

**Rekonstruktion der Paläo-Umweltbedingungen am Laptev-See-
Kontinentalrand während der beiden letzten Glazial/Interglazial-Zyklen
anhand sedimentologischer und mineralogischer Untersuchungen**

**Reconstruction of the paleoenvironmental conditions at the Laptev Sea
continental margin during the last two glacial/interglacial cycles based
on sedimentological and mineralogical investigations**

Claudia Müller

**Ber. Polarforsch. 328 (1999)
ISSN 0176 - 5027**

Claudia Müller

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

Die vorliegende Arbeit ist die inhaltlich unveränderte Fassung einer Dissertation, die im Mai 1999 dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen vorgelegt wurde.

Inhaltsverzeichnis

	Seite
I	Kurzfassung..... III
II	Abstract..... IV
1	Einleitung und Fragestellung..... 1
2	Untersuchungsgebiet..... 4
3	Hydrographie..... 7
4	Zusammensetzung mariner Schelfsedimente als Spiegel der Geologie der Liefergebiete..... 11
4.1	Liefergebiete der westlichen Laptev-See..... 14
4.2	Liefergebiete der östlichen Laptev-See und der westlichen Ostsibirischen See..... 16
4.3	Franz-Josef-Land..... 19
5	Terrigener Sedimenteintrag in den Arktischen Ozean..... 20
5.1	Sedimenteinträge und Mechanismen..... 20
5.2	Transportprozesse im marinen Bereich..... 22
6	Material und Methoden..... 25
6.1	Material..... 25
6.2	Methoden..... 27
6.2.1	Kiesanalyse..... 27
6.2.2	Korngrößenbestimmung..... 28
6.2.3	Siltkorngrößenanalyse..... 29
6.2.4	Tonmineralogie..... 29
6.2.5	Gesamtmineralogie..... 31
6.2.6	Siltmineralogie..... 33
7	Ergebnisse..... 35
7.1	Oberflächensedimente..... 35
7.2	Sedimentkerne..... 40
7.2.1	PS2741-1 KAL..... 42
7.2.2	PS2471-4 SL..... 43
7.2.3	PS2458-4 KAL..... 47
7.2.4	PS2460-4 SL..... 51
7.2.5	PS2725-5 SL..... 52
7.2.6	PS2767-4 KAL..... 52
7.2.7	PS2763-7 KAL..... 56
7.2.8	PS2753-2 KAL..... 58
7.2.9	PS2757-8 KAL..... 62
7.2.10	PS2761-10 SL..... 66

	Seite
8	Stratigraphie..... 69
8.1	Kernkorrelationen und Datierungsmethoden..... 69
8.1.1	Lithologie..... 69
8.1.2	AMS- ¹⁴ C-Datierungen..... 71
8.1.3	Paläomagnetik..... 71
8.1.4	Magnetische Suszeptibilität..... 73
8.2	Altersmodelle..... 76
8.2.1	PS2741-1..... 76
8.2.2	PS2471-4..... 78
8.2.3	PS2458-4..... 80
8.2.4	PS2460-4..... 81
8.2.5	PS2725-5..... 82
8.2.6	PS2757-8..... 83
8.2.7	PS2753-2..... 87
8.2.8	PS2761-10..... 88
8.2.9	PS2767-4..... 89
8.2.10	PS2763-7..... 90
8.3	Sedimentationsraten..... 91
9	Diskussion..... 93
9.1	Anzeiger für Liefergebiete und Transportprozesse..... 93
9.1.1	Charakterisierung der Liefergebiete..... 93
9.1.2	Sedimentologische Parameter als Anzeiger für Transportprozesse..... 95
9.2	Rekonstruktion der Paläo-Umweltbedingungen am Laptev-See-Kontinentalrand seit dem MIS 6..... 103
9.2.1	Sauerstoffisotopenstadium 6 (MIS 6)..... 103
9.2.2	Termination II (TII)..... 106
9.2.3	Sauerstoffisotopenstadium 5 (MIS 5)..... 107
9.2.4	Sauerstoffisotopenstadium 4 (MIS 4)..... 109
9.2.5	Sauerstoffisotopenstadium 3 (MIS 3)..... 111
9.2.6	Sauerstoffisotopenstadium 2 (MIS 2) bis 15 ka..... 117
9.2.7	Termination I (T I, 15-10 ka)..... 121
9.2.8	Holozän (MIS 1 ab 10 ka)..... 123
9.3	Vereisungen der letzten 190.000 Jahre..... 128
9.3.1	Voraussetzungen für den Auf- und Abbau eurasischer Eisschilde..... 128
9.3.2	Vergleich der Eisschilde West- und Osteurasiens..... 130
10	Schlußfolgerungen und Ausblick..... 133
11	Literaturverzeichnis..... 135
	Danksagung..... 146

I. Kurzfassung

Die Kenntnisse über die spätquartäre Entwicklung der Paläo-Umweltbedingungen am östlichen eurasischen Kontinentalrand sind bis heute nur lückenhaft, obwohl die breiten sibirischen Schelfmeere als wichtigste Quelle für die Sedimente des Arktischen Ozeans gelten. Die im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Oberflächenproben ermöglichten durch die Ergänzung mit Literatur- und bisher unveröffentlichten Daten eine Unterscheidung von drei Liefergebieten im Untersuchungsgebiet. Die Art des Sedimenttransportes spiegelt sich in der sedimentologischen und mineralogischen Zusammensetzung der Oberflächensedimente wider. Als bester Anzeiger für Strömungstransport im Untersuchungsgebiet erwies sich das Tonmineral Smektit, während der Meereistransport durch die Verteilung von Schwermineralen und Feldspäten angezeigt wird.

Um die Paläo-Umweltbedingungen am östlichen eurasischen Kontinentalrand rekonstruieren zu können, wurden Sedimentkerne, die etwa die letzten beiden Glazial/Interglazial-Zyklen umfassen, entlang eines Profils untersucht, das vom Nansen-Becken über den Lomonosov-Rücken bis in das Makarov-Becken reicht. Die Altersmodelle beruhen auf der Paläomagnetik einzelner Sedimentkerne und auf deren Korrelation mit sedimentologischen und sedimentphysikalischen Parametern.

Während der Interglaziale (Eem und Holozän) bestimmten hauptsächlich der Meereis- und der Strömungstransport den Sedimenteintrag in die Tiefsee. Dabei war der Sedimenteintrag aus dem Westen des Untersuchungsgebietes an einen hohen Meeresspiegel und den Einstrom von Atlantikwasser gebunden. In den marinen Sedimenten spiegeln grobkörnige Horizonte in den meist feinkörnigen Sedimenten die großflächigen Vergletscherungen im Hinterland der Laptev-See im MIS 6 und MIS 4 wider. Im östlichen Untersuchungsgebiet zeigen die Sedimente der späten Saale- und der mittleren Weichsel-Vereisung ähnliche Abfolgen, die auf eine vergleichbare Ausdehnung der Eisschilde hindeuten. Unterschiede in den absoluten Werten sind vermutlich durch die unterschiedlichen Meeresspiegelstände bedingt. Während für das MIS 6 und MIS 4 im Hinterland der Laptev-See wie in ganz Eurasien große kontinentale Eisschilde angenommen werden, waren im MIS 2 nur die Gebirgszüge Sibiriens vergletschert. Diese Asymmetrie der Kryosphäre ist auf fehlende Feuchtigkeitszufuhr im MIS 2, vermutlich durch sibirische Hochdruckgebiete verursacht, zurückzuführen.

II. Abstract

Up to now, little is known about the late Quaternary paleoenvironmental evolution of the Eurasian continental margin, although the broad Siberian shelf seas are considered as most important source areas for Arctic Ocean sediments. Based on the investigations of surface samples supplemented by published and unpublished data three source areas for terrigenous sediments could be distinguished in the study area. Different processes of sediment transport are reflected in the sedimentological and mineralogical composition of surface sediments. The most valuable indicator for transport by oceanic currents is the clay mineral smectite whereas the distribution of heavy minerals and feldspar indicates sea-ice transport.

To reconstruct paleo-environmental conditions at the eastern Eurasian continental margin sediment cores were investigated for their sedimentological and mineralogical composition. Selected sediment cores covering the last two glacial/interglacial cycles represent a transect from the Nansen Basin across the Lomonosov Ridge to the Makarov Basin. The age models are based on the magnetostratigraphy of single sediment cores and the correlation with sedimentological and physical property data.

During interglacials (Eemian and Holocene) sea ice and oceanic currents were the most important agents for sediment transport into the deep-sea. Sediment input from the western study area depends on high sea level and the inflow of Atlantic water masses. Coarse-grained layers intercalated in the predominantly fine-grained marine sediments reflect extended ice sheets in the hinterland of the Laptev Sea during MIS 6 and MIS 4. In the eastern study area late Saalian and mid-Weichselian sedimentary sequences are similar indicating a comparable extension of ice sheets. Differences in absolute values are probably based on the different sea level. In contrast to the extended continental ice sheets in Eurasia during MIS 6 and MIS 4 small ice caps existed only on mountains in the hinterland of the Laptev Sea during MIS 2. The asymmetry of the cryosphere in Eurasia is caused by a lack of moisture supply probably due to anticyclones centred over Siberia.

1. Einleitung und Fragestellung

Spätquartäre Sedimente in den hohen nördlichen Breiten, die zum größten Teil aus terrigenem Material bestehen, zeichnen sich durch zyklische Änderungen der Farbe, der Sedimentzusammensetzung und der geophysikalischen Parameter aus (z. B. Darby *et al.* 1989, Stein *et al.* 1994b, 1994c, Spielhagen *et al.* 1997). Diese Variationen werden auf Veränderungen in den Umweltbedingungen, zu denen ozeanische Zirkulationssysteme, die Meereisbedeckung und kontinentale Eisschilde zählen, während der Interglaziale und Glaziale zurückgeführt (z. B. Vogt 1997, Behrends 1999, Knies *et al.* eingereicht).

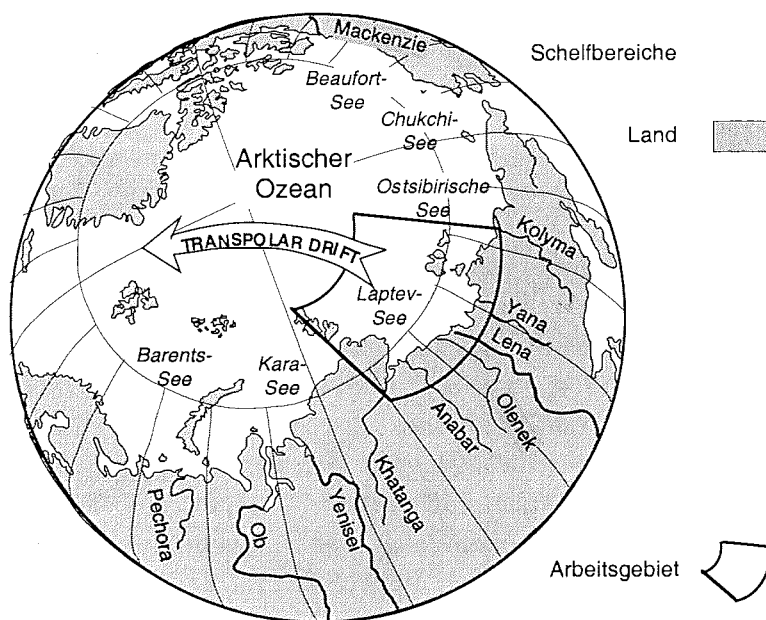


Abb. 1.1 Lage des Arbeitsgebietes im Arktischen Ozean (verändert nach Rachold *et al.* 1996)

Für den Arktischen Ozean (Abb. 1.1) sind ausgedehnte, sehr flache Schelfgebiete kennzeichnend, die als die wichtigsten Herkunftsgebiete für die Sedimente im zentralen Arktischen Ozean gelten. Insbesondere die Laptev-See und die angrenzenden Schelfmeere beeinflussen über den Transport mit der Transpolar-Drift direkt die Zusammensetzung der Tiefseesedimente. Die durch die großen Flüsse als Suspensionsfracht in die Schelfbereiche gebrachten Sedimente spiegeln durch ihre charakteristische Mineralzusammensetzung die Geologie des Hinterlandes wider. So sind die Sedimente der westlichen Laptev-See durch erhöhte Smektit- und Pyroxengehalte charakterisiert, während in der östlichen Laptev-See und der westlichen Ostsibirischen See höhere Illit- und Amphibolanteile auftreten (Wahsner 1995, Vogt 1997, Behrends 1999).

Einleitung

Von den Schelfen gelangt das terrigene Material durch Eistransport (Meereis oder Eisberge), gravitative Umlagerungen und/oder ozeanische Strömungen in die tieferen marinen Bereiche (Stein & Korolev 1994). Dabei wird die Korngrößenzusammensetzung der Tiefseesedimente durch die Art des Sedimenttransportes bestimmt. Kies und Sand werden hauptsächlich durch Meereis oder Eisberge, zum Teil aber auch durch turbiditische Ströme bis in die Tiefsee-Becken transportiert. Feineres Material, wie (Fein-) Silt und Ton, kann sowohl durch diese Prozesse als auch durch ozeanische Strömungen, die anhand der Korngrößenverteilung innerhalb der Siltfraktion nachvollzogen werden können (McCave *et al.* 1995), umgelagert werden. Die Zusammensetzung des terrigenen Anteils der Sedimente ist daher ein geeigneter Parameter, um Liefergebiete und Transportwege zu identifizieren (Wahsner 1995, Vogt 1997, Behrends 1999).

Bis heute sind die Kenntnisse über die spätquartäre Vereisungsgeschichte Ostsibiriens und der angrenzenden Schelfmeere trotz ihrer Bedeutung nur lückenhaft, da sich die meisten Untersuchungen auf das Festland und an marinen Sedimenten auf den letzten Glazial/Interglazial-Zyklus beschränken (Larsen *et al.* 1999). Erste Informationen über die Paläo-Umweltbedingungen beruhen auf Untersuchungen an einzelnen Sedimentkernen vom Laptev-See-Kontinentalrand (Behrends 1999, Knies 1999, Knies *et al.* eingereicht). Die im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Sedimentkerne aus dem östlichen Arktischen Ozean wurden während der Expeditionen ARK-IX/4 1993 (Fütterer 1994) und ARK-XI/1 1995 (Rachor 1997) mit dem FS "Polarstern" gewonnen. Anhand des Tiefseeprofiles, das sich vom östlichen Nansen-Becken über den Lomonosov-Rücken bis in das Makarov-Becken erstreckt (PS2741-1, PS2757-8, PS2761-10), lassen sich räumliche und zeitliche Veränderungen in der Sedimentzusammensetzung während der Glaziale und Interglaziale rekonstruieren.

Grundvoraussetzung für die Rekonstruktion der Paläo-Umweltbedingungen ist eine zuverlässige Alterseinstufung der Sedimente. Aufgrund der geringen Anteile an biogenem Carbonat in den Sedimenten vom östlichen eurasischen Kontinentalhang (Knies 1999) kann die Sauerstoffisotopen-Stratigraphie nicht zur Alters-einstufung verwendet werden. Aus der Paläomagnetik ergibt sich ein grobes Zeitgerüst für einzelne Sedimentkerne, die anhand der magnetischen Suszeptibilität und der Lithologie untereinander korreliert werden können. Unter Zuhilfenahme sedimentologischer Parameter lassen sich daraus Altersmodelle erstellen. Die Rekonstruktion paläoklimatischer und paläozeanographischer Bedingungen anhand planktischer und benthischer Organismen gestaltet sich aufgrund des geringen Anteils an biogenen Komponenten schwierig.

Da die Zusammensetzung der terrigenen Sedimente ebenfalls von den herrschenden klimatischen Bedingungen gesteuert wird (z. B. Diekmann *et al.* 1996, Petschick *et al.* 1996), sollten anhand der untersuchten Sedimentkerne folgende Fragen beantwortet werden:

Welche Faktoren steuern den Sedimenttransport von der Ostsibirischen und der Laptev-See bis in die Tiefsee?

Wie und wodurch ändert sich die Sedimentzusammensetzung im Untersuchungsgebiet im Glazial im Vergleich zum Interglazial?

Läßt sich die Vereisungsgeschichte des Hinterlandes anhand von marinen Sedimentkernen rekonstruieren?

Gibt es unterschiedliche ozeanische Zirkulationsmuster im Glazial im Vergleich zum Interglazial?

2. Untersuchungsgebiet

Der Arktische Ozean wird von drei nahezu parallelen, submarinen Rücken-systemen durchzogen (Abb. 2.1). Der 1700 km lange Lomonosov-Rücken erstreckt sich von den Neusibirischen Inseln bis nach Nordgrönland und trennt den Arktischen Ozean in das Amerasische und das Eurasische Becken. Das Makarov-Becken, das als Teil des Amerasischen Beckens entlang des Lomonosov-Rückens verläuft, hat eine Tiefe von bis zu 4000 m und ist ca. 500 km breit. Das Eurasische Becken wird durch den maximal 270 km breiten Gakkel-Rücken in das bis zu 4400 m tiefe Amundsen- und das südlich gelegene, fast 4000 m tiefe Nansen-Becken unterteilt. Der Gakkel-Rücken, dessen höchster Punkt bis 1500 m Wassertiefe reicht, ist im Gegensatz zu den anderen beiden mittelozeanischen Rücken ein aktiver Rücken.

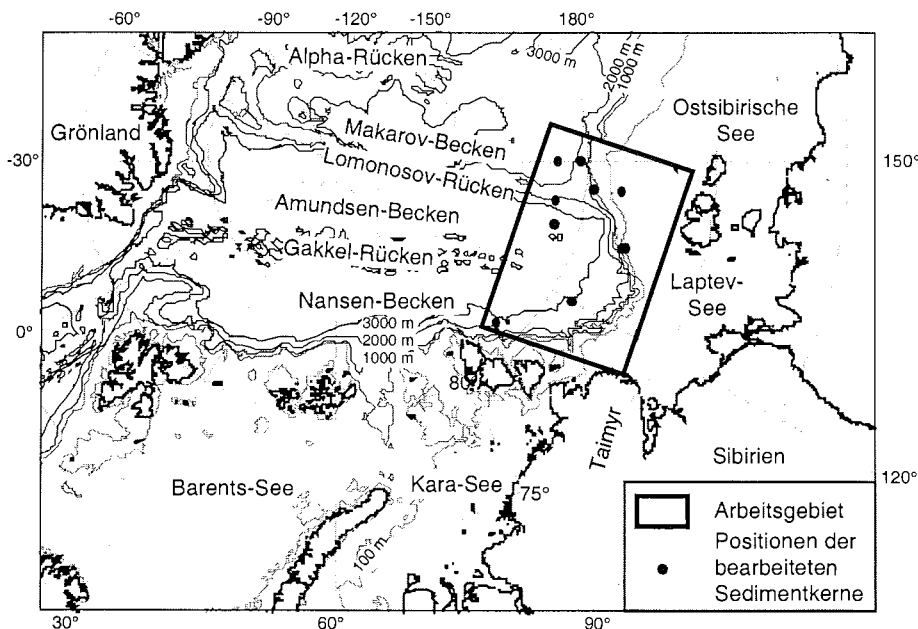


Abb. 2.1 Übersichtskarte des Arktischen Ozeans

Schelfgebiete nehmen fast die Hälfte der Fläche des Arktischen Ozeans ein. Die europäischen und sibirischen Schelfmeere (Barents-, Kara-, Laptev-, Ostsibirische und Chukchi-See), die teils bis 82°N reichen, zeichnen sich durch eine Breite von bis zu 800 km aus. Das Untersuchungsgebiet umfaßt die Laptev- und die westliche Ostsibirische See sowie deren Kontinentalhänge und die nördlich angrenzende Tiefsee (Abb. 2.1).

Die Laptev-See wird im Westen von der Inselgruppe Severnaya Zemlya und im Osten von den Neusibirischen Inseln begrenzt (Abb. 2.2). Die 460.000 km² große Laptev-See (Holmes & Creager 1974) ist mit einer durchschnittlichen Wassertiefe von nur 53 m (Timokhov 1994) - im südlichen Teil sogar weniger als 20 m (Silverberg 1972) - sehr flach. In die Laptev-See entwässern die sibirischen Flüsse Khatanga, Anabar, Olenek, Lena und Yana. Zu Zeiten niedrigen Meeresspiegels schnitten sich die Flüsse entlang tektonischer Störungszonen (Drachev *et al.* 1995) in den Schelf ein (Treshnikov 1985, Niessen 1995, Nürnberg *et al.* 1995b). Heute befinden sich diese Flußrinnen in 32 bis 97 m Wassertiefe (Kleiber & Niessen 1999). Weitere Rinnen wurden nördlich der Neusibirischen Inseln kartiert. Sie lassen sich allerdings trotz ihres vergleichbaren Aufbaus nicht direkt mit den sibirischen Flüssen in Verbindung bringen (Kleiber & Niessen 1999).

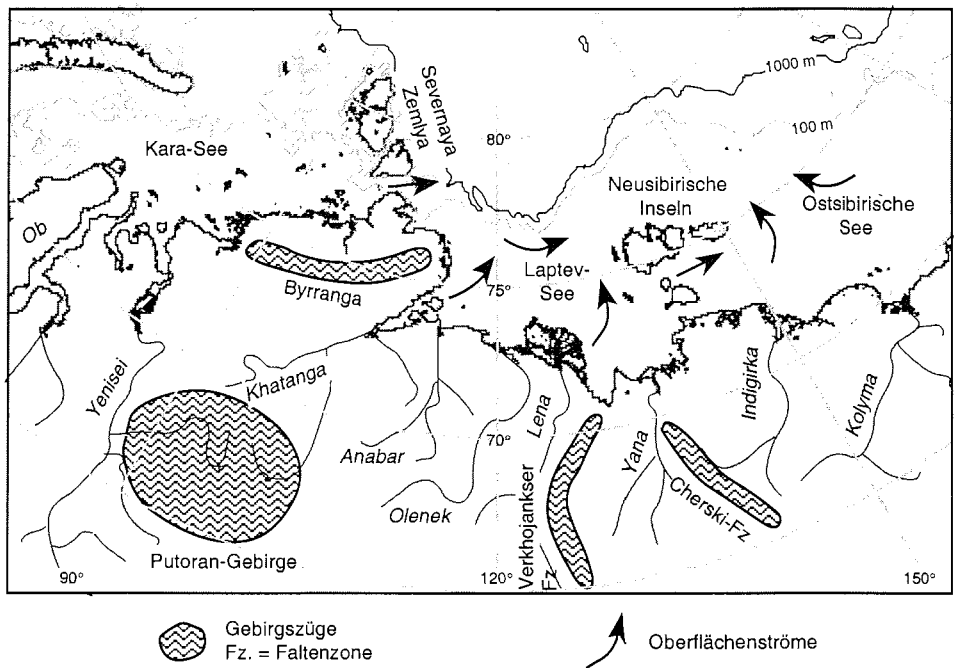


Abb. 2.2 Mittel- und Ostsibirien und die angrenzenden Schelfmeere, Oberflächenströme nach Suslov (1961)

Untersuchungsgebiet

Die 913.000 km² große Ostsibirische See (Timokhov 1994) erstreckt sich zwischen den Neusibirischen Inseln bei 141°E (Abb. 2.2) und der Wrangel-Insel bei 180°E. Die Schelfkante der Ostsibirischen See befindet sich in einer Wassertiefe von 100 bis 400 m und ist bis zu 800 km von der Küste entfernt. Dadurch ist die Ostsibirische See das breiteste arktische Schelfmeer (Naugler *et al.* 1974). Bereits die 20 m-Tiefenlinie ist mehr als 250 km vom Land entfernt. Der mit einer durchschnittlichen Wassertiefe von 54 m (Timokhov 1994) flache, fast ebene Meeresboden fällt leicht nach Nordosten ab. Er wird nur durch zwei submarine Täler unterbrochen, welche die Flüsse Indigirka und Kolyma im Pleistozän eingeschnitten haben (Silverberg 1972).

3. Hydrographie

Die Wassersäule des Arktischen Ozeans besteht aus drei durch Haloklinen begrenzte Wassermassen: Oberflächen-, Zwischen- und Tiefenwasser. Eurasisches und Amerasisches Tiefenwasser sind durch den Lomonosov-Rücken voneinander getrennt. Im Eurasischen Becken entsteht die obere Halokline, die von 50 bis 200 m Wassertiefe reicht, durch das Absinken von salzreichem Schelfwasser (Aagaard 1981) aus der Chukchi- und der Ostsibirischen See (Anderson & Jones 1992). Die Wassermasse der unteren Halokline ist vergleichsweise wärmer und erstreckt sich von 300 bis 500 m Wassertiefe (Aagaard 1981). Nach Anderson & Jones (1992) bildet sich die untere Halokline durch aus der Laptev-, der Kara- und der Barents-See absinkendes Schelfwasser.

Die Oberflächenströme im Arktischen Ozean, deren Verlauf mit Hilfe von driftenden Forschungsstationen (Colony *et al.* 1991) und Bojen (Pfirman *et al.* 1997) ermittelt wurden, werden neben einer Vielzahl regionaler Meeresströme hauptsächlich durch den Beaufort-Wirbel im amerasischen Teil und durch die Transpolar-Drift (TPD) im eurasischen Teil geprägt (Abb. 3.1).

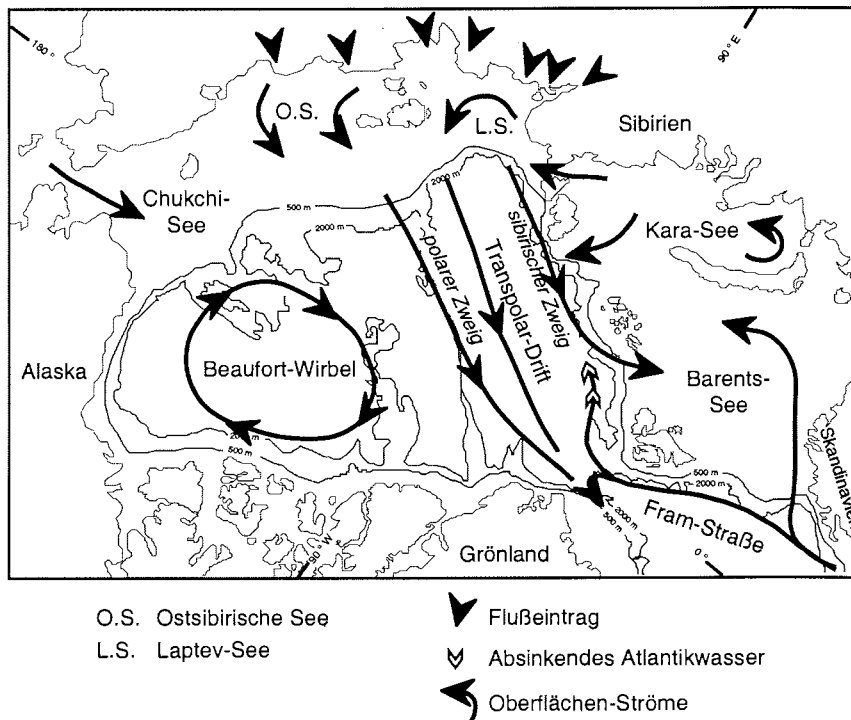


Abb. 3.1 Schematische Darstellung der Oberflächenwasser-Ströme im Arktischen Ozean (nach Gordienko & Laktionov 1969)

Hydrographie

Die Transpolar-Drift entsteht im Gebiet der Laptev- bzw. der Ostsibirischen See und ist bis in die Fram-Straße zu verfolgen. Anhand der Oberflächenströme (Pfirman *et al.* 1989, Rigor 1992, Pfirman *et al.* 1997) wurde eine Dreigliederung der Transpolar-Drift in einen sibirischen (südlichen), einen zentralen und einen polaren (nördlichen) Zweig vorgenommen.

Im Untersuchungsgebiet variieren die Oberflächenströme östlich der Taimyr-Halbinsel zwischen südlichen (Suslov 1961, Eicken *et al.* 1995), östlichen (Hass *et al.* 1995) und nördlichen Richtungen (Eicken *et al.* 1995, Alexandrov *et al.* 1995). In der westlichen Laptev-See erfolgt zudem ein Einstrom aus der Kara-See durch die zwischen der Taimyr-Halbinsel und der Inselgruppe Severnaya Zemlya verlaufende Vilkitsky-Straße. Der nach Norden gerichtete Strom westlich der Neusibirischen Inseln weist eine Geschwindigkeit von 25-50 cm/s auf (Silverberg 1972). Zwischen dem Festland und den Neusibirischen Inseln strömen Wassermassen mit einer Geschwindigkeit von 25-75 cm/s nach Osten in die Ostsibirische See, die dort ihre Richtung nach Norden ändern (Naugler 1967). Einen großen Einfluß auf die Zirkulation des Oberflächenwassers in den Schelfgebieten haben die in die Laptev- und Ostsibirische See mündenden Flüsse. Sie bringen besonders im Frühjahr und Sommer, wenn das Eis aufbricht, große Wassermengen ein, die etwa 30 % des Süßwassereintrags in den Arktischen Ozean ausmachen (Aagaard & Carmack 1989).

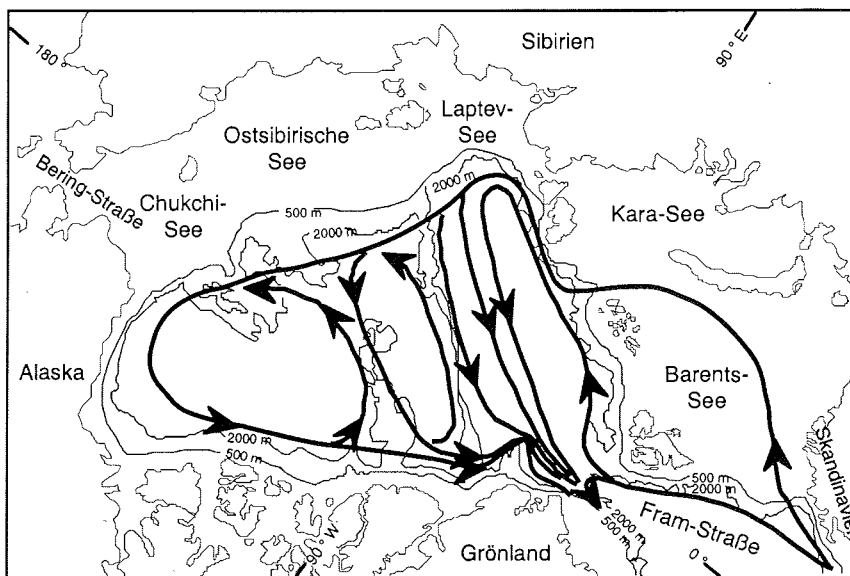
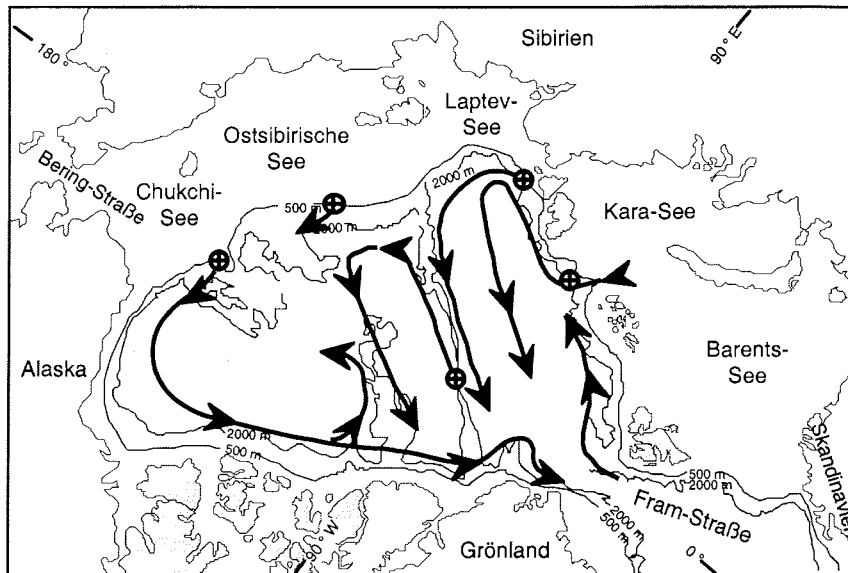


Abb. 3.2 Schematische Darstellung der Zwischenwasser-Ströme im Arktischen Ozean (nach Rudels *et al.* 1994)

Der Atlantikwasser-Einstrom in den Arktischen Ozean erfolgt einerseits über den Westspitzbergen-Strom durch die Fram-Straße und andererseits über die Barents-See (Rudels *et al.* 1994, Abb. 3.2). Arktisches Zwischenwasser entsteht aus dem Einstrom des warmen, salzreichen Atlantikwassers, dessen Dichte sich durch Abkühlung erhöht und in größere Wassertiefen absinkt (Aagaard *et al.* 1987, Aagaard *et al.* 1985, Carmack 1990). In 200 bis 500 m Wassertiefe strömt das Arktische Zwischenwasser entlang des eurasischen Kontinentalrandes bis an den Laptev-See-Kontinentalhang. Nördlich der Neusibirischen Inseln ändert der Strom erneut seine Richtung, um entlang des Lomonosov-Rückens zurück in den zentralen Arktischen Ozean zu strömen.

