zr (vgl. Abb. 4.13 a+b) festzustellen, die auftreten würden, wenn die Strömung so stark wäre, dass das feinkörnige Material resuspendiert werden würde, noch zeigen andere Parameter wie die Korngrößen oder Schwermineralvergesellschaftungen abrupte Änderungen (Behrends 1999, Müller 1999). Das Hauptliefergebiet für die Sedimente des PS2757-8 und PS2761-

Änderungen der Sedimentzusammensetzung

10 ist die südöstliche Laptev-See, aber im MIS 5.5 zeigen beide Kerne einen zusätzlichen Eintrag aus dem Putoran-Gebirge. Da sich in den Schwermineralvergesellschaftungen im MIS 5 wenig verändert, ist nicht so sehr der Transport durch Meereis entscheidend, sondern der Strömungstransport. Daher zeigen die Sedimente neben den erhöhten Ni-Anreicherungsfaktoren auch erhöhte Smektitgehalte (Abb. 5.5). Die Strömung entlang des eurasischen Kontinentalhanges im MIS 5 ist auf verstärkten Atlantikwassereintrag in den Arktischen Ozean zurückzuführen (Henrich 1998, Knies et al. 2000). Dieser Eintrag war besonders im MIS 5e (Eem) vorhanden. Der Meeresspiegel war etwa 6 m höher als heute (Chappell and Shackleton 1986), womit die Bedingungen den heutigen ähnlich sein dürften (Kellogg 1977, 1980). Die auch im rezenten auftretenden hohen Smektit-Gehalte finden sich im MIS 5e des Kerns PS2757-8 zwischen 605 und 500 cm wieder. Auch die niedrigeren K- und erhöhten Ni-Anreicherungsfaktoren sprechen für das Eem in diesem Kernabschnitt (Abb. 5.7). Wärmeliebende Dinoflagellaten-Zysten allerdings treten in den MIS 1 und 3 auf (vgl. Kapitel 3), sind aber in diesem Kernabschnitt nicht gefunden worden (Matthiessen et al. 2001). Sie kommen aber im gesamten MIS 5 nicht an dieser Position vor. Beim Übergang zum MIS 5.4 nimmt die Vereisung des sibirischen Hinterlandes wieder langsam zu, der Meeresspiegelstand wieder ab und der atlantische Einstrom schwächt sich zumindest ab.

Beim Vergleich zwischen den Meeresspiegeländerungen und den Variationen an Smektit-Gehalten sowie den Anreicherungsfaktoren für K und Ni zeigen sich Gemeinsamkeiten, die für eine etwas genauere Stratigraphie herangezogen werden könnten. Nach dieser Hypothese würde ein größerer Teil des Sediments wegen des einsetzenden Atlantikwassereinstroms bei Meeresspiegelhochständen aus der südwestlichen Laptev-See kommen, während bei niedrigem Meeresspiegel und abgeschwächtem Atlantikwassereinstrom das Material vorwiegend aus der südöstlichen Laptev-See eingetragen wird. Die Variationen der K- und Ni-Anreicherungsfaktoren sowie der Smektit-Gehalte im Kernabschnitt deuten allerdings das Fehlen des MIS-Substadiums 5.2 an (Abb. 5.7), was sich mit dem von Nowaczyk aus paläomagnetischen Daten postulierten Hiatus bei etwa 400 cm decken würde (Nowaczyk in Behrends 1999 und Müller 1999).

Matthiessen et al. (2001) nehmen einen zeitlich begrenzten Hiatus von etwa 10000 Jahren oder eine sehr geringe Sedimentationsrate an.

MIS 4

Eine Zunahme der Vergletscherung im Arktischen Raum zu Beginn des MIS 4 ist z.B. am Vorrücken eines Eischildes auf Severnaja-Semlja, postuliert durch Knies et al. (2000), festzustellen. Auch Kleiber et al. (2001) gehen von einer großräumigeren Vergletscherung im MIS 4 aus. Es können am Kontinentalhang der südwestlichen Laptev-See Schlammstromablagerungen festgestellt werden, die durch bis an die Schelfkante vorgerückte Gletscher verursacht werden. Im Westen des Arbeitsgebietes (PS2741-1) zeigen erhöhte K-Anreicherungsfaktoren zusammen mit leicht erhöhten Ni-Anreicherungsfaktoren einen Materialeintrag vorwiegend von Severnaja-Semlja an, vergleichbar dem MIS 6 (Abb. 5.9). Die vergleichbaren Materialeinträge aus dem MIS 6 werden mit Rückzügen der Eisschilde auf Severnaja-Semlja in Verbindung gebracht, was auch im MIS 4 zutreffen könnte. Die Maxima in den K-Anreicherungsfaktoren finden aber zeitgleich zu Meeresspiegelabsenkungen statt, die eher Gletschervorstöße begünstigen. Die Ti/Al-Anreicherungsfaktoren und die Si/Al- und Zr/Al-Verhältnisse (Abb. 5.9, vgl. Abb. 4.6 c+d) zeigen im MIS 4 geringe Werte, die auf den Eintrag von vorwiegend feinem Material hindeuten. Wahrscheinlich stammt das Material von Severnaja-Semlja, durch Gletscher zermahlene Tonschiefer.

Im Osten des Arbeitsgebietes (PS2757-8 und PS2761-10) finden sich generell höhere K-Anreicherungsfaktoren (>0.85) als im Westen der Laptev-See (<0.8), was auf den Eintrag der Lena und Yana in der Laptev-See und dem des Indigirka und Kolyma in der Ostsibirischen See zurückgeführt werden kann. Der Gehalt an K-haltigem Illit und der hohe Tongehalt der Sedimente in der westlichen Ostsibirischen See ist bekannt (Naugler 1967). Zum K-Gehalt der Sedimente liegen jedoch keine Daten vor. Durch die geringen Amphibol-Gehalte (Behrends et al. 1999) und die hohen Illit- und Quarz-Anteile zu Beginn des MIS 4 ist die primäre Quelle für die Sedimente in der Ostsibirischen See und den Neusibirischen Inseln zu suchen (Müller 1999). Die Lena wäre demnach durch eine Vergletscherung der Verkhojansker oder Cherski-Faltenzone blockiert, die

Änderungen der Sedimentzusammensetzung

auch Arkhipov et al. (1986) postulieren. Die Ausdehnungen der Vergletscherungen in MIS 4 und MIS 6 sind sich sehr ähnlich gewesen (Arkhipov et al. 1986, 1995, Weiel 1997, Knies et al. 1999, Müller 1999).

Während im äußersten Osten des Arbeitsgebiets im MIS 4 keine Änderungen auftreten (Abb. 5.7), zeigen sich im späteren MIS 4 des Kerns PS2757-8 ein Rückgang in den K- und Anstiege in den Ni-Anreicherungs-faktoren und den Smektit-Gehalten. Diese Änderungen der Zusammensetzung deuten auf einen Eintrag aus der südwestlichen Laptev-See hin, was durch den Meeresspiegelanstieg von – 60 auf – 30 m ermöglicht wird (Müller 1999).

MIS 3

Zu Beginn des MIS 3 treten z. T. gröbere Sedimente im Osten und Westen des Arbeitsgebietes auf. Im PS 2741-1 zeigen sich in 265 cm, beim PS2757-8 in 250 cm und beim PS2761-10 in 200 cm Kerntiefe höhere Si/Al- und Zr/Al-Verhältnisse (Abb. 4.6 c+d, 4.13 a+b, 4.14 a+b). Diese Lagen größerer Korngrößen-zusammensetzung deuten auf ein Abschmelzen der Gletscher zu Beginn des MIS 3 hin. Damit einhergehend ist eine Erhöhung des Meeresspiegels von – 70 m auf – 25 m (Chappell und Shackleton 1986), was zu Überschwemmungen des Kara- und Laptev-See-Schelfs führt. Die daraus resultierende Neueisbildung in flachen Gewässern in Zusammenhang mit der Transgression sorgt für einen verstärkten Einbau unsortierten Materials in das Eis. Entlang der Transpolar-Drift wird dieses Material wieder freigegeben, was durch erhöhte IRD- und Quarzgehalte in den genannten Kerntiefen bestätigt wird (Müller 1999, Knies et al. 2000). Erhöhte IRD-Gehalte zu Beginn des MIS 3 sind auch im zentralen Arktischen Ozean gefunden worden (Noergaard-Pedersen 1998).

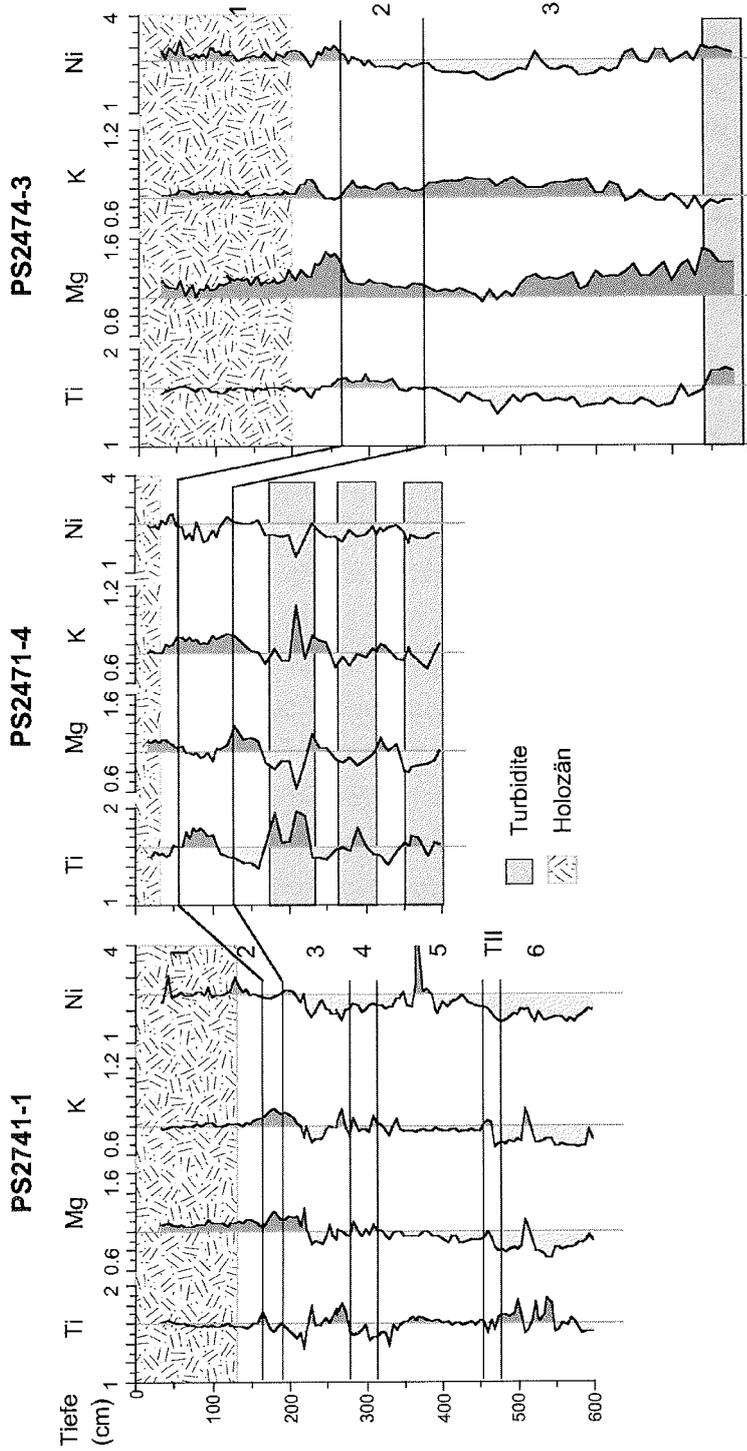


Abb. 5.9: Anreicherungsfaktoren ausgewählter, liefergebietsspezifischer Elemente in drei Sedimentkernen am westlichen Kontinentalrand der Laptev-See in Abhängigkeit von der Zeit (MIS 1 bis 6).

Änderungen der Sedimentzusammensetzung

Auffallend sind beim PS2741-1 und beim PS2757-8 die leicht erhöhte Anreicherung bei K bei mäßigen Ni-Anreicherungsfaktoren während dieses sogenannten Abschmelzereignisses MIS 3.31 (Abb. 5.9, Martinson et al. 1987), was auf einen Materialeintrag von Severnaja-Semlja schließen ließe. Im weiteren Verlauf des MIS 3 bildet sich ein zunehmender Einfluss von den Franz-Josef-Inseln heraus, der sich anhand geringerer K-, Mg- und Ni-Anreicherungsfaktoren und erhöhter Smektit- und Kaolinit-Gehalte festmachen lässt (Abb. 5.9, Müller 1999). Zum Ende des MIS 3 steigen sowohl K als auch Ni wieder an, so dass ein verstärkter Materialeintrag von Severnaja-Semlja für den PS2741-1 angenommen werden kann.

Etwas weiter östlich gelegene Sedimentkerne spiegeln ein anderes Sedimentationsumfeld im MIS 3 wider. So zeigt der PS2474-4 während des Beginns des MIS 3 einen erhöhten Eintrag aus der südwestlichen Laptev-See mit erhöhten Mg-, Ti- und Ni-Anreicherungen, während K niedrig ist und im weiteren Verlauf des MIS 3 ansteigt. Parallel dazu nehmen die Anreicherungsfaktoren für Ti, Mg und Ni zwar insgesamt, aber nicht stetig ab (Abb. 5.9). Verglichen mit der Meeresspiegeländerung im MIS 3 (Chappell und Shackleton 1986) zeigt sich auch hier eine prinzipielle Abnahme der Wassertiefe, allerdings unterbrochen durch kurzfristige Anstiege des Meeresspiegels. Nach der bathymetrischen Karte der Laptev-See ist die westliche Seite die tiefere, d.h. der westliche Laptev-See-Schelf wäre auch bei Meeresspiegeltiefstand im MIS 3 noch teilweise geflutet. Da aber gerade bei ansteigendem K mehr Material aus der östlichen Laptev-See kommen müsste, ist wahrscheinlich ein anderer Mechanismus dominant. Vorstellbar wäre, dass ein Anstieg des Meeresspiegels an einen Rückzug der sibirischen Gletscher gekoppelt wäre und umgekehrt. Damit könnte während des Rückzugs des Putoran-Gletschers durch Schmelzwasser verstärkt Material aus dem Putoran-Gebirge über den Khatanga in die westliche Laptev-See freigesetzt werden. Umgekehrt würde bei einem Meeresspiegeltiefstand der Gletscher auf dem Putoran-Gebirge einen verstärkten Eintrag aus dieser Region verhindern, was zu einer Dominanz des Materials aus der östlichen Laptev-See führen würde, die in erster Linie von der Lena gespeist worden wäre.

Im Osten des Arbeitsgebietes überwiegt der Eintrag aus der östlichen Laptev-See, zu erkennen an den hohen K-Anreicherungsfaktoren (>0.85) im MIS 3. Der Kern

Änderungen der Sedimentzusammensetzung

PS2757-8 zeigt eine Sandlage bei 255 cm, die den Beginn des MIS 3 einleitet (Müller 1999). Durch Schmelzen der Eisschilde im Hinterland wird viel Schmelzwasser freigesetzt, das auch größere Partikel auf den Schelf transportiert, wo diese ins sich bildende Meereis eingebunden und in den Arktischen Ozean transportiert werden. Die einsetzende Überflutung der Schelfe, insbesondere des östlichen Laptev-See-Schelfes, ist wahrscheinlich für das relative Maximum der K-Anreicherungsfaktoren in 230 cm Kerntiefe verantwortlich (Abb. 5.7). Das darauffolgende Maximum des Smektit-Gehaltes ist wohl auf den verstärkten Atlantikwassereinstrom zurückzuführen, der durch Strömung transportiertes Material von der südwestlichen Laptev-See an die Kernposition heranführt. Zum Ende des MIS 3 geht der Smektit-Gehalt wie auch die Ni-Anreicherungsfaktoren wieder zurück, während sich beim K ein Maximum zeigt. In der Nähe gelegene Kerne wie der PS2761-10, PS2763-7 und PS2767-4 zeigen einen ähnlichen Verlauf des MIS 3 (Abb. 5.7, Abb. 5.10, Müller 1999).

MIS 2

Beim Übergang vom MIS 3 zum MIS 2 sank der Meeresspiegel auf etwa –120 m gegenüber dem heutigen Stand (Chappell und Shackleton 1986). Das spiegelt sich in den Sedimenten sowohl im Osten wie auch im Westen wider. Der Kern PS2741-10 im Westen des Arbeitsgebietes zeigt erhöhte K-Anreicherungsfaktoren bei etwas höheren Ni-Anreicherungsfaktoren, was auf einen verstärkten Eintrag von Severnaja-Semlja hindeutet (Abb. 5.7). Im Vergleich zum größten Teil des MIS 6, in dem der Meeresspiegel ähnlich niedrig war, sind die Gehalte an Smektit bzw. die K- und Ni-Anreicherungsfaktoren deutlich niedriger bzw. höher. Die Ausbildung der Eisschilde im MIS 2 muss sich daher von denen im MIS 6 unterscheiden. Während das Gros des Materials an der Lokation des Kerns PS2741-1 im MIS 6 wohl von Franz-Josef-Land herantransportiert worden war, kommt es im MIS 2 größtenteils von Severnaja-Semlja, wenn auch der Vergleich von K-Anreicherungsfaktoren zwischen Sedimenten an den Positionen des Kerns

Änderungen der Sedimentzusammensetzung

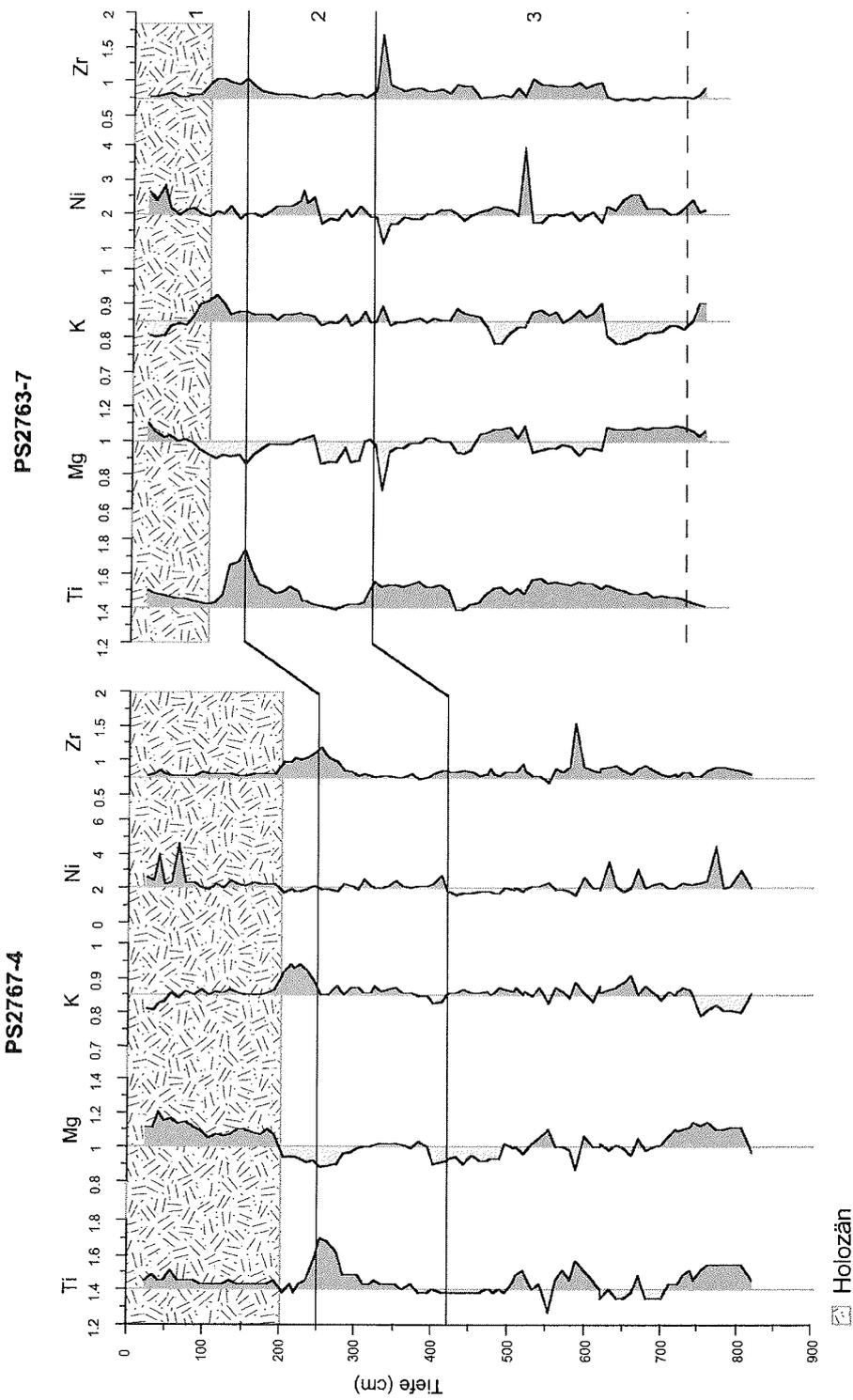


Abb. 5.10: Anreicherungsfaktoren ausgewählter Elemente zur Unterscheidung der Liefergebiete am östlichen Kontinentalrand der Laptev-See.