Das Arktische Tiefenwasser ist durch eine Temperatur von weniger als 0 °C charakterisiert und befindet sich unterhalb von 1000 m Wassertiefe (Aagaard 1981). Seine Entstehung wird noch kontrovers diskutiert (vgl. Jones *et al.* 1995). Bei der Bildung von Meereis bleibt salzreiches Wasser auf dem Schelf zurück, das aufgrund seiner hohen Dichte hangabwärts in größere Wassertiefen fließt (Aagaard *et al.* 1985). Das über den Barents-See-Schelf einströmende Atlantikwasser fließt durch den St. Anna Trog in den Arktischen Ozean. Der Einstrom von Tiefenwasser aus der Norwegen-See durch die Fram-Straße verursacht einen parallel zum Kontinentalhang verlaufenden, ostwärts gerichteten Tiefenwasser-Strom (Jones *et al.* 1995, Abb. 3.3), der Sedimente bis in die Laptev-See transportiert. Neben dem Europäischen Nordmeer (Aagaard *et al.* 1985, Aagaard & Carmack 1989) werden auch die arktischen Schelfgebiete als Regionen der Tiefenwasser-Erneuerung angesehen. Nach Jones *et al.* (1995) findet Tiefenwasser-Bildung, wenn auch in geringerem Maße, beispielsweise östlich von Severnaya Zemlya und im St. Anna Trog statt (Abb. 3.3).



⊕ Tiefenwasser-Neubildung

Abb. 3.3 Schematische Darstellung der Tiefenwasser-Ströme im Arktischen Ozean (nach Jones *et al.* 1995)

4. Die Zusammensetzung mariner Schelfsedimente als Spiegel der Geologie der Liefergebiete

Die Geologie des Hinterlandes beeinflusst maßgeblich die mineralogische Zusammensetzung der marinen Sedimente. Um den Zusammenhang zwischen den Gesteinen der Liefergebiete und den marinen Sedimenten aufzuzeigen, werden zunächst die Ergebnisse früherer mineralogischer Untersuchungen an Schelfsedimenten der Laptev- und der Ostsibirischen See (Tab. 4.1) und anschließend die Geologie Sibiriens kurz beschrieben.

Tab. 4.1 Zitierte mineralogische Untersuchungen an Oberflächen-sedimenten der Laptev- und der Ostsibirischen See.

Tonmineralogie	Naugler (1967), Silverberg (1972), Holmes & Creager (1974), Naugler <i>et al.</i> (1974), Wollenburg (1993), Wahsner & Shelekhova (1994), Nürnberg <i>et al.</i> (1995a), Rossak (1995), Wahsner (1995), Mosler <i>et al.</i> (1996), Vogt (1997), Weiel (1997), Wahsner <i>et al.</i> (1999), Rossak <i>et al.</i> (1999)
Gesamtmineralogie	Lapina (1965), Silverberg (1972), Stein & Korolev (1994), Mosler <i>et al.</i> (1996), Vogt (1997)
Schwermineralogie	Lapina (1965), Stein & Korolev (1994), Behrends <i>et al.</i> (1996, 1999), Behrends (1999)
Siltmineralogie	Silverberg (1972), Mosler <i>et al.</i> (1996), Vogt (1997)

In den Polargebieten überwiegt durch die herrschenden klimatischen Bedingungen die physikalische Verwitterung gegenüber anderen Verwitterungsarten. Die Tonminerale Illit und Chlorit, die aus kristallinen Gesteinen durch physikalische Verwitterung entstehen, sind daher typische Minerale der höheren Breiten. Illit ist mit bis zu 70 % das häufigste Tonmineral in Sedimenten aus dem Eurasischen Becken (Stein *et al.* 1994b, Wahsner *et al.* 1999). Die verhältnismäßig niedrigen Chloritgehalte in den Sedimenten aus dem Untersuchungsgebiet und dem gesamten Eurasischen Becken (Wahsner *et al.* 1999) könnten auf der geringen Resistenz von Chlorit gegenüber Verwitterung und Transport beruhen (Darby *et al.* 1989). Im Gegensatz zu Illit und Chlorit entstehen die Minerale Smektit und Kaolinit durch chemische Verwitterung. Diese findet vorwiegend in wärmeren Klimazonen statt, so daß Smektit und Kaolinit keine rezenten Verwitterungsprodukte sind, sondern aus Paläoböden wärmerer Klimaphasen stammen (z. B. Darby 1975, Chamley 1989). Die Kaolinitverteilung in den Oberflächensedimenten des Untersuchungsgebietes zeigt nur geringe Variationen. Leicht erhöhte Werte treten vor den Flußmündungen von Khatanga, Anabar und Olenek auf (Rossak 1995). Die höchsten Smektitgehalte der untersuchten Proben zeigen die Oberflächen-

Geologie der Liefergebiete

sedimente aus der (süd-)westlichen Laptev-See (Rossak 1995, Wahsner 1995).
Nach Norden und Osten nehmen die Werte deutlich ab.

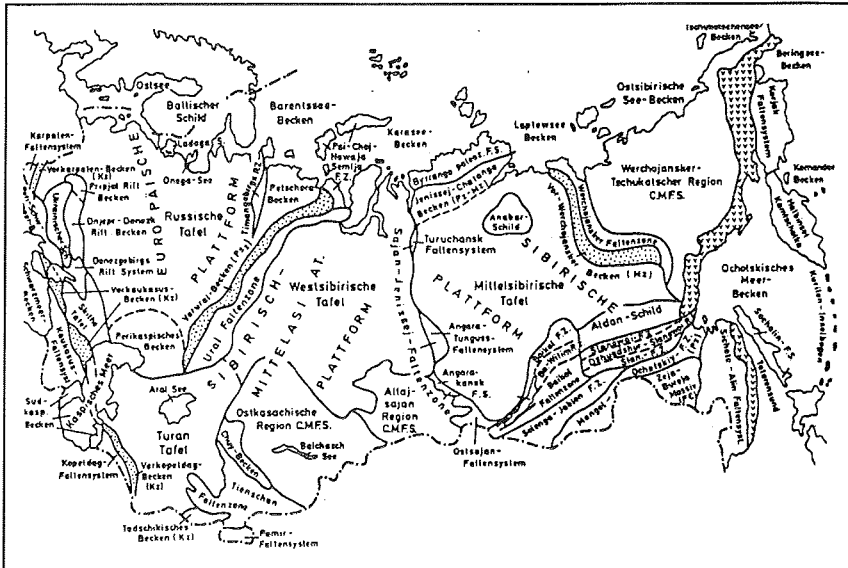


Abb. 4.1 Geologische Übersichtskarte Eurasiens (aus Dolginow & Kropatschjow 1994)

Die häufigsten Minerale in den Schelfsedimenten der Laptev- und der Ostsibirischen See sind Quarz und Feldspat (Lapina 1965, Naugler 1967, Stein & Korolev 1994, Rossak 1995, Vogt 1997). Hohe Quarzgehalte (40-50 %) treten vor allem in Zusammenhang mit silt- und sandreichen Sedimenten nahe Severnaya Zemlya und Nordtaimyr auf (Vogt 1997). Die mit bis zu 70 % höchsten Feldspat-gehalte sind nahe der Flußmündungen zu finden (Silverberg 1972), während sie in den Sedimenten der inneren Laptev-See auf 30-40 % Plagioklas und etwa 3 % Kalifeldspat abnehmen (Mosler *et al.* 1996). In der östlichen Laptev-See und in der Ostsibirischen See steigt der Kalifeldspatanteil an (Silverberg 1972). Die Gehalte an Kalifeldspat sind stark Korngrößenabhängig und erreichen in den Grobsilt- und Sandfraktionen mit etwa 10 % die höchsten Werte (Silverberg 1972, Mosler *et al.* 1996). Die niedrigen Kalifeldspatgehalte sowie die niedrigen Kalifeldspat/Plagioklas-Verhältnisse in den Oberflächensedimenten der Laptev-See lassen sich in erster Linie auf ihre Feinkörnigkeit zurückführen (Mosler *et al.* 1996, Vogt 1997).

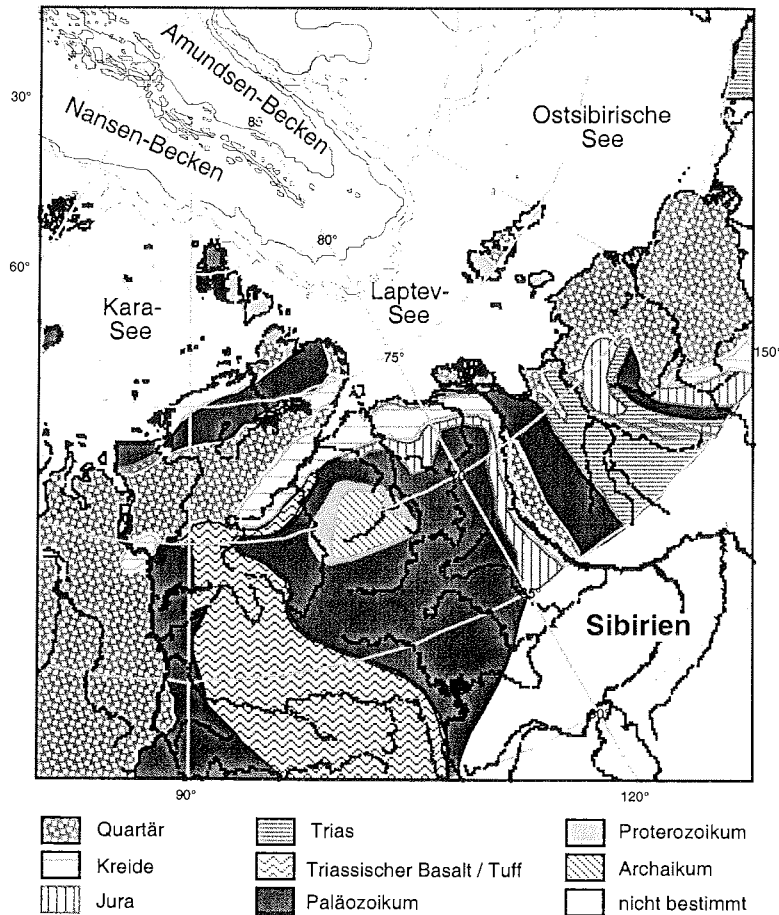


Abb. 4.2 Geologische Karte Sibiriens nach Treshnikov (1985), Duzhikov & Strunin (1992) und Dolginow & Kropatschjow (1994)

In der östlichen Kara- und der westlichen Laptev-See treten hohe Klinopyroxengehalte auf (Silverberg 1972, Stein & Korolev 1994, Levitan *et al.* 1996, Behrends 1999). Dagegen ist das Vorkommen von Orthopyroxen eher für Sedimente der östlichen und zentralen Laptev-See und der Ostsibirischen See typisch (Silverberg 1972, Behrends *et al.* 1996, Behrends 1999). Der Sedimenteintrag aus diesem Gebiet zeigt sich an erhöhten Pyroxengehalten in Oberflächensedimenten zwischen den Neusibirischen Inseln und dem Lomonosov-Rücken.

Die bezüglich des Arbeitsgebietes wichtigsten geologischen Einheiten sind die Mittelsibirische Tafel, an die sich im Norden das Yenisei-Khatanga-Becken und die Byrranga-Faltenzone auf der Taimyr-Halbinsel anschließen, und die östlich gelegene Verkhojansk-Chukcher-Region. Beide Regionen werden durch die Verkhojansker Faltenzone und deren Vorbecken getrennt (Abb. 4.1, Dolginow & Kropatschjow 1994). Im Detail wurde die Geologie Sibiriens von Churkin *et al.* (1981), Duzhikov & Strunin (1992) und Dolginow & Kropatschjow (1994) beschrieben. Einführungen in die geologische Entwicklung des zirkumarktischen Raumes sind beispielsweise in Herman (1989), Bleil & Thiede (1990) und Grantz *et al.* (1990) zu finden.

4.1 Liefergebiete der westlichen Laptev-See

Die Byrranga-Faltenzone auf der Taimyr-Halbinsel (Abb. 4.1), deren höchsten Berge 1000-1200 m über dem Meeresspiegel liegen, besteht aus stark verfalteten und metamorphisierten präkambrischen Gesteinen (Churkin *et al.* 1981). Überlagernde paläozoische Schiefer und metamorphe Sand- und Kalksteine werden von einigen Plutoniten durchdrungen (Silverberg 1972). Die geringmächtigen mesozoischen Schichten sind nur örtlich von känozoischen Abfolgen überdeckt (Churkin *et al.* 1981). Die Inseln Severnaya Zemlyas, nördlich der Taimyr-Halbinsel, sind trotz ihrer verhältnismäßig geringen Erhebung (300 m ü. NN) stark vergletschert. Präkambrische Gesteine, die lithologisch denen der Taimyr-Halbinsel ähnlich sind (Churkin *et al.* 1981), werden von paläozoischen sedimentären Abfolgen, die Evaporite und Kalksteine enthalten, überlagert. In den rezenten Sedimenten der östlichen Kara-See und der westlichen Laptev-See spiegelt sich die Geologie Nordtaimyrs und Severnaya Zemlyas in erhöhten Gehalten von Feldspäten und Quarz sowie in hohen Illitgehalten wider (Vogt 1997, Weiel 1997).

Im Süden der Byrranga-Faltenzone schließt sich das bereits im Proterozoikum als Riftsystem angelegte Yenisei-Khatanga-Becken an (Abb. 4.1), das durch die kontinuierliche Absenkung mächtige Gesteinsabfolgen enthält (Dolginow & Kropatschjow 1994, Drachev *et al.* 1995). Die seit dem Jura abgelagerten, meist flachmarinen Sedimente können bis 7500 m mächtig sein (Dolginow & Kropatschjow 1994). Während klimatisch wärmerer Perioden (z. B. im Tertiär) entstanden aus den mesozoischen Sedimenten kaolinitführende Verwitterungsprodukte, die bis heute durch die Flüsse Khatanga, Anabar und Olenek in die westliche Laptev-See eingetragen werden (Tab. 4.2, Rossak 1995).

Der präkambrische Sockel der Mittelsibirischen Tafel ist im Anabar- und im Aldanschild aufgeschlossen (Abb. 4.1) und besteht aus archaischen pyroxen- und/oder plagioklasföhrnden Gneisen und Schiefen sowie Magnetitquarziten und Marmoren (Dolginow & Kropatschjow 1994). Die Erosion der archaischen Gneise des bis 900 m hohen Anabar-Gebirges (Dolginow & Kropatschjow 1994) tragt vermutlich zu der spezifischen Mineralzusammensetzung in der westlichen Laptev-See bei, die durch erhoehte Plagioklas- und Pyroxengehalte charakterisiert ist (Vogt 1997, Behrends 1999). Die hohe magnetische Suszeptibilitat in Sedimenten aus der sudwestlichen Laptev-See resultiert zum Teil aus den durch Khatanga, Anabar und Olenek eingetragenen Magnetitquarziten (Abb. 4.3, Vinogradov *et al.* 1973, Niessen & Weiel 1996, Weiel 1997, Kleiber *et al.* eingereicht).

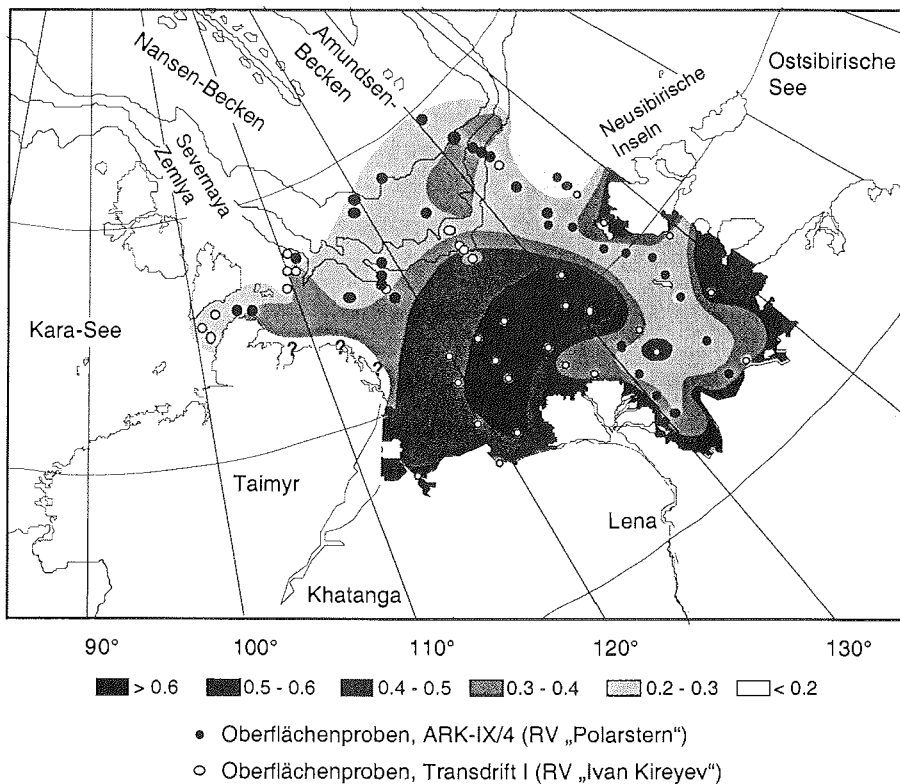


Abb. 4.3 Magnetische Suszeptibilitat (in $\mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$) von Oberflachenproben aus der Laptev-See und dem angrenzenden Kontinentalhang (aus Niessen & Weiel 1996)

Das Anabar-Massiv wird von frühpaläozoischen Sedimentgesteinen (Silverberg 1972), die auch Kalksteine enthalten, umgeben (Churkin *et al.* 1981). In den Becken lagerten sich im späten Paläozoikum klastische Sedimente ab, in die einzelne Kohleflöze eingeschaltet sind (Abb. 4.4, Dolginow & Kropatschjow 1994). Während der Permtrias extrudierten im Westen der Mittelsibirischen Tafel bis zu 3000 m mächtige Basalte und Tuffe, die das bis zu 1700 m hohe Putoran-Gebirge aufbauen (Dolginow & Kropatschjow 1994). Die Verwitterung der Tuffe und Basalte während klimatisch wärmerer Perioden führte zur Bildung von smektitreichen Böden, die als wichtigste Quelle für Smektit im östlichen Teil des Eurasischen Beckens gelten (Duzhikov & Strunin 1992). Hohe Smektitgehalte in Oberflächensedimenten der östlichen Kara- und der westlichen Laptev-See (z. B. Wahsner *et al.* 1999) resultieren aus dem fluviatilen Sedimenteintrag durch Yenisei und Khatanga, die beide das Putoran-Gebirge entwässern (Tab. 4.2). Die in der östlichen Kara- und der westlichen Laptev-See erhöhten Pyroxen- und Plagioklasgehalte werden ebenso wie die erhöhte magnetische Suszeptibilität auf einen Sedimenteintrag aus den Basaltkomplexen zurückgeführt (Abb. 4.3, Niessen & Weiel 1996, Vogt 1997, Weiel 1997, Behrends 1999).

Tab. 4.2 Fluviatil in die westliche Laptev-See eingetragene Minerale.

Fluß	Minerale	Quelle
Khatanga	Smektit, Kaolinit	Rossak (1995), Wahsner (1995)
	Klinopyroxen, Orthopyroxen	Hoops (in Vorbereitung)
Anabar	Smektit, Kaolinit	Rossak (1995)
	Klinopyroxen, Amphibol, opake Minerale, Granat	Hoops (in Vorbereitung)
Olenek	Kaolinit	Rossak (1995)
	Klinopyroxen, Orthopyroxen, opake Minerale	Hoops (in Vorbereitung)

4.2 Liefergebiete der östlichen Laptev-See und der westlichen Ostsibirischen See

Das Vilui-Becken im Süden der Mittelsibirischen Tafel, das durch den Vilui, einen Nebenfluß der Lena, entwässert wird, enthält kontinentale Sandsteine und Schiefer des Jura und der Kreide. Die oberjurassischen kohleführenden Schichten werden von reinen Kaolinit-Tonen unterlagert (Abb. 4.4, Kalinenko *et al.* 1996). In den känozoischen Sedimenten des Lena-Deltas spiegelt sich nach Kalinenko *et al.* (1996) der Eintrag der jurassischen Ablagerungen in erhöhten Gehalten an Kaolinit wider.

Die Verkhojansker Faltenzone, die sich bis 2400 m über den Meeresspiegel erhebt und die Mittelsibirische Tafel von der Verkhojansk-Chukcher-Region trennt, besteht aus bis zu 15 km mächtigen paläo- und mesozoischen Ablagerungen (Abb. 4.1, Dolginow & Kropatschjow 1994). Die terrestrischen bis flachmarinen Sand-, Silt- und Tonsteine wurden ab der Unterkreide in mehreren Phasen verfaltet und dabei metamorphisiert (Dolginow & Kropatschjow 1994). Diese metamorphen Gesteine sind wahrscheinlich der Hauptlieferant für amphibolreiche Sedimente in der östlichen Laptev-See und der Ostsibirischen See (Vogt 1997, Behrends 1999). Rossak (1995) schreibt das Vorkommen von Chlorit und Illit in der östlichen Laptev-See den Tonschiefern der Verkhojansker Faltenzone zu. Der hohe Anteil an Glimmern tritt in allen Korngrößen- und Schwermineralfraktionen auf (Mosler *et al.* 1996, Vogt 1997, Behrends 1999). Das von der Lena durchflossene Verkhojansker Vorbecken enthält bis zu 700 m mächtige jurassische und kretazische Flysch- und Molassesedimente. Die mesozoischen Lockersedimente, die Kohle führen und aufgrund der Ausgangsgesteine viel Quarz und Feldspat enthalten, werden durch die Lena in die Laptev-See transportiert (Tab. 4.3, Rossak 1995, Kalinenko *et al.* 1996, Vogt 1997). Daher treten nahe der Lenamündung erhöhte Gehalte an organischem Kohlenstoff in den Oberflächensedimenten auf (Abb. 4.4).

Östlich der Verkhojansker Faltenzone schließt sich die im wesentlichen aus alten Kristallin-Massiven und mesozoischen Sedimenten aufgebaute Verkhojansk-Chukcher-Region an. Das Grundgebirge der bis 3000 m hohen Cherski-Faltenzone besteht aus präkambrischen und paläozoischen Amphibol-Gneisen, Schiefern und Quarziten (Naugler 1967). Das regional unterschiedlich stark verfaltete Deckgebirge, der sogenannte Verkhojansker-Komplex (Dolginow & Kropatschjow 1994, Drachev *et al.* 1995), besteht aus mächtigen mesozoischen, flyschartigen Ablagerungen, die teils Kohleflöze und untergeordnet auch Kalksteine enthalten. Während der Faltung im Mesozoikum intrudierten granitoidische Magmen (Naugler 1967, Dolginow & Kropatschjow 1994), die möglicherweise die Ausgangsgesteine für hohe Quarz- und (Kali-)Feldspatgehalte in der westlichen Ostsibirischen See darstellen (Naugler 1967). Aufgrund der Ausgangsgesteine liefern die Flüsse Lena und Yana Sedimente mit sehr ähnlicher mineralogischer Zusammensetzung (Tab. 4.3, Rossak 1995).

Im oberen Flußlauf von Kolyma und Indigirka wird das Grundgebirge angeschnitten, dessen metamorphe Minerale durch die beiden Flüsse in die Ostsibirische See gelangen (Naugler 1967). In der Schwermineralogie spiegelt sich der Eintrag der Indigirka nördlich ihrer Mündung z. B. in hohen Amphibol- und Epidotgehalten wider (Tab. 4.3, Naugler 1967). Im weiteren Verlauf durchfließen Kolyma und Indigirka das ausgedehnte, entlang der Küste verlaufende Indigirka-

Geologie der Liefergebiete

Kolyma-Tiefland, das aus mehr als 100 m mächtigen holozänen Silten und Tonen besteht (Silverberg 1972). Kolyma und Indigirka transportieren wegen des geringen Gefälles hauptsächlich feinkörnige Partikel, deren Mineralzusammensetzung sehr ähnlich ist (Naugler 1967).

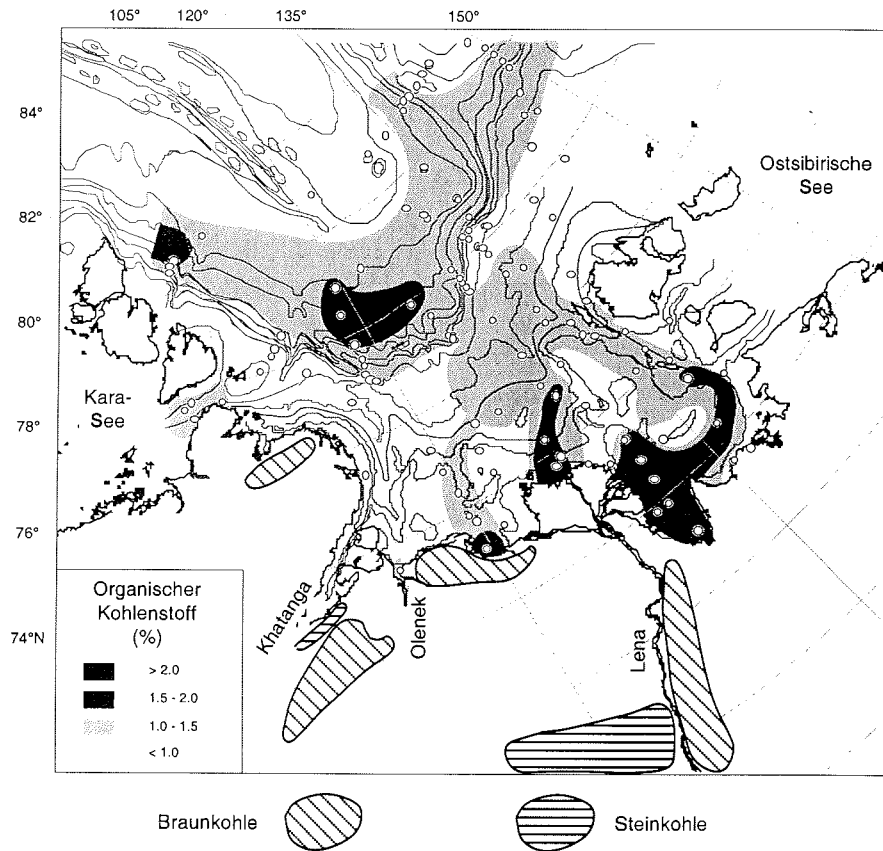


Abb. 4.4 Gehalte an organischem Kohlenstoff in Oberflächensedimenten der Laptev-See und des angrenzenden Kontinentalhanges (Stein & Fahl 1999) und Liefergebiete für Kohle in Mittel- und Ostsibirien (nach Anon 1978)

Der Aufbau der Neusibirischen Inseln, die in einem tektonisch stark beanspruchten Gebiet liegen (z. B. Drachev *et al.* 1995), ist geologisch sehr unterschiedlich. Die Inseln Bolschoi, Stolbovoi und Malyi werden von plagioklas-, pyroxen-, amphibol- und epidotführenden Gneisen aufgebaut (Fujita & Cook 1990). Überlagert wird der metamorphe Komplex von mesozoischen, terrestrischen Sedimenten mit Granit-Intrusionen, die denen des Verkhjansker-Komplexes sehr ähnlich sind (Drachev *et al.* 1995). Durch die Erosion der Gneise dominieren Amphibol, Epidot und Klino-

pyroxen die Schwermineralfraktion der Oberflächensedimente aus der westlichen Ostsibirischen See (Tab. 4.3, Naugler 1967). Maximale Granatgehalte (15-25 %) treten südlich der Neusibirischen Inseln auf (Naugler 1967). Die Inseln Kotel'nyi und Belkov bestehen aus paläozoischen Kalksteinen und terrestrischen Sedimenten und stellen vermutlich die östliche Fortsetzung der Byrranga-Faltenzone dar (Drachev *et al.* 1995). Auf der Insel Kotel'nyi sind miozäne marine Sedimente aufgeschlossen (Naugler 1967). Dagegen wurden die spätkretazischen bis paläogenen Sedimente der Insel Novaya Sibir, die Kohleflöze enthalten, terrestrisch gebildet (Fujita & Cook 1990).