Änderungen der Sedimentzusammensetzung

PS2741-1 und des Kerns PS2757-8 auf einen zusätzlichen Eintrag von Franz-Josef-Land, aus der südwestlichen Laptev-See und/oder aus der Kara-See hindeutet. Durch flachseismische Untersuchungen am Kontinentalrand der nordwestlichen Laptev-See lassen sich Schlammstromablagerungen im MIS 4 nachweisen, die auf eine stärkere Vergletscherung auf Severnaja-Semlja hinweisen (Kleiber et al. 2001). Müller (1999) und Knies et al. (2000) postulieren eine insgesamt vergleichbare Vergletscherung im Hinterland während des MIS 4 und des MIS 6. Im Gegensatz dazu weist das MIS 2 starke Veränderungen auf. Anhand von geologischen Befunden auf der Taimyr-Halbinsel und Severnaja-Semlja werden die Ausdehnungen der Eisschilde im Spätquartär kartiert (Svendsen et al. 1999). Im MIS 2 war danach der Kara-See-Eisschild nicht so weit nach Osten ausgedehnt und die Vergletscherung auf Severnaja-Semlja und der Taimyr Halbinsel auf lokale Gletscher der Gebirgszüge beschränkt.

In Anbetracht der ähnlichen K-Anreicherungsfaktoren zwischen den Kernen PS2741-1, PS2471-4 und PS2474-3 erscheint es wahrscheinlicher, dass das zusätzliche Material im MIS 2 nicht von Franz-Josef-Land oder der Kara-See eingetragen wird, sondern aus der südwestlichen Laptev-See kommt und mit dem sibirischen Zweig der Transpolar-Drift nach Norden verteilt wird. Das meiste Material an den Positionen PS2471-4 und PS2474-4 wird aber wohl aus der östlichen Laptev-See herangezogen, wofür sowohl die relativ niedrigen Mg- und Ni-Anreicherungsfaktoren sowie auch die erhöhten Illit-Gehalte sprechen (Abb. 5.9, Müller 1999).

Im Osten des Arbeitsgebietes sind die Si-, Ti- und Zr-Anreicherungsfaktoren relativ niedrig, was auf feines Sediment mit großem Ton- und weniger Silt-Gehalt schließen lässt (vgl. Abb. 4.13 a+b, 4.15 a+b, 4.16 a+b). Die Korngrößenuntersuchungen bestätigen dies (Müller 1999). Die relativen Mg- und z.T. Ni-Anreicherungsfaktoren in Zusammenhang mit den höheren K-Anreicherungsfaktoren und den niedrigen Smektit- bzw. hohen Illit-Gehalten der Sedimente im MIS 2 im östlichen Arbeitsgebiet lassen auf einen Haupteintrag von südöstlicher Laptev-See bzw. Ostsibirischer See schließen (Abb. 5.10). Durch den niedrigen Meeresspiegelstand von -120 m lagen die Schelfgebiete der Laptev-See und Ostsibirischer See trocken. Die aus der Flachseismik abgeleiteten

Änderungen der Sedimentzusammensetzung

Permafrostböden in der Laptev-See sprechen dafür, dass diese im MIS 2 nicht vereist gewesen ist (Niessen et al. 1997, Weiel 1997, Kleiber et al. 2001).

Termination 1

Die Termination 1 umfaßt den Zeitraum von ca. 16 ka bis etwa 10 ka und kennzeichnet den Zerfall der Eisschilde, von denen hier insbesondere der Svalbard/Barents-See-Eisschild wichtig ist (Elverhoi et al. 1993, Knies et al. 2000). In dieser Zeit stieg der Meeresspiegelstand von – 120 m auf etwa – 40m (Fairbanks et al. 1989). Während in den westlichen Regionen des Arktischen Ozeans verstärkt IRD gefunden wurde, kann das IRD-Vorkommen entlang des Laptev-See-Kontinentalrandes fast ausgeschlossen werden. Lediglich in den Siltkorngrößen wie auch den Si-, Zr- und Ti-Anreicherungsfaktoren spiegeln die Sedimente die Termination wider (z.B. im Westen PS2471-4 und PS2474-3, Abb. 5.9; im Osten PS2763-7 und PS2767-4, Abb. 5.10; Weiel 1997, Müller 1999). Dies ist ein weiterer Hinweis auf das Fehlen größerer Eisschilde im direkten Hinterland der Laptev-See. Die höheren Siltkorngrößen und die genannten Elementanreicherungen resultieren aus dem Schmelzwasserabfluß der Gletscher aus höheren Lagen (z. B. Verkhojansker Faltenzone, Putoran-Gebirge).

Eine weitere Möglichkeit, gröberes Material in tieferes Wasser zu bekommen, besteht in der Überflutung der Schelfe. Durch Stürme, Wasserauflast und Abtauen des Permafrostes wird der Boden instabil und kann durch Strömung oder Meereis leicht abtransportiert werden. Wie wichtig dieser Überflutungsprozeß ist, zeigt sich in der Elementverteilung in den Sedimenten während der Termination. Die Kerne nahe des Kontinentalhanges (PS2474-3, PS2763-7 und PS2767-4) weisen eine Erhöhung der Ti- mit geringeren K-Anreicherungsfaktoren und eine anschließende Erhöhung der K- mit einer Erniedrigung der Ti-Anreicherungsfaktoren auf. Daraufhin fallen die K-Anreicherungsfaktoren wieder und eine beinahe konstante Zusammensetzung der Sedimente stellt sich ein (Abb. 5.10, Abb. 5.11). Eine Möglichkeit der Erklärung könnte ein Korngrößeneffekt sein, aber dagegen spricht, dass dieses Muster nicht im Kern PS2741-1 auftritt. Viel wahrscheinlicher ist dagegen das Szenario, dass die westliche Laptev-See früher als die östliche überflutet wurde. Durch die etwas größere Tiefe der westlichen Laptev-See, vor

Änderungen der Sedimentzusammensetzung

allen der Anabar-Khatanga-Paläorinne, dürfte diese früher überflutet worden sein, und das Material mit der Strömung oder dem Meereis Richtung Osten abtransportiert worden sein. Damit kann dieses Verteilungsmuster nicht im Sedimentkern PS2741-1 wiedergefunden werden. Mit dem weiteren Ansteigen des Meeresspiegels wurde dann die östliche Laptev-See überflutet und erodiert, was zu dem z.T. starken Anstieg in den K-Anreicherungsfaktoren führte. Nachdem der Meeresspiegel soweit gestiegen ist, dass auch die östliche Laptev-See zum großen Teil überflutet war, stellte sich ein Gleichgewicht aus zugeführtem Material über die Flüsse und erodiertem Küstenmaterial ein.

Holozän

Nachdem sich das Gleichgewicht aus über Flüsse zugeführtem und aus Küstenerosion stammendem Material eingestellt hatte und der Meeresspiegel relativ konstant blieb, änderten sich die Liefergebiete im Holozän kaum noch. Das zeigen sowohl die Schwer- wie auch die Tonmineralzusammensetzungen (vergl. Amphibol-, Smektit- und Illitgehalte in Abb. 5.12, Behrends 1999, Müller 1999), und auch in den entsprechenden Elementverteilungen sind kaum noch Variationen auszumachen (Abb. 5.7, 5.9, 5.10 und 5.11). Gute Beispiele sind die Kerne PS2476-4 und PS2458-4, die bereits auf dem Schelf bzw. sehr nahe daran liegen (Abb. 2.2). Zu Beginn des MIS 1 zeigen sich beim PS2476-4 erhöhte Mg- und Ni-Anreicherungsfaktoren bei niedrigeren K-Anreicherungsfaktoren, was auf die schon erwähnte Überflutung der Anabar-Khatanga-Paläorinne zurückgeführt werden kann. Die Mg-, Ni- und K-Anreicherungsfaktoren nehmen im Laufe der Termination I und des Holozäns recht konstante Werte im PS2476-4 an, die auf einen erhöhten Eintrag durch den Khatanga hindeuten.

Die im Vergleich zum PS2476-4 niedrigeren Mg- und Ni- und höheren K-Anreicherungsfaktoren im unteren Teil des Kerns PS2458-4 deuten auf das Hinterland der östlichen Laptev-See als Liefergebiet (Abb. 5.11) genauso wie die relativ niedrigen Klinopyroxen- und Smektitgehalte sowie die relativ höheren Illitgehalte. Zu Beginn des Holozäns steigen die Mg- und Ni-Anreicherungsfaktoren sowie die Smektit- und Klinopyroxengehalte an und belegen einen stärkeren Eintrag aus dem Putorangebirge mit seinen Trapp-

Änderungen der Sedimentzusammensetzung

Basalten (Abb. 5.12). Dieser Eintrag wird aufgrund der erhöhten Klinopyroxen-Gehalte wahrscheinlich über Meereis entweder aus der westlichen Laptev-See oder über die Vilkitzky-Straße aus der Kara-See gebracht (Behrends 1999). Die Abnahme der Klinopyroxengehalte zwischen den Kerntiefen 300 und 100 cm in Zusammenhang mit der voranschreitenden Überflutung des Laptev-See-Schelfes deutet eine Verlagerung der Zone an, in der Material in das sich bildende Meereis eingefroren wird (Abb. 5.12). Der zeitgleiche Anstieg der Smektitgehalte und den Mg- und Ni-Anreicherungsfaktoren mit den Klinopyroxengehalten deutet einen zusätzlichen Transport des Materials mittels Strömung an (Abb. 5.12, Müller 1999). Dieser Transport ist unabhängig von der Zone, in der das Material ins Eis eingefroren wird, und hält daher auch weiterhin an, weswegen die Illit- und Smektitgehalte sowie die K-, Mg- und Ni-Anreicherungsfaktoren auch im späteren Holozän konstant bleiben (Abb. 5.12)

Bei anderen Elementen, wie Mn, Zr, Si, Fe und einigen mehr, treten Variationen auf, die auf verschiedene lokale Ereignisse oder Vorgänge zurückzuführen sind. Mn, Fe, P, As, Co und z.T. Ni können durch frühdiagenetische Prozesse beeinflusst werden (vgl. Kapitel 5.3). Si und Zr sind in erster Linie von der Korngröße und damit von der Strömungssituation abhängig (Abb. 5.12). So findet sich im Holozän im Kern PS2458-4 ein Hiatus bei etwa 100 cm Kerntiefe. Direkt unter dem Hiatus findet sich ein Maximum der Zr-Anreicherungsfaktoren (Abb. 5.12), was auf einen Resuspensionsprozess hindeutet. In dem Kernabschnitt tritt auch ein Maximum in der Dichte und der magnetischen Suszeptibilität auf, die den Resuspensionsprozess ebenfalls andeuten (Fütterer 1994). Der obere Kernabschnitt hat ein Alter von etwa 200 Jahren (Erlenkeuser, unpubl. Daten), und

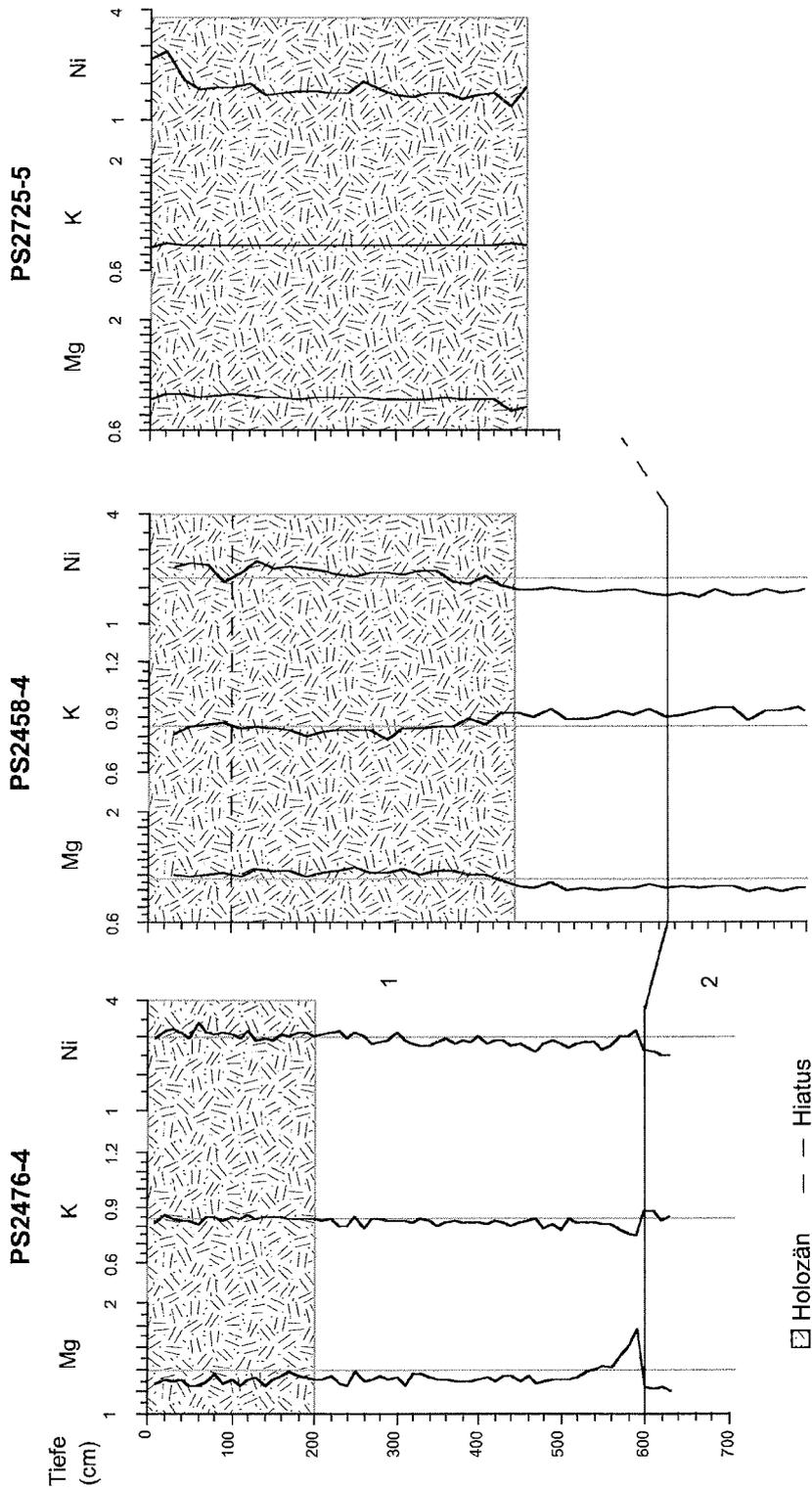


Abb. 5.11: Variationen von Anreicherungs-faktoren ausgewählter Elemente zur Unterscheidung der Liefergebiete in Sedimentkernen auf dem Schelf der Laptev-See.

Änderungen der Sedimentzusammensetzung

weist damit eine hohe Sedimentationsrate auf. Unwahrscheinlich ist allerdings, dass an der Stelle erst in den vergangenen 200 Jahren die hohen Sedimentationsraten aufgetreten sind. Vermutlich wird an dieser Stelle des Kontinentalhanges bevorzugt Material abgelagert, bis es eine Höhe erreicht, die die Sedimentmasse instabil werden lässt. Dann rutscht die Sedimentmenge den Kontinentalhang hinab. Das Sediment am Kontinentalfuß müsste dann die gleiche Zusammensetzung haben, was aber hier nicht bewiesen werden kann. Eine ähnliche Zr-Anreicherung befindet sich nahe der Sedimentoberfläche an der Lokation des PS2725-5. Da dieser Kern nicht am Kontinentalhang liegt, ist es wahrscheinlicher, dass an dieser Stelle heute das feinere Material z.T. resuspendiert wird (vgl. Abb. 4.11b). Leicht erhöhte Sand- und Silt-Gehalte bestätigen diese Annahme (Müller 1999).

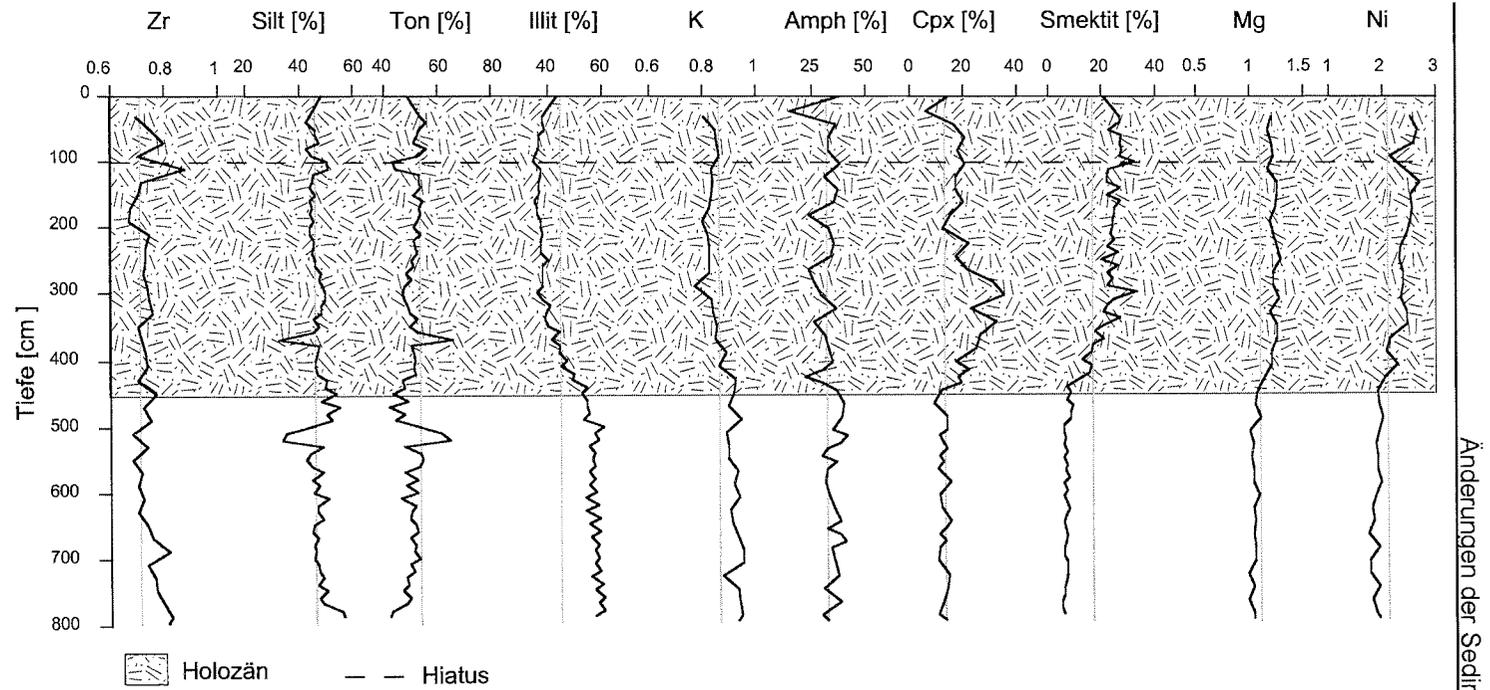


Abb. 5.12: Änderungen in ausgewählten Element-Anreicherungs-faktoren, Korngrößen, Tonmineralogie und Schwermineralogie zur Unterscheidung des Sedimenteintrages an der Position des PS2458-4 auf dem Laptev-See-Schelf (Amph: Amphibol, Cpx: Klinopyroxen; Schwerminerale: Behrends 1999, Korngrößen und Tonmineralogie: Müller 1999)

5.3 Frühdiagenetische Prozesse in Arktischen Sedimenten und ihre Bedeutung für Paläoumweltrekonstruktionen

Anders als K oder Ti hängen die Konzentrationen der Elemente wie z.B. Mn, Co, P oder As nur bedingt vom Liefergebiet ab, obwohl ein großer Mn-Eintrag die Sedimentzusammensetzung beeinflussen kann. So sind z.B. im Bottnischen Meerbusen hohe Mn-Konzentrationen in Form von Mn-Krusten und Fe-Mn-Knollen im Sediment festzustellen, die von dem starken Eintrag durch den skandinavischen Fluss Kalix herrühren (Ponter et al. 1990). Auch die Lena bringt viel Mn in die Laptev-See und damit in den Arktischen Ozean ein (Hölemann et al. 1999). Die Lena transportiert dabei etwa doppelt soviel Mn wie ein Fluss im globalen Durchschnitt (vgl. Hölemann et al. 1999).