Tab. 4.3 Fluvial in die östliche Laptev- und westliche Ostsibirische See eingetragene Minerale

Fluß	Minerale	Quelle
Lena	Illit, Chlorit, Quarz, Feldspäte, Glimmer	Rossak (1995), Wahsner (1995)
	Amphibol, Klinopyroxen, Epidot, opake Minerale, Glimmer	Hoops (in Vorbereitung)
Yana	Illit, Chlorit, Quarz, Feldspäte, Glimmer	Rossak (1995)
	Amphibol, Pyroxen, Epidot, opake Minerale, Glimmer	Hoops (in Vorbereitung)
Indigirka	Amphibol, Epidot, Klinopyroxen, Illit	Naugler (1967)
Kolyma	Amphibol, Epidot, Klinopyroxen, Illit	Naugler (1967)

4.3 Franz-Josef-Land

Die während der Trias und des Jura auf den Inseln Franz-Josef-Lands abgelagerten klastischen Sedimente sind teils marinen und teils terrestrischen Ursprungs (Churkin *et al.* 1981). Ihre Verwitterungsprodukte gelten als Quelle für Kaolinit (70-90 %, Wahsner *et al.* 1996, 1999) und Quarz (Polyak & Solheim 1994) in Sedimenten des eurasischen Kontinentalhanges. Die Verwitterung der kretazischen Intrusiva und Effusiva führte zur Bildung von smektitreichen Böden (bis 80 % Smektit, Wahsner *et al.* 1996). Der Sedimenteintrag von Land spiegelt sich in hohen Smektit- und Kaolinitgehalten in den Oberflächensedimenten nahe den Inseln Franz-Josef-Lands wider (Stein *et al.* 1994b, Nürnberg *et al.* 1995a, Wahsner *et al.* 1996, 1999). Ein Sedimenteintrag aus dieser Region bis in das Untersuchungsgebiet ist durch das ostwärts fließende Zwischenwasser möglich. Modellrechnungen zeigen, daß organisches Material, das nördlich der Inseln Franz-Josef-Lands aus dem Eis ausschmilzt, bis an den Kontinentalrand der Laptev-See transportiert werden kann (Lindemann 1998).

etwa 100 km^3 Wasser pro Jahr einbringt (Alabyan *et al.* 1995, Rachold *et al.* 1996). Der größte in die Ostsibirische See mündende Fluß ist die Kolyma mit einer jährlichen Süßwasserzufuhr von 132 km^3 und einer Suspensionsfracht von $16 \cdot 10^6$ Tonnen Sediment. Dagegen trägt die Indigirka pro Jahr nur 61 km^3 Wasser mit bis zu $13 \cdot 10^6$ Tonnen Sediment ein (Gordeev *et al.* 1996).

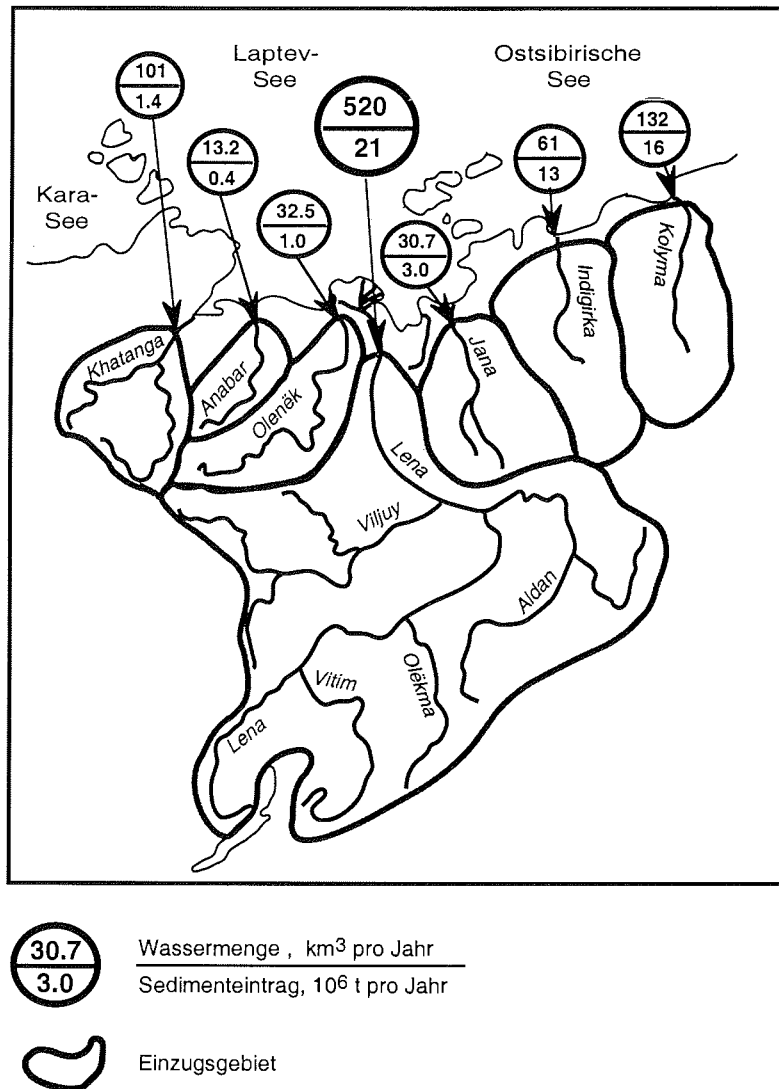


Abb. 5.2 Süßwasser- und Sedimenteintrag in die Laptev-See und die westliche Ostsibirische See (verändert nach Rachold *et al.* 1996)

Terrigener Sedimenteintrag

Tidenhub, Sturmfluten und Thermoabrasion verursachen einen Rückzug der Küste von etwa 2-6 m im Jahr (Reimnitz 1998, Are & Reimnitz 1998, Are 1999). Der Anteil der durch Küstenerosion eingetragenen Sedimente entspricht etwa $30 \cdot 10^6$ Tonnen pro Jahr und kann den der Flußfracht erreichen oder sogar überschreiten (Are 1994, 1999; Are & Reimnitz 1998, Reimnitz 1998). Der Sedimenteintrag von den Küsten zeigt sich an höheren Gehalten an grobkörnigem Material in den Sedimenten festlandsnaher Bereiche (Wahsner 1995).

Der äolische Sedimenteintrag in die marinen Bereiche ist quantitativ nur von untergeordneter Bedeutung (Darby *et al.* 1989, Pfirman *et al.* 1990, Wollenburg 1993). Dies belegen die deutlich geringeren Sedimentgehalte in Schneeproben im Vergleich zu Meereisproben aus der Laptev-See (Nürnberg *et al.* 1994). In der Tonmineralverteilung von Oberflächensedimenten aus der Laptev-See ist ein äolischer Eintrag nicht nachweisbar, kann aber nicht ausgeschlossen werden (Rossak 1995).

5.2 Transportprozesse im marinen Bereich

Der Schelf der Laptev-See, der die meiste Zeit im Jahr mit Meereis bedeckt ist, wird als Quelle für einen Großteil des arktischen Meereises angesehen (Pfirman *et al.* 1990, Dethleff *et al.* 1993, Wollenburg 1993, Kassens & Karpiy 1994, Nürnberg *et al.* 1994, Eicken *et al.* 1997). Das Meereis kann bis zu 40 Tonnen Sediment pro km² enthalten (Reimnitz *et al.* 1987) und ist einer der wichtigsten Faktoren für den Transport von terrigenem Material in den Arktischen Ozean. Der Sedimenteintrag in das Meereis, der bevorzugt bei der Eis-Neubildung in Wassertiefen von 10 bis 30 m stattfindet (Nürnberg *et al.* 1994, Reimnitz *et al.* 1994, Dethleff 1995b), erfolgt durch unterschiedliche Prozesse, die ausführlich bei Nürnberg *et al.* (1994) und Lindemann (1998) beschrieben sind. Der wahrscheinlich wichtigste Mechanismus, der zum Sedimenteintrag führt, ist der Einbau von (re-)suspendiertem Material während der Meereis-Neubildung ("suspension freezing"). Auch das direkte Anfrieren von Sedimenten an der Eisunterseite durch Bodenberührung und das Überspülen mit fluviatiler Sedimentfracht tragen zum Sedimenteintrag in das Meereis bei.

In der Laptev-See zeigen Meereis- und Oberflächensedimente vergleichbare granulometrische und mineralogische Zusammensetzungen (Wollenburg 1993, Nürnberg *et al.* 1994, Wahsner 1995, Lindemann 1998, Behrends 1999, Wahsner *et al.* 1999). Nur die Sandgehalte der Meereisproben aus der Laptev-See sind etwas geringer als die der Schelfsedimente, weshalb man von einem bevorzugten Einbau von feinkörnigem Material ausgeht (Wollenburg 1993, Nürnberg *et al.* 1994, Reimnitz *et al.* 1994, Dethleff 1995a, Lindemann 1998). Hohe Illitgehalte in

Sedimenten der Ostsibirischen See (Silverberg 1972, Kalinenko 1996) und der östlichen Laptev-See (Rossak 1995, Wahsner 1995) spiegeln sich im Meereis des polaren (nördlichen) Zweiges der Transpolar-Drift wider (Nürnberg *et al.* 1994). Die Tonmineralzusammensetzung der Meereissedimente im sibirischen (südlichen) Zweig weist mit 15-60 % sehr hohe Smektitgehalte auf und entspricht damit der Zusammensetzung der Sedimente aus der westlichen Laptev- und der östlichen Kara-See (Wollenburg 1993, Nürnberg *et al.* 1994, Letzig 1995).

Dagegen lassen sich in der Sortierung der Siltfraktion von Meereissedimenten aus dem westlichen und dem östlichen Eurasischen Becken Unterschiede feststellen. Die Siltfraktion in Sedimenten aus dem östlichen Arktischen Ozean (nördlich von Svalbard) ist deutlich besser sortiert als die aus der Laptev- und der Ostsibirischen See (Wollenburg 1993). Dies zeigt, daß eine zusätzliche Veränderung der Korngrößenzusammensetzung der Meereissedimente im Verlauf des Transports wahrscheinlich ist.

Die rezenten Oberflächensedimente aus dem östlichen Arktischen Ozean weisen im Vergleich zu den Meereissedimenten höhere Ton- und niedrigere Siltgehalte auf; die Grobfraction macht maximal 10 % der Zusammensetzung aus (Pfirman *et al.* 1989, Wollenburg 1993, Nürnberg *et al.* 1994, Letzig 1995). Das führt zu dem Schluß, daß der Meereistransport nicht der einzige Faktor für den Eintrag von terrigenem Material in das Eurasische Becken ist. Auch unterschiedliche Smektitgehalte in Meereis-, im Vergleich zu Oberflächensedimenten, beispielsweise am Gakkel-Rücken, unterstützen diese Annahme (Stein *et al.* 1994b, Wahsner *et al.* 1999).

Feinkörniges Material wird häufig durch Strömungen transportiert wie die aus 60-80 % Ton zusammengesetzte Suspensionsfracht in der Laptev-See zeigt (Dethleff 1995b). Im Ausstrombereich der Flüsse sind die Strömungen häufig stark genug, um eine Sedimentation der eingetragenen Suspensionsfracht zu verhindern (Silverberg 1972) und um diese bis zu 400 km nach Norden an die Schelfkante zu verdriften (Holmes & Creager 1974). Auch in größeren Wassertiefen verursachen Strömungen einen Transport von feinkörnigem Material (Aagaard *et al.* 1985, Schauer *et al.* 1997). Intensive (Boden-)Strömungen auf den submarinen Rücken des Arktischen Ozeans werden für die dort auftretenden grobkörnigen Sedimente verantwortlich gemacht. Die Ablagerung der Feinfraktion wird hier ebenfalls durch Strömungen verhindert. Zusätzlich führt eine Resuspension von Feinmaterial dazu, daß grobe Anteile als sogenannte "Relikt-Sande" zurückbleiben (Anderson *et al.* 1994, Jones *et al.* 1995).

Terrigener Sedimenteintrag

Bei der Neubildung von Meereis entsteht entlang der arktischen Schelfe kaltes, salzreiches Schelfwasser. Strömungen entstehen, wenn das Schelfwasser durch seine hohe Dichte hangabwärts fließt. Dabei wird insbesondere das Feinmaterial resuspendiert und über die Kontinentalhänge bis in die Tiefsee transportiert (Aagaard *et al.* 1981, Aagaard *et al.* 1985). Das als Zwischenwasser in den Arktischen Ozean einströmende Atlantikwasser vermischt sich mit dem Schelfwasser und rezirkuliert im Bereich des Kontinentalhanges der Laptev-See in Richtung Fram-Straße (Anderson *et al.* 1994, Rudels *et al.* 1994).

Untersuchungen an spätquartären Sedimenten aus dem Nansen- und dem Amundsen-Becken haben gezeigt, daß häufig gravitative Umlagerung stattfindet (Fütterer 1992). Die in die Abfolgen eingeschalteten Turbidite am nördlichen Kontinentalhang der Barents-See zeichnen sich beispielsweise durch hohe Gehalte an Kaolinit aus und belegen die Herkunft der Sedimente von Franz-Josef-Land (Stein *et al.* 1994b, Wahsner *et al.* 1999). Marine Sedimente enthalten besonders bei hohen Sedimentationsraten sehr viel Wasser. Durch zu große Mächtigkeiten oder durch andere auslösende Mechanismen, wie beispielsweise Stürme oder Erdbeben, werden die Sedimentpakete instabil und fließen als Trübeströme vom Schelf bis in die Tiefsee-Becken. Aufgrund von geophysikalischen Untersuchungen konnten Kleiber *et al.* (eingereicht) Schlammströme in der westlichen Laptev-See nachweisen, die wahrscheinlich in das marine Isotopenstadium 4 gehören.

Rezente Liefergebiete für Eisberge in Eurasien sind Svalbard, Franz-Josef-Land und Severnaya Zemlya (z. B. Darby *et al.* 1989). So stammen die auf dem westlichen Laptev-See-Schelf beobachteten Pflugmarken von Eisbergen, die von den Gletschern auf Severnaya Zemlya kalben (Nürnberg *et al.* 1995b, Weiel 1997, Kelz 1998). Nach Untersuchungen an Oberflächensedimenten aus der Laptev-See und der Ostsibirischen See spielt der Transport durch Eisberge rezent nur eine untergeordnete Rolle (Naugler 1967, Silverberg 1972, Rossak 1995), vermutlich deshalb, weil heute nur kleinere Bereiche Sibiriens vergletschert sind.

6. Material und Methoden

6.1 Material

Um die Korngrößen- und Mineralzusammensetzung rezenter Sedimente aus dem Arbeitsgebiet zu ermitteln, wurden 42 Oberflächenproben (Abb. 6.1) untersucht, die während der Expedition ARK-XI/1 mit dem FS "Polarstern" (Rachor 1997) aus Großkastengreifern gewonnen wurden. Dadurch konnten bereits bestehende Verteilungskarten von einzelnen Korngrößenfraktionen und Tonmineralen nach Norden und Osten ergänzt werden.

Aus dem Bereich der Laptev-See, des angrenzenden Kontinentalhanges und der Tiefsee wurden insgesamt Sedimentkerne von 10 Stationen ausgewählt, von denen vier mit dem Schwerelot (SL) und sechs mit dem Kastenlot (KAL) während der Expeditionen ARK-IX/4 (Fütterer 1994) und ARK-XI/1 (Rachor 1997) gewonnen wurden. Ungestörte, oberflächennahe Sedimente aus den zugehörigen Großkastengreifern (GKG) wurden ebenfalls untersucht (Tab. 6.1 und Abb. 6.1).

Tab. 6.1 Bearbeitete Sedimentkerne. Verwendete Abkürzungen:
GKG: Großkastengreifer, KAL: Kastenlot, SL: Schwerelot

Kerne	Gerät	geogr. Länge	geogr. Breite	Wassertiefe	Kernlänge
PS2458-3	GKG	78°10.0'N	133°23.7'E	981 m	0.46 m
PS2458-4	KAL	78°10.0'N	133°23.9'E	983 m	8.00 m
PS2460-4	SL	78°04.5'N	133°35.9'E	204 m	9.08 m
PS2471-3	GKG	79°09.3'N	119°46.9'E	3048 m	0.40 m
PS2471-4	SL	79°09.1'N	119°47.6'E	3047 m	4.16 m
PS2725-3	GKG	78°39.4'N	144°08.0'E	76 m	0.43 m
PS2725-5	SL	78°39.4'N	144°08.1'E	77 m	4.78 m
PS2741-1	KAL	81°06.0'N	105°22.0'E	2400 m	6.37 m
PS2753-1	GKG	80°58.0'N	134°27.3'E	3628 m	0.38 m
PS2753-2	KAL	80°58.2'N	134°27.7'E	3684 m	7.84 m
PS2757-7	GKG	81°09.6'N	140°12.1'E	1223 m	0.32 m
PS2757-8	KAL	81°09.6'N	140°12.0'E	1230 m	8.40 m
PS2761-9	GKG	81°11.6'N	150°57.2'E	2587 m	0.32 m
PS2761-10	SL	81°11.6'N	150°57.2'E	2640 m	6.58 m
PS2763-7	KAL	80°16.9'N	150°26.1'E	1591 m	7.84 m
PS2767-4	KAL	79°44.6'N	144°00.4'E	584 m	8.30 m
PS2767-6	GKG	79°44.1'N	143°59.4'E	557 m	0.37 m

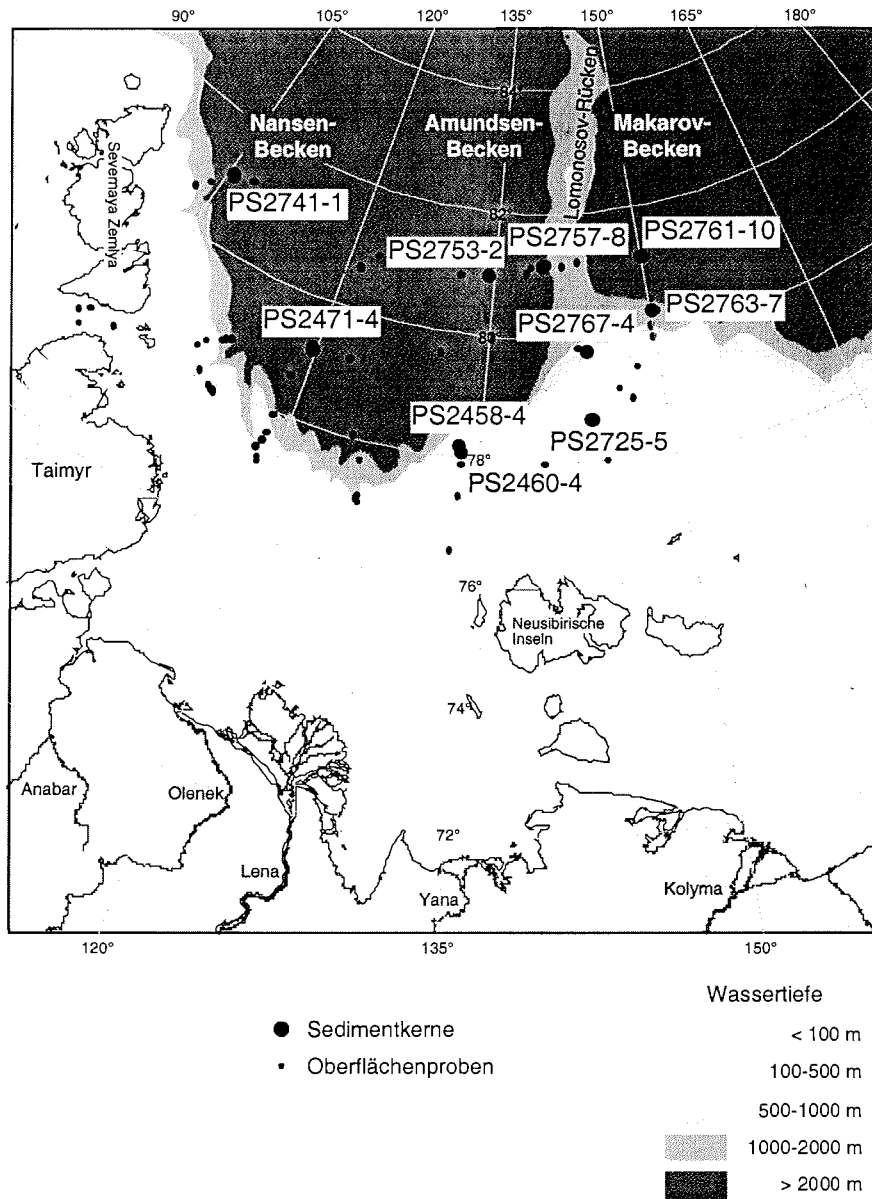


Abb. 6.1 Untersuchte Oberflächenproben und Sedimentkerne

6.2 Methoden

Die Beprobung der Sedimentkerne wurde größtenteils bereits während der Expeditionen durchgeführt. Die Probennahme an den Kernen PS2753-2, PS2757-8 und PS2767-4 und den Archivkernen aus Kastengreifern erfolgte im Alfred-Wegener-Institut in Bremerhaven. Dabei wurden die Probenabstände, durchschnittlich etwa 10 cm, anhand der vorliegenden lithologischen Beschreibungen und der geophysikalischen Parameter festgelegt (z. B. magnetische Suszeptibilität, Fütterer 1994, Rachor 1997). Die Beprobungsweise und standardmäßige Probenaufbereitung wird ausführlich bei Melles (1991) und Petschick *et al.* (1996) beschrieben.

Tab. 6.2 Anzahl der untersuchten Proben, aufgelistet nach Kern Nummern.

Kern-Nr.	Korngrößenverteilung und Tonmineralogie	Siltkorngrößen und -mineralogie	Gesamtmineralogie
PS2458-3	1	1	1
PS2458-4	78	9	39
PS2460-4	30		
PS2471-3	3	2	
PS2471-4	41	34	29
PS2725-3	6		
PS2725-5	13		
PS2741-1	41		
PS2753-1	6		
PS2753-2	101	26/40	
PS2757-7	6	3	3
PS2757-8	95	47	47
PS2761-9	6	6/--	
PS2761-10	33	32/--	
PS2763-7	77	77	
PS2767-4	91	36	
PS2767-6	7	7	

6.2.1 Kiesanalyse

Bei der Kernöffnung wurden 1 cm dicke Sedimentscheiben (Länge: 25 cm, Breite: 10 cm) entnommen. Die luftdicht verschweißten Präparate wurden in einem Röntgengerät der Fa. Hewlett Packard (HP 43855A, Faxitron Serie) bei einer Spannung von 40 kV und einer Stromstärke von 3 mA zwischen 3 und 4 Minuten auf Fotomaterial belichtet (AGFA Gevaert Structurix D4).

Radiographien erlauben eine detailliertere Beschreibung des Sedimentgefüges, als es anhand der visuellen Kernbeschreibungen (Fütterer 1994, Rachor 1997) möglich ist. So konnten insbesondere die Mächtigkeiten bioturbater und laminiertes Strukturen genauer gefaßt werden. Zur Bestimmung des Gehaltes an eistransportiertem Material (IRD: ice-rafted debris) wurden an den Radiographien nach der Methode von Grobe (1987) alle Körner >2 mm (Kieskörner) pro cm ausgezählt und die Anzahl Kieskörner pro 10 cm³ berechnet. Zudem wurden IRD- und Sandgehalte zur Unterstützung der Kernkorrelation verwendet (siehe Kapitel 8 Stratigraphie).

6.2.2 Korngrößenbestimmung

Das Probenmaterial (mindestens 5 cm³) wurde zunächst mit jeweils 100 mL einer 10 %igen Wasserstoffperoxid-Lösung versetzt und etwa 24 Stunden geschüttelt, um das organische Material zu oxidieren. Eine weitere Behandlung der Proben mit Säure zur Entfernung des Calciumcarbonates erwies sich aufgrund des geringen Gehaltes (<1 %, Stein unveröff. Daten) als nicht notwendig.

Zur Gewinnung der einzelnen Korngrößenfraktionen wurden die Proben über ein Prüfsieb mit 63 µm Maschenweite geschlämmt. Der Siebrückstand wurde getrocknet und, nach dem Auslesen von Körnern >2 mm, getrennt als Kies- bzw. Sandfraktion gewogen. Das beim Schlämmen aufgefangene Feinmaterial wurde nach der Methode von Atterberg (1912), die auf dem Stokes'schen Fall-Gesetz beruht, weiterverarbeitet. Zur Dispergierung der Tonpartikel wurde eine 0,1%ige Ammoniak-Lösung verwendet (Petschick *et al.* 1996). Durch mehrfaches (10 bis 15 maliges) Aufschütteln und Absaugen der überstehenden Suspension nach der entsprechenden temperaturabhängigen Sedimentationszeit konnten die Tonpartikel abgetrennt werden. Die Tonminerale wurden mit einer 50 %igen Magnesiumchlorid-Lösung belegt und dadurch gefällt. Überschüssiges Magnesiumchlorid wurde durch zweimaliges Zentrifugieren und Auffüllen mit demineralisiertem Wasser wieder ausgewaschen. Bei dieser Methode verbleiben durchschnittlich noch 3-4 %, maximal 9 % der Tonpartikel in der Siltfraktion, wie Korngrößenanalysen mit dem SediGraphen zeigen (siehe Kapitel 6.2.3 Siltkorngrößen). Da nicht an allen bearbeiteten Proben die Siltverteilung bestimmt wurde, erfolgte generell keine Verrechnung mit den Tonanteilen aus der Siltkorngrößenanalyse.

Ton- und Siltfraktionen wurden nach dem Trocknen ebenfalls gewogen, um zusammen mit dem Gewicht des Sandes die relativen Korngrößenanteile (Sand/Silt/Ton) zu berechnen. Korngrößen >2 mm (Kies) bleiben bei dieser Berechnung außer Betracht.

6.2.3 Siltkorngrößenanalyse

An ausgewählten Proben (insgesamt 280, Tab. 6.2) wurde die Siltkorngrößenverteilung mit Hilfe eines SediGraphen (Micromeritics 5100) bestimmt. Die aus der Korngrößentrennung gewonnenen Siltfraktionen wurden in einem Becherglas mit Hilfe eines Magnetrührers mit Wasser in Suspension gebracht. Die Suspension wurde dann durch eine Schlauchpumpe zur Meßzelle transportiert, wo die Partikel aufgrund ihrer unterschiedlichen Größe unterschiedlich schnell sedimentierten (Stokes'sches Fall-Gesetz). Durch die Meßzelle wurde ein Röntgenstrahl (Wolfram α -Kathode) mit definierter Intensität geschickt, dessen Intensität nach dem Durchdringen der Probe im Laufe der Messung durch abnehmende Partikelkonzentration anstieg. Eine ausführliche Darstellung der Methodik eines SediGraphen und eine Beschreibung der Fehlerquellen werden bei Stein (1985) und Coakley & Syvitsky (1991) gegeben.

Die Ergebnisse, angegeben in ϕ -Graden ($\phi = -\log_2$ des Korndurchmessers d/d_0), werden in dieser Arbeit einerseits als mittlere Korngröße und als Anteil der Fraktion $>10 \mu\text{m}$ ausgedrückt. Die mittlere Korngröße "mean" und die Sortierung, die die Breite der Verteilungskurve angibt, wurden wie folgt nach Folk & Ward (1957) berechnet.

Mittlere Korngröße "mean":

$$\frac{\sum E_n (\phi_n * X_n)}{100}$$

Sortierung:

$$\sqrt{\frac{\sum E_n (\phi_n * (X_n - \text{mean})^2)}{100}}$$

Die Sortierung der Siltkorngrößen wird nach folgendem, vereinfachten Schema beurteilt:

- 0 - 0,5 gut sortiert
- 0,5 - 1,0 mäßig sortiert
- > 1,0 schlecht sortiert

Die Korngrößenverteilung ist häufig bimodal. McCave *et al.* (1995) unterscheiden zwischen strömungssortierbarem Grobsilt und kohäsivem Feinsilt. Die Grenze, die dem Minimum der bimodalen Verteilungen entspricht, liegt bei $10 \mu\text{m}$. Der Anteil der Fraktion $>10 \mu\text{m}$ gibt demnach den Gehalt an strömungssortierbarem Grobsilt an. Die angeführten statistischen Parameter beschreiben bi- bis polymodale Korngrößenverteilungen häufig nicht vollständig. Daher wird die Korngrößenzusammensetzung außerdem in Verteilungskurven dargestellt.

6.2.4 Tonmineralogie

Die aus der Korngrößentrennung gewonnenen Tonfraktionen wurden zur Bestimmung der Tonmineralverteilung weiterverwendet. Von dem in einem Achatmörser homogenisierten Ton wurden 40 mg mit einem internen Standard (1 mL 0,4 %iger Molybdänsulfid-Lösung) und mit 3 mL demineralisiertem Wasser in einem Becherglas versetzt und im Ultraschallbad dispergiert. Um eine gute Texturierung der Präparate zu erreichen, wurde die Dispersion vakuumfiltriert (Membranfilter: Porengröße 0,15 μm), anschließend zwischen Wachspapier und einer Filterplatte eingespannt und bei etwa 60 °C getrocknet (Ehrmann *et al.* 1992). Die Filterkuchen wurden danach mit doppelseitigem Klebeband auf Aluminiumplättchen geklebt, die genau in die Probenträger des Diffraktometers passen (Ehrmann *et al.* 1992). Nach etwa 24 stündiger Quellung mit Ethylenglykol unter Wärmezufuhr erfolgten die Messungen an einem Röntgendiffraktometer (Philips PW 1820) mit einem Graphitmonochromator und automatischem Divergenzschlitz mit $\text{CoK}\alpha$ -Strahlung (Beschleunigungsspannung 40 kV, Kathodenstrom 40 mA). Zunächst wurden die Proben im Bereich von 2 bis 40 °2 θ mit einer Geschwindigkeit von 0,02 °2 θ pro Sekunde gemessen. Da sich die Hauptbasalreflexe (Peaks) von Chlorit (004) und Kaolinit (002) bei 7 Å überlagern, wurde ein zweiter Bereich (28 bis 30,5 °2 θ) mit 0,005 °2 θ pro Sekunde gemessen, um die Kaolinit- und Chloritanteile zu bestimmen.

In dieser Arbeit werden alle Tonminerale, die im glykolisierten Zustand einen Peak bei 17 Å zeigen, als Smektit bezeichnet. Genau genommen werden damit auch Smektit-Wechselagerungsminerale erfaßt (Petschick *et al.* 1996). Unter Illit werden die Minerale zusammengefaßt, die bei 10 Å einen Peak aufweisen (Illit und Illit-Smektit- Wechselagerungsminerale).

Zur Auswertung der Diffraktogramme wurde das Programm "MacDiff" (Petschick *et al.* 1996, <http://servermac.geologie.uni-frankfurt.de/HomePage.html>) verwendet, das die Lage des Spektrums auf den internen Standard Molybdänsulfid korrigiert. Die semiquantitative Berechnung der Tonmineralanteile basiert auf den integrierten Flächen der Hauptbasalreflexe (Abb. 6.2, Tab. 6.3). Für Chlorit und Kaolinit wurde zunächst für den Peak bei 7 Å eine Gesamtfläche berechnet. Um die Anteile des Kaolinit bzw. des Chlorit an dieser 7 Å-Fläche zu bestimmen, wurden die Intensitäten der 3,58 Å- und 3,54 Å-Peaks, die bei der Kurzmessung ermittelt wurden, ins Verhältnis gesetzt. Eine Gewichtung der vier Tonmineralgruppen erfolgte mit den empirischen Faktoren nach Biscaye (1965). Alle Peakflächen wurden addiert und relative Flächenanteile berechnet (rel-%).

Tab. 6.3 Verwendete Basalreflexe der Tonminerale und Gewichtungsfaktoren nach Biscaye (1965).

Mineral	Basalreflexe	Faktor
Smektit	17 Å	1
Illit	10 Å, 5 Å	4
Kaolinit	7 Å, 3,58 Å	2
Chlorit	7 Å, 3,54 Å	2

Da in der Literatur (Silverberg 1972, Holmes & Creager 1974, Naugler *et al.* 1974, Nürnberg *et al.* 1995a, Wahsner *et al.* 1999) angegebene Werte zumeist auf Berechnungen nach Biscaye (1965) beruhen, wurden aus Gründen der Vergleichbarkeit auch in dieser Arbeit die Biscaye-Faktoren verwandt. Die Genauigkeit der Messungen liegt nach Moore & Reynolds (1989) und Berner (1991) bei Mineralen mit einem Anteil von mehr als 20 % bei ± 5 %.