Ein anderer wichtiger Prozess der Mn-Anreicherung in Sedimenten ist in der frühdiagenetischen Remineralisation organischer Komponenten im Sediment zu finden (z.B. Froelich et al. 1979, Finney et al. 1988). Dabei wird der Sauerstoff verbraucht, und je nach Art und Menge der zu oxidierenden Kohlenstoffverbindungen verändert sich das Milieu im Sediment von oxidierend zu reduzierend. Bei reduzierenden Bedingungen wird auch das vorhandene Mn-Oxid reduziert, das entstehende Mn^{2+} ist im Porenwasser mobil und diffundiert zu der oxisch/anoxischen Grenzschicht, wo es oxidiert und akkumuliert wird (Froelich et al. 1979).

5.3.1 Ablagerungsmilieu im Arktischen Ozean

Einen ersten Einblick über das Ablagerungsmilieu im Arktischen Ozean und der angrenzenden Laptev-See gibt ein ternäres System aus Fe_{korr} , TOC und S (Abb. 5.13). Die auf dem Lomonosov-Rücken gelegenen Kerne PS2757-8 und PS2767-3 sowie der am Laptev-See-Kontinentalhang gelegene Kern PS2458-4 wurden hier exemplarisch aufgrund der verschiedenen Lokationen für diese Untersuchung herangezogen. Der TOC- und S-Gehalt stellen die Gesamtgehalte der Probe dar, der Wert für Fe_{korr} ergibt sich aus dem Gesamteisengehalt abzüglich der in mineralischer vorliegender Matrix, z.B. Tonmineralen, gebundenen Fe (Rachold 1994):

$$Fe_{\text{korr}} = Fe_{\text{tot}} - 0.25 * Al$$

Aus den ternären Systemen lässt sich eine TOC- und S-Limitierung des Systems ableiten, wobei die S-Limitierung wahrscheinlich mit der TOC-Limitierung zusammenhängt (Abb. 5.13). Es dürfte doch unwahrscheinlich sein, dass bei den hohen Sulfatgehalten im Meerwasser in marinen Sedimenten ein Mangel an S herrscht (Wilson 1975). Durch die TOC-Limitierung wird allerdings der remineralisierbare organische Kohlenstoffanteil relativ schnell aufgebraucht sein, so dass die Sulfatreduktion in diesen Kernen nur eine geringe Bedeutung hat.

Die beiden Kerne PS2757-8 und PS2767-3 weisen nur sehr wenige Abschnitte mit leicht erhöhten S-Gehalten auf, während der Kern PS2458-4 in den meisten Abschnitten über leicht erhöhte S-Gehalte verfügt (Abb. 5.13, Abb. 5.15, Abb. 5.16). Bei letzterem Kern spielt die Sulfatreduktion in Verbindung mit der Sulfidbildung zur Remineralisation der organischen Kohlenstoffverbindungen eine Rolle, was auch bei der Beprobung anhand des auffälligen H₂S-Geruchs auffiel. Bedingt durch die Nähe zu den Flussmündungen der Laptev-See und der Strömung des Oberflächenwassers über den Schelfbereich wird an der Position des Kerns PS2458-4 deutlich mehr und frischeres Material sedimentiert, was zur Remineralisation des TOC durch Sulfatreduktion führt (Pfirman et al. 1997, Boucsein et al. 2000).

Anhand des Vergleichs mit dem normalen Tonschiefer, der unter oxischen Bedingungen abgelagert wurde (Taylor und McLennan 1985), kann man auch für diese Kerne und damit für die meisten Lokationen im östlichen Arktischen Ozean annehmen, dass die Sedimente unter oxischen Bedingungen abgelagert werden und wurden. Sauerstoffmessungen an Kurzkernen aus der Laptev-See zeigen eine Sauerstoffeindringtiefe ins Sediment von bis zu 50 cm (Boetius und Damm 1998). Dies deckt sich gut mit den Mn-Messungen an den Sedimentkernen aus dem Arktischen Ozean (Abb. 5.14 und 5.15, sowie in Kapitel 4). In der Tiefe, in der das erste Mn-Maximum zu sehen ist, muss in etwa die Grenze zwischen dem oxischen und suboxischen/anoxischen Bereich angenommen werden. Reduziertes, im Porenwasser mobiles Mn²⁺ diffundiert aus den tieferen Bereichen

Diagenetische Prozesse im Arktischen Ozean

des Sediments nach oben, und wird über der Oxidations-/Reduktionsgrenze zu Mn(IV)-Oxiden oxidiert und ausgefällt (Froelich 1979, Gingele und Kasten 1994). Ein entsprechendes Mn-Maximum findet sich beinahe in allen untersuchten Sedimentkernen im östlichen Arktischen Ozean (vgl. Abb. 4.6c, Abb. 4.7a, Abb. 4.8a, Abb. 4.12a, Abb. 4.13a, Abb. 4.15a, Abb. 4.16a). Ausnahmen bilden die Kerne PS2458-4 und PS2725-1, die einen Anstieg direkt zur Oberfläche hin aufweisen. Das deutet darauf hin, dass das Mn auch in die Wassersäule entlassen wird, dort zur Bildung von Fe-Mn-Knollen beiträgt bzw. ins Meereis eingeschlossen und in den Arktischen Ozean hinausgetragen wird (Hölemann et al. 1999, vgl. Kapitel 5.1).

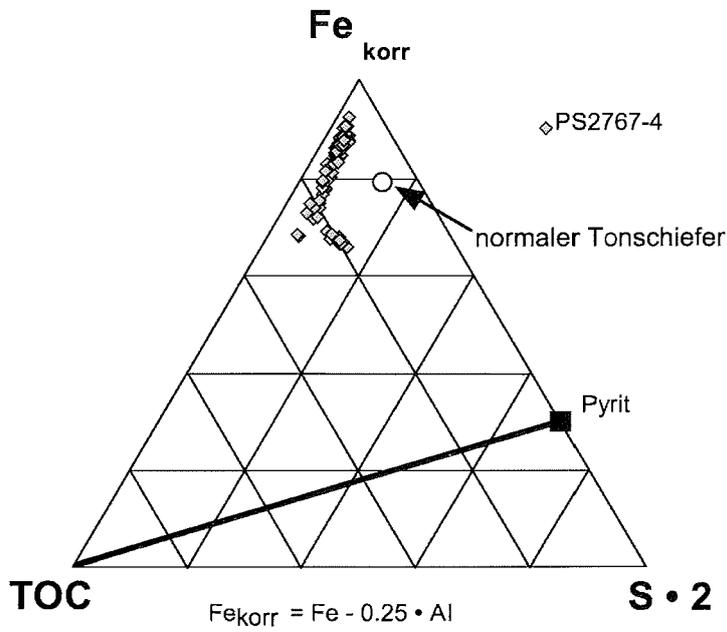
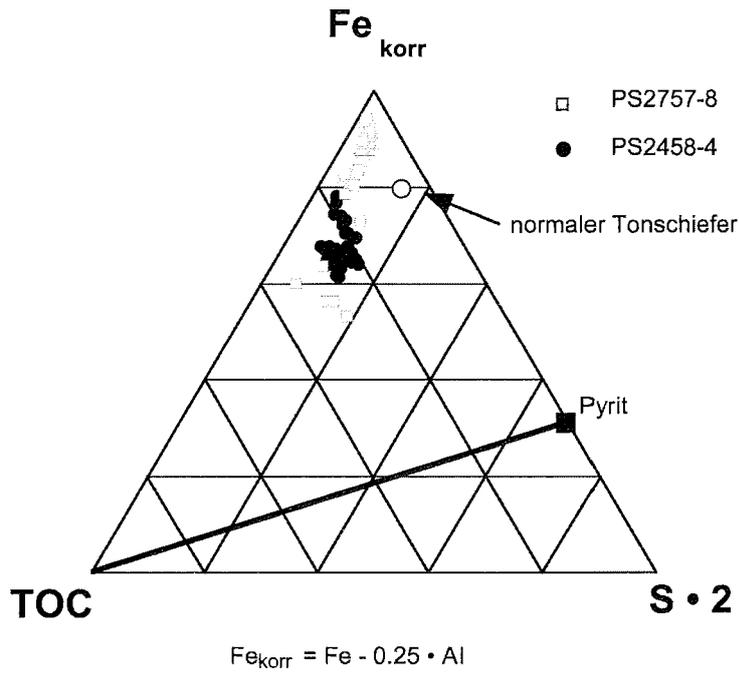


Abb. 5.13: Ternäre Systeme aus Fe, S, TOC in den Sedimentkernen PS2757-8, PS2458-4 und PS2767-4. Korrekturfaktoren aus Rachold 1994.

5.3.2 Frühdiagenetische Veränderungen in Sedimentkernen und die Bedeutung für die Paläorekonstruktion im östlichen Arktischen Ozean

In den Sedimentkernen nahe des Kontinentalhanges kommen Mn-Maxima vor, die Mn/Al-Verhältnisse von mehr als 0.08 aufweisen, was etwa 10mal so hoch ist wie beim normalen Tonschiefer (Taylor und McLennan 1985). Der Kern PS2741-1 verfügt z.B. über drei Horizonte mit diesen hohen Mn-Maxima. Sie fallen zeitlich mit den Interglazialen (MIS 1, 3, 5; Abb. 5.14) zusammen. Das legt die Vermutung nahe, dass der Eintrag während der Warmphasen entsprechend viel remineralisierbares C_{org} enthalten hat. Stein et al. (2001) haben erhöhte TOC-Gehalte unter diesen Horizonten gefunden (Abb. 5.14). Zu den leicht abbaubaren Stoffen zählen die Überreste mariner Organismen sowie frischer terrigener Eintrag, allerdings nicht Cellulose oder Lignine (Tissot und Welte 1984, Hollerbach 1985). Während der wärmeren Phasen kann eine höhere Primärproduktion in den Oberflächenwässern des Arktischen Ozeans angenommen werden, was auch mehr remineralisierbares C_{org} im Sediment zur Folge hat. Das Eem (MIS 5e) war die wärmste Periode während des MIS 5, so dass der Kernabschnitt, aus dem das Mn gelöst wurde, am wahrscheinlichsten ins Eem fällt (Abb. 5.14, grau unterlegt). Auffällig sind in dem Kernabschnitt die erhöhte Anzahl an Dinoflagellatenzysten sowie ein größerer Anteil an kurzketigen n-Alkanen (C17-C19), die auf eine Erhöhung des marinen Anteils an organischen Kohlenstoffverbindungen hindeuten können (Tissot und Welte 1984, Matthiessen et al. 2001). Bei der Remineralisierung sind Mn- und Fe-Oxide reduziert worden, deren reduzierte Spezies (Fe^{2+} und Mn^{2+}) im Porenwasser mobil sind, und am Übergang von anoxischem zu oxischem Milieu wieder oxidiert und ausgefällt wurden. Fe^{2+} wird dabei schneller zu Fe^{3+} oxidiert als Mn^{2+} zu Mn^{4+} , weswegen der Fe-Peak sich unter dem Mn-Peak befindet (MIS 5, Abb. 5.14). Bei der Oxidation von Fe wird die Fe^{3+} -Konzentration im Porenwasser erhöht, was neben der Fe-Oxid-Hydroxid-Ausfällung auch zu Niederschlägen von Fe-Phosphaten und Fe-Arsenaten führt (Abb. 5.14, Chester 1990). Der darüber liegende Mn-Peak geht mit Maxima bei Ni und Co einher, was mit der adsorptiven Wirkung von Mn-Hydroxiden erklärt werden kann (Murray 1975). Ein ähnliches Muster dieser Elementverteilung findet sich im MIS 1, wobei sich die Fe-, P- und As-Peaks auf einen größeren

Diagenetische Prozesse im Arktischen Ozean

Kernabschnitt verteilen. Mn dagegen zeigt einen einfachen Peak. Zurückzuführen sind diese Unterschiede auf die verschiedenen schnell ablaufenden Reaktionen mit Sauerstoff im Porenwasser. Fe wird auch bei geringen Sauerstoffmengen schnell oxidiert und fällt aus. Ausgefälltes Mn-Oxid wird aber auch schnell wieder reduziert, und das Mn mobilisiert, sobald das Milieu wieder reduzierend wirkt. Damit sind die Umweltbedingungen während des MIS 5e und während des Holozäns im östlichen Arktischen Ozean sehr ähnlich (siehe auch Kellogg 1980, Müller 1999).

Im MIS 3 tritt ein Mn-Peak mit einem geringeren Mn/Al-Verhältnis als die beiden Mn-Maxima in MIS 1 und MIS 5 auf. Ebenso fehlen die Anreicherungen von Ni und Co sowie Fe, P und As (Abb. 5.14). Damit haben der Sauerstoff und ein Teil der Mn-Oxide ausgereicht, das remineralisierbare C_{org} zu oxidieren. Das eingetragene Material (Abb. 5.14, grau unterlegt) beinhaltete wahrscheinlich nur geringe Mengen an umsetzbaren Kohlenstoffverbindungen, was durch erodierten Gletscherschutt oder geringe Primärproduktion bedingt sein kann. Aufgrund des IRD-Eintrags nehmen Knies et al. (2000) an, dass erodiertes Schelfmaterial oder freigegebener Gletscherabraum beim Gletscherrückzug und Meeresspiegelanstieg eingetragen worden ist.

Im Osten des Arbeitsgebietes (PS2757-8) treten Unterschiede gegenüber denen im Westen (PS2741-1) auf. Wider Erwarten tritt der stärkste Mn-Peak im MIS 3 auf, anstatt im MIS 5 und MIS 1 (Abb. 5.15). Gleichzeitig treten Maxima bei Ni/Al- und Co/Al-Verhältnissen auf, die von Fe-, P- und As-Anreicherungen unterlagert werden. Damit muss relativ viel remineralisierbares C_{org} zu Beginn des MIS 3 eingetragen worden sein, was dann durch Sauerstoffzehrung und Mn- und Fe-Oxid-Reduktion umgesetzt worden ist. Die unterlagernden erhöhten TOC- Werte deuten genauso wie die Anzahl der Dinoflagellatenzysten einen stärkeren Eintrag durch einen möglicherweise erhöhten Atlantikwassereinstrom an (Abb. 5.15, grau unterlegt; Matthiessen et al. 2001).

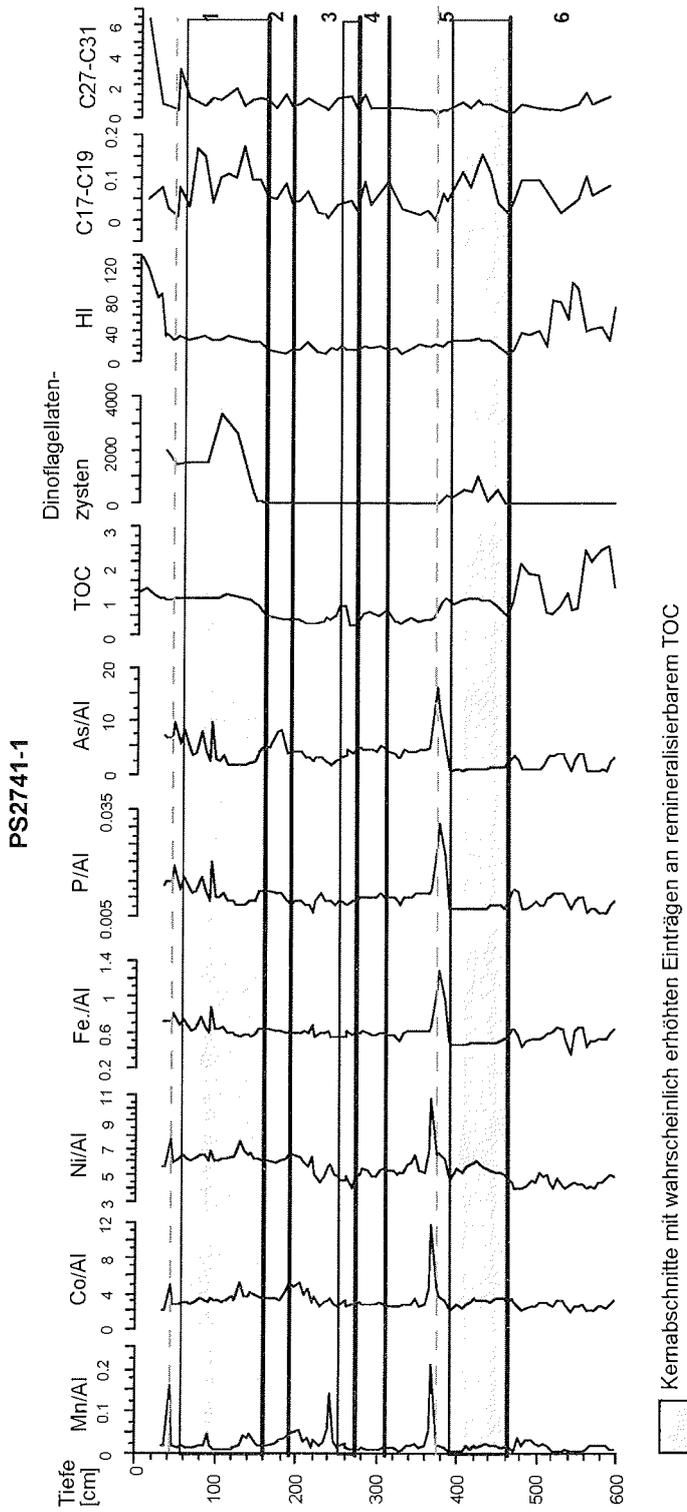


Abb. 5.14: Diagenese-relevante Parameter im Sedimentkern PS2741-1 (Dinoflagellatenzysten, HI und n-Alkane aus Matthiessen et al. 2001).

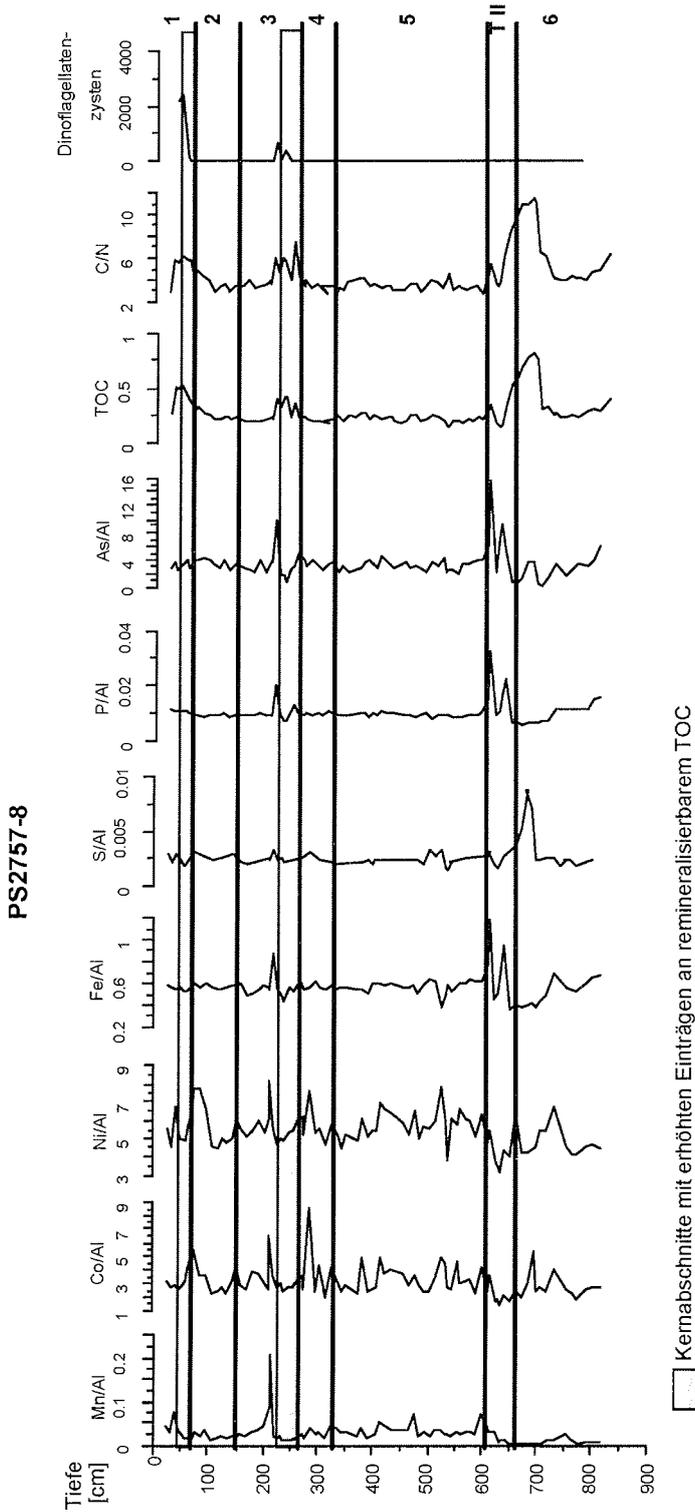


Abb. 5.15: Diagenese-relevante Parameter im Sedimentkern PS2757-8 Dinoflagellatenzysten aus Matthiessen et al. 2001, TOC aus Stein et al. 2001).