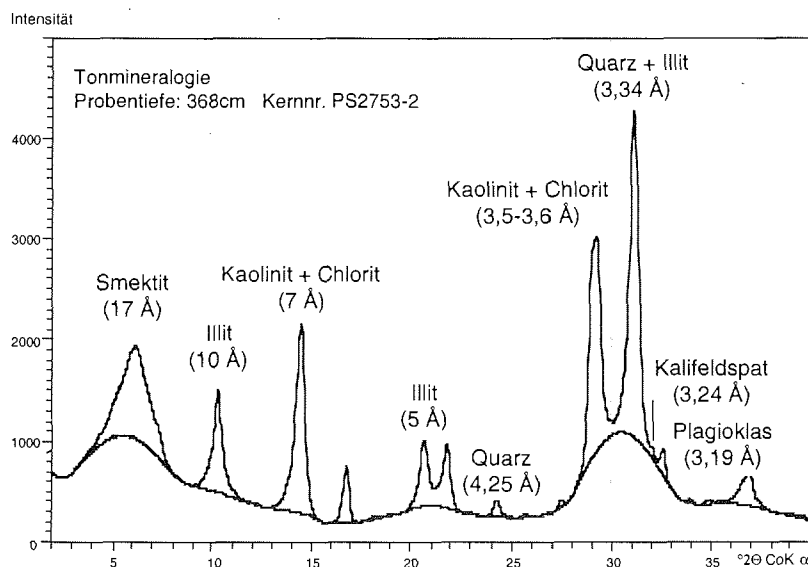


Abb. 6.2 Diffraktogramm einer Tonprobe (Sedimentkern PS2753-2, Kerntiefe: 368 cm)

6.2.5 Gesamtmineralogie

Aus dem gefriergetrockneten und gemörserten Probenmaterial wurden Presstabletten (ohne internen Standard) hergestellt. Diese wurden an einem Röntgendiffraktometer (Philips PW 1830) in einem Bereich von 3 bis 100 $^{\circ}2\theta$ mit einer Geschwindigkeit von 0,02 $^{\circ}2\theta$ pro Sekunde gemessen.

Material und Methoden

Bei der Auswertung der Diffraktogramme (Abb. 6.3) kamen zwei verschiedene Methoden zur Anwendung. Zum einen wurde das Auswerteprogramm "QUAX" (Emmermann & Lauterjung 1990) verwendet. Diese Software, die ursprünglich für Proben der Kontinentalen Tiefbohrung (KTB) entwickelt worden war, wurde von Vogt (1997) an zahlreichen marinen Sedimentproben getestet. Das Programm "QUAX" setzt sich aus zwei Einzelschritten ("PROFIL" und "QUALIT") zusammen, die bei Vogt (1997) genau beschrieben werden. Im ersten erfolgt eine Profilanalyse des Beugungsspektrums. Die erkannten Peaks werden dann im Auswerteteil "QUALIT" mit Messungen von Referenzmineralien in der Datenbank verglichen. Mit einer Iteration wird aus den erkannten Mineralen eine Mineralzusammensetzung errechnet, deren berechnetes Diffraktogramm dem gemessenen möglichst nahe kommt.

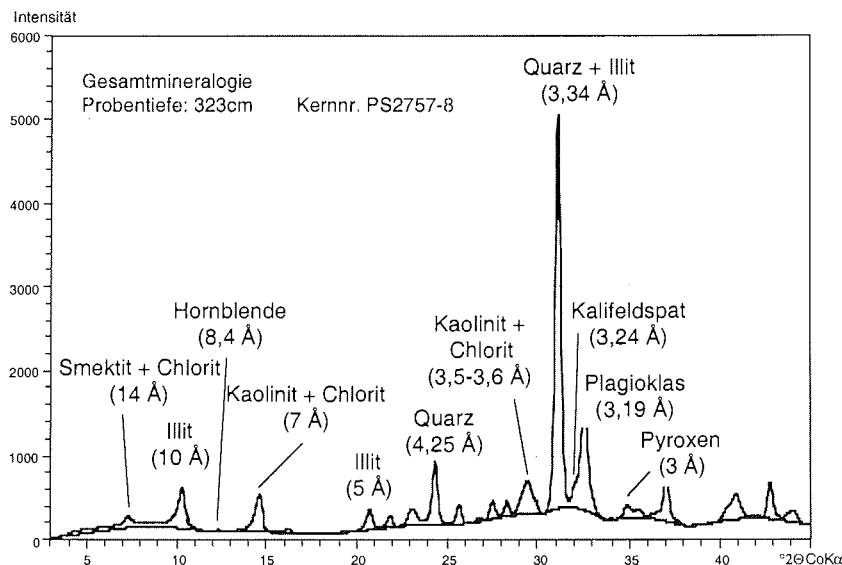


Abb. 6.3 Diffraktogramm einer Gesamtprobe (Sedimentkern PS2757-8, Kerntiefe: 323 cm)

Allerdings ergab die Auswertung mit Hilfe der Software "QUAX" deutliche Unterschiede in im Sedimentkern übereinanderliegenden und daher vermutlich vergleichbaren Proben. Besonders ausgeprägt waren die Variationen im Quarzgehalt, obwohl ein visueller Vergleich der Diffraktogramme zeigte, daß die Abweichungen nur gering sein konnten. Möglicherweise beruhen die Probleme mit dieser Auswertemethode darauf, daß nicht alle Varietäten von Mischmineralen wie Feldspäten und Tonmineralen in der Datenbank vorliegen und somit die genaue Bestimmung schwierig ist. Probleme bei dieser Auswertemethode traten auch bei

Sedimentproben aus dem Weddel-Meer (Antarktis) auf, wo das Programm nicht konstant alle Phasen bestimmte (Diekmann, pers. Mitteilung 1998).

Aus den oben genannten Gründen wurde in dieser Arbeit eine weitere Methode angewandt, die prinzipiell mit der Berechnung der Tonmineralverteilung vergleichbar ist und auch bei der Siltmineralogie (Kap. 6.2.5) zum Einsatz kam. Die Berechnung der relativen Anteile der Mineralphasen erfolgte unter Verwendung der Materialkonstanten. Das Programm "MacDiff" (Petschick *et al.* 1996, <http://servermac.geologie.uni-frankfurt.de/HomePage.html>), welches auch für die Tonmineral-Auswertung benutzt wurde, bearbeitet die Diffraktogramme, indem es die Flächen der Hauptbasalreflexe integriert. Für eine semiquantitative Auswertung wurden die Massenschwächungskoeffizienten der Minerale aus der Software "QUAX" für eine Gewichtung verwendet (Tab. 6.4, Diekmann, pers. Mitteilung 1998).

Die Faktoren setzen sich zusammen aus:

- einer Konstanten (15), die sich aus allen mit "QUALIT" gemessenen Massenschwächungskoeffizienten berechnet
- der maximalen Peakintensität bei 100% des Minerals und
- dem Massenschwächungskoeffizienten des jeweiligen Minerals.

Der Quarz-Peak berechnete sich dabei aus seinen beiden Hauptreflexen bei 3,34 Å und 4,26 Å. Der durch Peaküberlagerungen entstehende Fehler bei 3,34 Å (Illit und Quarz) wird durch die Einbeziehung des 4,26 Å-Peaks minimiert. Aufgrund der von Diekmann (pers. Mitteilung 1998) erhobenen Daten ergab sich zur Berechnung folgende Formel:

$$(5 \cdot 4,26 \text{ \AA} + 1 \cdot 3,34 \text{ \AA}) / 2.$$

Tab. 6.4 Basalreflexe und Gewichtungsfaktoren der Mineralphasen in der Siltfraktion und im Gesamtsediment.

Mineral	Basalreflexe	Faktor
Quarz	4,26 Å, 3,34 Å	15*100000/54
Plagioklas	3,19 Å	15*65000/60
Kalifeldspat	3,24 Å	15*55000/70
Amphibol	8,4 Å	15*13000/68
Pyroxen	3,0 Å	15*10000/82
Glimmer	10 Å	15*35000/66
Kaolinit+Chlorit	7 Å	15*170000/50

6.2.6 Siltmineralogie

Die zur Siltkorngrößen-Analyse verwendeten Proben wurden im Anschluß an die SediGraph-Messung auf ihre mineralogische Zusammensetzung untersucht. Dazu wurde das getrocknete Probenmaterial von der Rückseite in einen auf einer Glasplatte liegenden Aluminiumträger des Röntgendiffraktometers gestreut und leicht angepreßt.

Die Messungen sowie die Auswertung der Diffraktogramme (Abb. 6.4) erfolgte analog zur Gesamtmineralogie (Kap. 6.2.4). Die angegebenen Zahlenwerte sind wie bei der Tonmineralogie nur relative Prozentangaben, da kein interner Standard verwendet wurde und die Mineralgehalte auf 100% normiert wurden.

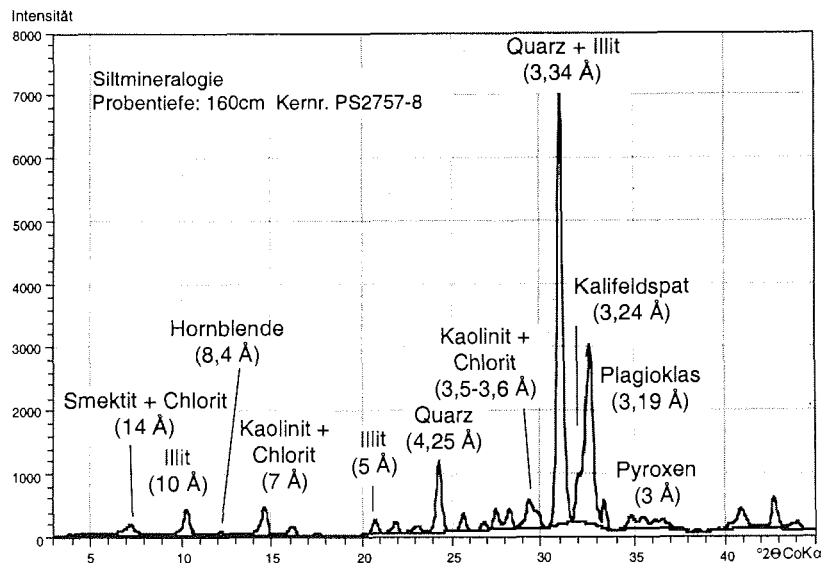


Abb. 6.4 Diffraktogramm einer Siltprobe (Sedimentkern PS2757-8, Kerntiefe: 160 cm)

Für feinkörnige Sedimente, wie sie in dieser Arbeit untersucht wurden (Kap. 7 Ergebnisse), ergibt die mineralogische Untersuchung der Siltfraktion zusammen mit der Tonmineralogie ein Gesamtbild über die Mineralzusammensetzung der Sedimente. Zudem lassen getrennte Untersuchungen an Silt und Ton Aussagen über die möglicherweise unterschiedlichen Liefergebiete der beiden Fraktionen zu, da diese durch verschiedene Prozesse transportiert werden.

7. Ergebnisse

7.1 Oberflächensedimente

Die Korngrößenzusammensetzung der Oberflächenproben, die während der Expedition ARK-XI/1 gewonnen wurden, variiert sehr stark. Um einen besseren Einblick in die regionale Korngrößenzusammensetzung zu erhalten, wurden die dargestellten Verteilungskarten (Abb. 7.1) mit Literaturdaten ergänzt (Silverberg 1972, Wahsner 1995). Der Sandgehalt variiert im Untersuchungsgebiet zwischen 0 und 66 % (Abb. 7.1a), wobei besonders die festlandsnahen Proben hohe Werte zeigen. Der Siltanteil (Abb. 7.1b) weist große lokale Unterschiede auf (18 bis 56 %). Die Tongehalte liegen zwischen 14 und 64 %, wobei Werte von über 50 % hauptsächlich in größeren Wassertiefen am Kontinentalhang und in den Becken auftreten (Abb. 7.1c).

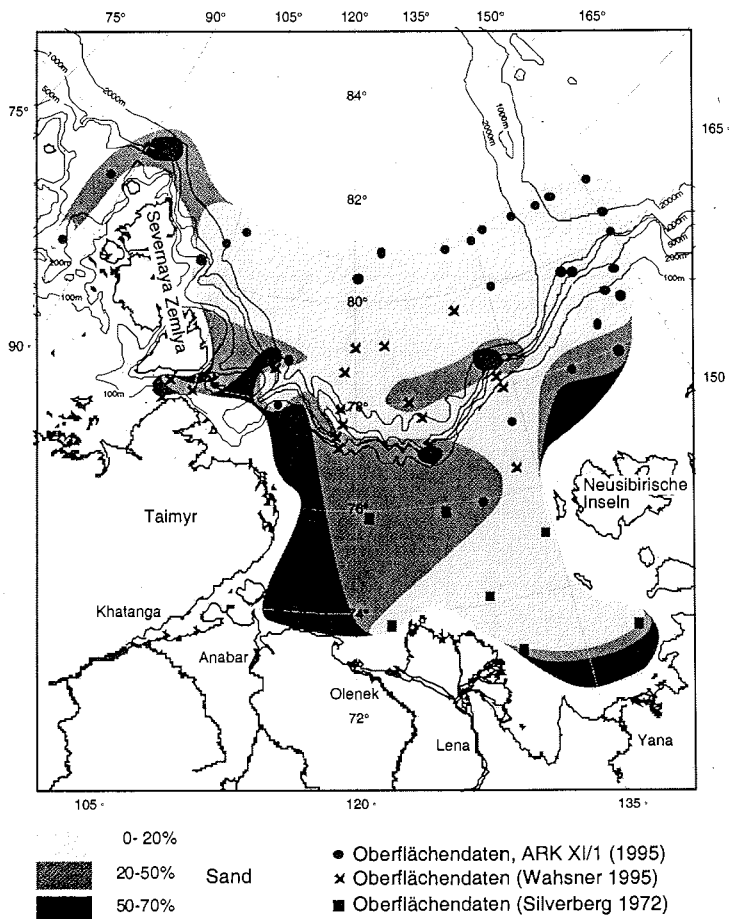


Abb. 7.1a Sandgehalte in Oberflächenproben der Laptev-See

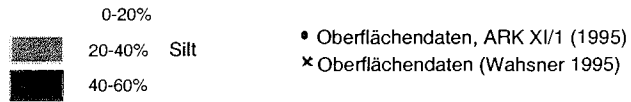
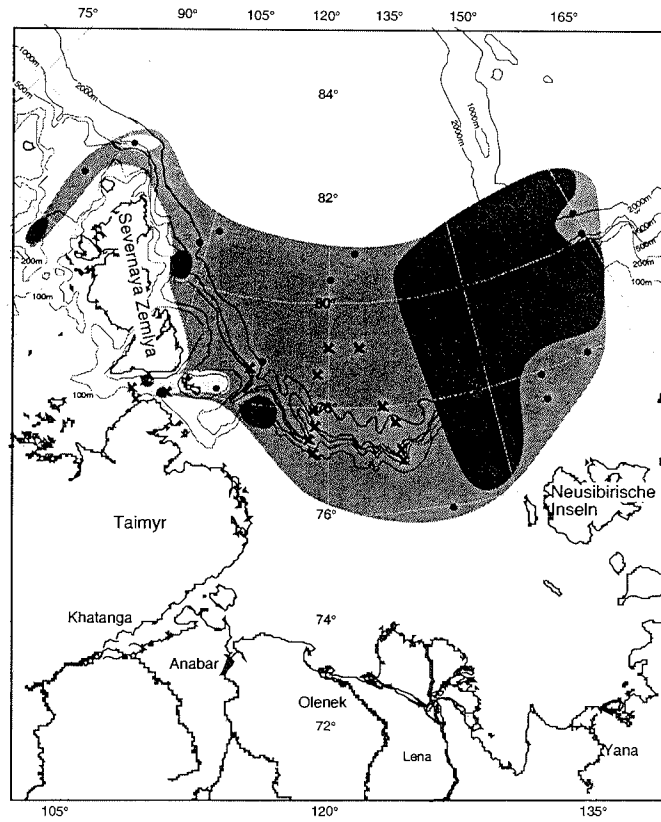


Abb. 7.1b Siltgehalte in Oberflächenproben der Laptev-See

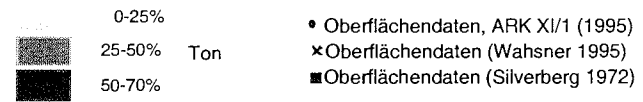
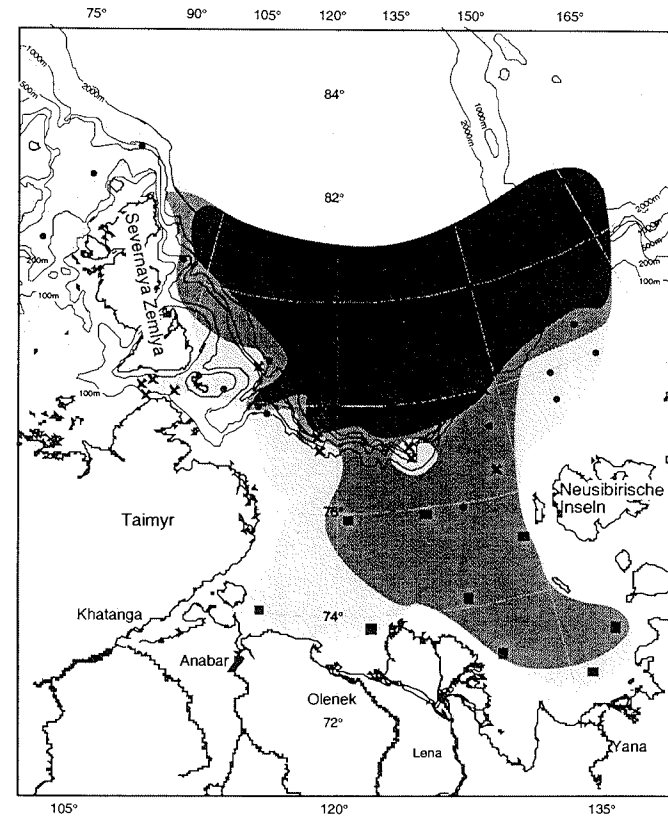


Abb. 7.1c Tongehalte in Oberflächenproben der Laptev-See

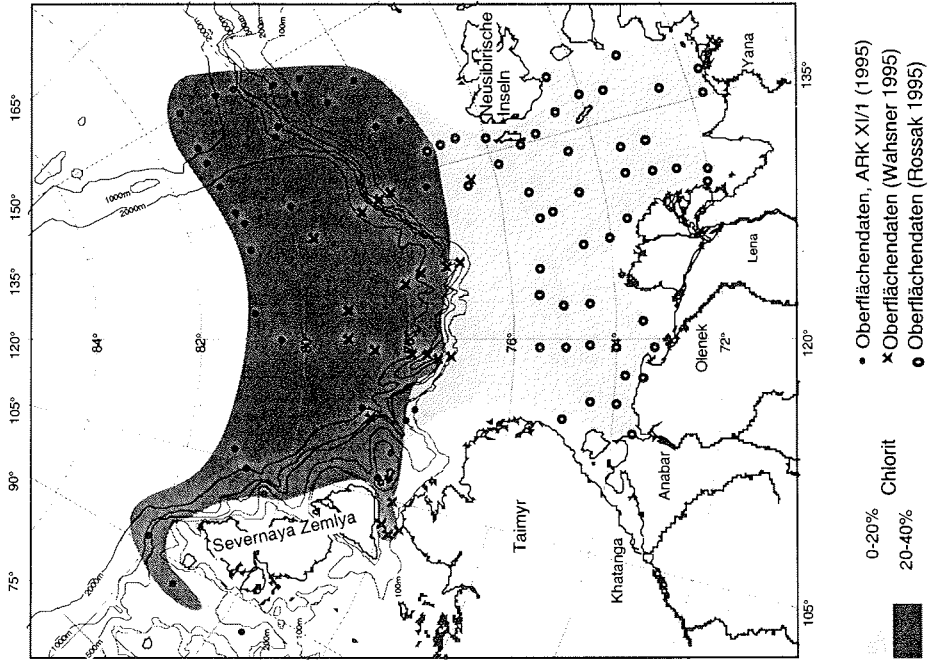


Abb. 7.2b Chloritgehalte in Oberflächenproben der Laptev-See

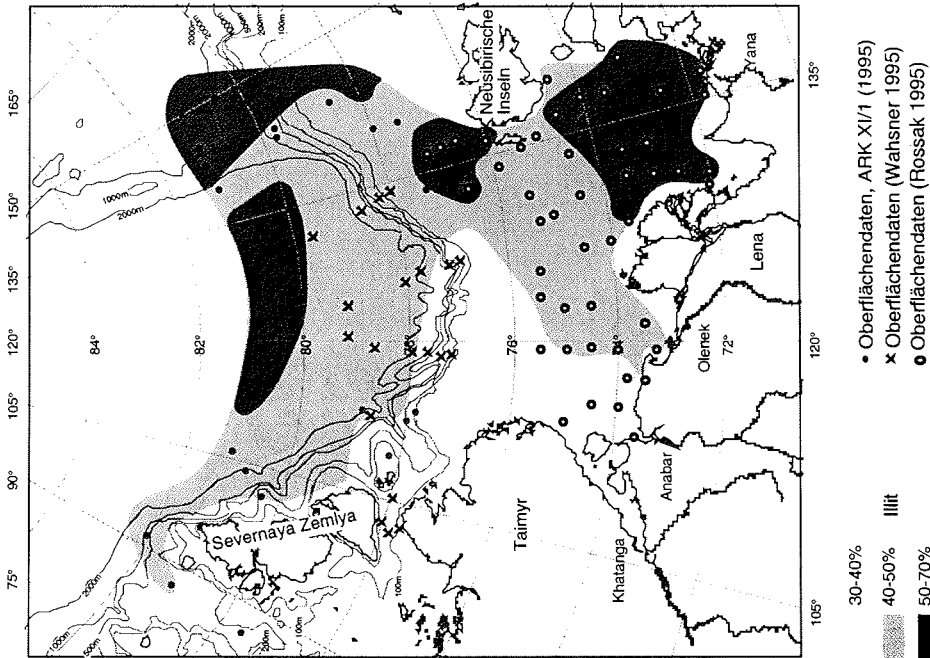


Abb. 7.2a Illitgehalte in Oberflächenproben der Laptev-See

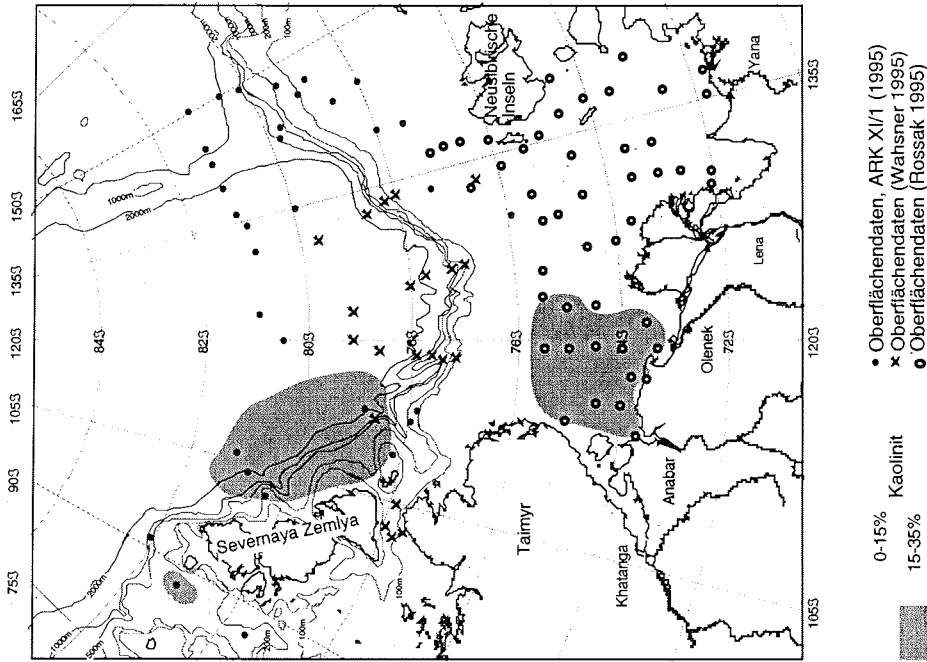


Abb. 7.2d Kaolinitgehalte in Oberflächenproben der Laptev-See

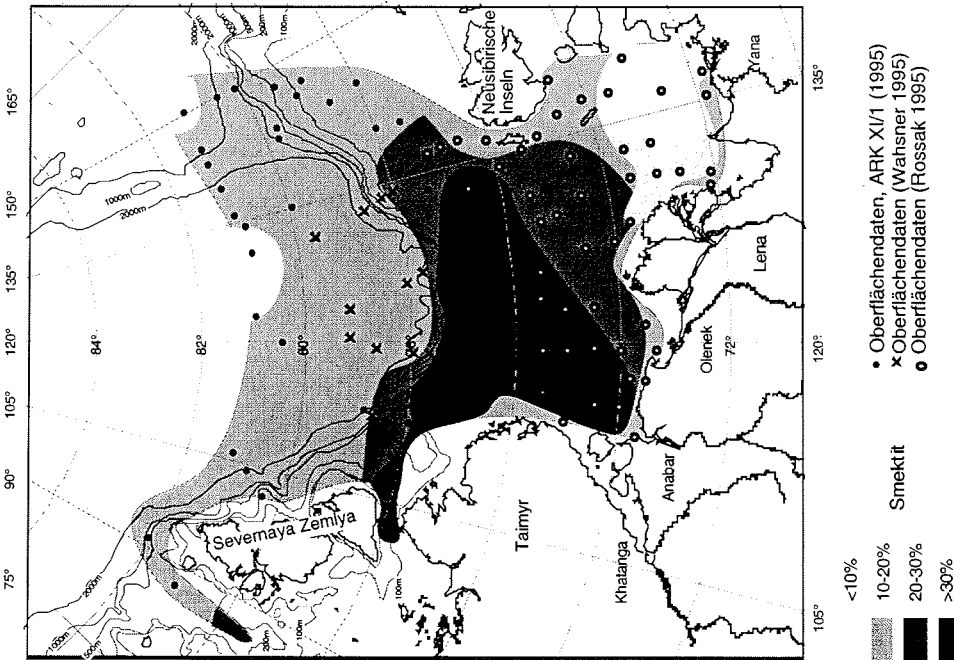


Abb. 7.2c Smektitgehalte in Oberflächenproben der Laptev-See

In die Verteilungskarten der Tonminerale (Abb. 7.2) wurden Literaturdaten (Rossak 1995, Wahsner 1995) vom Laptev-See-Schelf eingebunden. Die Tonfraktion wird dominiert von Illit (33-58 %), wobei die höchsten Werten im Norden und Osten bestimmt wurden (Abb. 7.2a). Das durchschnittlich zweithäufigste Tonmineral ist Chlorit mit nur wenig schwankenden Anteilen (18-26 %). Höhere Gehalte treten im Norden des Untersuchungsgebietes in größeren Wassertiefen auf (Abb. 7.2b). Die größte Variationsbreite zeigt der Gehalt an Smektit (7-35 %). Hohe Gehalte erstrecken sich in einer Zunge von West nach Ost (Abb. 7.2c). Kaolinit ist in den Oberflächenproben mit nur 11-19 % vertreten. Werte von über 15 % kommen insbesondere vor den Flußmündungen von Anabar und Olenek und östlich der Inseln Severnaya Zemlya vor (Rossak 1995, Abb. 7.2d).

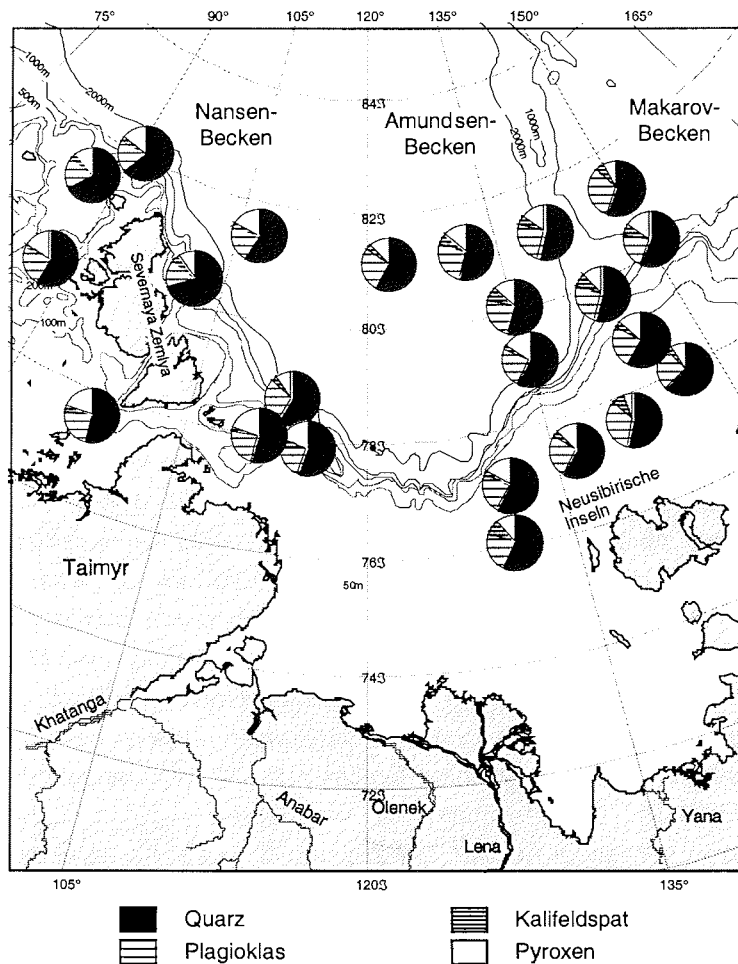


Abb. 7.3 Quarz- Feldspat- und Pyroxenanteile in der Silfraktion von Oberflächenproben (ARK-XI/1)

Ergebnisse

Die Siltfraktion der Oberflächenproben wird dominiert von 47-68 % Quarz (Abb. 7.3). Die höchsten Werte (>60 % Quarz) treten in der Nähe von Severnaya Zemlya auf, während die Oberflächenproben entlang des Lomonosov-Rücken-Profils meist aus nur <50 % Quarz bestehen. Der Plagioklasanteil variiert zwischen 14 % am Kontinentalhang östlich von Severnaya Zemlya und 31 % auf dem Schelf im östlichen Untersuchungsgebiet. In der Vilkitsky-Straße und nördlich der Taimyr-Halbinsel besteht die Siltfraktion aus 15-18 % Pyroxen, nach Osten nehmen die Werte auf 5-15 % ab. Der Gehalt an Kalifeldspat ist im gesamten Untersuchungsgebiet relativ niedrig (2-10 %). Auf dem Schelf und am angrenzenden Kontinentalhang nördlich und nordwestlich der Neusibirischen Inseln treten die höchsten Kalifeldspatwerte auf. Die 7 Å- (Kaolinit und Chlorit) und 10 Å-Mineralen (Glimmer) sowie Amphibol sind mit Gehalten von unter 7 % im allgemeinen nur von geringer Bedeutung. In der Siltfraktion schwankt das Quarz/Feldspat-Verhältnis zwischen 0,34 und 0,98 (Abb. 7.4a). Werte von >0,6 treten nur östlich von Severnaya Zemlya auf. Das Kalifeldspat/Plagioklas-Verhältnis variiert zwischen 0,09 und 0,49; zeigt aber kein deutliches Verteilungsmuster (Abb. 7.4b).

7.2 Sedimentkerne









Insgesamt wurden Sedimentkerne von 10 Stationen entlang von West-Ost-Profilen und an Profilen vom Schelf über den Kontinentalhang bis zur Tiefsee auf ihre Korngrößen- und Tonmineralzusammensetzung untersucht (Kapitel 6 Material und Methoden, Abb. 6.1, Tab. 6.1). Granulometrische und mineralogische Untersuchungen erfolgten an den Siltfraktionen von 7 bzw. 6 Sedimentkernen. Gesamtmineralogische Analysen wurden an 3 Kernen durchgeführt (Kapitel 6 Material und Methoden, Tab. 6.2). Die Einzelwerte der Untersuchungen sind in der Datenbank PANGAEA des Alfred-Wegener-Institutes archiviert (<http://www.pangaea.de>). Die Abbildungen 7.5 bis 7.14 zeigen die Kurvenverläufe der einzelnen Parameter, wobei die Punkte in der ersten Spalte die Probenabstände markieren. Zusätzlich wurde die Lithologie und die Textur der Sedimentkerne dargestellt (Fütterer 1994, Rachor 1997). Die Mächtigkeit der lithologischen Einheiten wurde aufgrund der Auswertung der Radiographien in den Säulenprofilen ergänzt bzw. geändert. Die ebenfalls anhand der Radiographien bestimmten IRD-Gehalte werden im Kapitel Stratigraphie (Kap. 8) präsentiert, da sie neben anderen Parametern zur Kernkorrelation verwendet wurden. Die Beschreibung der Kerne erfolgt nach ihrer geographischen Lage (von West nach Ost), um einen Einblick in die regionalen Veränderungen der Sedimentzusammensetzung zu ermöglichen.

Die untersuchten Sedimente lassen sich nach Shepard (1954) größtenteils als siltiger Ton bis toniger Silt klassifizieren, aber es liegen auch fast reine Tone vor. Der wechselnde, aber meist geringe Sandgehalt liegt durchschnittlich unter 6 %, wobei einzelne Horizonte der Kerne PS2757-8 und PS2761-10 aus 30-60 % Sand bestehen (Abb. 7.13a, 7.14a).

Wie in den Oberflächenproben ist auch in den Sedimentkernen Illit mit Werten zwischen 27 und 67 % meist das häufigste Tonmineral in der Tonfraktion. Höhere Illitgehalte weisen insbesondere die Sedimentkerne nördlich der Neusibirischen Inseln auf (Abb. 7.10b, 7.11b, 7.14b). Die Smektitgehalte haben einen großen Schwankungsbereich (2-48 %), wobei der Sedimentkern PS2725-5 vom Schelf der östlichen Laptev-See die geringeren Gehalte aufweist (Abb. 7.9b). Der Anteil an Kaolinit schwankt zwischen 2 und 39 %, dabei zeigen die Kerne PS2471-4 und PS2741-1 die höchsten Werte (Abb. 7.5b, 7.6b). Chlorit ist auch in den Sedimentkernen das Mineral mit den geringsten Variationen (12-32 %).

Quarz ist mit 40 bis 70 % das häufigste Mineral in der Siltfraktion. Danach folgt Plagioklas mit Anteilen von 12 bis 36 %. Plagioklas und Kalifeldspat (<10 %) treten verstärkt im östlichen Untersuchungsgebiet nahe der Neusibirischen Inseln auf (Abb. 7.10c-7.13c). Die Gehalte an Pyroxen betragen bis zu 25 %, nur im Sedimentkern PS2763-7 (Abb. 7.11c) werden auch 40 % erreicht. Maximale Gehalte der Glimmer-Mineralie (bis 22 %) treten ebenfalls im Kern PS2763-7 auf (Abb. 7.11c). Das Quarz/Feldspat-Verhältnis schwankt zwischen 0,3 und 1,1, das Kalifeldspat/Plagioklas-Verhältnis zwischen 0 und 0,4.

Zeichenerklärung für die Abbildungen 7.5 bis 7.14

	Ton		Sand
	siltiger Ton bis toniger Silt		Kies
	Silt		laminiertes Sediment
	siltiger Sand		bioturbirtes Sediment

Verwendete Abkürzungen:

Qz	Quarz
Plag	Plagioklas
Kfsp	Kalifeldspat

Ergebnisse

7.2.1 PS2741-1 KAL

Der Kern PS2741-1 (Abb. 7.5) enthält trotz seiner Nähe zu Severnaya Zemlya nur wenig Sand (etwa 1 %). Ein Maximum von 5 % Sand tritt bei 460 cm Kerntiefe auf. Im allgemeinen schwankt der Siltgehalt zwischen 30 und 40 %. Nur zwischen 480 bis 520 cm und in 260 cm Kerntiefe tritt ein erhöhter Anteil von bis zu 60 % Silt auf. Fast im gesamten Kern überwiegen die Tonkorngrößen (>50 %).

Im Kernabschnitt unterhalb 480 cm treten die niedrigsten Illitgehalte auf (<40 %). Bis 460 cm Kerntiefe beträgt der Gehalt an Illit 40-60 %. Der Smektitanteil variiert im allgemeinen zwischen 15 und 25 %, in den Kerntiefen 460, 340-260 und 200-160 cm werden 10 % Smektit nicht überschritten. Die höchsten Kaolinitwerte treten unterhalb 460 cm Kerntiefe auf (25-30 %). Zum Hangenden hin nehmen die Gehalte von 20-25 % (440-160 cm) auf <20 % Kaolinit ab (0 bis 140 cm). Einen geringen Schwankungsbereich zeigt der Anteil an Chlorit mit 18-26 %.

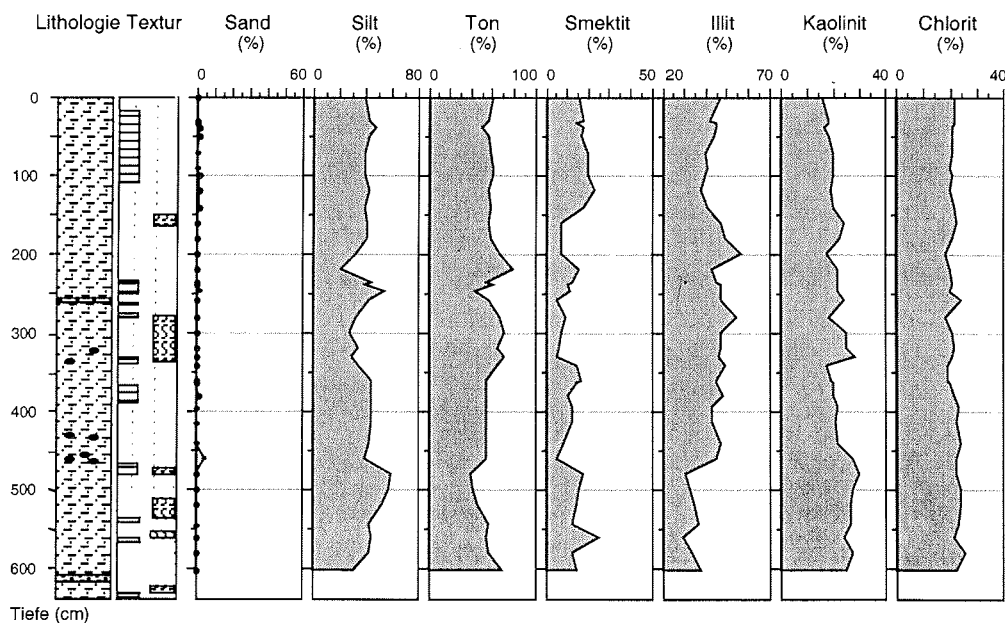


Abb. 7.5 Korngrößen und Tonmineralanteile im Sedimentkern PS2741-1

7.2.2 PS2471-4 SL

Dieser Sedimentkern aus über 3000 m Wassertiefe besteht aus zwei lithologisch unterschiedlichen Einheiten (Abb. 7.6a). Die bioturbirten Abschnitte sind im allgemeinen feinkörnig mit Sandgehalten <5 %. Dagegen beinhalten die laminierten Bereiche (345-400 cm, 260-310 cm und 170-230 cm) auch grobkörnige Lagen mit bis zu 20 % Sand. Die Siltgehalte schwanken stark zwischen 20 und 80 %. Unterhalb 240 cm Kerntiefe betragen sie ungefähr 40 %. Zwei Maxima im Siltgehalt treten bei 230 und 180 cm auf (70-80 %). Der Tonanteil variiert unterhalb 180 cm Kerntiefe zwischen 40 und 60 %. Bei 180 cm Kerntiefe liegt ein Tonminimum von <20 % vor. Bis 170 cm Kerntiefe beträgt der Tongehalt im allgemeinen zwischen 60 und 70 %, nur zwischen 100 und 70 cm treten geringere Werte von <40 % auf. Die mittlere Siltkorngröße beträgt etwa 7-8 ϕ (4-8 μm). Nur bei 180 cm liegt ein grobkörniger Horizont mit 6 ϕ (16 μm) vor. Die Sortierung des Siltes ist mit Werten um 1 nur mäßig. Der Anteil der Fraktion >10 μm beträgt meist etwa 30 %. Maxima von 50 bzw. 80 % treten bei 290, 230 und 180 cm Kerntiefe auf (Abb. 7.6a, 7.6b).

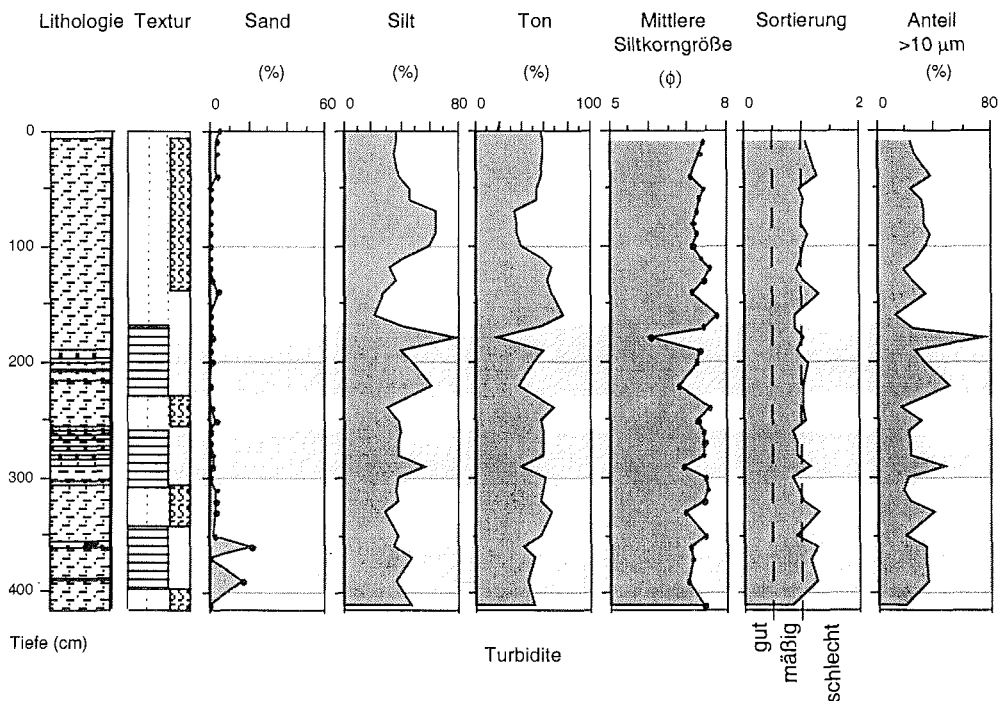


Abb. 7.6a Korngrößenparameter des Sedimentkernes PS2471-4

Verteilungen der Siltkorngrößen

(ϕ)

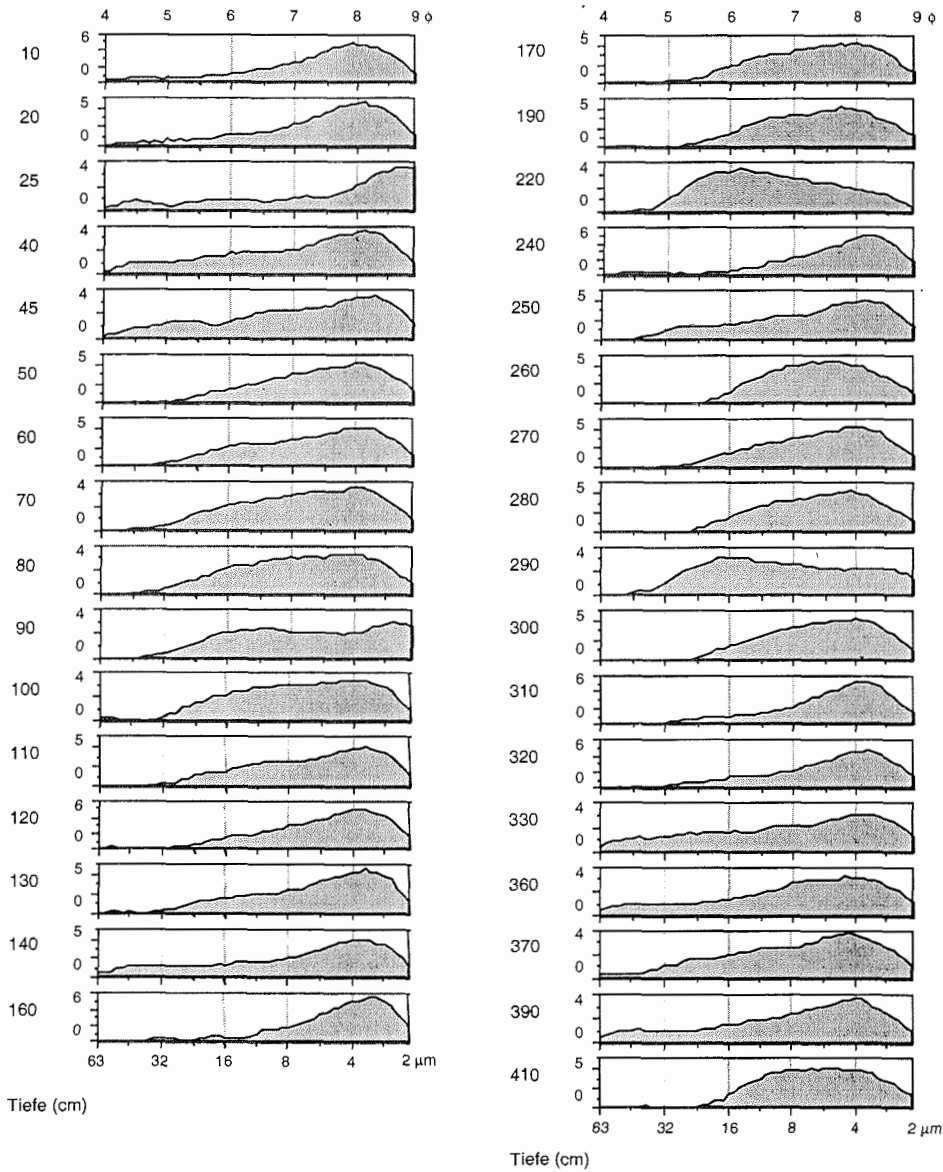


Abb. 7.6b Siltkorngrößenverteilungen des Sedimentkernes PS2471-4

Das häufigste Tonmineral ist Illit (Abb. 7.6c) mit Werten von 30-50 % unterhalb von 140 cm Kerntiefe. Der Abschnitt zwischen 40 und 140 cm wird durch über 60 % Illit charakterisiert. Der meist niedrige Smektitgehalt (<10 %) steigt nur bei 330 cm, 160-140 cm und in den oberen 40 cm des Kernes auf 15-20 % an. Die Kaolinitgehalte betragen im allgemeinen 15-20 %. Nur in den laminierten Abschnitten sind die Anteile sehr hoch (bis 35 % Kaolinit). Wenig Änderungen zeigen die Werte für Chlorit, die zwischen 16 und 23 % schwanken.

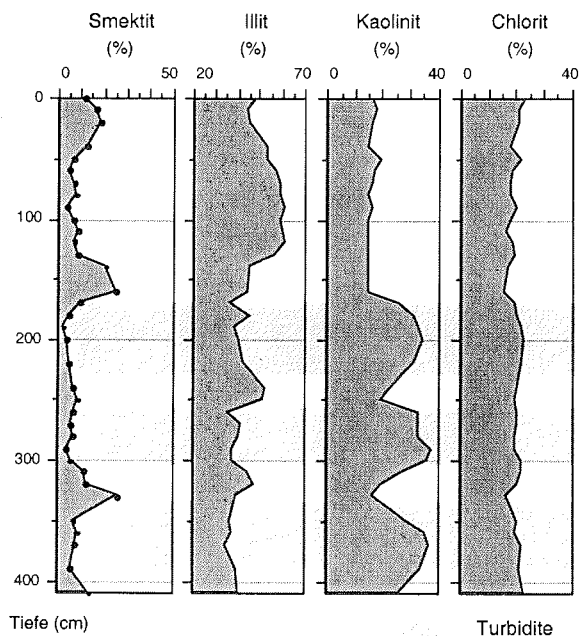


Abb. 7.6c Tonmineralanteile des Sedimentkerns PS2471-4

In der Siltfraktion ist Quarz im Mittel mit 50-60 % vertreten (Abb. 7.6d). Maximalgehalte bis 70 % Quarz treten in den laminierten Abschnitten 345-400 cm, 260-310 cm und 170-230 cm auf. Der Anteil an Plagioklas beträgt 20-25 %, fällt aber in den laminierten Abschnitten auf deutlich niedrigere Werte ab (10-15 %). Sowohl die Gehalte von Kalifeldspat (<4 %) als auch die von Amphibol (<2 %) zeigen keine signifikanten Variationen. Pyroxen ist im Mittel mit 15 bis 20 % vertreten, maximal 24 % werden in 20 cm Kerntiefe erreicht. Die Glimmerminerale sind durchgehend mit niedrigen Prozentsätzen enthalten (<10 %). Die Anteile der 7 Å-Minerale betragen in der Regel 2-4 %, in den laminierten Abschnitten 4-6 %. Das Quarz/Feldspat-Verhältnis schwankt generell um 0,6; kann aber in den laminierten Abschnitten auf 1 ansteigen. Das Kalifeldspat/Plagioklas-Verhältnis überschreitet 0,2 nur in 390, 160 und 40 cm Kerntiefe (bis 0,3).

Ergebnisse

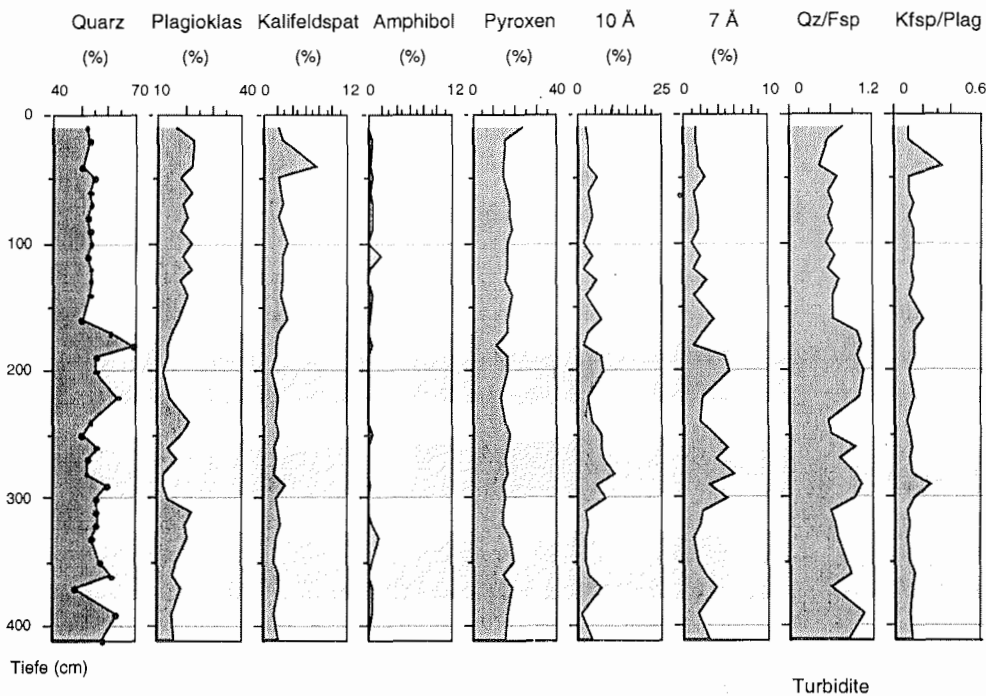


Abb. 7.6d Mineralanteile in der Siltfraktion des Sedimentkerns PS2471-4

Der Quarzgehalt im Gesamtsediment beträgt durchschnittlich 40 % mit maximal 65 % bei 210 cm und 180 cm (Abb. 7.6e). Im Mittel tritt Plagioklas mit 20-25 % auf. Dieser Wert wird nur in den laminierten Abschnitten unterschritten (15 %). Der Kalifeldspat erreicht seinen höchsten Wert von 7 % bei 210 cm Kerntiefe, sonst ist er ebenso wie Amphibol im gesamten Kern nur in geringen Mengen vertreten (<4 % bzw. <2 %). Der Anteil an Pyroxen schwankt im allgemeinen zwischen 15 und 25 %, wobei Minima bei 210 cm (6 %) und bei 180 cm Kerntiefe (10 %) vorliegen. Durchschnittlich beträgt der Gehalt der Glimmerminerale 8-14 % mit einem Minimum von 2 % bei 210 cm. Die 7 Å-Minerale erreichen mit fast 10 % in den laminierten Abschnitten ihren höchsten Anteil. Das Quarz/Feldspat-Verhältnis liegt durchschnittlich bei 0,3. Wie in der Siltfraktion treten auch im Gesamtsediment die höchsten Werte in den laminierten Abschnitten auf (bis 0,8). Das Kalifeldspat/Plagioklas-Verhältnis schwankt um 0,2.

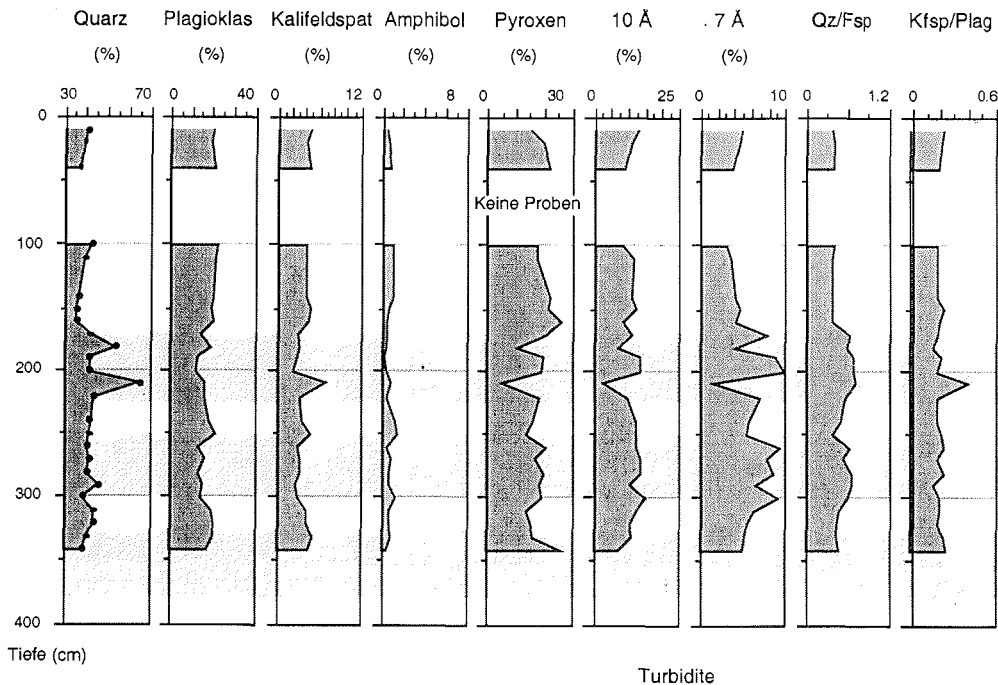


Abb. 7.6e Mineralanteile im Gesamtsediment des Kerns PS2471-4

7.2.3 PS2458-4 KAL

Die Sandgehalte des Sedimentkernes vom Kontinentalhang der Laptev-See sind mit durchschnittlich 3 % meist gering, nur bei 200, 110 und 100 cm Kerntiefe treten Maxima von bis zu 6 % auf (Abb. 7.7a). Der Anteil an Silt schwankt zwischen 33 und 57 %. Durchschnittlich liegen die Tongehalte bei etwa 50 %. Maxima von 65-70 % treten bei 520, 510 und 380 cm Kerntiefe auf. Die mittlere Siltkorngröße beträgt unterhalb 390 cm Kerntiefe bei 7-7,5 ϕ (6-8 μm). In der Siltverteilung tritt zwischen 390 und 690 cm ein deutliches Maximum bei 8 ϕ (4 μm) auf. Der oberste Kernabschnitt bis 290 cm zeigt eine bimodale Verteilung der Siltfraktion mit Maxima bei 6 ϕ und 8 ϕ (16 und 4 μm , Abb. 7.7b). Der Anteil der Fraktion 10-63 μm liegt unterhalb 390 cm bei 20-30 % und steigt zwischen 290 und 90 cm auf 40-50 % an.

Ergebnisse

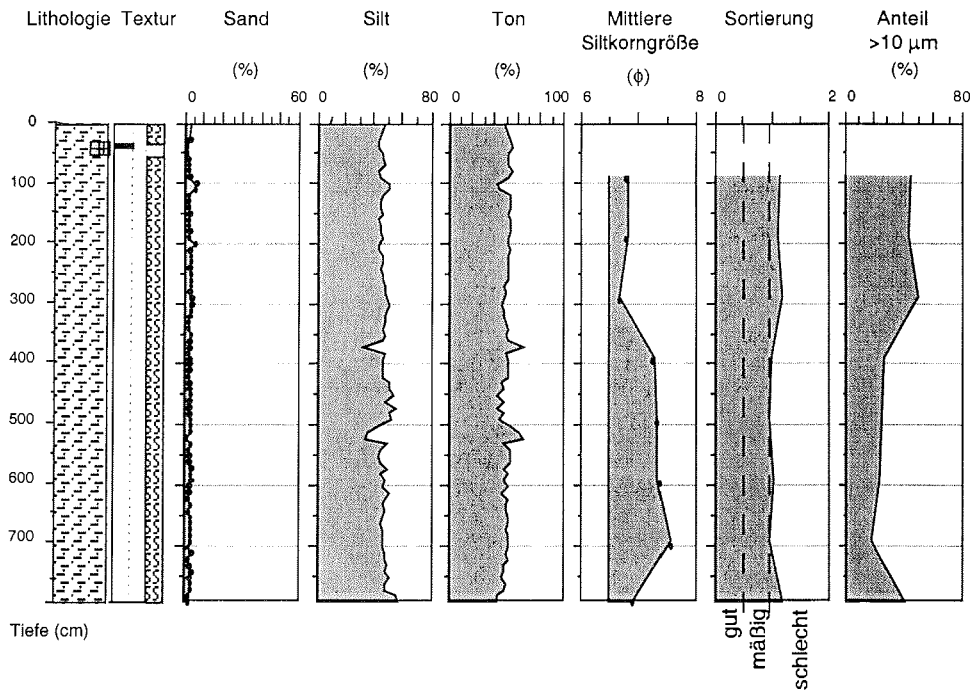


Abb. 7.7a Korngrößenparameter des Sedimentkernes PS2458-4

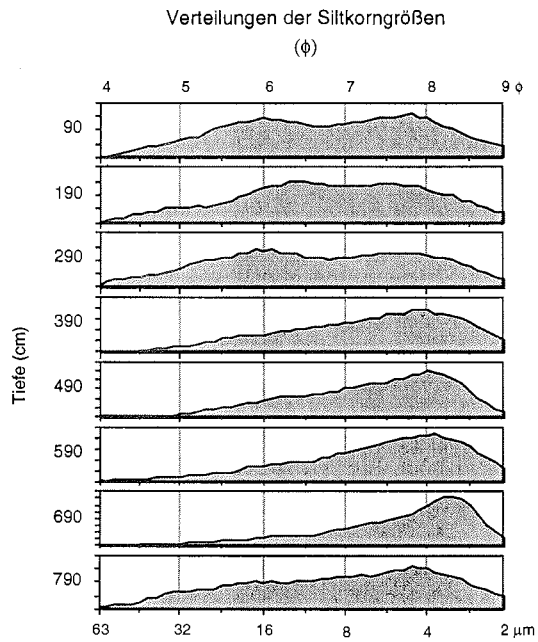


Abb. 7.7b Siltkorngrößenverteilungen des Sedimentkernes PS2458-4

Der Illitgehalt nimmt zum Hangenden von >50 % unterhalb 430 cm auf 30-40 % in den oberen 320 cm ab (Abb. 7.7c). Dagegen treten die geringsten Smektitanteile (<10 %) unterhalb 430 cm auf, während sie im oberen Abschnitt auf bis zu 33 % ansteigen. Kaolinit zeigt ein ähnliches, aber weniger deutlich ausgeprägtes Verteilungsmuster wie Smektit. Unterhalb 420 cm betragen die Kaolinitgehalte bis 15 %, oberhalb steigen sie auf 15-20 % an. Chlorit ist mit 17-27 % in der Tonfraktion enthalten.

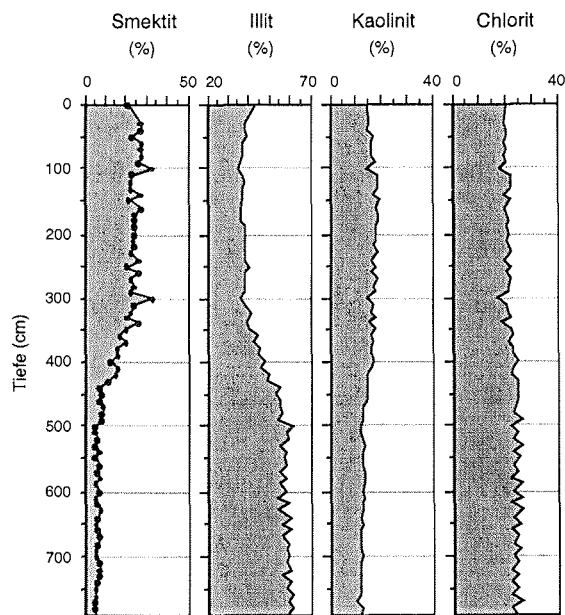


Abb. 7.7c Tonmineralanteile des Sedimentkernes PS2458-4

In der Siltfraktion kommt Quarz durchschnittlich mit 50 % vor (Abb. 7.7d). Der Plagioklasanteil liegt meist bei 20 % mit einem Maximum von 25 % bei 590 cm Kerntiefe. Der Anteil an Kalifeldspat schwankt nur gering zwischen 3 und 6 %. Der Pyroxengehalt ist mit 12-22 % relativ niedrig, auch die Glimmerminerale sind lediglich mit 3-7 % vertreten. Amphibol und die 7 Å-Minerale sind nur in geringen Mengen vorhanden (<2 % bzw. 2-3 %). Das Quarz/Feldspat-Verhältnis liegt durchgehend bei 0,5-0,6; das Kalifeldspat/Plagioklas-Verhältnis bei 0,2-0,3.