Allerdings sind die stärksten Atlantikwassereinträge im MIS 5e und im Holozän (Matthiessen et al. 2001). Im MIS 5 ist nur ein kleiner Mn-Peak bei etwa 470 cm zu finden, der aber aufgrund der weiteren, ähnlich hohen Mn/Al-Verhältnisse nicht herausragend ist (Abb. 5.15). Die entsprechende Mn-Anreicherung im MIS 1 ist nur wenig größer als im MIS 5. Damit ist der größere Anteil an remineralisierbarem C_{org} während des MIS 3 auf den Lomonosov-Rücken gebracht worden (Abb. 5.15), was insofern überraschend ist, da die Umweltbedingungen im MIS 1 und MIS 5e günstiger waren als im MIS 3, und der Meeresspiegel höher lag (Chappell und Shackleton 1986). Aufgrund der ganzjährig geschlossenen Eisdecke ist eine gute Primärproduktion im östlichen Arktischen Ozean an der Lokation des Kerns PS2757-8 nicht zu erwarten (Subba Rao und Platt 1984). Durch einen Einstrom von warmem Atlantikwasser werden Zysten von Dinoflagellaten bis an den Laptev-See-Kontinentalhang transportiert (Matthiessen et al. 2001). Das legt auch den Transport anderen Materials nahe, so dass ein Eintrag an organischem Material per Atlantikwassereinstrom an der Position des PS2741-1 für die Frühdiagenese im Sediment in den MIS 1 und MIS 5e verantwortlich gemacht werden kann. Die Dinoflagellatenzysten-Verteilung im Kern PS2757-8 lässt darauf schließen, dass der Atlantikeinstrom an dieser Stelle nur noch schwach bis kaum vorhanden ist. Damit kann die kaum festzustellende Frühdiagenese im Sediment auf dem Lomonosov-Rücken in den MIS 1 und 5 erklärt werden.

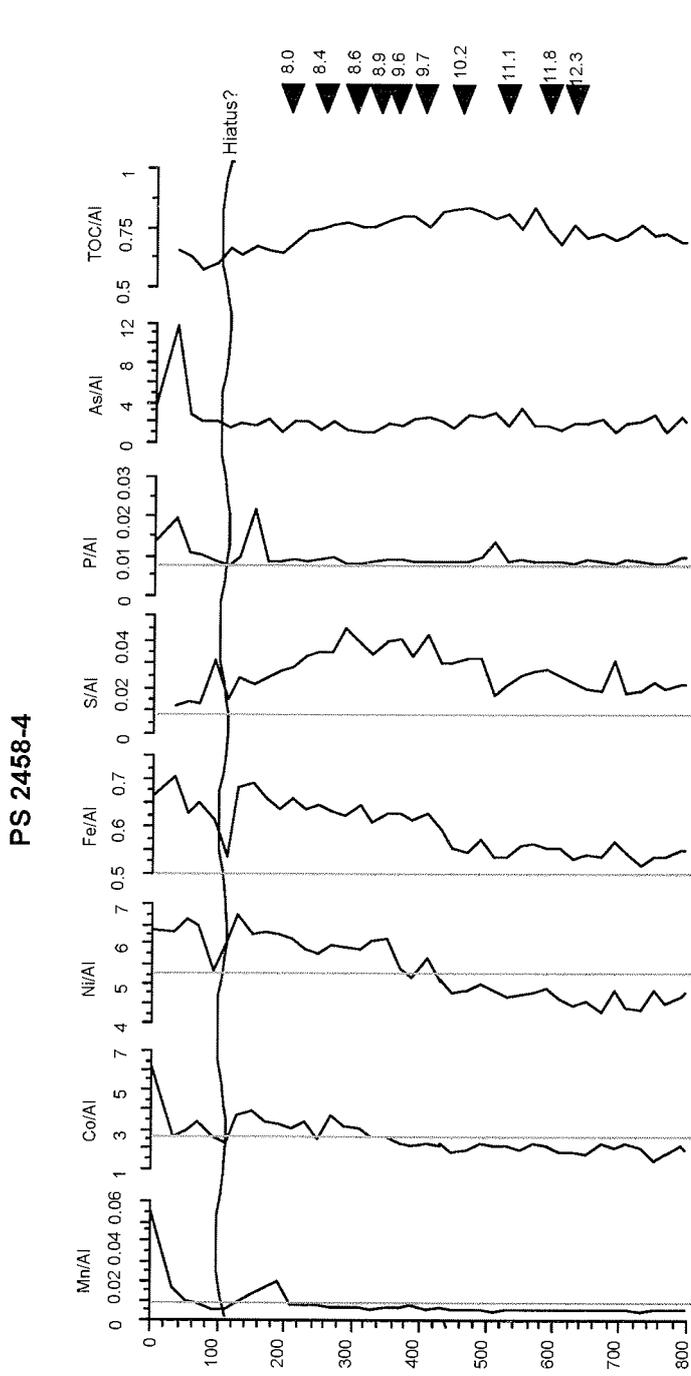
Die Frühdiagenese zu Beginn des MIS 3 im Sedimentkern PS2757-8 kann durch den starken Eintrag von relativ organik-reichem Material, wahrscheinlich bedingt durch den Zerfall von Gletschern im Verkhoyansker Gebirge (Müller 1999), die den Abfluss der Lena zumindest teilweise blockiert haben, verursacht worden sein. Dadurch könnte in kurzer Zeit viel Wasser in die Laptev-See in Bewegung gesetzt, und entsprechend viel Material vom Land über die Laptev-See und durch Meereistransport an die Lokation des Kerns PS2757-8 gebracht worden sein. Ein Sand-Peak in 255 cm Tiefe des PS2757-8 deutet einen entsprechenden schnellen Transport an (Müller 1999).

Zu Beginn des MIS 1 kommt es nicht zu einem solch plötzlichen und starken Eintrag, da das Hinterland im MIS 2 nicht so stark vereist war (Niessen et al. 1997,

Diagenetische Prozesse im Arktischen Ozean

Weiel 1997, Kleiber et al. 2001, Müller 1999). Im MIS 6 dagegen war die Vereisung ausgedehnter als im MIS 2 (Müller 1999, Svendsen et al. 1999). Im späten MIS 6 treten im Kern PS2757-8 größere Mengen S und TOC auf, die vermutlich auf einen Eintrag an Kohle hindeuten (Abb. 5.15). Das Fehlen von höheren Fe/Al-Verhältnissen sowie die Kombination aus hohen TOC- und S-Gehalten deuten auf Kohle hin. Ein anoxisches Milieu im Sediment hätte neben hohen Fe-Gehalten durch Pyrit auch eine Erhöhung verschiedener Spurenelemente wie Ni, Co oder Pb zur Folge. Die Kohle könnte der Verkhojansker Faltenzone entstammen, die über diese Vorkommen verfügt (Dolginow und Kropatschjow 1984). Auf ihr lagen im MIS 6 vermutlich große Gletscher, die eine Erosion der Kohle möglich gemacht haben könnten. In jüngerer Zeit deutet nichts auf einen Kohleeintrag hin. Während der Termination II wurde neben grobklastischem Material auch TOC eingebracht (Stein et al. 2001), das durch den Sauerstoff und die Fe-Oxide remineralisiert wurde. Da Mn früher reduziert wird als Fe, ist Mn wahrscheinlich ebenfalls reduziert worden, allerdings erscheint das über den beiden Fe-Peaks gelegene Mn-Maximum etwas klein (Abb. 5.15). Der Mn-Peak ist allerdings breiter, was darauf hindeutet, dass das Mn-Oxid nach der ersten Ausfällung noch einmal reduziert und mobilisiert wurde, um danach endgültig auszufallen.

Auffallend ist bei einigen Sedimentkernen, die sich auf dem Schelf oder am Kontinentalhang befinden, dass die Mn/Al-Verhältnisse sehr gering sind und zur Oberfläche hin ansteigen (Abb. 5.16). Ein gutes Beispiel ist der Kern PS2458-4 am Kontinentalhang der Laptev-See mit seinen hohen Sedimentationsraten. Das Sediment enthält relativ hohe TOC- und S-Gehalte, die auf frühdiagenetische Reaktionen inklusive der Sulfatreduktion hindeuten. Damit wird Mn im Sediment mobilisiert und tritt aus dem Sediment in die Wassersäule aus, weil der Sauerstoff im Porenwasser komplett verbraucht wurde. In der Wassersäule wird das reduzierte Mn dann oxidiert, und als Mn-Oxid möglicherweise in das Meereis eingebaut (Hölemann et al. 1999).



Tonschiefer-Vergleichsdaten nach Taylor and McLennan (1985) bzw. Wedepohl (1971) für S/Al- und TOC/Al-Verhältnisse

Abb. 5.16: Diagenese-relevante Parameter am Sedimentkern PS2458-4.

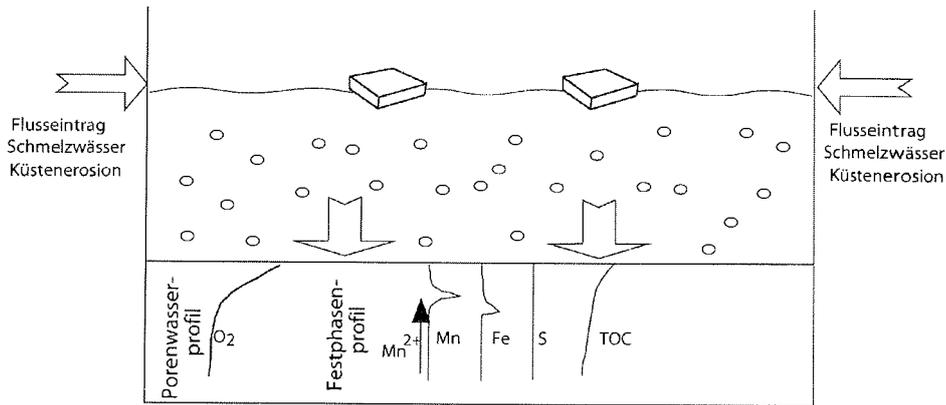
5.3.3 Zusammenfassung der verschiedenen frühdiagenetischen Vorgänge im östlichen Arktischen Ozean

Aus den bisherigen Beobachtungen zu den diagenetischen Prozessen im Arktischen Ozean lassen sich drei verschiedene Modelle skizzieren, deren Prozessabläufe sich folgendermaßen zusammenfassen lassen.

Das erste zeigt in etwa die heutige Situation am Eurasischen Kontinentalrand des Arktischen Ozeans (Abb. 5.17 a). Hauptsächlich durch Flusseintrag, Küstenerosion und Schmelzwasser gelangt Material in den Ozean und ins Sediment. Dabei bilden sich stationäre Zustände im Sediment aus, in denen die folgenden Reaktionen in unterschiedlichen Horizonten ablaufen. Der im Porenwasser vorhandene Sauerstoff oxidiert das remineralisierbare C_{org} , und wird dabei verbraucht. Ist der Sauerstoff aufgebraucht, wird MnO_2 als Oxidationsmittel herangezogen, wobei Mn^{4+} zu Mn^{2+} reduziert wird. Mn^{2+} diffundiert im Porenwasser, bis es an die oxisch/anoxische Grenzschicht kommt. Dort wird es oxidiert, wobei das entstehende Mn-Oxid in der Festphase einen Peak bildet, der abhängig von Variationen der Grenzschicht durch Auflösen (Mn-Reduktion) und Wiederausfällen (Mn-Oxidation) wandert, bis sich die Umweltbedingungen ändern. Neben Mn-Oxid wird auch Fe^{3+} reduziert, das aber schneller wieder oxidiert wird und deswegen im Sediment ein Maximum unter dem Mn-Peak bildet. Sulfatreduktion tritt aufgrund der relativ geringen remineralisierbaren C_{org} -Anteile kaum auf, was sich in dem konstant niedrigen S-Gehalt widerspiegelt (Abb. 5.17 a). Dieses vereinfachte Modell steht für die typischen Vorgänge während einer Warmzeit oder Abschmelzphase am Rand des Arktischen Ozeans in den letzten 120 ka.

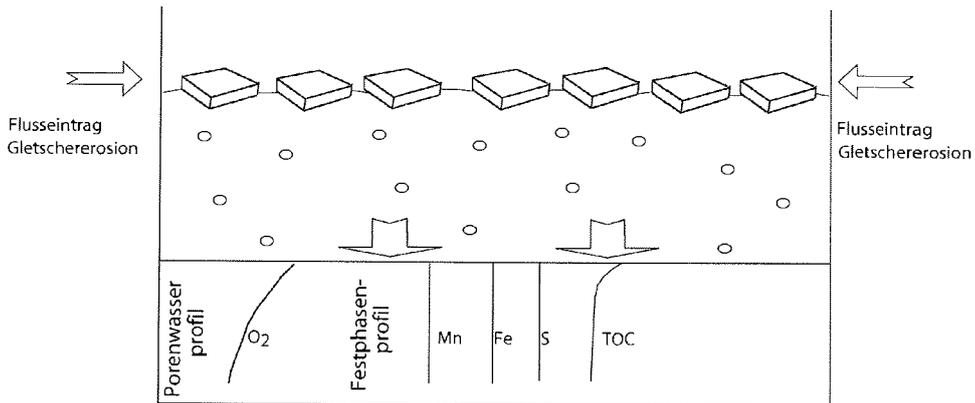
Die Kaltzeit zeichnet sich durch die in Modell b angedeuteten Prozesse aus (Abb. 5.17 b). Der Eintrag von Material ist gering, die Eisdecke verhindert oder reduziert die biologische Produktion bzw. der Atlantikeinstrom wird abgeschwächt, so dass wenig remineralisierbares C_{org} im Sediment im östlichen Arktischen Ozean abgelagert wird. Daher reicht der Sauerstoff aus, um das C_{org} zu oxidieren. Abgelagerte Mn- und Fe-Oxide werden nicht beeinflusst, S ist sehr niedrig und der Sauerstoff im Porenwasser ist erst in größerer Tiefe aufgebraucht (Abb. 5.17 b).

Deglaziation / Warmzeit im Arktischen Ozean



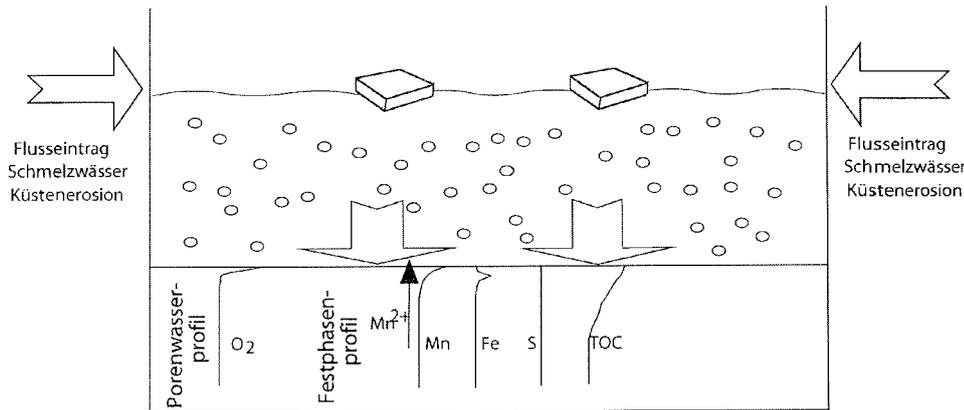
a)

Kaltzeit im Arktischen Ozean



b)

Deglaziation / Warmzeit in Depocentern des Arktischen Ozeans



c)

Abb. 5.17: Modelle zur Beschreibung der verschiedenen Diagenese-Stadien im östlichen Arktischen Ozean mit schematisierten Sauerstoff-Porenwasserprofilen und idealisierten Festphasenprofilen für Mn, Fe, S und TOC (Mn²⁺ steht für im Porenwasser mobiles Mn).

An einigen Positionen, wie z.B. des Kerns PS2458-4, wird sehr viel Material abgelagert. In diesen Depocentern oder Hauptakkumulationsgebieten, die sich häufig noch auf den Arktischen Schelfen oder an deren Rändern befinden, wird viel Material und damit viel remineralisierbares C_{org} abgelagert (Abb. 5.17 c, Abb. 5.18). Im Kern PS2458-4 ist während des frühen Holozäns sehr viel Material abgelagert worden, das frisches remineralisierbares C_{org} enthält. Das belegen die erhöhten Werte des Wasserstoffindizes, der als Anzeiger für unreifes C_{org} verwendet wird, und die erhöhten Konzentrationen der als Anzeiger für marines organisches Material genutzten kurzkettigen Fettsäuren, Dinosterolen und Brassicasterolen (Abb. 5.18, Boucsein et al. 2000). Der vorhandene Sauerstoff ist schnell verbraucht, Mn- und Fe-Oxide im Sediment sind relativ schnell reduziert, und die Sulfatreduktion setzt ein. Die TOC- und S-Gehalte sind im Sediment erhöht, Mn und Fe im Sediment annähernd konstant niedrig und der Sauerstoff-Gehalt im Porenwasser früh auf Null reduziert (Abb. 5.17c, Boetius und Damm 1998). Mn²⁺ tritt aus dem Sediment in die Wassersäule aus, wo es zu MnO₂ oxidiert wird (siehe Mn/A-Verhältnisse in der Festphase, die zur Sedimentoberfläche hin stark ansteigen, Abb. 5.18). Die nach diesem Modell

Diagenetische Prozesse im Arktischen Ozean

wirksamen Prozesse sind im östlichen Arktischen Ozean vermutlich auf Warmzeiten beschränkt, da sie einen relativ großen Eintrag an frischem C_{org} voraussetzen.