Das Gesamtsediment besteht aus 32-40 % Quarz (Abb. 7.7e). Der Anteil an Plagioklas schwankt um 25 % mit einem Maximalwert von 38 % in 530 cm Kerntiefe. Höchste Kalifeldspatgehalte von 10 % treten in 790, 370, 250 und 70 cm Kerntiefe auf. Der meist nur geringe Amphibolgehalt (<2 %) zeigt ein Maximum in 430 cm Kerntiefe (7 %). Der Anteil an Pyroxen variiert zwischen 10 und 15 %. Zum Hangenden nimmt der Gehalt der Glimmerminerale von 13 auf 9 % ab. Die 7 Å-Minerale sind mit maximal 10 % in 270 und 190-150 cm Kerntiefe vertreten. Das im allgemeinen zwischen 0,6 und 0,9 betragende Quarz/Feldspat-Verhältnis erreicht sein Minimum (0,4) bei 530 cm Kerntiefe. Das Kalifeldspat/Plagioklas-Verhältnis ist meist <0,2.

7.2.4 PS2460-4 SL

Die durchschnittlichen Sandgehalte von 3 % werden nur zwischen 340 und 270 cm und in den oberen 170 cm mit 5 % überschritten (Abb. 7.8). Die höchsten Siltgehalte (50-60 %) treten unterhalb 240 cm auf, sonst beträgt der Anteil an Silt etwa 50 %. Geringe Schwankungen zeigen die Tongehalte (40-50 %) mit Maxima von 53 % bei 240 bis 200 cm Kerntiefe.

In der Tonmineralogie zeigen sich nur sehr geringe Variationen (Abb. 7.8). Der Gehalt an Illit nimmt zum Hangenden von 54 auf 43 % ab. Einen gegensätzlichen Trend zeigen die Werte für Smektit, die von 8 auf 24 % ansteigen. Die Kaolinitgehalte schwanken um 15 %, die Chloritgehalte um 20 %, zeigen aber keine Trends mit der Kerntiefe.

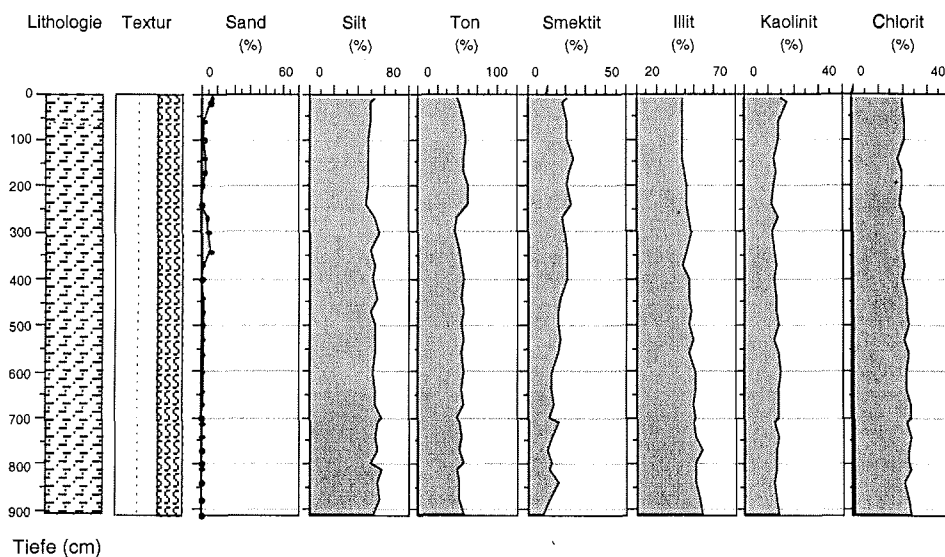


Abb. 7.8 Korngrößen- und Tonmineralanteile des Sedimentkerns PS2460-4

Ergebnisse

7.2.5 PS2725-5 SL

Die Sandgehalte betragen in der Regel <10 %, Maximalwerte von fast 20 % treten bei 440 cm Kerntiefe auf (Abb. 7.9). Der Anteil an Silt schwankt zwischen 46 und 60 %. Die Tongehalte sind meist geringer als die des Siltes (34-50 %).

Illit zeigt in diesem Kern fast konstante, aber dafür sehr hohe Gehalte von 56-60 % (Abb. 7.9). Der nur geringe Anteil an Smektit nimmt zum Hangenden von 6 auf 14 % zu. Dagegen fällt der Gehalt an Kaolinit von 21 % auf 13 % ab. Die Chlorit-anteile schwanken wenig und betragen durchgehend etwa 15 %.

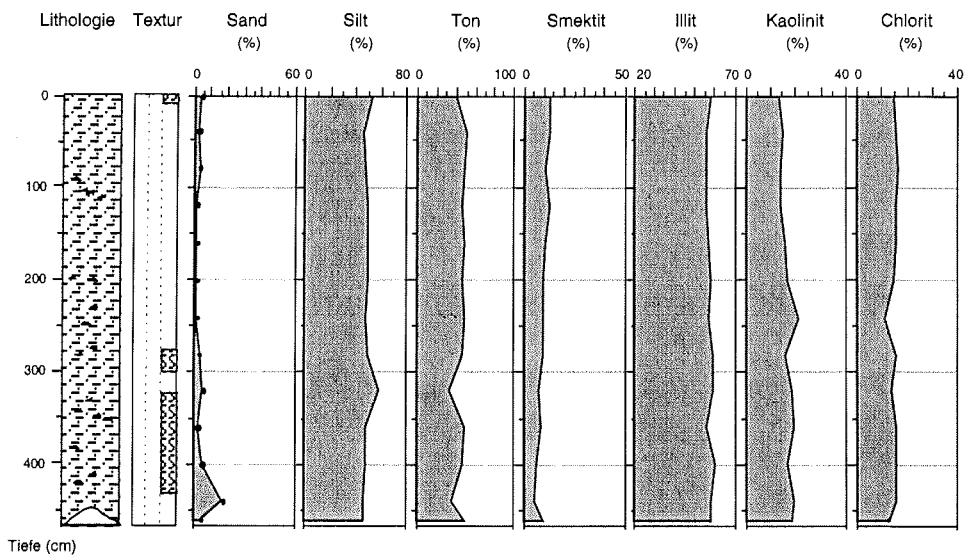


Abb. 7.9 Korngrößen- und Tonmineralanteile des Sedimentkernes PS2725-5

7.2.6 PS2767-4 KAL

Der mit durchschnittlich 2 % niedrige Sandgehalt erreicht maximal 9 % in 700-590 cm und 235-200 cm Kerntiefe (Abb. 7.10a). Die Abschnitte 580-500 cm und 390-250 cm sind sandfrei. Im Kern wechseln sich siltige Tonlagen mit Bereichen toniger Silte ab. Durchschnittlich liegt der Siltanteil bei 40 % mit Maxima von 60-70 % bei 590 cm und zwischen 270 und 240 cm Kerntiefe. Im allgemeinen besteht das Sediment aus 40-60 % Ton. Bei 553 cm Kerntiefe steigt der Tonanteil sogar auf 90 % an. Die mittlere Siltkorngröße schwankt zwischen 6 und 8 ϕ (16 und 4 μm). Der Silt ist mäßig bis schlecht sortiert (0,8 bis 1,3, Abb. 7.10a, 7.10b). Der Anteil der Fraktion 10-63 μm ist mit 10-80 % sehr variabel.

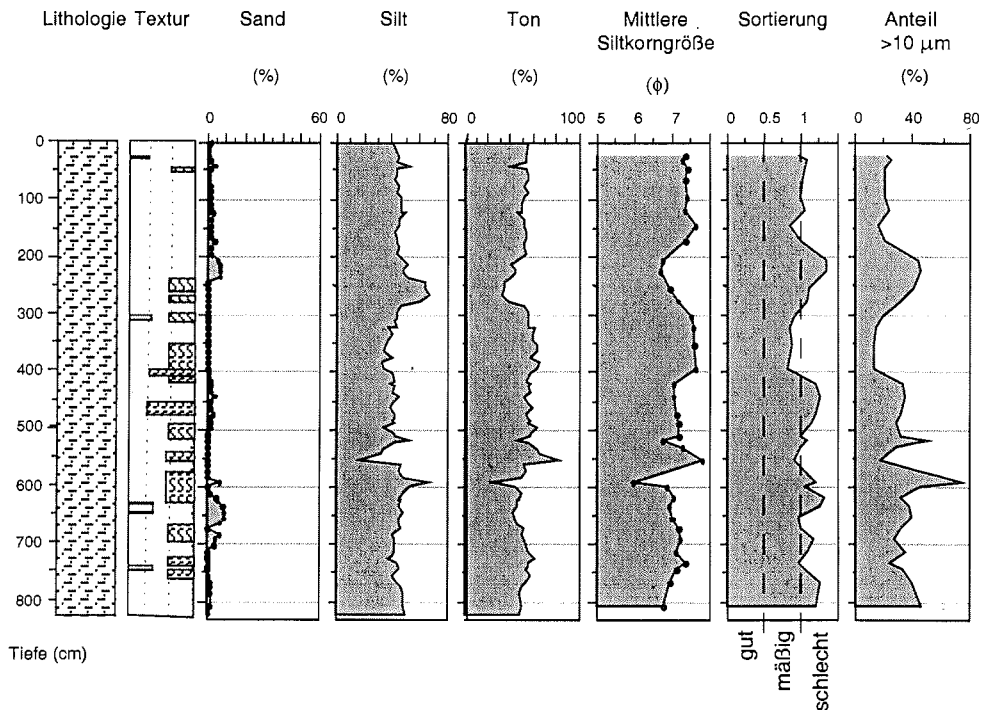


Abb. 7.10a Korngrößenparameter des Sedimentkernes PS2767-4

Unterhalb 750 cm beträgt der Illitgehalt 40 % (Abb. 7.10c). Zwischen 710 und 100 cm kommt Illit mit 50-60 % vor und erreicht mit 65 % zwischen 480 und 200 cm Kerntiefe maximale Werte. Die höchsten Smektitgehalte (20-27 %) treten unterhalb von 710 cm auf und fallen im Abschnitt 700-200 cm von 10-20 % auf <10 % Smektit. In den oberen 200 cm nimmt der Smektitgehalt kontinuierlich auf 23 % zu. Die höchsten Kaolinitwerte von 15-20 % treten unterhalb 600 cm Kerntiefe auf. In den oberen 560 cm liegen die Anteile meist um 10 %, in einzelnen Horizonten auch bei 15 % Kaolinit. Der Gehalt an Chlorit schwankt nur gering (16-24 %).

Verteilungen der Siltkorngößen

(ϕ)

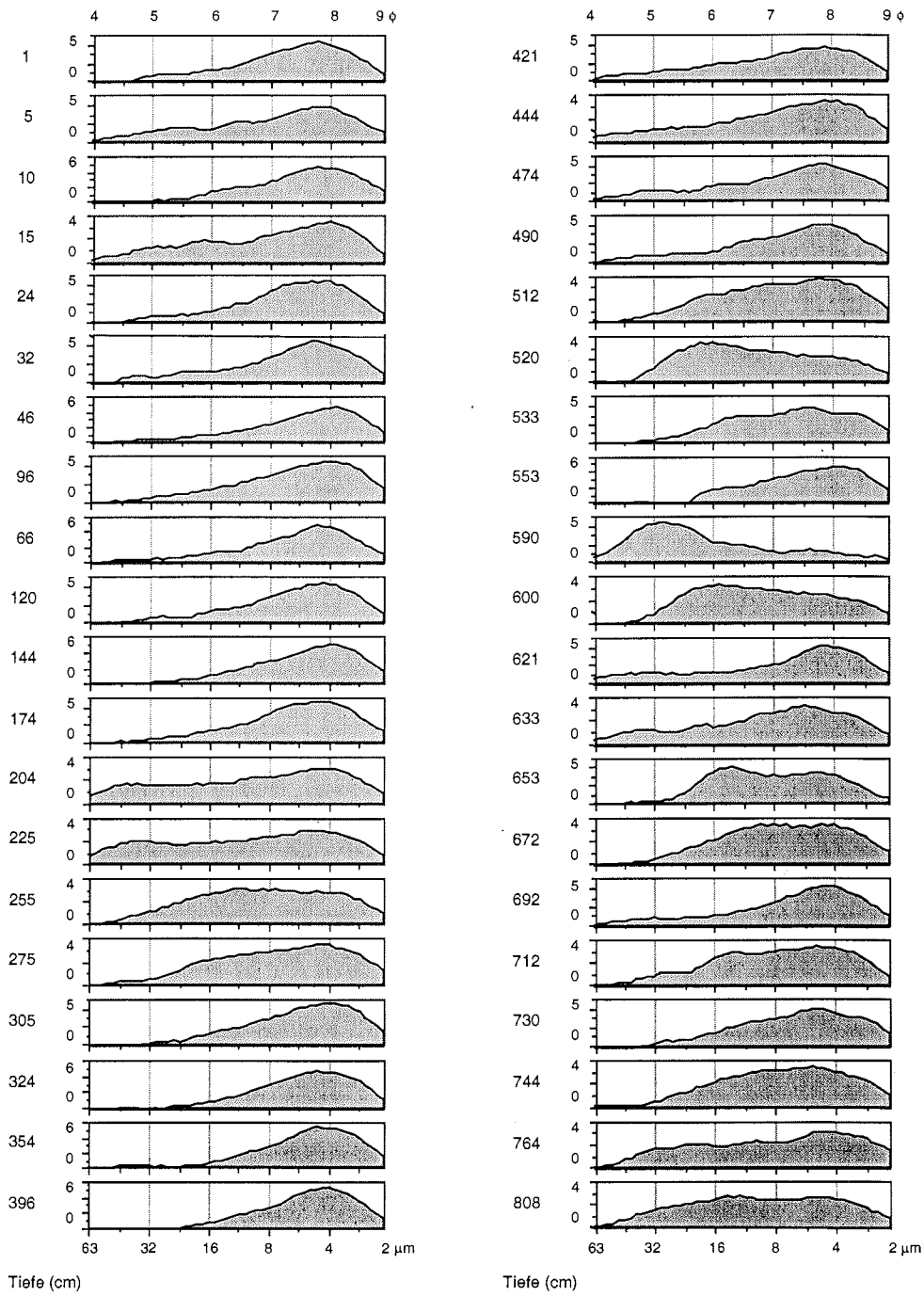


Abb. 7.10b Siltkorngößenverteilungen des Sedimentkernes PS2767-4

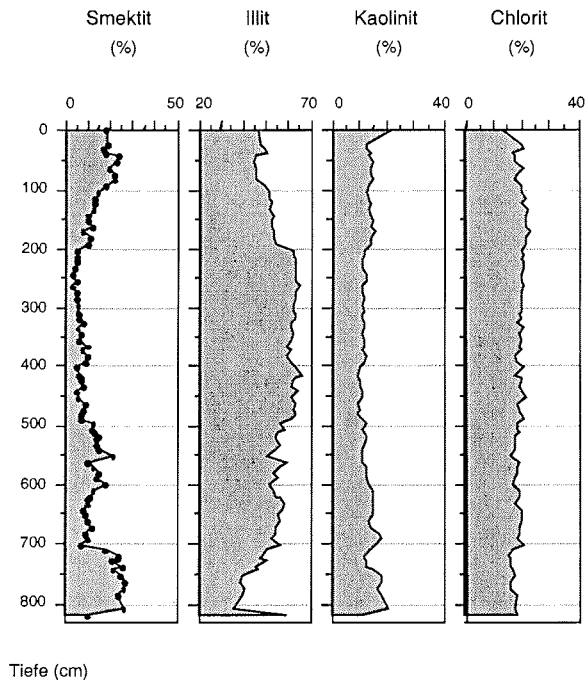


Abb. 7.10c Tonmineralanteile des Sedimentkernes PS2767-4

In der Siltfraktion ist Quarz das häufigste Mineral mit durchschnittlich 50-55 % (Abb. 7.10d). Minima von 40-45 % Quarz treten bei 270-250 und bei 40 cm Kerntiefe auf. Der Plagioklasanteil beträgt meist 20-30 %, nur unterhalb 300 cm sind die Gehalte etwas höher. Der Anteil an Kalifeldspat schwankt zwischen 2 und 9 %. Auch in diesem Kern ist Amphibol kaum vorhanden (0-2 %). Der Gehalt an Pyroxen variiert zwischen 8 % und maximal 17 %. Der meist unter 10 % liegende Anteil der Glimmerminerale wird nur bei 40 cm Kerntiefe mit 12 % überschritten. Das relativ niedrige Quarz/Feldspat-Verhältnis zeigt keine signifikanten Variationen (0,4-0,6), dagegen variiert das Kalifeldspat/Plagioklas-Verhältnis deutlich zwischen 0,1 und 0,5.

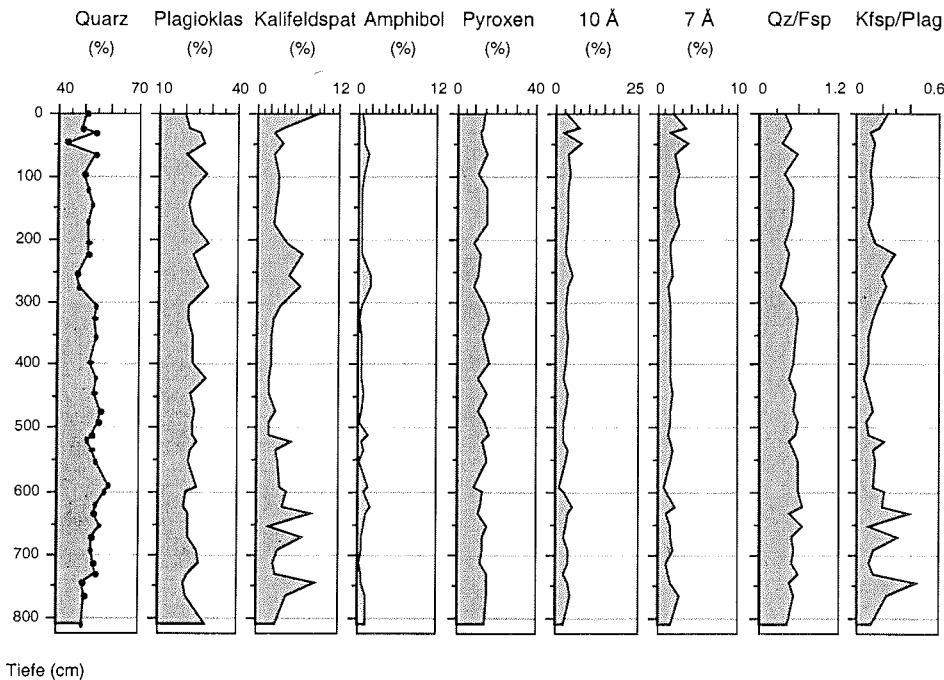


Abb. 7.10d Mineralanteile in der Siltfraktion des Sedimentkernes PS2767-4

7.2.7 PS2763-7 KAL

Ähnlich wie im Kern PS2767-4 (Kapitel 7.2.6) sind auch in diesem Kern große Bereiche sandfrei (Abb. 7.11a). Höchste Sandgehalte (8-13 %) treten in 510 cm und 450-430 cm Kerntiefe auf. Generell beträgt der Siltanteil 30-60 % mit dem niedrigsten Wert (22 %) bei 320 cm Kerntiefe. Maximal werden 60-70 % Silt bei 345-335, 300 und 150 cm Kerntiefe erreicht. Die Tongehalte schwanken im allgemeinen zwischen 40 und 60 %. Extrem niedrige Werte (22-30 %) treten bei 335, 300 und 150 cm Kerntiefe auf. Der höchste Tongehalt von 78 % wurde in 315 cm Kerntiefe bestimmt.

Die niedrigsten Illitgehalte (<40 %) kommen zwischen 680 und 640 cm vor (Abb. 7.11a). Dagegen wird der Abschnitt zwischen 315 und 90 cm von 60-70 % Illit dominiert. Unterhalb 460 cm beträgt der Anteil an Smektit 10-20 %. Im Bereich 320 bis 80 cm ist Smektit nur mit <10 % vertreten, in den oberen 80 cm steigt der Gehalt auf 17 % an. Im allgemeinen schwankt der Anteil an Kaolinit zwischen 10 und 20 % und wird nur im Abschnitt 740-630 cm mit 25 % überschritten. Geringe Variationen zeigt der Gehalt an Chlorit (19-24 %).

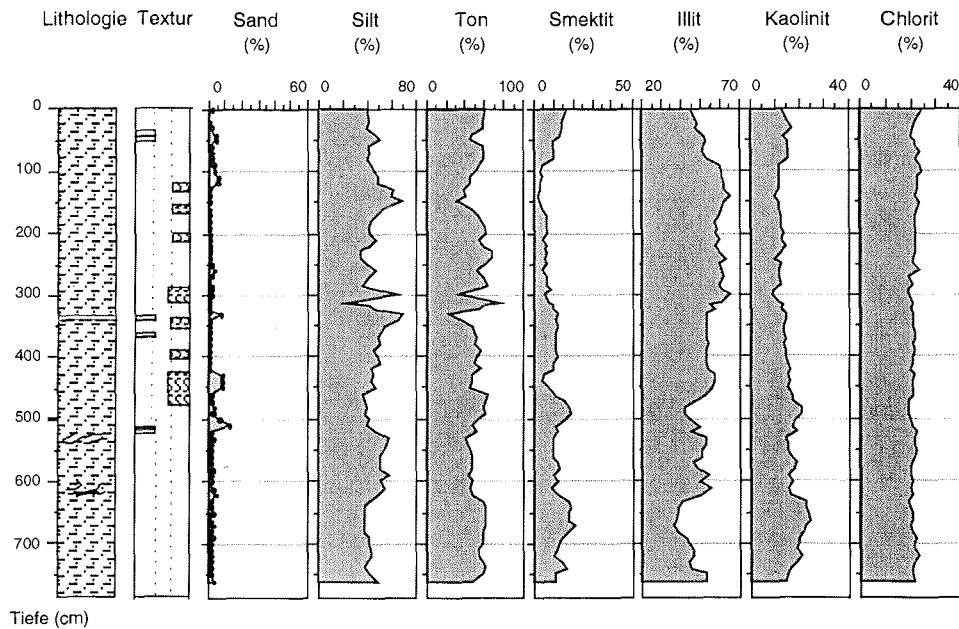


Abb. 7.11a Korngrößen- und Tonmineralanteile des Sedimentkernes PS2763-7

Der Quarzgehalt in der Siltfraktion beträgt 42-55 % (Abb. 7.11b). Der durchgehend hohe Plagioklasanteil (20-30 %) erreicht seine höchsten Werte von 36 % bei 620 und 335 cm Kerntiefe. Kalifeldspat tritt mit maximal 7 % auf. Der Amphibolgehalt variiert im allgemeinen zwischen 0 und 5 %, außer bei 740 und 450 cm Kerntiefe, wo 10 % Amphibol erreicht werden. Der Pyroxenanteil beträgt generell 10-20 %. Der mit 5 % niedrigste Pyroxengehalt tritt bei 335 cm Kerntiefe auf. Die Glimmerminerale sind meist mit 3-8 % vertreten, können aber auch 12 % ausmachen (40 und 20 cm). In geringen Mengen (<4 %) kommen die 7 Å-Minerale vor. Das Quarz/Feldspat-Verhältnis schwankt um 0,5. Der niedrigste Wert von 0,3 tritt bei 330 cm auf. Das Kalifeldspat/Plagioklas-Verhältnis variiert zwischen 0,1 und 0,3.

Ergebnisse

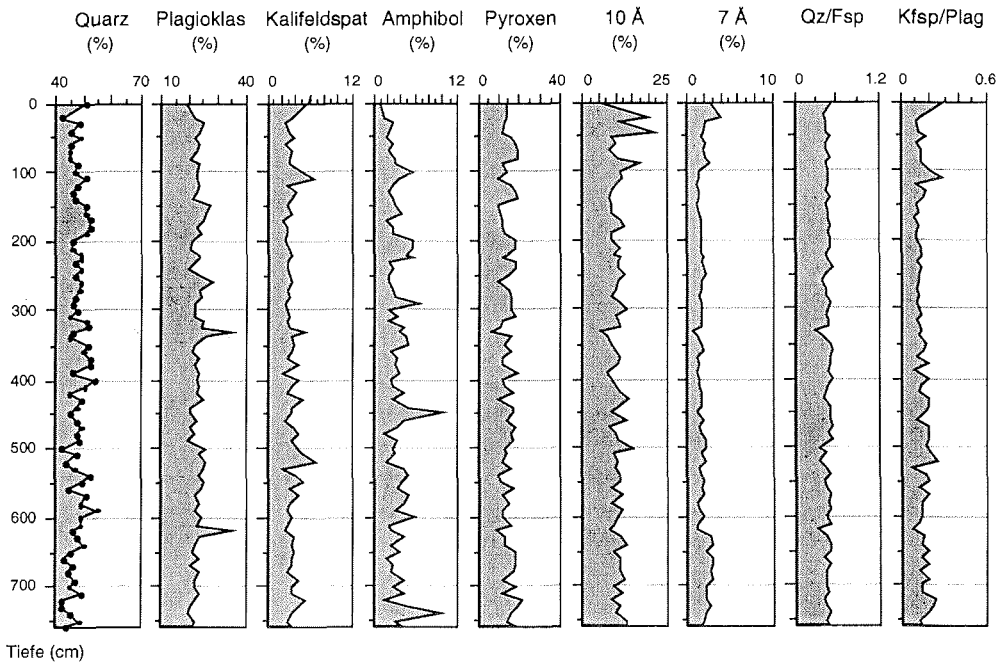


Abb. 7.11b Mineralanteile in der Siltfraktion des Sedimentkernes PS2763-7

7.2.8 PS2753-2 KAL

Die Korngrößenverteilung in diesem Kern aus dem Amundsen-Becken nördlich der Neusibirischen Inseln variiert deutlich zwischen sandigem, tonigem Silt und fast reinem Ton (Abb. 7.12a). Häufig sind die Sedimente sandfrei, nur in 680 cm, zwischen 400 und 330 cm und oberhalb 60 cm Kerntiefe treten bis zu 18 % Sand auf. Der Siltgehalt schwankt generell zwischen 40 und 50 %. Insgesamt treten Werte zwischen 6 und 72 % Silt auf. Im allgemeinen variiert der Tonanteil zwischen 40 und 80 %, höchste Werte von bis zu 94 % treten bei 430 und 260 cm Kerntiefe auf. Die mittlere Siltkorngröße beträgt 7-8 ϕ (4 bis 8 μm). Der Silt ist mäßig bis schlecht sortiert (0,8 bis 1,5, Abb. 7.12a, 7.12b). Die Fraktion 10-63 μm macht meist 20-40 % aus, mit etwas höheren Werten (40-50 %) im Bereich 502 bis 335 cm.

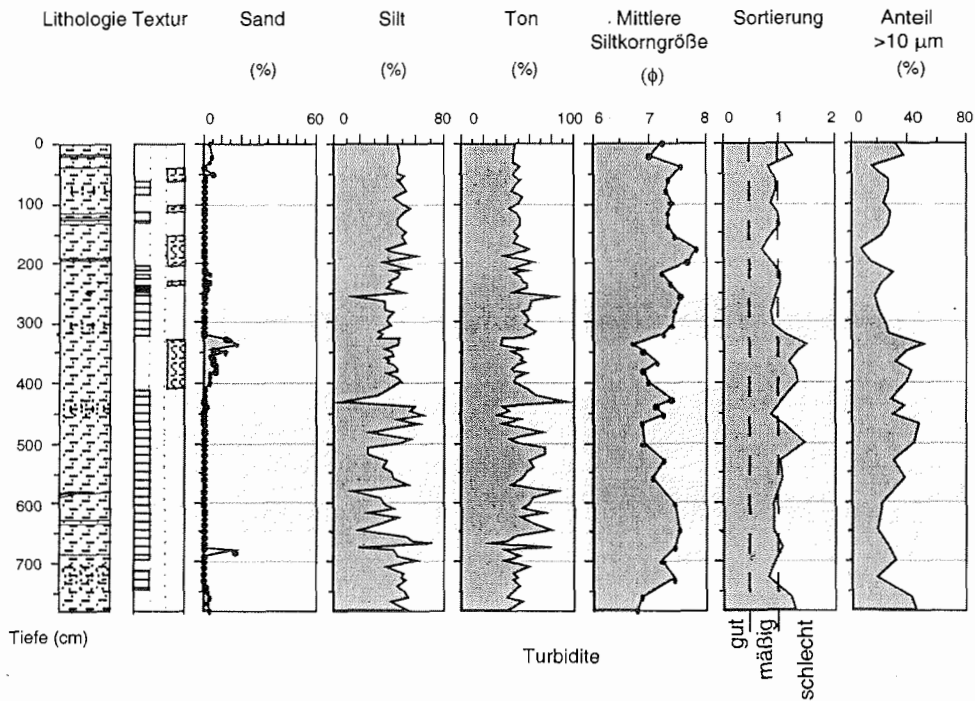


Abb. 7.12a Korngrößenparameter des Sedimentkernes PS2753-2

Illit kommt generell mit 40-60 % vor, nur zwischen 650 und 430 cm Kerntiefe werden diese Werte unterschritten (25-40 %, Abb. 7.12c). Unterhalb 680 cm Kerntiefe beträgt der Smektitanteil lediglich 10 %, während die höchsten Gehalte zwischen 660 und 420 cm Kerntiefe auftreten (20-48 %). In den oberen 320 cm ist Smektit meist nur mit etwa 10 % vertreten, kann aber vereinzelt bis auf 35 % ansteigen (260 cm Kerntiefe). Der Anteil an Kaolinit schwankt wenig zwischen 11 und 19 %. Durchschnittlich beträgt der Chloritgehalt etwa 20 % mit geringeren Werten zwischen 660 und 360 cm (10-20 %).