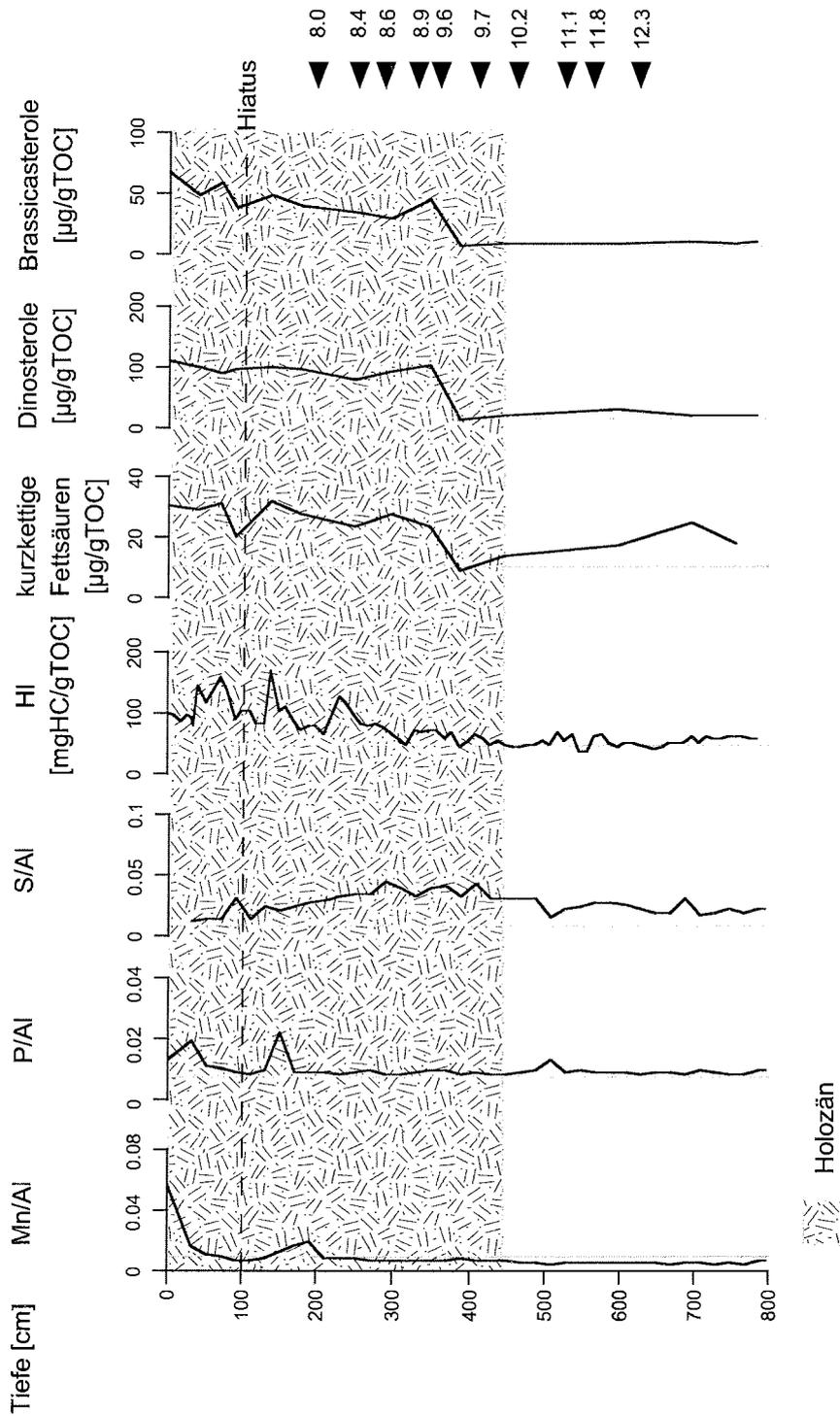


Abb. 5.18: Ausgewählte Element/AI-Verhältnisse im Vergleich zu Wasserstoff-Index (HI) und ausgewählte Biomarker am Kern PS2458-4 (Boucsein et al. 2000)

5.3.4 Änderungen der Mn-Gehalte im zentralen Arktischen Ozean

Im zentralen Arktischen Ozean treten kaum diagenetische Effekte im Sediment auf, wie schon im Holozän des PS2757-8 zu erkennen war. Gründe dafür sind eine Abnahme der TOC-Gehalte in den Sedimenten von den Schelfen in die Tiefsee (Schubert und Stein 1997, Stein und Fahl 2000, Stein et al. 2001) und die geringe Primärproduktion aufgrund der permanenten Eisdecke (Subba Rao und Platt 1984). Durch den Eistransport und vor allem das Absinken durch die sauerstoffreiche Wassersäule ist der leicht oxidierbare Teil der Kohlenstoffverbindungen wahrscheinlich schon oxidiert, bevor er ins Sediment gelangt. Damit reicht meist auch der im Porenwasser vorhandene Sauerstoff für eine Remineralisation des umsetzbaren organischen Kohlenstoffs aus. Mn- und Fe-Oxide würden dann im ursprünglichen oxidierten Zustand eingebettet werden, und infolgedessen eine Änderung der Sedimentzusammensetzung durch Diagenese nicht stattfinden. Genau diesen Prozess nimmt man bei dem Kern 96/12-1pc auf dem Lomonosov-Rücken an (Jakobsson et al. 2000). Auffallend sind in diesem Kern die typischen Farbwechsel, die auf mehr oder weniger Mn-Oxid im Sediment hindeuten (Abb. 5.19). Bestätigt wurde dieser Zusammenhang durch Mn-Messungen, die sich proportional zum Farbindex verhalten. Die Mn-Gehalte schwanken dabei zwischen 0.03 und 0.6 % MnO (Abb. 5.19, Jakobsson et al. 2000).

Vergleichbare Farbwechsel werden auch im Kern PS2185-3/6 dokumentiert (Abb. 5.19, Fütterer 1992). Die Mn-Daten zeigen einige auffällige Minima und Maxima von 0.025 bis etwa 0.6 % MnO (Abb. 5.19). Dabei fallen die Maxima der MnO-Gehalte meist in Interstadiale, wie es auch beim Kern 96/12-1pc der Fall ist (Abb. 5.19). Jakobsson et al. (2000) nutzen die Mn-Peaks zur Festlegung von Interstadialen im 96/12-1pc, wobei die Grundlage der Stratigraphie auf der Paläomagnetik und dem Vorkommen von *Emiliana huxleyi* beruht. Die Mn-Peaks der Kerne PS2185-3/6 und 96/12-1pc lassen sich weitgehend sehr gut korrelieren (Abb. 5.19).

Da die diagenetische Mn-Peak-Bildung in Sedimenten des zentralen Arktischen Ozeans weitgehend ausgeschlossen werden kann, wird das Mn direkt als Oxid ins

Diagenetische Prozesse im Arktischen Ozean

Sediment eingebracht und abgelagert. Dabei muss das Mn aber vorher gegenüber der terrigenen Matrix aufkonzentriert werden. Nur ein erhöhter Eintrag von terrigenem Material in den Arktischen Ozean während der Interglaziale würde mehr Material bedeuten, aber keine Mn-Peaks hervorrufen. Wahrscheinlich findet der folgende Prozess statt:

Die Lena, z.B., weist eine doppelt so hohe Konzentration an gelöstem Mn auf wie ein Fluss im globalen Durchschnitt (Hölemann et al. 1999). Das Mn wird zusammen mit dem terrigenen Material und dem TOC direkt ins Eis eingefroren oder erst auf dem flachen Laptev-See-Schelf abgelagert, wo das TOC remineralisiert, dabei reduziertes Mn^{2+} freigesetzt, in die Wassersäule entlassen und dort oxidiert und letztlich ins Eis eingebaut wird (Hölemann et al. 1999). Mit dem Eis wird das Mn in den zentralen Arktischen Ozean verfrachtet, wo es, oder zumindest ein Teil, in die Wassersäule entlassen und ins Sediment eingebettet wird.

Wichtig ist bei diesem Prozess der Eintrag von Mn-Oxiden und remineralisierbarem TOC über die Flüsse auf einen flachen Schelf, wo diagenetische Prozesse im Sediment stattfinden können. Mittels Diagenese sollte reduziertes Mn^{2+} in die Wassersäule austreten können. In besonders flachen Gebieten würde es reichen, wenn sich die Mn-Peaks nahe der Sedimentoberfläche ausbilden, da im Winter z.T. die oberen Sedimentschichten ins Eis eingefroren werden können. Weiterhin sollte eine entsprechende Süßwasserzufuhr durch die Flüsse auftreten, damit die Neueisbildung in diesen Schelfgebieten stattfinden kann. Das Mn kann zusammen mit dem terrigenen Material über Partikel in der Wassersäule oder über sich bildendes Ankeris, an dem sich das oberflächennahe Sediment befindet, in das Meereis eingefroren werden. Diese Bedingungen treten im Arktischen Ozean in den Interstadialen mit erhöhtem Meeresspiegel auf.

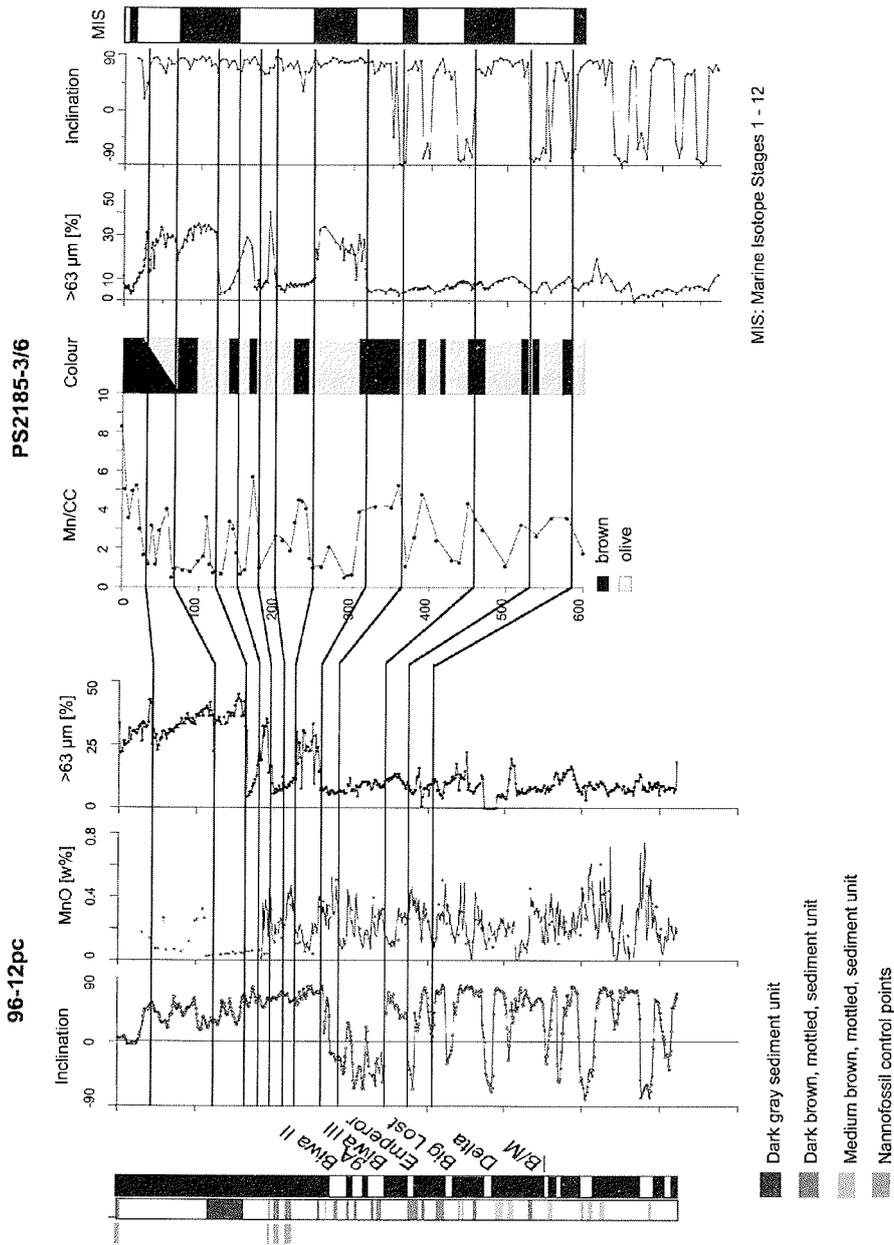


Abb. 5.19: Vergleich der Korngrößen, der Mn-Maxima und der Inklinationen der Sedimentkerne 96-12pc und PS2185-3/6 auf dem Lomonosov-Rücken im zentralen Arktischen Ozean (96-12pc: Jakobsson et al. 2000).

5.4 Zusammenführung der Paläorekonstruktionen aus Liefergebietsänderungen und geochemischer Prozesse im Sediment

Der Eintrag und die Verteilung terrigenen Materials sowie die geochemischen Veränderungen im Sediment sind ursächlich miteinander verknüpft. Schon die Sedimentationsraten im östlichen Arktischen Ozean, speziell in der Nähe des Kontinentalhanges der Laptev-See, zeigen einen erhöhten Sedimenteintrag in den Warmphasen MIS 1 und 5 (Abb. 5.20). Die Gehalte an organischem Kohlenstoff sind in den Interglazialen ebenfalls etwas erhöht (Stein et al. 2001). Je mehr kohlenstoffreiches Material eingetragen und abgelagert wird, um so mehr Sauerstoff wird benötigt, um das remineralisierbare TOC zu oxidieren. Sauerstoff kann aber nicht unbegrenzt ins Sediment nachgeführt werden, so dass andere Oxidationsmittel wie Mn- oder Fe-Oxid bzw. Nitrate den Abbau bewirken (Froelich et al. 1979, Gingele und Kasten 1994, Carman und Rahm 1997). Dass ausgerechnet in den Interglazialen verstärkt Sedimentfracht in den östlichen Arktischen Ozean eingebracht wird, liegt an der in Warmzeiten erhöhten Wasserzufuhr durch die Flüsse. Auch die Küstenerosion spielt, zumindest in der Laptev-See, bei dem höheren Meeresspiegel eine größere Rolle als Materiallieferant für den östlichen Arktischen Ozean als in den Kaltzeiten (Rachold et al. 2000). In den Interglazialen setzt zudem der Atlantikwassereinstrom parallel zum Kontinentalhang des östlichen Arktischen Ozeans ein, der Energie in den östlichen Arktischen Ozean bringt und eine höhere Produktivität in der Wassersäule bewirkt (Matthiessen et al. 2001). Da die Primärproduktivität im Arktischen Ozean sehr niedrig ist (Subba Rao und Platt 1984), spielen diese Prozesse für die geochemischen Aktivitäten in den Sedimenten nahe des Kontinentalhanges der Laptev-See eine wichtige Rolle. In den Sedimentkernen entstehen über diesen erhöhten Eintrag an relativ frischem Material (Abb. 5.21, 5.22) im Laufe der Zeit Mn-Peaks (manchmal mit Fe-, P- und As-Maxima vergesellschaftet), die wahrscheinlich je nach Eintrag an remineralisierbarem TOC mehr oder weniger ausgeprägt sind. Sind diese Einträge über längere Zeit aktiv, werden die Mn-Oxid-Anreicherungen wieder reduziert. Zweiwertiges Mn diffundiert im Porenwasser des Sediments, bis es am Übergang vom anoxischen zum oxischen Milieu im Porenwasser wieder oxidiert wird. Somit „wandern“ die Mn-

Zusammenführung der Paläorekonstruktionen

Peaks im Sediment nach oben, bis die höheren Einträge an remineralisierbaren Kohlenstoff stoppen.

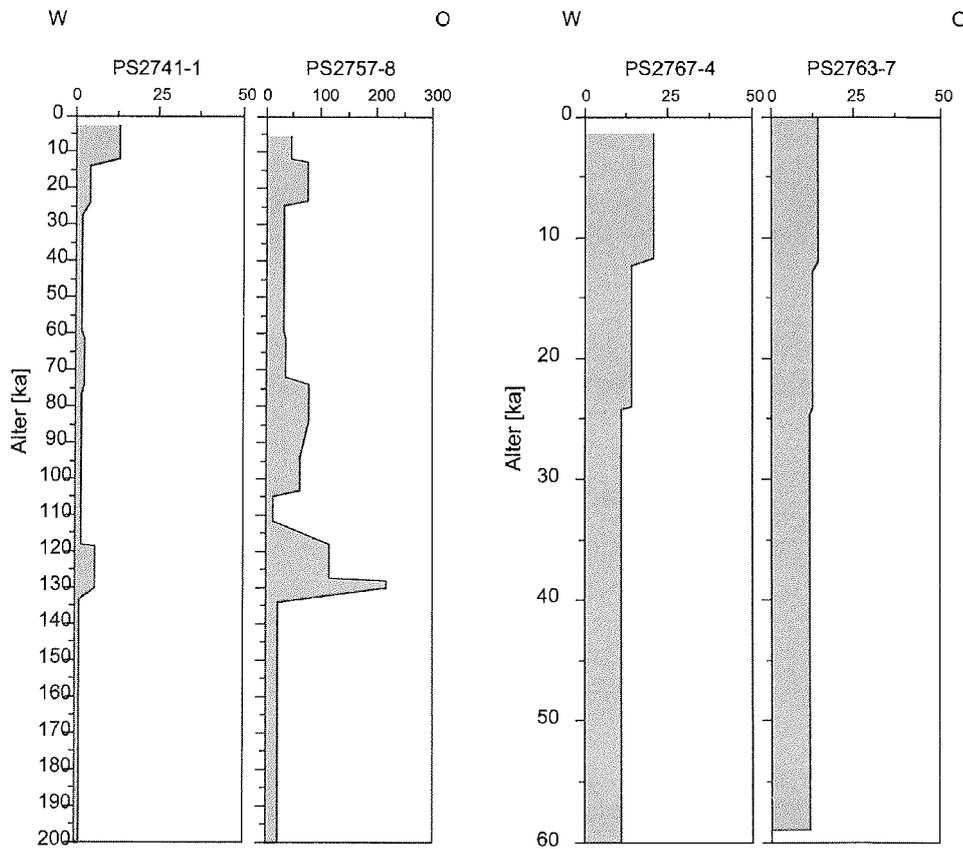


Abb. 5.20: Sedimentationsraten ausgewählter Kerne im östlichen Arktischen Ozean.

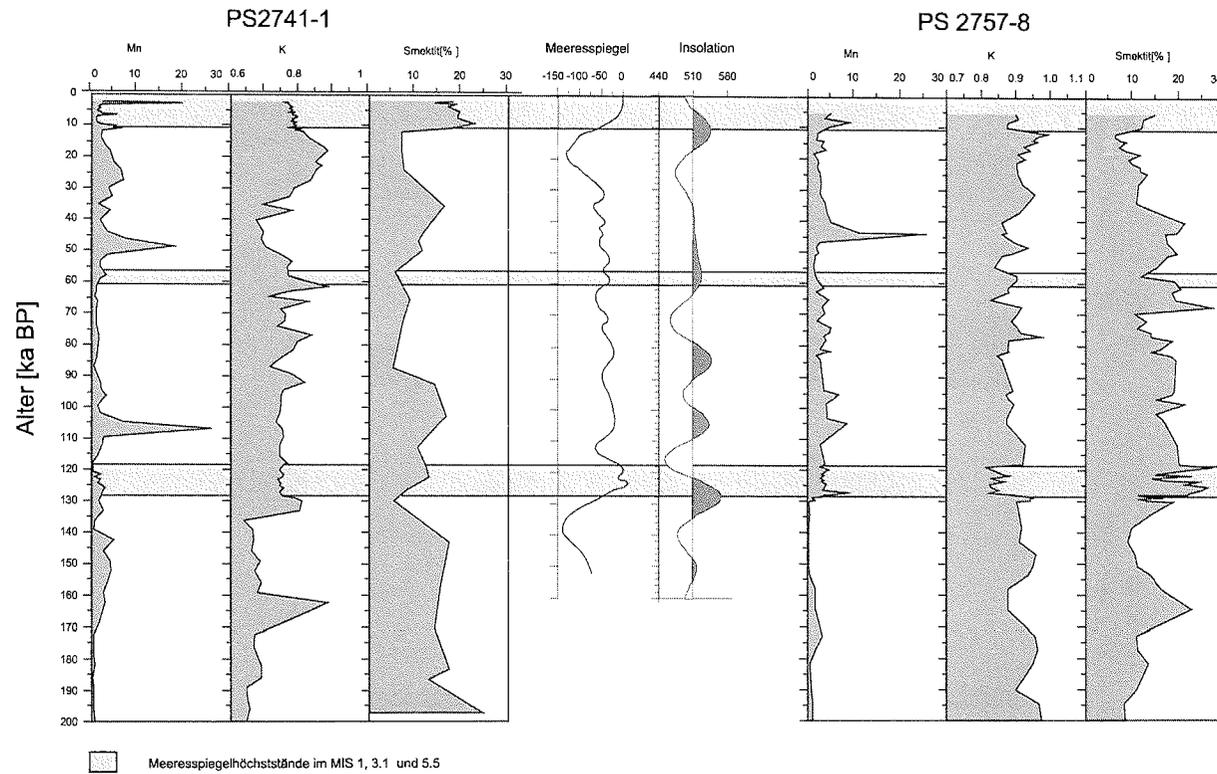


Abb. 5.21: Mn- und K-Anreicherungsfaktoren gegenüber der Kontinentalen Kruste (Taylor und McLennan 1985) und Smektit (Müller 1999) gegen die Meeresspiegeländerung und die Insolation an den Sedimentkernen PS2741-1 und PS2757-8 (Chappell und Shackleton 1986, Berger 1978, Berger und Loutre 1991)

Zusammenführung der Paläorekonstruktionen

Auffallend ist ein Zusammenhang zwischen den Phasen höheren Eintrags an remineralisierbarem Material, einem erhöhten Meeresspiegel und einem Rückgang des Anreicherungsfaktors für K mit einem gleichzeitigen Anstieg von Smektit im Sediment nahe des Kontinentalhanges der Laptev-See (Abb. 5.21 und 5.22). Durch den höheren Meeresspiegel werden die Schelfe überflutet, wodurch die Transportwege für terrigenes Material aktiviert werden (Nürnberg et al. 1994, Vogt 1997, Schoster et al. 2000, vergl. Kapitel 5.1). Dabei gelangt K-armes und Smektit-reiches Material aus der Kara- und westlichen Laptev-See unter anderem auch durch den sich entlang des Kontinentalhanges bewegenden Atlantikwassereinstrom bis an die Kernpositionen nahe des Kontinentalhanges der östlichen Laptev-See (Müller und Stein 2000).

Damit ist der Atlantikwassereinstrom nicht nur für die geochemischen Prozesse in den betrachteten Sedimenten wichtig, sondern auch für die Verteilung terrigenen Materials, Energie und Mikrofossilien wie Dinoflagellatenzysten. Während der Kaltzeiten ist der Einstrom des Atlantikwassers reduziert oder kaum vorhanden (Hebbeln und Wefer 1997, Knies et al. 2001). Im MIS 6 werden jedoch zwei zeitliche Abschnitte erhöhten Atlantikwassereinstroms festgestellt (Hebbeln und Wefer 1997), die auch in den Sedimenten nahe des Kontinentalhanges der Laptev-See ihre Spuren hinterlassen haben. So werden die erhöhten TOC-Gehalte in den dunklen Sedimentlagen der Kerne PS2741-1 und PS2757-8 mit den vergesellschafteten erhöhten Smektit-Anteilen auf die mesozoischen Tonschiefer und Kohlen, die auf Franz-Josef-Land anstehen, zurückgeführt (Stein et al. 2001, vergl. Abb. 5.7). Obwohl die TOC-Gehalte sehr hoch für diese Region sind, ist aber kein darüber liegender Mn- oder Fe-Peak festzustellen. Der organische Kohlenstoff scheint also schon vor der Ablagerung im Sediment stark gereift gewesen zu sein, was auch die niedrigen HI-Werte nahe legen (Stein et al. 2001).

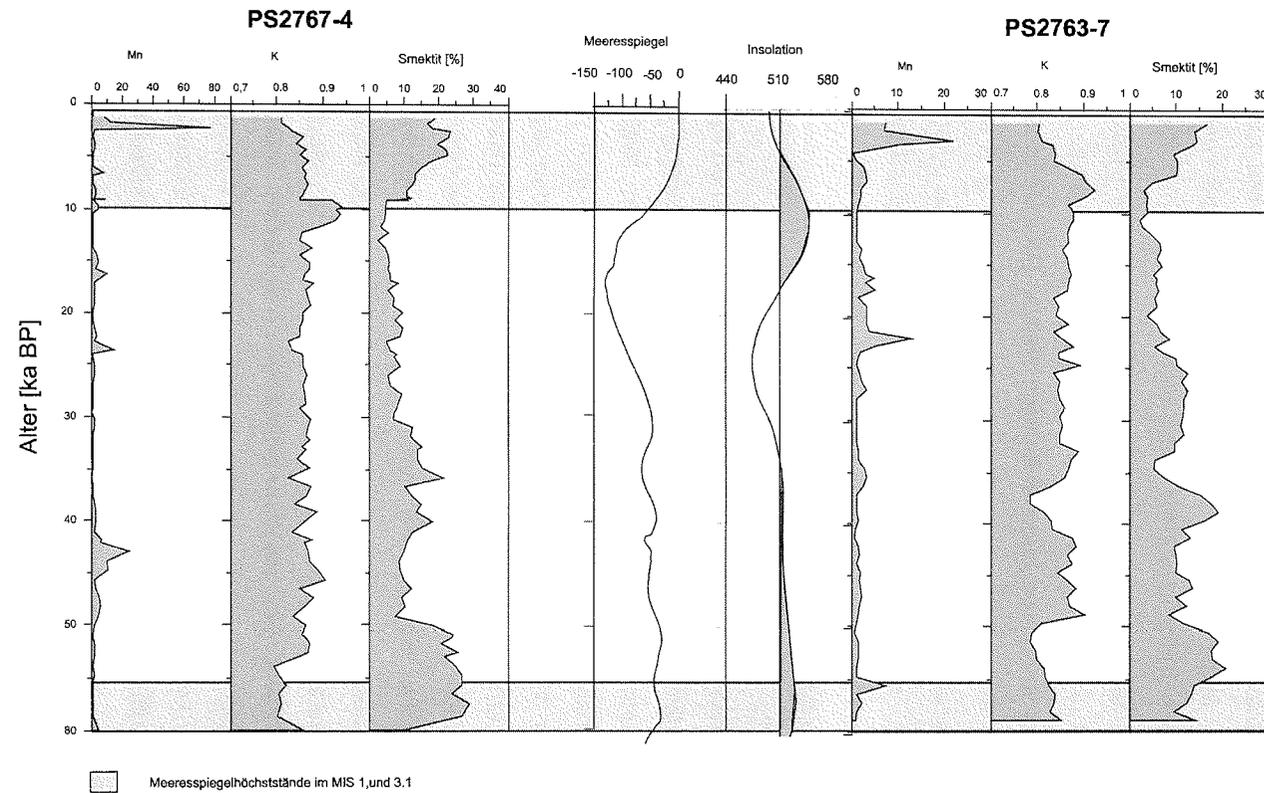


Abb. 5.22: Mn- und K-Anreicherungs-faktoren gegenüber der Kontinentalen Kruste (Taylor und McLennan 1985) und Smektit (Müller 1999) gegen die Meeresspiegeländerung und die Insolation an den Sedimentkernen PS2767-4 und PS2763-7 (Chappell und Shackleton 1986, Berger 1978, Berger und Loutre 1991).

Zusammenführung der Paläorekonstruktionen

Auch im zentralen Arktischen Ozean ist in den letzten etwa 200 ka kaum noch remineralisierbares TOC sedimentiert worden. Das legen die Mn-Zyklen der Kerne PS2185-3/6 sowie 96-12pc auf dem Lomonosov-Rücken nahe, die kaum Anzeichen für eine frühdiagenetische Veränderung im Sediment bieten (Jakobsson et al. 1999, vgl. Kapitel 5.3). Gründe dafür sind sicher in der geringen Primärproduktion sowie im hohen Sauerstoffgehalt des Arktischen Ozeans zu finden. Im zentralen Arktischen Ozean müssen die Mn-Peaks in den Sedimenten auf andere Prozesse zurückgeführt werden. Wahrscheinlich ist ein stärkerer Eintrag an Mn aus dem Fluss- und Schelfbereich während der Interstadiale, bei dem das Mn auf dem Schelf in das Meereis eingefroren und im zentralen Arktischen Ozean z.T. wieder freigesetzt wird (Jakobsson et al. 2000, Hölemann et al. 1999).

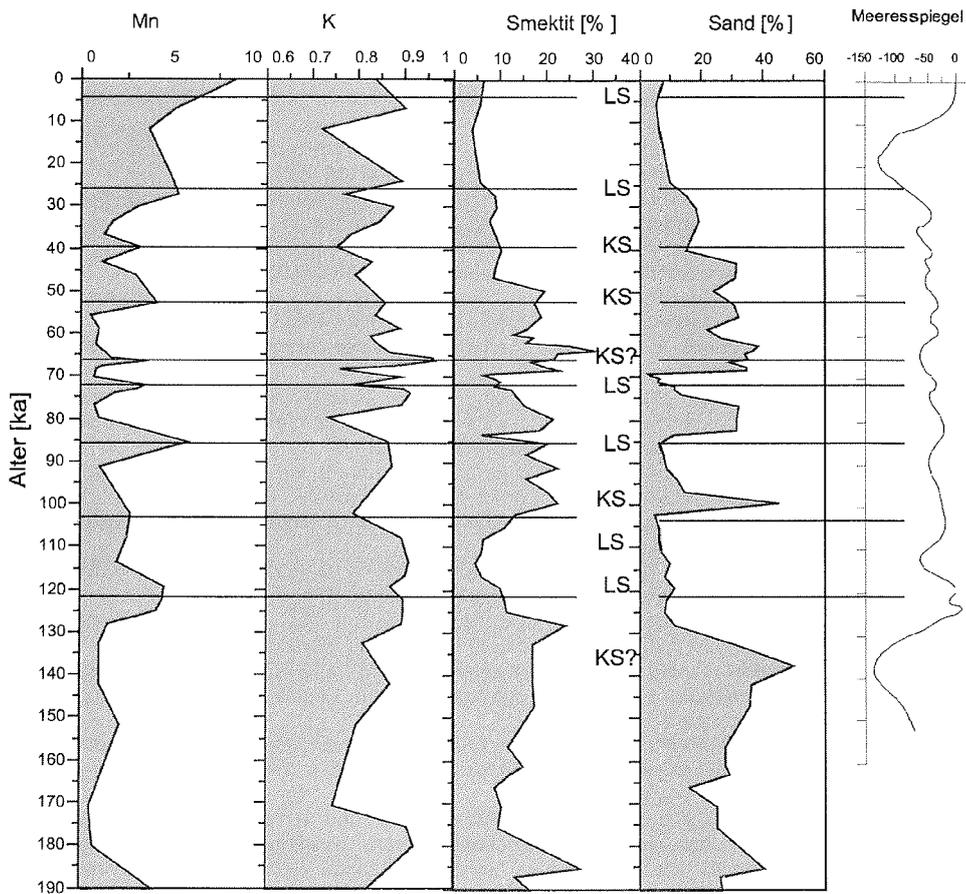
Wenn der Transport durch Meereis für die Ausbildung der Mn-Peaks im zentralen Arktischen Ozean verantwortlich ist, sollte sich in der Zusammensetzung des terrigenen Materials das Herkunftsgebiet widerspiegeln. Es ist sehr wahrscheinlich, dass ein großer Teil des terrigenen Materials, das an der Kernposition des PS2185-3/6 abgelagert wird, über die Transpolar Drift durch Meereis oder Strömungen dorthin transportiert wird (Wollenburg 1993, Nürnberg et al. 1994). Damit kommen vor allem die beiden Schelfbereiche Laptev- und Kara-See als Liefergebiete in Frage. Im MIS 1 und 5e (Eem) stammt das terrigene Material aufgrund des hohen K-Anreicherungsfaktors und der niedrigen Smektit-Gehalte aus der Laptev-See (Abb. 5.23). In beiden Zeiträumen sind die Meeresspiegelstände sehr hoch gewesen (Chappell und Shackleton 1986). Bei niedrigeren Meeresspiegelständen ist allerdings eine Zuweisung der Liefergebiete nicht mehr so eindeutig, wobei die Mn-Peaks allerdings tatsächlich bei relativen Meeresspiegelhochständen auftreten (Abb. 5.23). Möglicherweise müssen die von Hölemann et al (1999) postulierten Prozesse (Frühdiagenese und Austritt aus Sediment, Oxidation in der Wassersäule, Einfrieren in Eis) in den Schelfgebieten aktiv sein, um das Mn bis in den zentralen Arktischen Ozean zu transportieren. Die meisten Mn-Peaks treten im Sediment zudem nicht in den sandigen Lagen auf, welche wegen des Sand- und Smektit-Gehaltes auf Eisbergtransport aus der Kara-See-Region zurückgeführt werden (Spielhagen et al. 1997, Behrends 1999, Abb. 5.22). Das weist daraufhin, dass die Eisschilde besonders im MIS 6 bis an

Zusammenführung der Paläorekonstruktionen

die Schelfkante der Kara-See herangereicht haben müssen (Svendsen et al. 1999, Knies et al. 2001). Die erhöhten Sand- und Smektit-Gehalte lassen auch im MIS 4 Eisschilde in der Kara-See-Region inklusive der Taimyr-Halbinsel und Severnaja-Semlja vermuten (Weiel 1997, Svendsen et al. 1999). Der Mn-Peak bei 54 ka vor heute (Abb. 5.23) ist wahrscheinlich auf den Zerfall der Eisschilde zu Beginn des MIS 3 zurückzuführen. Da dieser Eisschild die heutige Kara-See-Region bedeckt hat, ist ein Transport von Smektit und Sand mittels Eisberge ebenfalls wahrscheinlich. Auch in der Nähe des Kontinentalhangs der Kara- und Laptev-See sowie der angrenzenden Arktischen Tiefsee finden sich Hinweise auf diesen Zerfall der Eisschilde (Knies et al. 1999, Müller und Stein 2000, vgl. Kap. 5.2).

Die Mn-Anreicherungen im östlichen und zentralen Arktischen Ozean können weitgehend mit den Liefergebieten des terrigenen Materials in Verbindung gebracht werden, und auch zu Paläoumweltrekonstruktionen des Arktischen Raums im Spätquartär beitragen.

Zusammenführung der Paläorekonstruktionen



KS,LS : Kara-See-Schelf, Laptev-See-Schelf als dominierendes Liefergebiet

Abb. 5.23: Mn- und K-Anreicherungs-faktoren gegenüber der Kontinentalen Kruste (Taylor und McLennan 1985) und Smektit (Müller 1999) gegen die Meeresspiegeländerung an dem Sedimentkern PS2185-3/6 (Chappell und Shackleton 1986).

6. Literaturverzeichnis

- Aagaard, K. (1981). On the deep circulation in the Arctic Ocean. *Deep-Sea Research* 28A, 251 – 268.
- Aagaard, K., Swift, J. H., and Carmack, E. C. (1985). Thermohaline Circulation in the Arctic Mediterranean Sea. *Journal of Geophysical Research* 90, 4833-4846.
- Aagaard, K., Foldvik, A., and Hillman, S. R. (1987). The West Spitsbergen Current: Disposition and water mass transformation. *Journal of Geophysical Research* 92, 3778-3784.
- Aagaard, K., and Carmack, E. C. (1989). The Role of Sea Ice and Other Fresh Water in the Arctic Circulation. *Journal of Geophysical Research* 94, 14485-14498.
- Alekseev, M. N. (1997). Paleogeography and Geochronology in the Russian Eastern Arctic during the second half of the Quaternary. *Quaternary International* 41/42, 11-15.
- Anderson, L. G., and Jones, E. P. (1992). Tracing upper waters of the Nansen Basin in the Arctic Ocean. *Deep-Sea Research* 39, 425-433.
- Anschutz, P., Sundby, B., Lefrancois, L., Luther, G.W. III, and Mucci, A. (2000). Interactions between metal oxides and species of nitrogen and iodine in bioturbated marine sediments. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 64, 16, 2751-2763.
- Are, F. E. (1999). The role of coastal retreat for sedimentation in the Laptev Sea. In: Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History. (H. Kassens, H. A. Bauch, I. Dmitrenko, H. Eicken, H.-W. Hubberten, M. Melles, J. Thiede, and L. Timokhov, Eds.), Springer-Verlag, Berlin, pp. 287-295.
- Arkipov, S. A., Isayeva, L. L., Bospaly, V. G., and Glushkova, O. (1986). Glaciation of Siberia and north-east USSR. *Quaternary Science Reviews* 5, 463-473.
- Arkipov, S. A., Ehlers, J., Johnson, R. G., and Wright, J., H.E. (1995). Glacial drainage towards the Mediterranean during the Middle and Late Pleistocene. *Boreas* 24, 196-206.
- Bauch, H. A., Kassens, H., Naidina, O. D., Kunz-Pirrung, M., and Thiede, J. (2001). Composition and flux of Holocene sediments on the Eastern Laptev Sea Shelf, Arctic Siberia. *Quaternary Research* 55, 344-351.
- Baumann, M. (1990). Coccoliths in sediments of the Eastern Arctic Basin. In: Geological History of the Polar Oceans: Arctic Versus Antarctic. (U. Bleil, and J. Thiede, Eds.), Kluwer Academic Publishers, pp. 437-445.
- Behrends, M. (1999). Rekonstruktion von Meereisdrift und terrigenem Sedimenteintrag im Spätquartär: Schwermineralassoziationen in Sedimenten des Laptev-See-Kontinentalrandes und des zentralen Arktischen Ozeans. *Berichte zur Polarforschung* 310, pp. 167.
- Behrends, M., Hoops, E., and Peregovich, B. (1999). Distribution patterns of heavy minerals in Siberian Rivers, the Laptev Sea and the eastern Arctic Ocean: An approach to identify sources, transport and pathways of terrigenous matter. In: Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History. (H. Kassens, H. Bauch, I. Dmitrenko, H. Eicken, H.-W. Hubberten, M. Melles, J. Thiede, and L. Timokhov, Eds.), Springer-Verlag, Berlin, pp. 265-286.
- Berger, A. (1978). Long-term variations of Caloric insolation resulting from the Earth's orbital elements. *Quaternary Geology* 9, 139-167.
- Berger, A. and Loutre, M. F. (1991). Insolation values for climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews* 10, 297-318.
- Berner, R.A. (1980). Early diagenesis: a theoretical approach. Princeton, NJ, Princeton University Press.
- Birgel, D. (1999). Paläoumweltbedingungen und organischer Kohlenstoffeintrag im Spätquartär: Ergebnisse von organisch-geochemischen und sedimentologischen Untersuchungen an Sedimenten vom Yermak-Plateau und der nördlichen Fram-Straße. Unpublished Dipl. thesis, Eberhard-Karls-Universität Tübingen.
- Bischof, J., Koch, J., Kubisch, M., Spielhagen R.F., and Thiede, J. (1990). Nordic Seas ice drift reconstructions: evidence from ice rafted coal fragments during oxygen isotope stage 6. Glacimarine Environments: Processes and Sediments. (Dowdeswell, J.A. and Scourse, J.D., Eds.), *Geological Society Special Publication* 53, 235 – 251.
- Boetius, A. and Damm, E. (1998). Benthic oxygen uptake, hydrolytic potentials and microbial biomass at the Arctic continental slope. *Deep-Sea Research I* 45, 239-275.