Verteilungen der Siltkorngößen

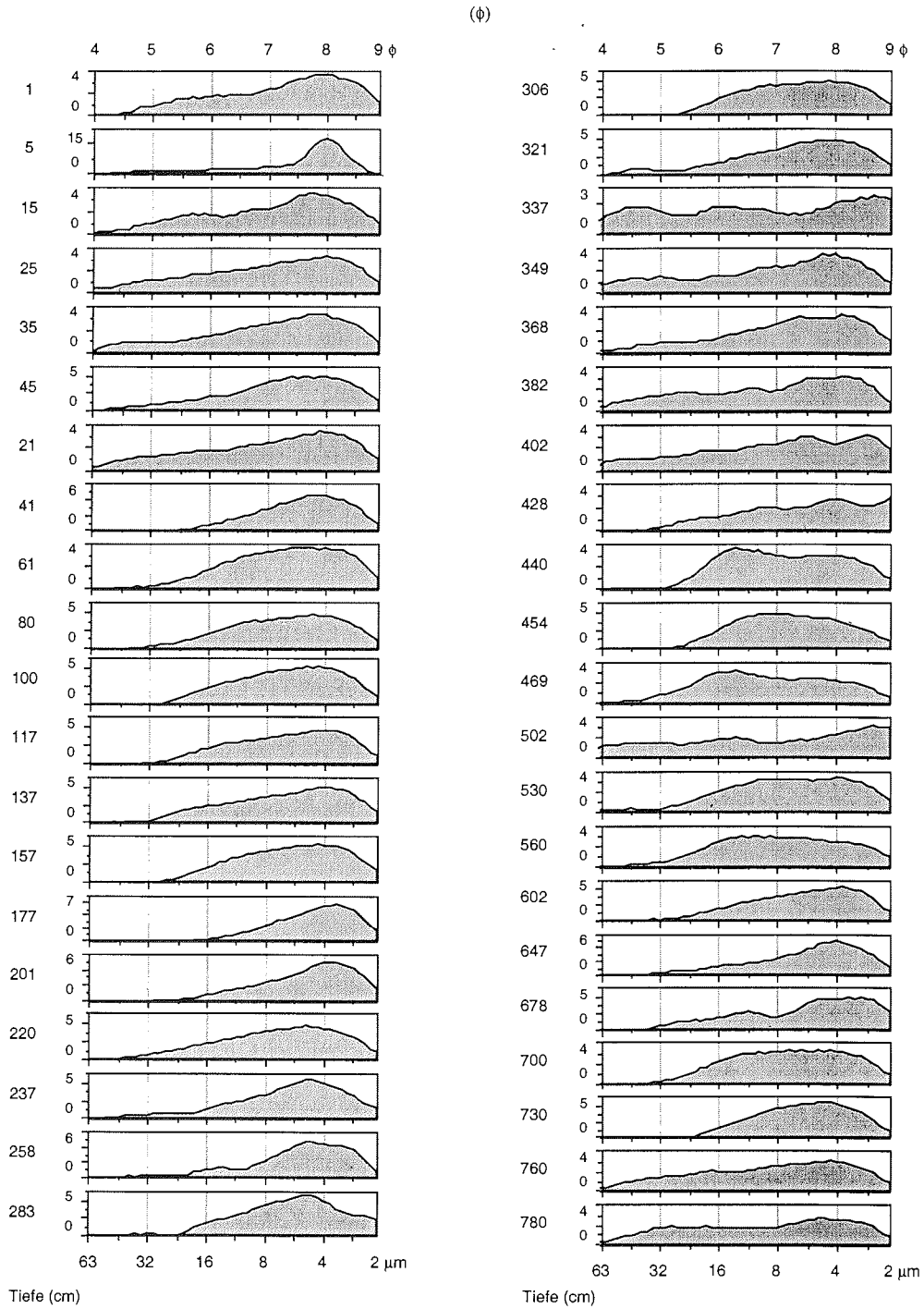


Abb. 7.12b Siltkorngößenverteilungen des Sedimentkernes PS2753-2

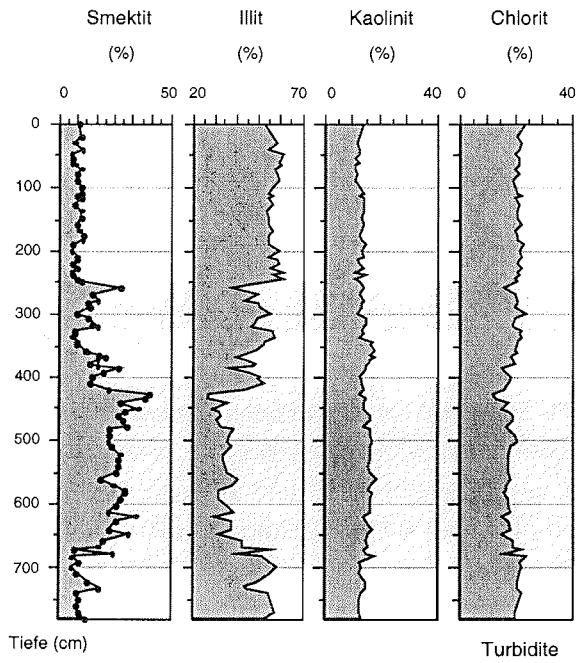


Abb. 7.12c Tonmineralanteile des Sedimentkernes PS2753-2

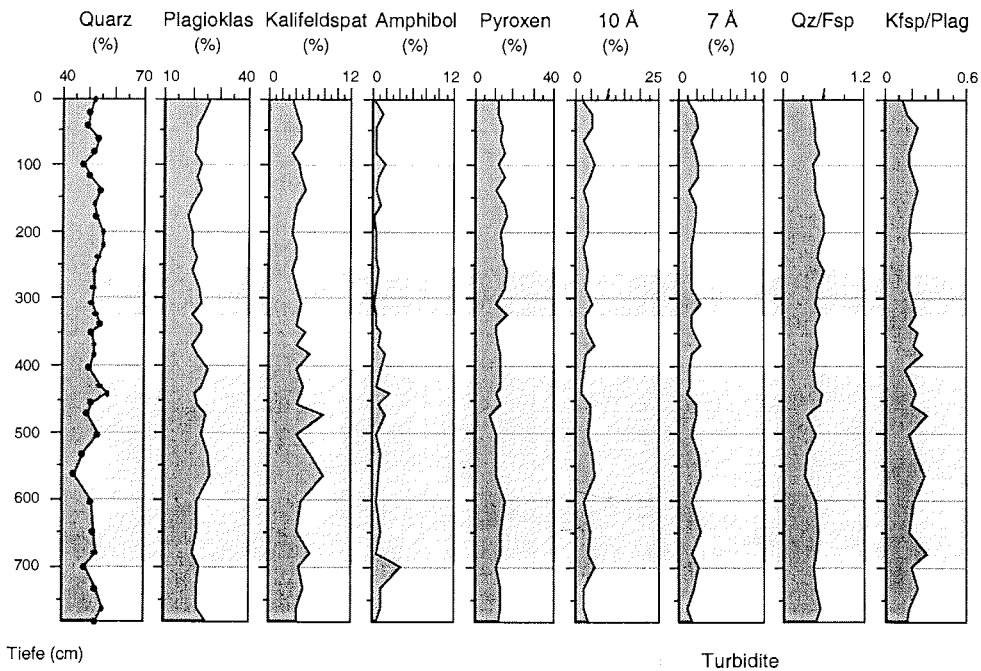


Abb. 7.12d Mineralanteile in der Silfraktion des Sedimentkernes PS2753-2

Ergebnisse

Die Siltfraktion besteht hauptsächlich aus Quarz (44-57 %, Abb. 7.12d). Der Plagioklasanteil variiert zwischen 18 und 27 %. Die höchsten Werte für Kalifeldspat (8 %) treten in den Kerntiefen 560 und 170 cm auf. Amphibol ist nur in geringen Mengen enthalten (<4 %). Pyroxen zeigt keine signifikanten Variationen (8-17 %). Nur 2-6 % der Siltfraktion besteht aus Glimmermineralen und nur <3 % aus 7 Å-Mineralen. Das Quarz/Feldspat-Verhältnis schwankt zwischen 0,3 und 0,6. Das Kalifeldspat/Plagioklas-Verhältnis liegt bei 0,1 bis 0,3.

7.2.9 PS2757-8 KAL

Der Kern zeichnet sich durch starke Schwankungen im Sandgehalt aus (0 bis 41 %, Abb. 7.13a). In den Abschnitten 660-614, 534-530, 256 und 180-156 cm treten mehr als 10 % Sand auf. Im allgemeinen variieren die Siltgehalte zwischen 30 und 50 %. Die geringsten Siltanteile von 24 % treten in 510 cm Kerntiefe auf, maximal werden 65 % Silt erreicht (710 und 370 cm). Der Tongehalt schwankt in der Regel zwischen 40 und 60 %. Unterhalb 610 cm Kerntiefe beträgt der Tonanteil meist 30-50 % mit einem Minimum von 25 % Ton in 530 cm Kerntiefe. Dagegen besteht die Probe bei 504 cm Kerntiefe aus 75 % Ton. Die mittlere Siltkorngröße schwankt unterhalb 610 cm um 6,5 ϕ (12 μm). In den oberen 610 cm ist der Silt feinkörniger (7-7,5 ϕ , 6-8 μm). Die Sortierung variiert zwischen 0,8 und 1,4. Der Anteil der Fraktion 10-63 μm weist einen Schwankungsbereich von 20-60 % auf (Abb. 7.13b), wobei Werte >50 % nur unterhalb 610 cm und bei 530 cm auftreten.

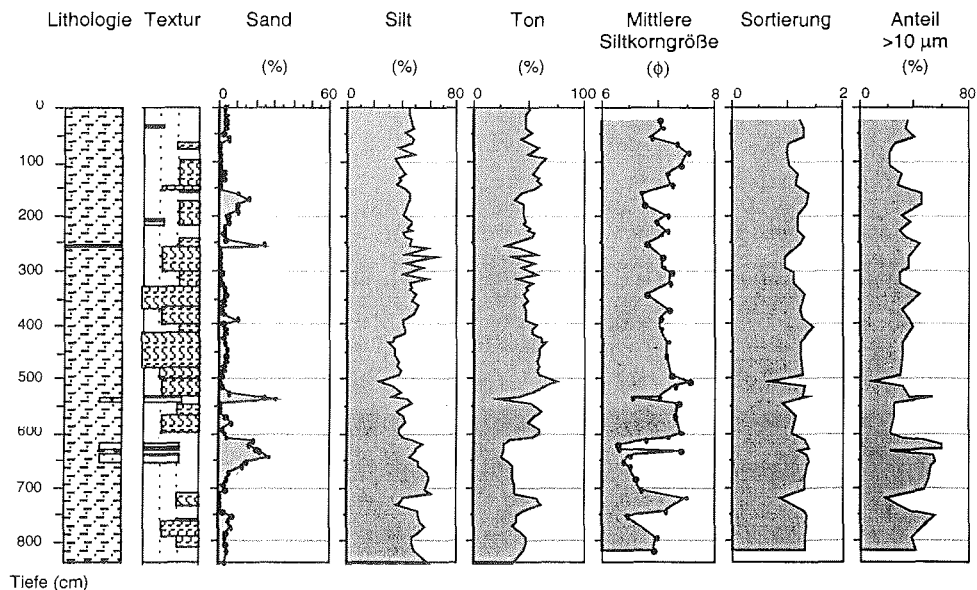


Abb. 7.13a Korngrößenparameter des Sedimentkernes PS2757-8

Verteilungen der Siltkorngößen

(ϕ)

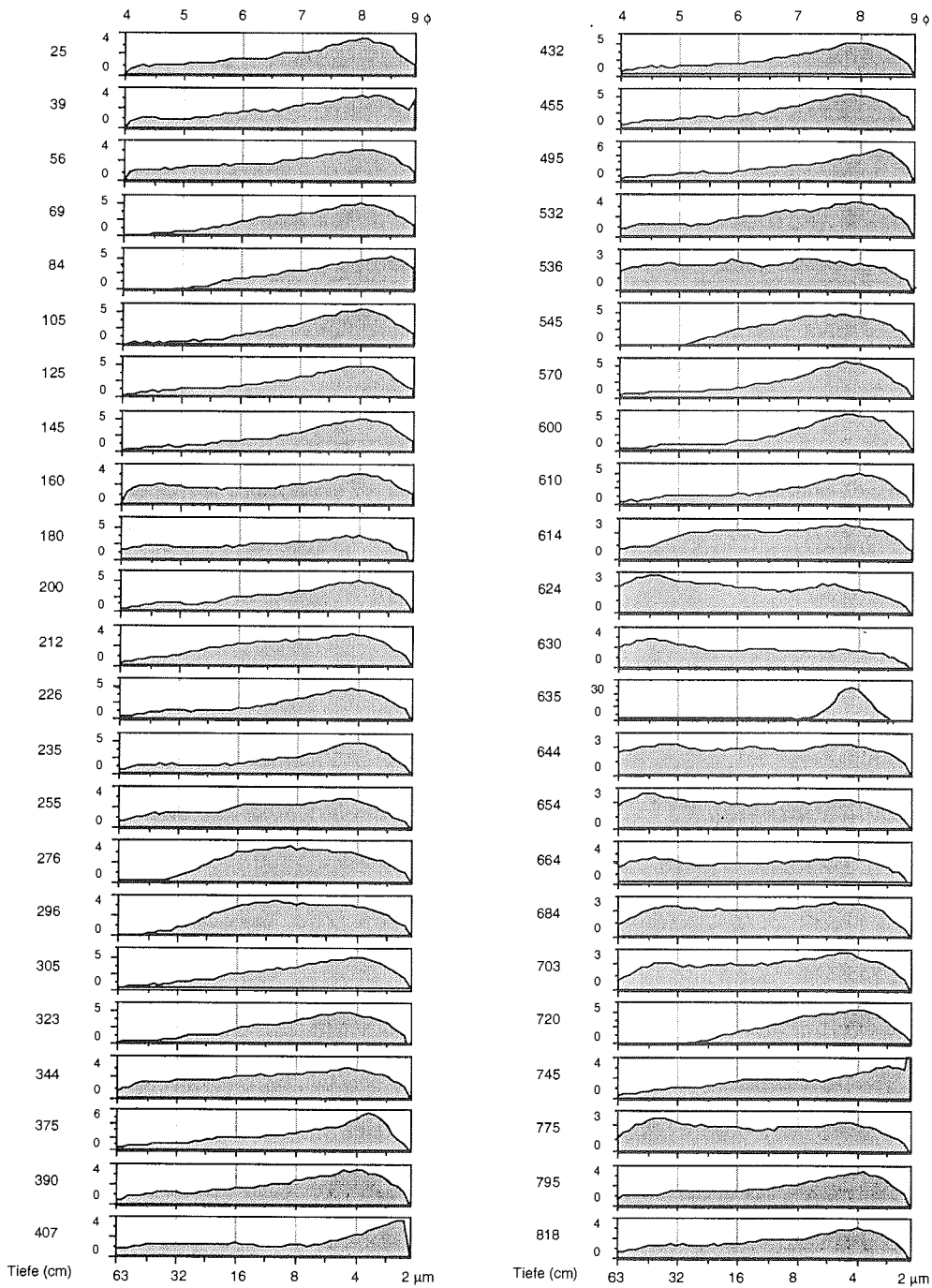


Abb. 7.13b Siltkorngößenverteilungen des Sedimentkernes PS2757-8

Ergebnisse

Das häufigste Tonmineral in der Tonfraktion ist Illit mit mindestens 40 % (Abb. 7.13c). Unterhalb 610 cm, zwischen 500 und 300 cm und in den oberen 180 cm betragen die Illitgehalte 50-60 %. Der Smektitgehalt beträgt unterhalb 610 cm Kerntiefe zwischen 10 und 20 %. Etwas höher ist der Smektitanteil zwischen 610 und 510 cm (15-28 %) und nimmt im Abschnitt von 500 bis 300 cm auf 10 % ab. Von 300 bis 200 cm Kerntiefe beträgt der Smektitanteil etwa 20 % und zwischen 180 und 60 cm etwa 10 %. In den oberen 60 cm steigt der Smektitanteil wieder auf 18 % an. Generell beträgt der Kaolinitanteil 10-18 %. Maximalgehalte treten in 530 und 256 cm Kerntiefe auf (22 bzw. 30 % Kaolinit). Chlorit schwankt nur wenig und liegt etwa bei 20 %.

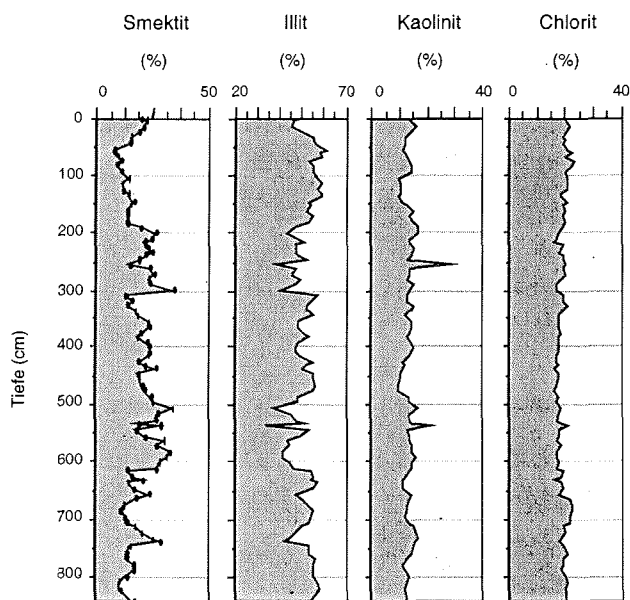


Abb. 7.13c Tonmineralanteile des Sedimentkernes PS2757-8

In der Siltfraktion variiert der Quarzgehalt meist zwischen 45 und 55 % (Abb. 7.13d) mit Maxima von bis zu 64 % Quarz in 620 und 600 cm Kerntiefe. Der Anteil an Plagioklas beträgt 20-30 %. Der Kalifeldspatgehalt schwankt von 2 bis 10 % mit Maxima bei 650, 630 und 410 cm. Durchgehend geringe Gehalte weist Amphibol auf (<2 %). Der meist zwischen 10 und 16 % schwankende Pyroxenanteil geht in 600 cm Kerntiefe auf Null zurück. Die Glimmerminerale machen 2-8 %, maximal 13 % der Siltfraktion aus (200 cm). Die 7 Å-Minerale zeigen einen ähnlichen Kurvenverlauf wie die Glimmerminerale, sind aber nur in geringen Mengen vorhanden (1-4 %). Das Quarz/Feldspat-Verhältnis schwankt zwischen 0,3 und 0,6; das Kalifeldspat/Plagioklas-Verhältnis zwischen 0,1 und 0,2.

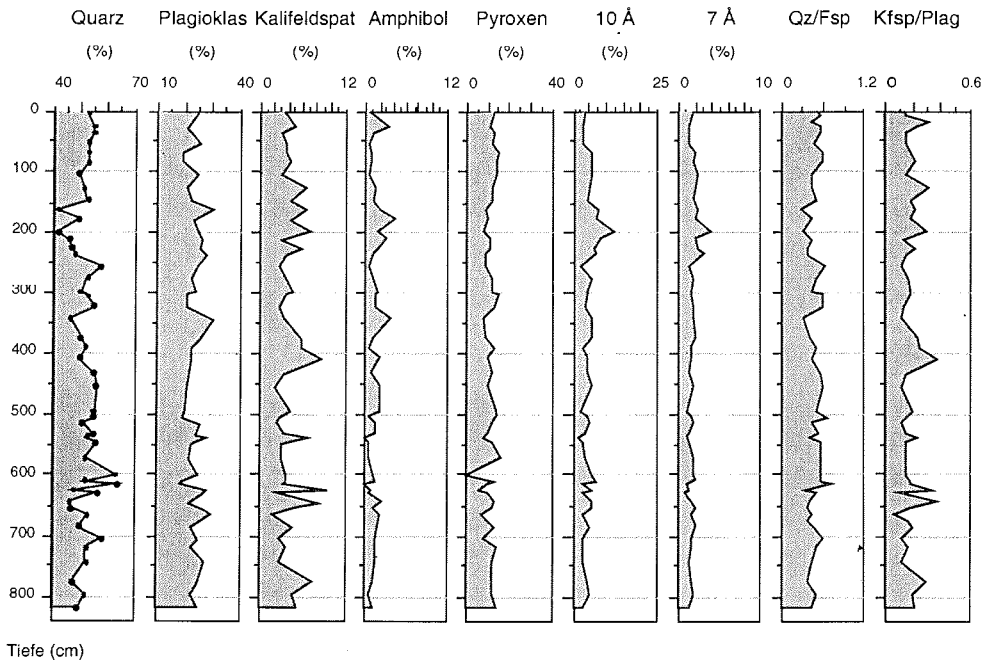


Abb. 7.13d Mineralanteile in der Siltfraktion des Sedimentkernes PS2757-8

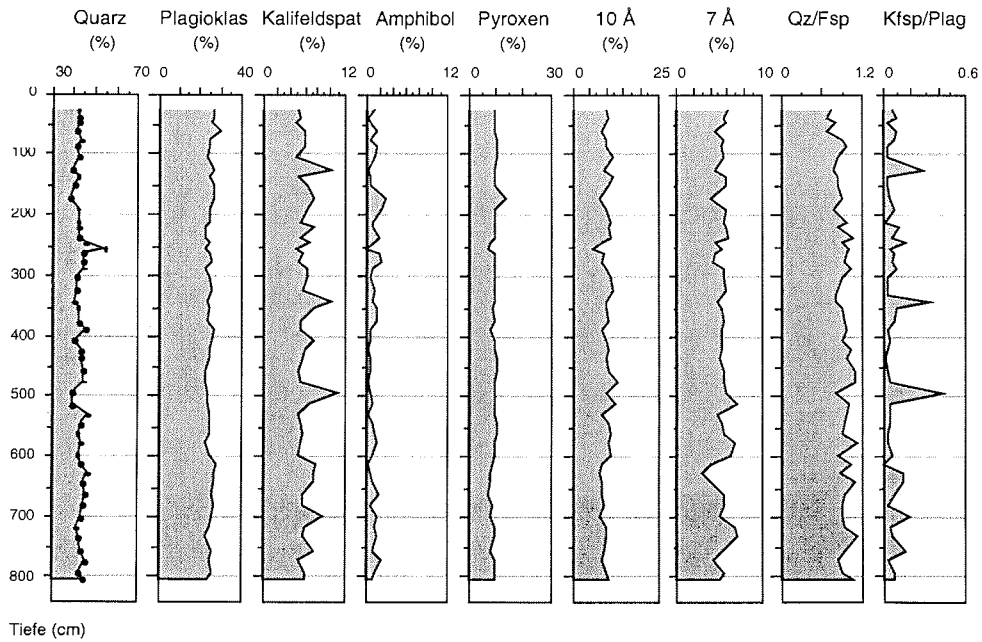


Abb. 7.13e Mineralanteile im Gesamtsediment des Kernes PS2757-8

Ergebnisse

Im Gesamtsediment ist Quarz das häufigste Mineral mit 40-45 %, bei 256 cm Kerntiefe werden sogar 55 % erreicht (Abb. 7.13e). Der Plagioklasanteil beträgt 20-28 %. Die meist geringen Kalifeldspatgehalte (5-8 %) überschreiten 10 % nur in 490, 340 und 130 cm Kerntiefe. Amphibol ist im gesamten Kern kaum vertreten (<2 %). Pyroxen und Glimmer zeigen keine signifikanten Variationen (je etwa 10 %). Die 7 Å-Mineralien kommen meist mit etwa 5 % vor. Das Quarz/Feldspat-Verhältnis schwankt im Gesamtsediment zwischen 0,7 und 1,0. Generell liegt das Kalifeldspat/Plagioklas-Verhältnis bei 0,1 bis 0,2; in 490, 340 und 130 cm Kerntiefe werden 0,3 bis 0,5 erreicht.

7.2.10 PS2761-10 SL

Der Sandgehalt schwankt zwischen 0 und 15 %, wobei die höheren Werte unterhalb von 460 cm Kerntiefe auftreten (Abb. 7.14a). In den oberen 460 cm kommt Sand meist mit weniger als 10 % vor. Maxima von 54 bzw. 30 % Sand treten in 400 und 200 cm Kerntiefe auf. Generell variiert der Siltanteil zwischen 30 und 58 %. Die Tongehalte liegen zwischen 30 und 60 %. Der geringste Wert tritt in 400 cm Kerntiefe auf (17 %), der höchste bei 360 cm (97 %). Unterhalb 530 cm Kerntiefe schwankt die mittlere Siltkorngröße zwischen 6 und 6,5 ϕ (12-16 μm). Eine grobe Lage (5,5 ϕ , 23 μm) tritt in 500 cm Kerntiefe auf. In den oberen 480 cm beträgt die mittlere Siltkorngröße meist 7 ϕ (8 μm). Der Silt ist mäßig bis schlecht sortiert (1-1,7, Abb. 7.13a, 7.13b). Der Anteil der Fraktion 10-63 μm schwankt deutlich zwischen 10 und 60 %.

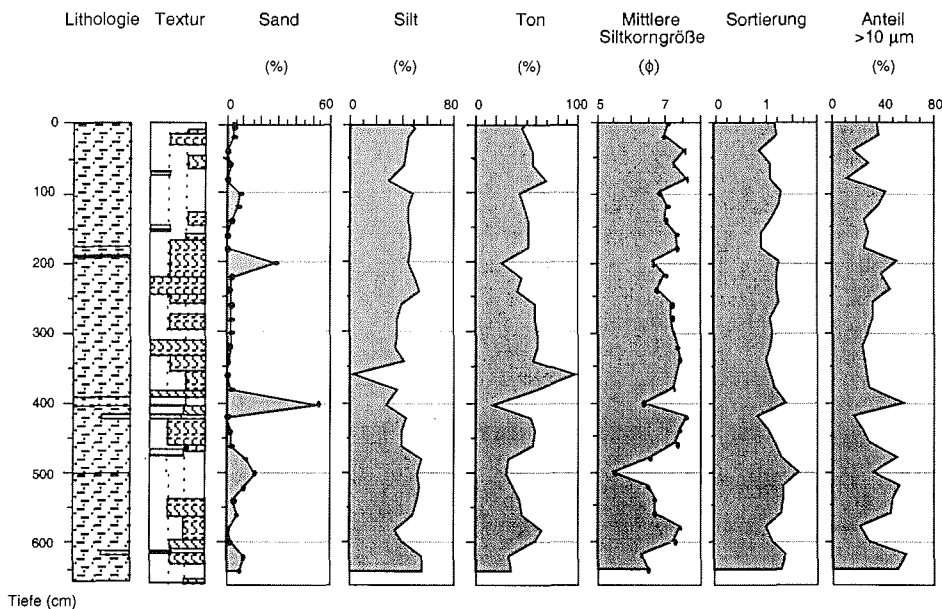


Abb. 7.14a Korngrößenparameter des Sedimentkernes PS2761-10

Verteilungen der Siltkorngößen

(ϕ)

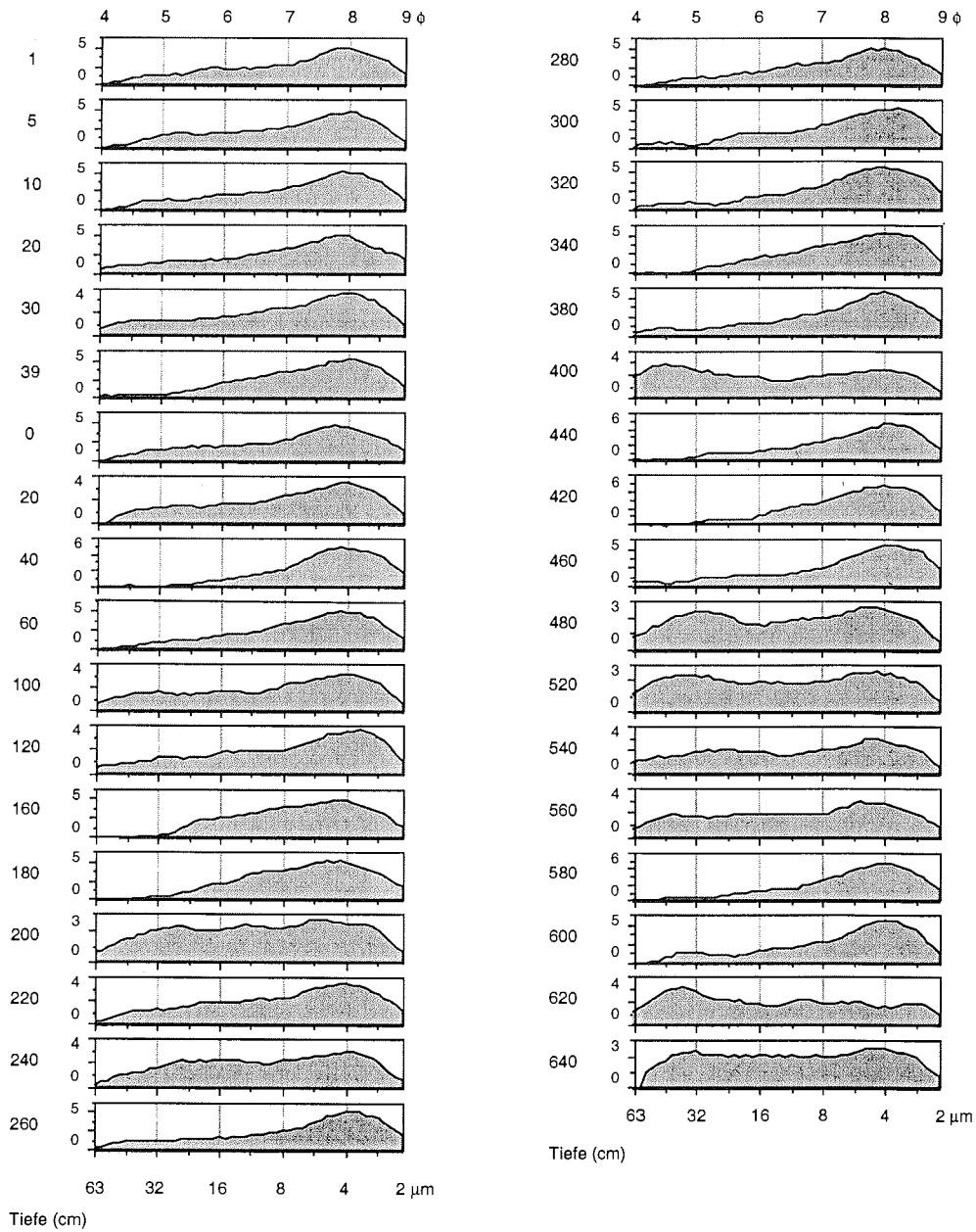


Abb. 7.14b Siltkorngößenverteilungen des Sedimentkernes PS2761-10

Ergebnisse

Der Gehalt an Illit variiert zwischen 36 und 63 % (Abb. 7.14c). Unterhalb 360 cm Kerntiefe schwankt der Smektitanteil zwischen 15 und 28 %. Im Abschnitt von 340-120 cm tritt Smektit mit 10-15 % auf. Lediglich 10 % Smektit sind in den oberen 120 cm enthalten. Generell beträgt der Anteil an Kaolinit 10-20 %, mit Maxima von 25 % in 400 und 200 cm Kerntiefe. Geringe Variationen zeigt der Chloritgehalt (etwa 20 %), abgesehen von dem Maximum in 200 cm Kerntiefe (32 %).