- Boucsein, B., Fahl, K., and Stein, R. (2000). Variability of river discharge and Atlantic-water inflow at the Laptev Sea continental margin during the past 15,000 years: implications from maceral and biomarker records. *International Journal of Earth Sciences* **89**, 578-591.
- Boucsein, B., and Stein, R. (2000). Particulate organic matter in surface sediments of the Laptev Sea (Arctic Ocean): application of maceral analysis as organic-carbon-source indicator. *Marine Geology* **162**, 573-586.
- Brownlow, A. H. (1996). *Geochemistry*. Prentice - Hall, New Jersey, p. 580.
- Brumsack, H.-J. (1989). Geochemistry of recent TOC-rich sediments from the Gulf of California and the Black Sea. *Geologische Rundschau* **78**, 851-882.
- Carmack, E. (1990). Large-Scale Physical Oceanography of Polar Oceans. *Polar Oceanography, Part A, Physical Science*. (W. O. Smith, Ed.), Academic Press Inc, San Diego, pp. 171-222.
- Carman, R., and Rahm, L. (1997). Early diagenesis and chemical characteristics of interstitial water and sediments in the deep deposition bottoms of the Baltic proper. *Journal of Sea Research* **37**, 25-47.
- Chappell, J., and Shackleton, N.J. (1986). Oxygen isotopes and sea level. *Nature* **324**, 137-140.
- Chester, R. (1990). *Marine Geochemistry*. Unwin Hyman Ltd, London, p. 698.
- Churkin, M., Soleimani, G., Carter, C., and Robinson, R. (1981). Geology of the Soviet Arctic: Kola Peninsula to Lena River. In: *The Arctic Ocean*. (A. E. M. Nairn, M. Churkin, and F. G. Stehli, Eds.), *The Ocean Basins and Margins*. Plenum Press, New York, pp. 331-376.
- Colony, R. L., Rigor, I., and Runciman-Moore, K. (1991). A summary of observed ice motion and analyzed atmospheric pressure in the Arctic Basin, 1979-1990. Techn. Mem. APL-UW TM 13-9. Applied Physics Laboratory, University Washington, Seattle.
- Darby, D. A., Naidu, A. S., Mowatt, T. C., and Jones, G. (1989). Sediment composition and sedimentary processes in the Arctic Ocean. In: *The Arctic Seas - Climatology, Oceanography, Geology, and Biology*. (Y. Herman, Ed.), van Nostrand Reinhold, New York, pp. 657-720.
- Deflandre, B., Mucci, A., Gagne, J.-P., Guignard, C., and Sundby, B. (2002). Early diagenetic processes in coastal marine sediments disturbed by catastrophic sedimentation event. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **66**, 2547 - 2558.
- Dethleff, D., Nürnberg, D., Reimnitz, E., Saarso, M., and Savchenko, Y. P. (1993). East Siberian Arctic Region Expedition '92: The Laptev Sea - its significance for Arctic sea-ice formation and transpolar sediment flux. *Berichte zur Polarforschung* **120**, 1-44.
- Dethleff, D., Rachold, V., Tintelnot, M., and Antonow, M. (2001). Sea ice transport of riverine particles from the Laptev Sea to the Fram Strait based on clay mineral studies. *International Journal of Earth Sciences* **89**, 496-502.
- Dolginow, J., and Kropatschjow, S. (1994). *Abriß der Geologie Rußlands und angrenzender Staaten*. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, Moskau.
- Duzhikov, O. A., and Strunin, B. M. (1992). Geological outline of the Noril'sk region. Geology and metallogeny of sulfide deposits. (O. A. Duzhikov, and B. M. Strunin, Eds.), Noril'sk region, USSR, SEG Special Publication, pp. 1-60.
- Eicken, H., Reimnitz, E., Alexandrov, V., Martin, T., Kassens, H., and Viehoff, T. (1997). Sea-ice processes in the Laptev Sea and their importance for sediment export. *Continental Shelf Research* **17**, 205-233.
- Eisenhauer, A., Spielhagen, R. F., Frank, M., Hentzschel, G., Mangini, A., Kubik, P. W., Dittrich-Hannen, B., and Billen, T. (1994). ¹⁰Be records of sediment cores from high northern latitudes: Implications for environmental and climatic changes. *Earth and Planetary Sciences* **124**, 171-184.
- Eisenhauer, A., Meyer, H., Rachold, V., Tütken, T., Wiegand, B., Hansen, B. T., Spielhagen, R. F., Lindemann, F., and Kassens, H. (1999). Grain size separation and sediment mixing in Arctic Ocean sediments: evidence from the strontium isotopes systematic. *Chemical Geology* **158**, 173-188.
- Elverhøi, A., Fjeldskaar, W., Solheim, A., Nyland-Burg, M., and Russwurm, L. (1993). The Barents Sea ice sheet-a model of its growth and decay during the last ice maximum. *Quaternary Science Reviews* **12**, 863-873.
- Emeis, K.-C., Neumann, T., R., E., Kunzendorf, H., and Christiansen, C. (1996). Geochemical records of sediments in the Gotland Basin - Products of sediment dynamics in a not-so-stagnant anoxic basin. *Applied Geochemistry* **13**, 349-358.
- Fahl, K. and Stein, R. (1997). Modern organic carbon deposition in the Laptev Sea and the adjacent continental slope: surface-water productivity vs. terrigenous input. *Organic Geochemistry* **26**, 379-390.

Literaturverzeichnis

- Fahl, K. and Stein, R. (1999). Biomarkers as organic-carbon-source and environmental indicators in the late Quaternary Arctic Ocean: Problems and Perspectives. *Marine Chemistry* **63**, 293-309.
- Fairbanks, R. G. (1989). A 17.000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation. *Nature* **342**, 637-642.
- Finney, B. P., Lyle, M., and Heath, G. R. (1988). Sedimentation at Manop Site H (Eastern Equatorial Pacific) over the past 400,000 years: climatically-induced redox variations and their effects on transition metal cycling. *Paleoceanography* **3**, 169-189.
- Frederichs, T. (1995). Regionale und altersabhängige Variation gesteinsmagnetischer Parameter in marinen Sedimenten der Arktis. *Berichte zur Polarforschung* **164**, pp. 212.
- Froelich, P. N., Klinkhammer, G. P., Bender, M. L., Luedtke, N. A., Heath, G. R., Cullen, C., Dauphin, P., Hammond, D., Hartman, B., and Maynard, V. (1979). Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of the eastern equatorial Atlantic: suboxic diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **43**, 1075-1090.
- Fütterer, D. K. (1992). ARCTIC '91: The Expedition ARK-VIII/3 of RV "Polarstern" in 1991. *Berichte zur Polarforschung* **107**, p. 267.
- Fütterer, D. K. (1994). The expedition ARCTIC '93, Leg ARK-IX/4 of RV "Polarstern" 1993. *Berichte zur Polarforschung* **149**, pp. 244.
- Gingele, F., and Kasten, S. (1994). Solid-phase manganese in Southeast Atlantic sediments: Implications for the paleoenvironment. *Marine Geology* **121**, 317-332.
- Gobeil, C., MacDonald, R.B., and Sundby, B. (1997). Diagenetic separation of cadmium and manganese in suboxic continental margin sediments. *Geochimica and Cosmochimica Acta* **61**, 21, 4647-4654.
- Gordeev, V. V., and Sidorov, I. S. (1993). Concentrations of major elements and their outflow into the Laptev Sea by the Lena River. *Marine Chemistry* **43**, 33-45.
- Gordeev, V. V., Martin, J. M., Sidorov, I. S., and Sidorova, M. V. (1996). A reassessment of the Eurasian river input of water, sediment, major elements and nutrients to the Arctic Ocean. *American Journal of Science* **296**, 664-691.
- Gordienko, P. A., and Laktionov, A. F. (1969). Circulation and physics of the Arctic Basin waters. In: *Annals of the International Geophysical Year*. (A. L. Gordon, and F. W. G. Baker, Eds.), Pergamon, New York, pp. 94-112.
- Govindaraju, K. (1994). Compilation of working values and sample description for 383 geostandards. *Geostandard Newsletters* **18**, 78-86.
- Gurvich, E. G., Isaeva, A. B., Dyomina, L. V., Levitan, M. A., and Muravyov, K. G. (1995). Chemical composition of bottom sediments from the Kara Sea and estuaries of the Ob and Yenisey rivers. *Oceanology* **34**, 701-709.
- Harms, I. H., Karcher, M. J., and Dethleff, D. (2000). Modelling Siberian river runoff - implications for contaminant transport in the Arctic Ocean. *Journal of Marine Systems* **27**, 95-115.
- Hass, H. C., Antonow, M., and Party, S. S. (1995). Movement of Laptev Sea shelf waters during the Transdrift II expedition. In "Russian-German Cooperation: The Laptev Sea System." (H. Kassens, D. Piepenburg, J. Thiede, L. Timokhov, H.-W. Hubberten, and S. M. Priamikov, Eds.), *Berichte zur Polarforschung* **176**, pp. 121-134.
- Hass, H. C. (2002). A method to reduce the influence of ice-rafted debris on a grain-size record from the northern Fram Strait, Arctic Ocean. *Polar Research* **21**, 305 - 314.
- Hebbeln, D. (1992). Weichselian glacial history of the Svalbard area: correlating the marine and terrestrial records. *Boreas* **21**, 295-304.
- Hebbeln, D., and Wefer, G. (1997). Late Quaternary paleoceanography in the Fram Strait. *Paleoceanography* **12**, 65-78.
- Heinrichs, H., and Herrmann, A. G. (1990). *Praktikum der Analytischen Geochemie*. Springer-Verlag, Berlin/Heidelberg.
- Henrich, R. (1998). Dynamics of Atlantic water advection to the Norwegian-Greenland Sea — a time-slice record of carbonate distribution in the last 300 ky. *Marine Geology* **145**, 95-131.
- Hensen, C. and Zabel, M. (2000) Early diagenesis at the Benthic Boundary Layer: Oxygen and nitrate in marine sediments. In: *Marine Geochemistry* (Schulz, H.D. and Zabel, M.), Springer Verlag, Berlin, pp. 209 - 228.
- Hild, A. (1997). *Geochemie der Sedimente und Schwebstoffe im Rückseitenwatt von Spiekeroog und ihre Beeinflussung durch biologische Aktivität*. Oldenburg University, *Forschungszentrum Terramare Berichte* **5**.
- Hollerbach, A. (1985). *Grundlagen der organischen Geochemie*. Springer Verlag, Berlin.

Literaturverzeichnis

- Hölemann, J., Schirmacher, M., Kassens, H., and Prange, A. (1999). Geochemistry of surficial and ice-rafted sediments from the Laptev Sea (Siberia). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* **49**, 45-59.
- Jakobsson, M., Løvlie, R., Al-Hanbali, H., Arnold, E., Backman, J., and Mörth, M. (2000). Manganese and color cycles in Arctic Ocean sediments constrain Pleistocene chronology. *Geology* **28**, 23-26.
- Johnson G. L. (1990) Morphology and plate tectonics: The modern polar oceans. In: Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic, (Bleil, U. and Thiede, J.), Kluwer Academic, Dordrecht, pp. 11-28..
- Johnson, G. L., Grantz, A., and Weber, J. R. (1990). Bathymetry and physiography. In: The Arctic Ocean Region. (A. Grantz, L. Johnson, and J. F. Sweeney, Eds.), The Geology of North America. Geological Society of America, Boulder, pp. 63-78.
- Jones, E. P., Rudels, B., and Anderson, L. G. (1995). Deep waters of the Arctic Ocean: origins and circulation. *Deep-Sea Research I* **42**, 737-760.
- Kaiser, H., and Specker, H. (1955). Bewertung und Vergleich von Analyseverfahren. *Zeitschrift der Analytischen Chemie* **149**, 46-66.
- Kassens, H., and Karpiy, V. Y. (1994). Russian-German Cooperation: The Transdrift I Expedition to the Laptev Sea. *Berichte zur Polarforschung* **151**, p. 168.
- Kellogg, T. B. (1977). Late Quaternary climatic changes: evidence from deep-sea cores of the Norwegian and Greenland seas. *Geol. Soc. Am. Mem.* **145**, 77-110.
- Kellogg, T. B. (1980). Paleoclimatology and paleo-oceanography of the Norwegian and Greenland Seas: glacial-interglacial contrasts. *Boreas* **9**, 115-137.
- Kleiber, H. P., Niessen, F., and Weiel, D. (2001). The Late Quaternary evolution of the western Laptev Sea continental margin - implications from subbottom profiling. *Global and Planetary Change* **31**, 105-124.
- Knies, J., and Stein, R. (1998). New aspects of organic carbon deposition and its paleoceanographic implications along the northern Barents Sea margin during the last 30.000 years. *Paleoceanography* **13**, 384-394.
- Knies, J., Vogt, C., and Stein, R. (1999). Late Quaternary growth and decay of the Svalbard/Barents Sea ice sheet and paleoceanographic evolution in the adjacent Arctic Ocean. *Geo-Marine Letters* **18**, 195-202.
- Knies, J., Nowaczyk, N., Müller, C., Vogt, C., and Stein, R. (2000). A multiproxy approach to reconstruct the environmental changes along the Eurasian continental margin over the last 150000 years. *Marine Geology* **163**, 317-344.
- Köhler, S. E. I., and Spielhagen, R. F. (1990). The enigma of oxygen isotope stage 5 in the central Fram Strait. (Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. (U. Bleil, and J. Thiede, Eds.), NATO ASI Series C: Mathematical and Physical Sciences. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 489-497.
- Levitan, M. A., Khusid, T. A., Kuznetsov, V. M., Politova, N. V., and Pavlova, G. A. (1995). Sequence types of Upper Quaternary deposits in the Kara Sea. *Oceanology* **34**, 710-722.
- Levitan, M. A., Dekov, V. M., Gorbunova, Z. N., Gurchich, E. G., Muyakshin, S. I., Nürnberg, D., Pavlidis, M. A., Ruskova, N. P., Shelekhova, E. S., Vasilkov, A. V., and Wahsner, M. (1996). The Kara Sea: A reflection of modern environment in grain size, mineralogy, and chemical composition of the surface layer of bottom sediments (R. Stein, G. I. Ivanov, M. A. Levitan, and K. Fahl, Eds.). *Berichte zur Polarforschung* **212**, pp. 58-80.
- Lightfoot, P. C., Naldrett, A. J., Gorbachev, N. S., Doherty, W., and Fedorenko, V. A. (1990). Geochemistry of the Siberian Trap of the Noril'sk area, USSR, with implications for the relative contributions of crust and mantle to flood basalt magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **104**, 631-644.
- Lindemann, F. (1994). Sonographische und sedimentologische Untersuchungen in der Laptevsee, sibirische Arktis. Unpublished Dipl. thesis, Christian-Albrechts-Universität Kiel.
- Lisitzin, A. P. (1995). The marginal filter of the ocean. *Oceanology* **34**, 671-682.
- Lototskaja, A., Ziveri, P., Gannsen, G., and van Hinte, J. E. (1998). Calcareous nannofloral response to Termination II at 45°N, 25°W (northeast Atlantic). *Marine Micropaleontology* **34**, 47-70.
- Lourens, L. J., Wehausen, R., and Brumsack, H.-J. (2001). Geological constraints on tidal dissipation and dynamical ellipticity of the Earth over the past three million years. *Nature* **409**, 1029 - 1033.

- Luther, G.W. III, Sundby, B., Lewis, B.L., Brendel, P.J., Silverberg, N. (1997). Interactions of manganese with the nitrogen cycle: Alternative pathways to dinitrogen. *Geochimica and Cosmochimica Acta* **61**, 19, 4043-4052.
- Mangerud, J., and Svendsen, J. I. (1992). The last interglacial-glacial period on Spitsbergen, Svalbard. *Quaternary Science Reviews* **11**, 633-664.
- Martin, J.-M. and Whitfield, M. (1983). The significance of the river input of chemical elements to the ocean. In: Trace metals in sea water, (Wong, C. S., Boyle, E. A., Bruland, K. W., Burton, J. D., and Goldberg, E. D.), Kluwer Academic, pp. 265 - 296.
- Martin, J. M., Guan, D. M., Elbaz-Poulichet, F., Thomas, A. J., and Gordeev, V. V. (1993). Preliminary assessment of the distributions of some trace elements (As, Cd, Cu, Fe, Ni, Pb and Zn) in a pristine aquatic environment: the Lena River estuary (Russia). *Marine Chemistry* **43**, 185-199.
- Martinson, D. G., Pisias, N. G., Hays, J. D., Imbrie, J., Moore, T. C., and Shackleton, N. J. (1987). Age dating and orbital theory of the ice ages: development of a high resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quaternary Research* **27**, 1-29.
- Mattes, S. (1990). Mineralogie. Springer Verlag, Berlin.
- Matthiessen, J., Knies, J., Nowaczyk, N. R., and Stein, R. (2001). Late Quaternary dinoflagellate cyst stratigraphy at the Eurasian continental margin, Arctic Ocean: indications for Atlantic water inflow in the past 150,000 years. *Global and Planetary Change* **31**, 65-86.
- Murray, J. W. (1975). The interaction of metal ions at the manganese dioxide. *Geochimica and Cosmochimica Acta* **39**, 505-519.
- Müller, C. (1999). Rekonstruktion der Paläo-Umweltbedingungen am Laptev-See-Kontinentalrand während der beiden letzten Glazial/Interglazial-Zyklen anhand sedimentologischer und mineralogischer Untersuchungen. *Berichte zur Polarforschung* **328**, p. 146.
- Müller, C., and Stein, R. (1999). Grain-size distribution and clay-mineral composition in surface sediments and suspended matter of the Ob and Yenisei rivers. In: The Kara Sea Expedition of RV "Akademik Boris Petrov" 1997: First results of a Joint Russian-German Pilot Study. (J. Matthiessen, O. Stepanets, R. Stein, D. K. Fütterer, and E. Galimov, Eds.), *Berichte zur Polarforschung* **300**, pp. 179-187.
- Müller, C. and Stein, R. (2000). Variability of fluvial sediment supply to the Laptev Sea continental margin during Late Weichselian to Holocene times: implications from clay-mineral records. *International Journal of Earth Sciences* **89**, 592-604.
- Naugler, F. P. (1967). Recent sediments of the East Siberian Sea. Unpublished Master Thesis, Washington.
- Niessen, F., Nørgaard-Pedersen, N., and Musatov, E. (1997). Physical properties in marine sediments. In: Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK XI/1 of RV "Polarstern" in 1995 (German-Russian Projekt LADI: Laptev Sea - Arctic Deep Basin Interrelations). (E. Rachor, Ed.), *Berichte zur Polarforschung* **226**, pp. 330
- Nolting, R. F., Dalen, M. v., and Helder, W. (1996). Distribution of trace and major elements in sediment and pore waters of the Lena Delta and Laptev Sea. *Marine Chemistry* **53**, 285-299.
- Nowaczyk, N. R. (1991). Hochauflösende Magnetostratigraphie spätquartärer Sedimente arktischer Meeresgebiete. *Berichte zur Polarforschung* **78**, 187.
- Nowaczyk, N. R., and Baumann, M. (1992). Combined high - resolution magnetostratigraphy and nanofossil biostratigraphy for late Quaternary Arctic Ocean sediments. *Deep-Sea Research* **39**, 567-601.
- Nowaczyk, N., Frederichs, T. W., Eisenhauer, A., and Gard, G. (1994). Magnetostratigraphic data from late Quaternary sediments from the Yermak Plateau, Arctic Ocean: evidence for four geomagnetic polarity events within the last 170 Ka of the Brunhes Chron. *Geophysical Journal International* **117**, 453-471.
- Nørgaard-Pedersen, N. (1996). Late Quaternary Arctic Ocean sediment records: Surface ocean conditions and provenance of ice-rafted debris. *Geomar Reports* **65**, p. 115.
- Nørgaard-Pedersen, N., Spielhagen, R. F., Thiede, J., and Kassens, H. (1998). Central Arctic surface ocean environment during the past 80,000 years. *Paleoceanography* **13**, 193-204.
- Ntaflos, T., Richter, W., and Thoeni, M. (1995). Geochemical and isotopic constraints on the origin of the continental flood basalts of Franz Josef Land, Arctic Russia. *Terra Abstracts* **7**, 163.
- Nürnberg, D., Wollenburg, I., Dethleff, D., Eicken, H., Kassens, H., Letzig, T., Reimnitz, E., and Thiede, J. (1994). Sediments in Arctic sea ice: Implications for entrainment, transport and release. *Marine Geology* **119**, 185-214.

Literaturverzeichnis

- Nürnberg, D., Fütterer, D. K., Niessen, F., Nørgaard-Pedersen, N., Schubert, C. J., Spielhagen, R.F., and Wahsner, M. (1995). The depositional environment of the Laptev Sea continental margin: Preliminary results from the R/V POLARSTERN ARK IX-4 Cruise. *Polar Research* **14**, 43-53.
- Pedersen, T. F., Vogel, J. S., and Southon, J. R. (1986). Copper and manganese in hemipelagic sediments at 21°N, East Pacific Rise: Diagenetic contrasts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **50**, 2019-2031.
- Pfirman, S., Gascard, J.-C., Wollenburg, I., Mudie, P. J., and Abelmann, A. (1989). Particle-laden Eurasian Arctic sea ice: observations from July and August 1987. *Polar Research* **7**, 59-66.
- Pfirman, S. L., Lange, M. A., Wollenburg, I., and Schlosser, P. (1990). Sea ice characteristics and the role of sediment inclusions in deep-sea deposition: Arctic - Antarctic comparisons. In: *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*. (U. Bleil, and J. Thiede, Eds.). Kluwer Academic, Dordrecht, Boston, London.
- Pfirman, S. L., Colony, R., Nürnberg, D., Eicken, H., and Rigor, I. (1997). Reconstructing the origin and trajectory of drifting Arctic sea ice. *Journal of Geophysical Research* **102**, 12,575-12,586.
- Pilipchuk, M. F., and Volkov, I. I. (1974). Behavior of Mo in processes of sediment formation and diagenesis in Black Sea. In: *The Black Sea - Geology, Chemistry and Biology*. (E. T. Degens, and D.A. Ross, Eds.), AAPG Memoir, pp. 542-553.
- Ponter, C., Ingri, J., Burman, J.-O., and Boström, K. (1990). Temporal variations in dissolved and suspended iron and manganese in the Kalix River, northern Sweden. *Chemical Geology* **81**, 121-133.
- Rachold, V. E. (1994). *Geochemie der Unterkreide Nordwestdeutschlands: Zyklen und Events*. Unpublished Dissertation thesis, Universität Göttingen.
- Rachold, V., Alabyan, A., Hubberten, H.-W., Korotaev, V. N., and Zaitsev, A. A. (1996). Sediment transport to the Laptev Sea - hydrology and geochemistry of the Lena River. *Polar Research* **15**, 183-196.
- Rachold, V. (1999). Major, trace and rare earth element geochemistry of suspended particulate material of east Siberian rivers draining to the Arctic Ocean. In: *Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History*. (H. Kassens, H. A. Bauch, I. Dmitrenko, H. Eicken, H.-W. Hubberten, M. Melles, J. Thiede, and L. Timokhov, Eds.), Springer-Verlag, Berlin, pp. 199-222.
- Rachold, V., Grigoriev, M. N., Are, F. E., Solom on, S., Reimnitz, E., Kassens, H., and Antonow, M. (2000). Coastal erosion vs riverine sediment discharge in the Arctic shelf seas. *International Journal of Earth Sciences* **89**, 450-460.
- Rachor, E. (1997). Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XI/1 of RV "Polarstern" in 1995. German-Russian Project LADI: Laptev Sea - Arctic Deep Basins Interrelations. *Berichte zur Polarforschung* **226**, p. 157.
- Reimnitz, E., Kempema, E. W., and Barnes, P. W. (1987). Anchor ice, seabed freezing, and sediment dynamics in shallow arctic seas. *Journal of Geophysical Research C* **92**, 14671-14678.
- Reimnitz, E. (1998). Close-up look at retreating Arctic coastal site. In: *International Conference of Arctic Margins III*, pp. 153.
- Rossak, B., Kassens, H., Lange, H., and Thiede, J. (1999). Clay mineral distribution in surface sediments of the Laptev Sea: Indicator for sediment provinces, dynamics and sources. In: *Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History*. (H. Kassens, H. A. Bauch, I. Dmitrenko, H. Eicken, H.-W. Hubberten, M. Melles, J. Thiede, and L. Timokhov, Eds.), Springer-Verlag, Berlin, pp. 587-599.
- Rudels, B., Jones, E. P., Anderson, L. G., and Kattner, G. (1994). On the intermediate depth waters of the Arctic Ocean. In: *The polar oceans and their role in shaping the global environment: The Nansen centennial volume*. (O. M. Johannessen, R. D. Muench, and J. E. Overland, Eds.), Geophysical Monograph, American Geophysical Union, Washington, D.C., pp. 33-46.
- Schoster, F., and Stein, R. (1999). Major and minor elements in surface sediments of Ob and Yenisei estuaries and the adjacent Kara Sea. In: *The Kara Sea expedition of RV "Akademik Boris Petrov": First results of a joint Russian-German pilot study*. (J. Matthiessen, O. V. Stepanets, R. Stein, D. K. Fütterer, and E. M. Galimov, Eds.), *Berichte zur Polarforschung* **300**, pp. 239-252.

- Schoster, F., Behrends, M., Müller, C., Stein, R. and Wahsner, M. (2000). Modern river discharge and pathways of supplied material in the Eurasian Arctic Ocean: evidence from mineral assemblages and major and minor element distribution. *International Journal of Earth Sciences* **89**, 3, 486-495.
- Schubert, C. J., and Stein, R. (1997). Lipid distribution in surface sediments from the eastern central Arctic Ocean. *Marine Geology* **138**, 11-25.
- Schulz, H. D. and Zabel, M. (2000). Marine Geochemistry, Springer Verlag, p. 455.
- Schulz, H.D., Dahmke A., Schinzel, U., Wallmann, K., Zabel, M. (1994). Early diagenetic processes, fluxes, and reaction rates in sediments of the South Atlantic. *Geochimica and Cosmochimica Acta* **58**, 9, 2041-2060.
- Shevchenko, V. P., Lisitsyn, A. P., Stein, R., Serova, V. V., Isaeva, A. B., and Politova, N. V. (1999). The composition of the coarse fraction of aerosols in the marine boundary layer over the Laptev, Kara and Barents Seas. In: Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History. (H. Kassens, H. Bauch, I. Dmitrenko, H. Eicken, H.-W. Hubberten, M. Melles, J. Thiede, and L. Timokhov, Eds.), Springer-Verlag, Berlin, pp. 53-58
- Shimmiel, G. B., and Pedersen, T. F. (1990). The geochemistry of reactive trace metals and halogens in hemipelagic continental margin sediments. *Aquatic Sciences* **3**, 255-279.
- Spielhagen, R. F., Eisenhauer, A., Frank, M., Frederichs, T., Kassens, H., Mangini, A., Nowaczyk, N. R., Nørgaard-Pedersen, N., Schäper, S., Stein, R., Thiede, J., Tiedemann, R., Wahsner, M., Bonani, G., and Kubik, P. W. (1997). Arctic Ocean evidence for Late Quaternary initiation of northern Eurasian ice sheet. *Geology* **25**, 783-786.
- Stein, R. and Korolev, S. (1994). Shelf-to-basin sediment transport in the eastern Arctic Ocean. In: Russian-German Cooperation in the Siberian shelf seas: Geo-system Laptev-Sea (Kassens, H., Hubberten, H.W., Pryamikov, S.M., and Stein, R. Eds) *Berichte zur Polarforschung* **144**, pp. 87-100.
- Stein, R. (1996). Organic-carbon and carbonate distribution in Eurasian continental margin and Arctic Ocean deep-sea surface sediments: Sources and pathways. (Surface-sediment composition and sedimentary processes in the Arctic Ocean and along the Eurasian continental margin. (R. Stein, G. I. Ivanov, M. A. Levitan, and K. Fahl, Eds.), *Berichte zur Polarforschung* **212**, pp. 243-262.
- Stein, R., and Fahl, K. (1997). Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XIII/2 of RV "Polarstern" in 1997. *Berichte zur Polarforschung* **255**, p. 235.
- Stein, R., Fahl, K., Niessen, F. and Siebold, M. (1999). Late Quaternary Organic Carbon and Biomarker Records from the Laptev Sea Continental Margin (Arctic Ocean): Implications for Organic Carbon Flux and Composition. In: Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History. (H. Kassens, H. A. Bauch, I. Dmitrenko, H. Eicken, H.-W. Hubberten, M. Melles, J. Thiede and L. Timokhov, Eds.), Springer-Verlag, Berlin, pp. 635-655.
- Stein, R., and Fahl, K. (2000). Holocene accumulation of organic carbon at the Laptev Sea continental margin (Arctic Ocean), sources, pathways, sinks. *Geo-Marine Letters* **20**, 27-36.
- Stein, R. and Stepanets, O. (2000). Scientific Cruise Report of the Joint Russian-German Kara-Sea Expedition of RV "Akademik Boris Petrov" in 1999. *Berichte zur Polarforschung*, Vol. 360, p. 141.
- Stein, R., Boucsein, B., Fahl, K., Oteyza, T. G. d., Knies, J., and Niessen, F. (2001). Accumulation of particulate organic carbon at the Eurasian continental margin during late Quaternary times: controlling mechanisms and paleoenvironmental significance. *Global and Planetary Change* **31**, 87-104.
- Strobl, C., Schulz, V., Vogler, S., Baumann, S., Kassens, H., Kubik, P. W., Suter, M., and Mangini, A. (1999). Determination of depositional Beryllium-10 fluxes in the area of the Laptev Sea and Beryllium-10 concentrations in water samples of high northern latitudes. In: Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History. (H. Kassens, H. A. Bauch, I. Dmitrenko, H. Eicken, H.-W. Hubberten, M. Melles, J. Thiede, and L. Timokhov, Eds.), Springer-Verlag, Berlin, pp. 515-532.
- Subba Rao, D. V., and Platt, T. (1984). Primary production of Arctic water. *Polar Biology* **3**, 191-201.
- Svendsen, J. I., Astakhov, V. I., Bolshiyakov, D. Y., Demidov, I., Dowdeswell, J. A., Gataullin, V., Hjort, C., Hubberten, H. W., Larsen, E., Mangerud, J., Melles, M., Möller, P., Saarnisto, M., and Siegert, M. J. (1999). Maximum extent of the Eurasian ice sheets in the Barents and Kara Sea region during the Weichselian. *Boreas* **28**, 234-242.

Literaturverzeichnis

- Taylor, S. R., and McLennan, S. M. (1985). The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scientific Publications, Oxford, p. 312.
- Timokhov, L. A. (1994). Regional characteristics of the Laptev Sea and the east Siberian seas: climate, topography, ice phases, thermohaline regime, and circulation. In: Russian-German Cooperation in the Siberian Shelf Seas: Geo-System Laptev-Sea. (H. Kassens, H.-W. Hubberten, S. M. Pryamikov, and R. Stein, Eds.), *Berichte zur Polarforschung* **144**, pp. 15-31.
- Thomson, J., Higgs, N. C., Croudace, I. W., Colley, S., and Hydes, D. J. (1993). Redox zonation of elements at an oxic/post-oxic boundary in deep-sea sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **57**, 579-595.
- Tissot, B. P., and Welte, D. H. (1984). Petroleum Formation and Occurrence. Springer Verlag Heidelberg, Berlin, Heidelberg, New York.
- Treshnikov, A. F. (1985). Atlas der Arktis. Hauptverwaltung für Geodäsie und Kartographie beim Ministerrat der UdSSR.
- Vogt, C. (1996). Bulk mineralogy in surface sediments from the eastern central Arctic Ocean. In: Surface-sediment composition and sedimentary processes in the Central Arctic Ocean and along the Eurasian Continental Margin. (R. Stein, G. Ivanov, M. Levitan, and K. Fahl, Eds.), *Berichte zur Polarforschung* **212**, pp. 159-171.
- Vogt, C. (1997). Zeitliche und räumliche Verteilung von Mineralvergesellschaftungen in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans während Glazialen- und Interglazialen und ihre Nutzbarkeit als Klimaindikatoren. *Berichte zur Polarforschung* **251**, p. 309.
- Völker, A. H. L., Samthein, M., Grootes, P. M., Erlenkeuser, H., Laj, C., Mazaud, A., Nadeau, M.-J., and Schleicher, M. (1998). Correlation of marine ^{14}C ages from the nordic seas with the GISP2 isotope record: implications for ^{14}C calibration beyond 25 ka BP. *Radiocarbon* **40**, 517-534.
- Wahsner, M., Müller, C., Stein, R., Ivanov, G., Shelekhova, E. S., and Tarasov, G. (1999). Clay mineral distribution in surface sediments of the Eurasian Arctic Ocean and continental margin as indicator for source areas and transport pathways of sediments - a synthesis -. *Boreas* **28**, 215-233.
- Wehausen, R. and Brumsack, H.-J. (2000). Chemical cycles in Pliocene sapropel-bearing and sapropel-barren eastern Mediterranean sediments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **158**, 325 - 352.
- Weiel, D. (1997). Paläozeanographische Untersuchungen in der Vilkitsky-Straße und östlich von Severnaja Semlja mit sedimentologischen und geophysikalischen Methoden. Unpublished master thesis, Universität Köln, p. 136.
- Wilson, T. R. S. (1975). Salinity and the major elements of sea water. In: Chemical Oceanography. (J. P. Riley, and G. Skirrow, Eds.), Academic Press, London, pp. 365-413.
- Wilson, T. R. S., Thomson, J., Colley, S., Hydes, J. D., and Higgs, N.C. (1985). Early organic diagenesis: the significance of progressive subsurface oxidation fronts in pelagic sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **49**, 811 - 822.
- Wollenburg, I. (1993). Sedimenttransport durch das Arktische Meereis: Die rezente lithogene und biogene Materialfracht. *Berichte zur Polarforschung* **127**, p. 159.
- Wollenburg, J. (1995). Benthische Foraminiferenfaunen als Wassermassen-, Produktions- und Eisdriftanzeiger im Arktischen Ozean. *Berichte zur Polarforschung* **179**, p. 227.

Danksagung

Zunächst möchte ich Herrn Priv.-Doz. Dr. Ruediger Stein und Herrn Prof. Dr. Horst D. Schulz für die Begutachtung dieser Arbeit danken. Herrn Priv.-Doz. Dr. Ruediger Stein möchte ich ganz herzlich für die Anregung zu dieser Arbeit, die Unterstützung, die Diskussionsbereitschaft und die Möglichkeit zu den Expeditionsteilnahmen danken.

Ich bedanke mich bei Herrn Prof. Dr. Dieter K. Fütterer für die Bereitstellung des Arbeitsplatzes und der Möglichkeit der Nutzung der verschiedenen technischen Geräte sowie der Laborausstattungen und der Ermöglichung der Messungen am Institut für Chemie und Biologie des Meeres (ICBM) in Oldenburg.

Ganz herzlich möchte ich mich bei meinem Freund und Kollegen Dr. Jens Matthiessen bedanken, der mir sehr viel über praktische marine Geologie, nicht nur auf der Expedition, beigebracht hat.

Monika Wahsner möchte ich für die Einführung in die Geochemie des Arktischen Ozeans, der Diskussionen darüber und die Überlassung geochemischer Daten herzlich danken.

Ganz besonders möchte ich mich bei meinen Freunden und Kollegen in der "Arktisgruppe" bedanken, ohne deren Hilfe und Zuspruch diese Arbeit nicht möglich gewesen wäre. Da sind zunächst meine Zimmergenossen Hans-Peter Kleiber, Matthias Kraus und Klaus-Uwe Richter, ausserdem mein "Kajütenmitbewohner" Klaus Dittmers, Bettina Boucsein, Beate Hollmann, Dominik Weiel, Jens Hefter, Martina Siebold, ..., und natürlich Kirsten Fahl für ihren glänzenden Humor und ihre gute Laune. Ganz, ganz herzlich möchte ich Tatjana Steinke für ihre grossartige Hilfe und Unterstützung gerade in der Endphase der Arbeit danken.

Claudia Müller und CD Hillenbrand, vielen Dank für die grossen fachlichen und grossartigen nichtfachlichen Diskussionen während der Doktorandenzeit hier am AWI.

Prof. Dr. Hans Brumsack und Dr. Bernhard Schnetger sowie der gesamten Arbeitsgruppe "Mikrobiogeochemie" am ICBM möchte ich für ihre Unterstützung bei den Messungen und für ihre Diskussionsbereitschaft danken.

Bei Olaf Dellwig bedanke ich mich für die tolle Zeit in Oldenburg und für verschiedene andere Festivals.

Last, but not least möchte ich mich bei meiner Mutter und meinen Brüdern bedanken.

„Berichte zur Polarforschung“

Eine Titelübersicht der Hefte 1 bis 376 (1981 - 2000) erschien zuletzt im Heft 413 der nachfolgenden Reihe „Berichte zur Polar- und Meeresforschung“. Ein Verzeichnis aller Hefte beider Reihen sowie eine Zusammenstellung der Abstracts in englischer Sprache finden Sie im Internet unter der Adresse: <http://www.awi-bremerhaven.de/Resources/publications.html>

Ab dem Heft-Nr. 377 erscheint die Reihe unter dem Namen:

„Berichte zur Polar- und Meeresforschung“

- Heft-Nr. 377/2000** – „Rekrutierungsmuster ausgewählter Wattfauna nach unterschiedlich strengen Wintern“ von Matthias Strasser
- Heft-Nr. 378/2001** – „Der Transport von Wärme, Wasser und Salz in den Arktischen Ozean“, von Boris Cisewski
- Heft-Nr. 379/2001** – „Analyse hydrographischer Schnitte mit Satellitenaltimetrie“, von Martin Losch
- Heft-Nr. 380/2001** – „Die Expeditionen ANTARKTIS XI/1-2 des Forschungsschiffes POLARSTERN 1998/1999“, herausgegeben von Eberhard Fahrback und Saad El Naggar.
- Heft-Nr. 381/2001** – „UV-Schutz- und Reparaturmechanismen bei antarktischen Diatomeen und *Phaeocystis antarctica*“, von Lieselotte Riegger.
- Heft-Nr. 382/2001** – „Age determination in polar Crustacea using the autofluorescent pigment lipofuscin“, by Bodil Bluhm.
- Heft-Nr. 383/2001** – „Zeitliche und räumliche Verteilung, Habitatspräferenzen und Populationsdynamik benthischer Copepoda Harpacticoida in der Potter Cove (King George Island, Antarktis)“, von Gritta Veit-Köhler.
- Heft-Nr. 384/2001** – „Beiträge aus geophysikalischen Messungen in Dronning Maud Land, Antarktis, zur Auffindung eines optimalen Bohrpunktes für eine Eiskerntiefbohrung“, von Daniel Steinhage.
- Heft-Nr. 385/2001** – „Actinium-227 als Tracer für Advektion und Mischung in der Tiefsee“, von Walter Geibert.
- Heft-Nr. 386/2001** – „Messung von optischen Eigenschaften troposphärischer Aerosole in der Arktis“ von Rolf Schumacher.
- Heft-Nr. 387/2001** – „Bestimmung des Ozonabbaus in der arktischen und subarktischen Stratosphäre“, von Astrid Schulz.
- Heft-Nr. 388/2001** – „Russian-German Cooperation SYSTEM LAPTEV SEA 2000: The Expedition LENA 2000“, edited by Volker Rachold and Mikhail N. Grigoriev.
- Heft-Nr. 389/2001** – „The Expeditions ARKTIS XVI/1 and ARKTIS XVI/2 of the Research Vessel 'Polarstern' in 2000“, edited by Gunther Krause and Ursula Schauer.
- Heft-Nr. 390/2001** – „Late Quaternary climate variations recorded in North Atlantic deep-sea ostracodes“, by Claudia Didié.
- Heft-Nr. 391/2001** – „The polar and subpolar North Atlantic during the last five glacial-interglacial cycles“, by Jan. P. Helmke.
- Heft-Nr. 392/2000** – „Geochemische Untersuchungen an hydrothermal beeinflussten Sedimenten der Bransfield Straße (Antarktis)“, von Anke Dähmann.
- Heft-Nr. 393/2001** – „The German-Russian Project on Siberian River Run-off (SIRRO): Scientific Cruise Report of the Kara-Sea Expedition 'SIRRO 2000' of RV 'Boris Petrov' and first results“, edited by Ruediger Stein and Oleg Stepanets.
- Heft-Nr. 394/2001** – „Untersuchung der Photooxidantien Wasserstoffperoxid, Methylhydroperoxid und Formaldehyd in der Troposphäre der Antarktis“, von Katja Riedel.
- Heft-Nr. 395/2001** – „Role of benthic cnidarians in the energy transfer processes in the Southern Ocean marine ecosystem (Antarctica)“, by Covadonga Orejas Saco del Valle.
- Heft-Nr. 396/2001** – „Biogeochemistry of Dissolved Carbohydrates in the Arctic“, by Ralph Engbrodt.
- Heft-Nr. 397/2001** – „Seasonality of marine algae and grazers of an Antarctic rocky intertidal, with emphasis on the role of the limpet *Nacilla concinna* Strebel (Gastropoda: Patellidae)“, by Dohong Kim.
- Heft-Nr. 398/2001** – „Polare Stratosphärenwolken und mesoskalige Dynamik am Polarwirbelrand“, von Marion Müller.
- Heft-Nr. 399/2001** – „North Atlantic Deep Water and Antarctic Bottom Water: Their Interaction and Influence on Modes of the Global Ocean Circulation“, by Holger Brix.
- Heft-Nr. 400/2001** – „The Expeditions ANTARKTIS XVIII/1-2 of the Research Vessel 'Polarstern' in 2000“ edited by Victor Smetacek, Ulrich Bathmann, Saad El Naggar.
- Heft-Nr. 401/2001** – „Variabilität von CH₂O (Formaldehyd) - untersucht mit Hilfe der solaren Absorptionsspektroskopie und Modellen“ von Torsten Albrecht.
- Heft-Nr. 402/2001** – „The Expedition ANTARKTIS XVII/3 (EASIZ III) of RV 'Polarstern' in 2000“, edited by Wolf E. Arntz and Thomas Brey.
- Heft-Nr. 403/2001** – „Mikrohabitatansprüche benthischer Foraminiferen in Sedimenten des Südatlantiks“, von Stefanie Schumacher.
- Heft-Nr. 404/2002** – „Die Expedition ANTARKTIS XVII/2 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 2000“, herausgegeben von Jörn Thiede und Hans Oerter.
- Heft-Nr. 405/2002** – „Feeding Ecology of the Arctic Ice-Amphipod *Gammarus wilkitzkii*. Physiological, Morphological and Ecological Studies“, by Carolin E. Arndt.
- Heft-Nr. 406/2002** – „Radiolarienfauna im Ochotskischen Meer - eine aktuopaläontologische Charakterisierung der Biozönose und Taphozönose“, von Anja Nimmergut.
- Heft-Nr. 407/2002** – „The Expedition ANTARKTIS XVIII/5b of the Research Vessel 'Polarstern' in 2001, edited by Ulrich Bathmann.
- Heft-Nr. 408/2002** – „Siedlungsmuster und Wechselbeziehungen von Seepocken (Cirripedia) auf Muschelbänken (*Mytilus edulis* L.) im Wattenmeer“, von Christian Buschbaum.