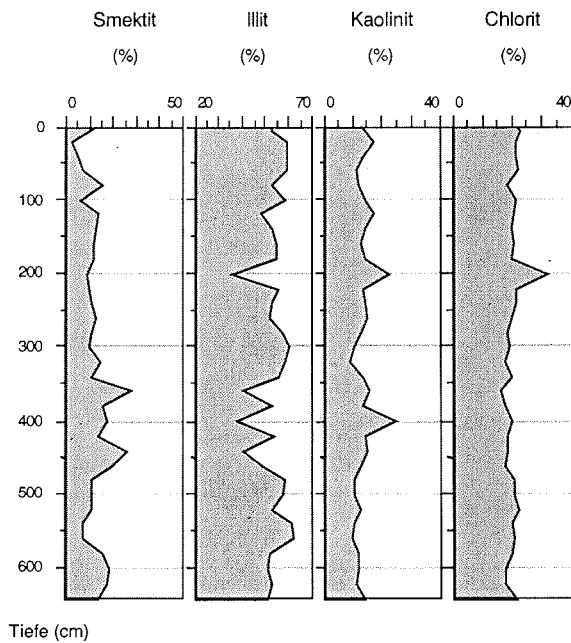


Abb. 7.14c Tonmineralanteile des Sedimentkernes PS2761-10

8. Stratigraphie

Die stratigraphischen Modelle der Sedimentkerne basieren zumeist auf einer Kombination verschiedener Methoden, die nachfolgend kurz beschrieben sind. Das stratigraphische Grundgerüst für die untersuchten Sedimente bildet die Magnetostratigraphie der Kerne PS2741-1 und PS2757-8 (Behrends 1999, Knies *et al.* eingereicht), da wegen der geringen Foraminiferengehalte keine Sauerstoffisotopen-Stratigraphie erstellt werden konnte (z. B. Knies *et al.* eingereicht). Sofern Proben ausreichende Mengen an kalkigen Fossilien wie Foraminiferen, Muscheln oder Schnecken enthielten, wurde das Calciumcarbonat anhand der AMS-¹⁴C-Methode datiert. Die AMS-¹⁴C-Datierungen erlauben eine stratigraphische Einordnung der Sedimente, die den Zeitraum der letzten 15.000 Jahre umfassen (Tab. 8.1). Das Auftreten und die Häufigkeit planktischer Mikrofossilien (z. B. Coccolithophoriden, Dinoflagellaten-Zysten) in einzelnen Horizonten weisen auf den Einstrom warmer Wassermassen hin, der an wärmere Klimaphasen gebunden ist. Die Altersmodelle der Sedimentkerne werden bezogen auf die Sauerstoffisotopen-Stratigraphie angegeben, da diese im allgemeinen für quartäre Ablagerungen verwendet wird. Die Alter werden in 1000 Jahren (ky) oder in 1000 Jahren vor heute (ka) angegeben. Die Stadiengrenzen beziehen sich auf die Altersangaben von Martinson *et al.* (1987).

Die Altersmodelle der Kerne PS2741-1 und PS2757-8 (Nowaczyk, unveröff. Daten, Behrends 1999, Knies *et al.* eingereicht) wurden mit Hilfe der Korrelation über die magnetische Suszeptibilität auf die anderen untersuchten Sedimentkerne übertragen. Da sich die Korrelation aber teilweise als nicht eindeutig erwies, wurden ergänzend die Lithologie und die Textur der Sedimente berücksichtigt.

8.1 Kernkorrelationen und Datierungsmethoden

8.1.1 Lithologie

Die Sedimente des Untersuchungsgebietes sind im allgemeinen sehr homogen und bestehen hauptsächlich aus feinkörnigem Material. Einzelne grobkörnige Lagen und die Sedimentfarbe können die Korrelation benachbarter Kerne unterstützen. So wurden die an Radiographien ausgezählten IRD-Gehalte und die bei der Korngrößenanalyse ermittelten Sandgehalte zur Korrelation der Sedimentkerne PS2753-2, PS2761-10, PS2763-7 und PS2767-4 herangezogen (Abb. 8.4). Die visuellen Kernbeschreibungen (Fütterer 1994, Rachor 1997) wurden mit den in den Radiographien beobachteten Sedimentstrukturen ergänzt. So konnten die laminierten Bereiche in den Kernen PS2741-1, PS2471-4 und PS2753-2 genauer erfaßt werden. Die Radiographien der anderen Sedimentkerne zeigten außer den bereits beschriebenen keine weiteren Sedimentstrukturen.

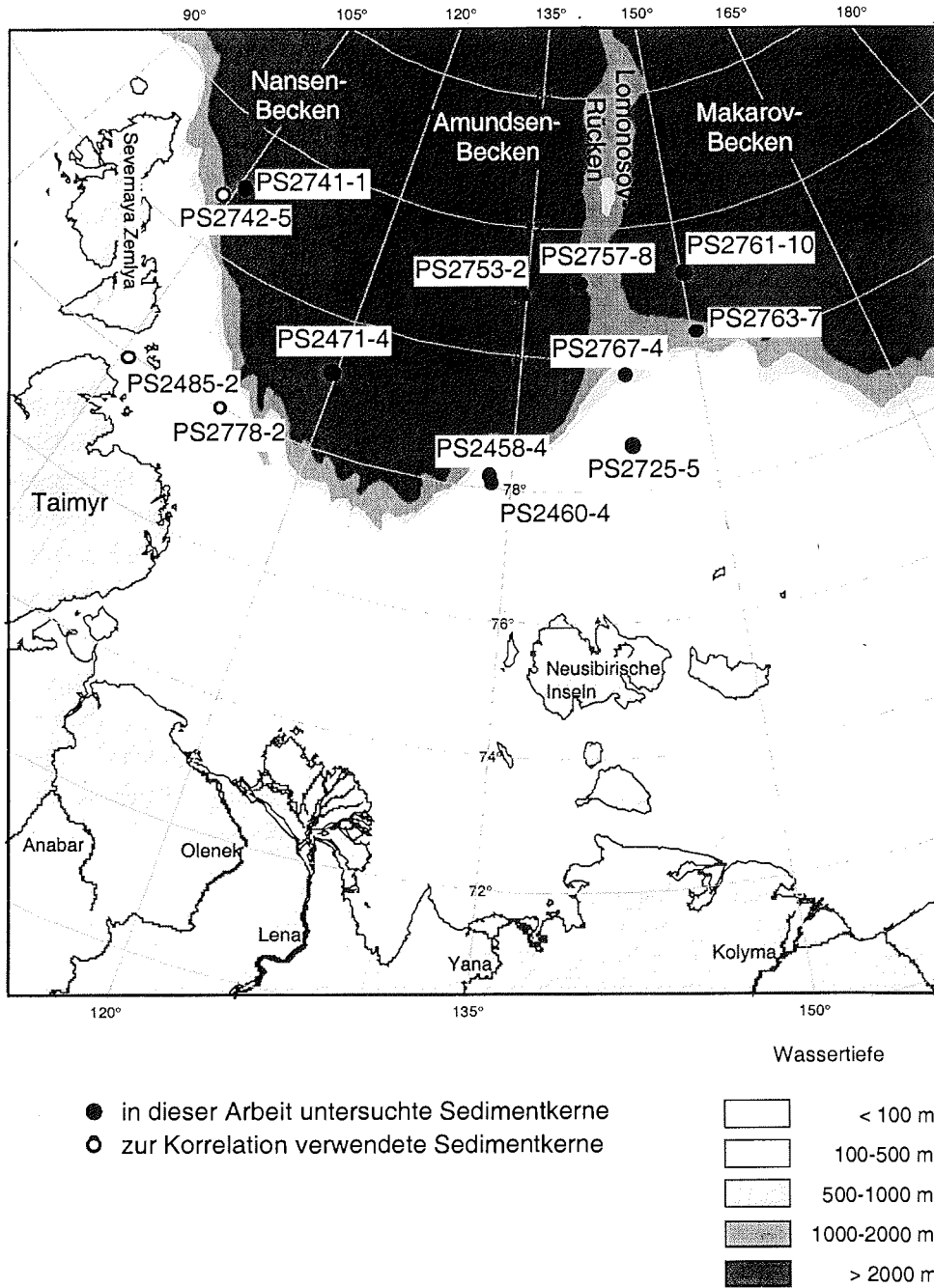


Abb. 8.1 Geographische Lage der untersuchten und zur Korrelation verwendeten Sedimentkerne

8.1.2 AMS-¹⁴C-Datierungen

Die ¹⁴C-Bestimmung anhand der Beschleuniger-Massen-Spektrometrie (AMS) ist eine Methode zur absoluten Altersdatierung. Sie beruht auf dem radioaktiven Zerfall des ¹⁴C-Isotops, dessen Halbwertszeit 5730 ± 40 Jahre beträgt (Bard *et al.* 1990). Die Alterseinstufung mit dieser Methode reicht bis etwa 40.000 Jahre zurück. Die von verschiedenen Laboren (Tab. 8.1) ermittelten Radiocarbon-Alter wurden auf $\delta^{13}\text{C}$ normiert. Da es sich fast ausschließlich um Carbonatschalen mariner Organismen handelte, wurden 440 Jahre für die Reservoir-Korrektur abgezogen (siehe Mangerud & Gulliksen 1975). Die Reservoir-korrigierten Alter sind in 1000 Jahren vor heute (ka) angegeben. Aus den ¹⁴C-AMS-Altern wurden mit dem Programm Calib 3.0 (Stuiver & Reimer 1993) Kalenderjahre errechnet (cal-ka), die in die Berechnung der Sedimentationsraten eingehen.

8.1.3 Paläomagnetik

Das Prinzip der Magnetostratigraphie beruht darauf, daß die einzelnen Komponenten der natürlichen remanenten Magnetisierung die Polarität und den Verlauf der Feldlinien des Erdmagnetfeldes zur Zeit der Sedimentation widerspiegeln. Die heutige Brunhes-Chron (0-780 ka, Cande & Kent 1995) ist ein Zeitabschnitt vorwiegend normaler Polarität. Kürzere Zeiträume inverser Polarität innerhalb einer Chron werden in der Magnetostratigraphie als geomagnetische Ereignisse (Events) bezeichnet.

Nowaczyk (1991) konnte die kurzfristigen Ereignisse inverser Magnetisierung in Sedimentkernen aus der Grönland-See, der Fram-Straße und dem östlichen Arktischen Ozean durch vorhandene Altersmodelle stratigraphisch einstufen (Tab. 8.2). Dabei ist nach Nowaczyk (pers. Mitteilung 1998) zu berücksichtigen, daß die angegebenen Alter noch in der Größenordnung von maximal 5% variabel sind. Die Kerne PS2741-1 und PS2757-8 wurden mit dem von Nowaczyk *et al.* (1994) untersuchten Sedimentkern PS2212-3 korreliert und die Alter der paläomagnetischen Ereignisse übernommen (Behrends 1999, Knies *et al.* eingereicht, Nowaczyk, unveröff. Daten).

Tab. 8.1 ¹⁴C-AMS-Alter der Sedimentkerne aus dem Untersuchungsgebiet

Station	Teufe (cm)	¹⁴ C- 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	
PS2485-2	180	8900	8460	±60	9462	Muscheln	KIA	112	Weiel 1997
PS2485-2	435	10320	9880	±80	11230	Muscheln	KIA	113	
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	37220	±3500	41120	N. pachy sin.	KIA	110	
PS2742-5	324	12910	12470	±80	14605	plankt. Forams	KIA	2737	Knies 1999
PS2757-7	0.5	1000	560	±30	535	plankt. Forams			Spielhagen
	4.5	1610	1170	±30	1116	plankt. Forams			unveröff. Daten
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
PS2778-2	153	5040	4600	±60	5309	Muscheln	KIA	119	Weiel 1997
	434	10510	10070	±60	11661	Muscheln	KIA	120	
PS2782-1	340	>44140	>44000			Foraminiferen	KIA	2746	Knies 1999

Bemerkungen

Reservoir-Korrektur: 440 Jahre

Kalibrierte Alter (Stuiver & Reimer 1993) wurden berechnet mit dem Seattle Kalibrations Programm Calib 3.0.3c

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

(2) terrigenes Probenmaterial, keine Reservoir-Korrektur erforderlich

AAR-> Aarhus University

KIA-> Leibnitz Lab. of Kiel University

Tab. 8.2 Paläomagnetische Events in den Kernen PS2741-1 (Knies *et al.* eingereicht) und PS2757-8 (Behrends 1999).

Name	Zeitraum	PS2741-1	PS2757-8
Mono Lake	25-29 ka	181-187 cm	90-155 cm
Laschamp	34-43 ka	195-227 cm	167-230 cm
Norwegisch-Grönländische See	72-86 ka	295-322 cm	235-400 cm
Blake	118-128 ka	340-370 cm	400-610 cm
Biwa I	179-189 ka		740-810 cm

8.1.4 Magnetische Suszeptibilität

Die magnetische Suszeptibilität ist ein dimensionsloser Proportionalfaktor, der ein Maß für die Magnetisierbarkeit von Körpern darstellt. Hohe Suszeptibilitätswerte, angegeben in 10^{-5} SI-Einheiten, werden überwiegend durch ferrimagnetische Minerale wie beispielsweise Magnetit hervorgerufen. Die magnetische Suszeptibilität wurde auf dem Multi-Sensor Core Logger (MSCL, Fa. GEOTEK, England) mit einem Spulensensor (Bartington Susceptibility Meter M.S.2) während der Expeditionen in 2 bzw. 1 cm-Schritten ermittelt (Fütterer 1994, Rachor 1997). Eine detaillierte Beschreibung der Methodik findet sich bei Nowaczyk (1991) und Fütterer (1992). Die magnetische Suszeptibilität der dargestellten Sedimentkerne (Abb. 8.2 bis 8.5) ist bereits in den entsprechenden Fahrtberichten veröffentlicht (Fütterer 1994, Rachor 1997).

Die anhand der magnetischen Suszeptibilität korrelierten Kernabschnitte (Fütterer 1994, Rachor 1997) sind in Abbildung 8.2 grau unterlegt. Ein häufig auftretendes Maximum in der magnetischen Suszeptibilität (Peak) konnte an einigen Kernen (PS2741-1, PS2742-5 und PS2778-2) mit Hilfe der AMS- ^{14}C -Methode datiert werden (Abb. 8.2a). Die Radiocarbon-Alter zeigen, daß der Anstieg der Suszeptibilitätswerte (PS2742-5) an der Grenze der marinen Isotopenstadien 2/1 (MIS 2/1, 12 ka) erfolgt und daß direkt oberhalb des Peaks das Holozän (10 ka) beginnt (PS2778-2).

Der höchste Wert in der magnetischen Suszeptibilität von $200 \cdot 10^{-5}$ (SI-Einheiten) tritt im Kern PS2778-2 auf. In den nördlich und östlich gelegenen Sedimentkernen nehmen die Maximalwerte des Peaks kontinuierlich ab. Eine Ausnahme stellen die Sedimentkerne PS2458-4 und PS2460-4 dar. Sie zeigen das Maximum in der magnetischen Suszeptibilität nicht.

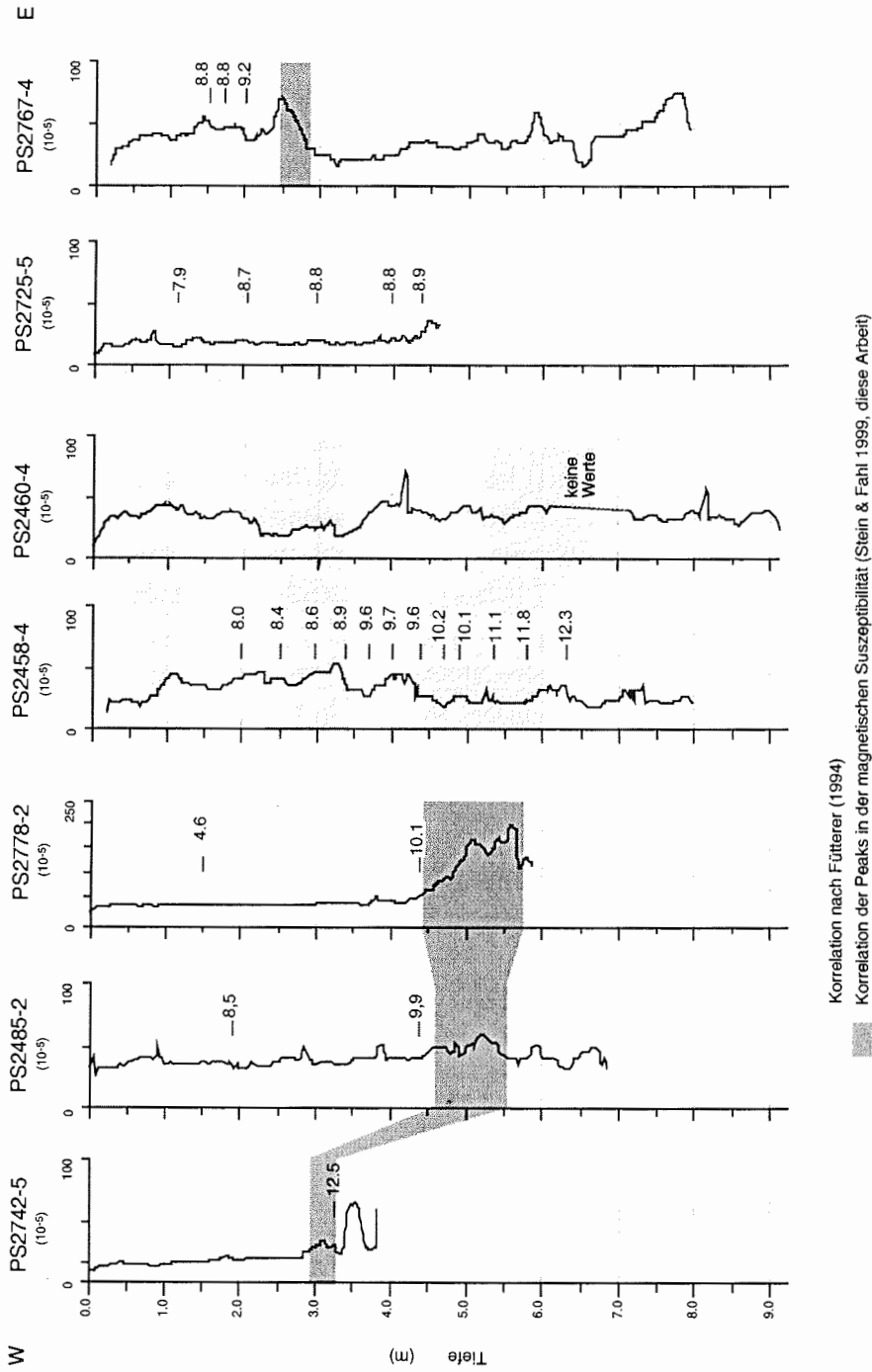
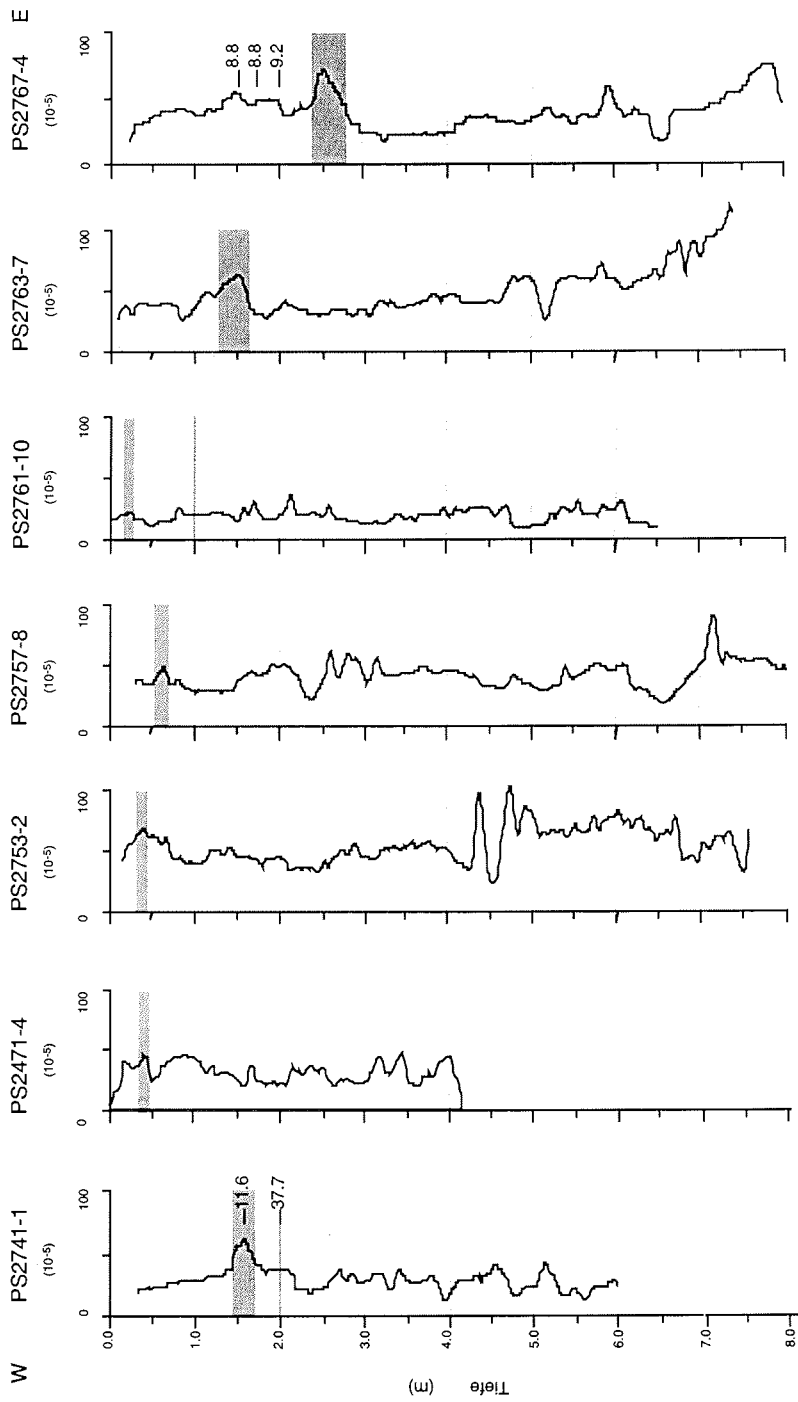


Abb. 8.2a Korrelation der magnetischen Suszeptibilität an AMS-¹⁴C-datierten Sedimentkernen (Angaben in Reservoir-korrigierten Altern)
















Korrelation nach Fütterer (1994) und Rachor (1997)
 Korrelation der Peaks in der magnetischen Suszeptibilität (diese Arbeit)

Abb. 8.2b Korrelation der untersuchten Sedimentkerne anhand der magnetischen Suszeptibilität (Angaben in Reservoir-korrigierten Altern

8.2 Altersmodelle

Legende zu den Abbildungen 8.3a-f

Lithologie	Farbe
 Ton	 dunkelgraue bis schwarze Sedimentfarbe
 siltiger Ton bis toniger Silt	Magnetische Suszeptibilität
 Silt	Korrelation nach Fütterer (1994) und Rachor (1997)
 siltiger Sand	Paläomagnetik
 Sand	 Events normaler Magnetisierung
 Kies	 Events inverser Magnetisierung
Textur	Altersmodelle
 laminiertes Sediment	1-6 Sauerstoff-Isotopenstadien (MIS)
 bioturbirtes Sediment	 Übergangsbereich zwischen Isotopenstadien
	 Hiatus

8.2.1 PS2741-1

Das Altersmodell für diesen Kern wurde von Knies *et al.* (eingereicht) anhand der Lithologie, der Radiocarbon-Alter und der paläomagnetischen Daten erstellt (Abb. 8.3a). Vier paläomagnetische Events (Nowaczyk *et al.* 1994) konnten im Kern PS2741-1 identifiziert werden (Tab. 8.2). Anhand der Korrelation mit dem Sedimentkern PS2212-3 (Nowaczyk *et al.* 1994) wird angenommen, daß der Kern PS2741-1 etwa die letzten 160 ky umfaßt. Das Blake Event (128-118 ka) entspricht nach der zeitlichen Einstufung dem Substadium 5.5, während das Norwegisch-Grönländische See Event (86-72 ka) im Altersmodell 1 (Knies *et al.* eingereicht) das Ende des marinen Isotopenstadiums 5 (MIS 5) markiert. Die IRD-Lage in 264 cm Tiefe (Abb. 8.3a) entspricht der Abschmelzphase zu Beginn des MIS 3 (Hebbeln 1992, Mangerud & Svendsen 1992), die Nørgaard-Pedersen *et al.* (1998) mit dem Isotopen-Ereignis 3.31 korrelieren (55,5 ka, Martinson *et al.* 1987). Das Laschamp Event (43-34 ka) zeigt das mittlere bis späte MIS 3 an. Unterstützt wird diese Einstufung durch das Radiocarbon-Alter in 200 cm Kerntiefe von 37,7 ka. Der Beginn des MIS 1 wird durch die Basis des Peaks in der magnetischen Suszeptibilität angezeigt. Das Radiocarbon-Alter von 11,7 ka in 160 cm Tiefe datiert das Maximum in der magnetischen Suszeptibilität.

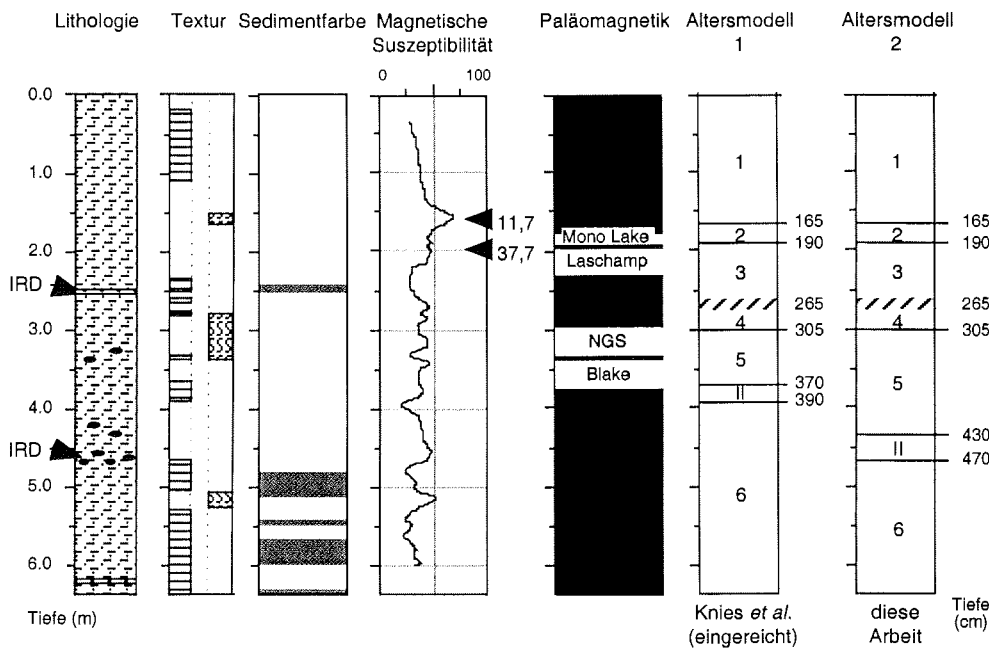


Abb. 8.3a Lithologie, Textur, Sedimentfarbe, magnetische Suszeptibilität, Paläomagnetik und Altersmodelle des Sedimentkerns PS2741-1 (AMS-¹⁴C-Alter in ka)

Aufgrund neuester Untersuchungen besteht Grund zu der Annahme, daß die Grenze MIS 6/5 zwischen 470 und 430 cm Kerntiefe auftritt (Altersmodell 2). Ein Maximum in den Konzentrationen warm-adaptierter Dinoflagellaten-Zysten zwischen 430 und 380 cm Kerntiefe weist darauf hin, daß dieser Bereich in eine klimatisch wärmere Phase als das MIS 6 gehört (Matthiessen pers. Mitteilung 1999). Aufgrund der Korrelation mit dem Sedimentkern PS2138-1 (Knies 1999), der ein ähnliches Maximum im frühen MIS 5 aufweist (Matthiessen pers. Mitteilung 1999), wird der Bereich im Sedimentkern PS2741-1 in das MIS 5.5 gestellt. Ein weiteres Argument dafür, daß der Übergang MIS 6/5 in einer größeren Tiefe liegt, ist ein bei 370 cm Kerntiefe auftretender Mangan-Peak (Schoster unveröff. Daten). Solche Mangan-Peaks entstehen, wenn frisches, nicht terrigenes TOC, das von Bakterien remineralisiert werden kann, in das Sediment eingetragen wird (Froehlich *et al.* 1979, Pedersen *et al.* 1986). Der Eintrag von frischem TOC ist in wärmeren Stadien wie dem MIS 5 wegen der geringeren Eisbedeckung und der damit verbundenen höheren Bioproduktivität wahrscheinlicher als im MIS 6. Nach diesem alternativen Altersmodell fällt der IRD-führende Horizont zwischen 460 und 450 cm Kerntiefe in die Termination II.

8.2.2 PS2471-4

Die Sedimente des Kernes sind im allgemeinen homogen und bioturbiert (Abb. 8.3b). Nur in den Abschnitten 345-400 cm, 260-310 cm und 170-230 cm treten laminierte Lagen auf, die als Turbidite interpretiert werden (Fütterer 1994). Für diesen Sedimentkern werden von Stein *et al.* (1999) zwei Altersmodelle diskutiert, ein drittes Modell wurde von Strobl *et al.* (1999) präsentiert (Abb. 8.3b). Während in diesem Kapitel die drei publizierten Altersmodelle nur vorgestellt werden, erfolgt eine Diskussion im Kapitel "Rekonstruktion der Paläo-Umweltbedingungen am Laptev-See-Kontinentalrand" im MIS 3 (Kap. 9.2.5), die zu einem vierten Altersmodell führte.

Altersmodell 1:

Die oberen 50 cm des Sedimentkernes werden von Nürnberg *et al.* (1995b) aufgrund des Coccolithen-Maximums dem Holozän zugeordnet. Der in benachbarten Kernen (z.B. PS2778-2) AMS-¹⁴C-datierte Peak in der magnetischen Suszeptibilität zeigt, daß die oberen 50 cm das gesamte MIS 1 umfassen. Ein zusätzliches Argument dafür ist eine Zunahme an Dinoflagellaten-Zysten in den oberen 50 cm des Sedimentkernes (Matthiessen, pers. Mitteilung 1998). Das Coccolithen-Vorkommen zwischen 200 und 300 cm Tiefe wird von Nürnberg *et al.* (1995b) mit dem letzten Interglazial (MIS 5) in Verbindung gebracht. Allerdings ist *Gephyrocapsa* spp. auch aus Sedimenten des Nansen-Beckens im MIS 3 bekannt (Baumann 1990). Da sich die grobkörnige Lage in 362-355 cm Kerntiefe (Abb. 8.3b, Fütterer 1994) innerhalb des Turbidits befindet, läßt sich nicht sicher sagen, ob sie der IRD-Lage, die die Basis des MIS 3 im Sedimentkern PS2741-1 markiert, entspricht (siehe Abschnitt 8.2.1).

Am westlichen Kontinentalrand der Laptev-See sind Ablagerungen von Schlammströmen ("debris flows") in PARASOUND-Profilen dokumentiert und werden Zeiten niedrigen Meeresspiegels zugeordnet (Weiel 1997, Kleiber *et al.* eingereicht). Demnach gehören die Turbidite entweder in das MIS 4 oder in das MIS 2. Niessen *et al.* (1997) und Weiel (1997) postulierten einen großen kontinentalen Eisschild auf der Taimyr-Halbinsel im MIS 4, der zu verstärktem Sedimenteintrag in die Laptev-See führt. Die daraus resultierenden Turbidite wären damit in das MIS 4 einzustufen.

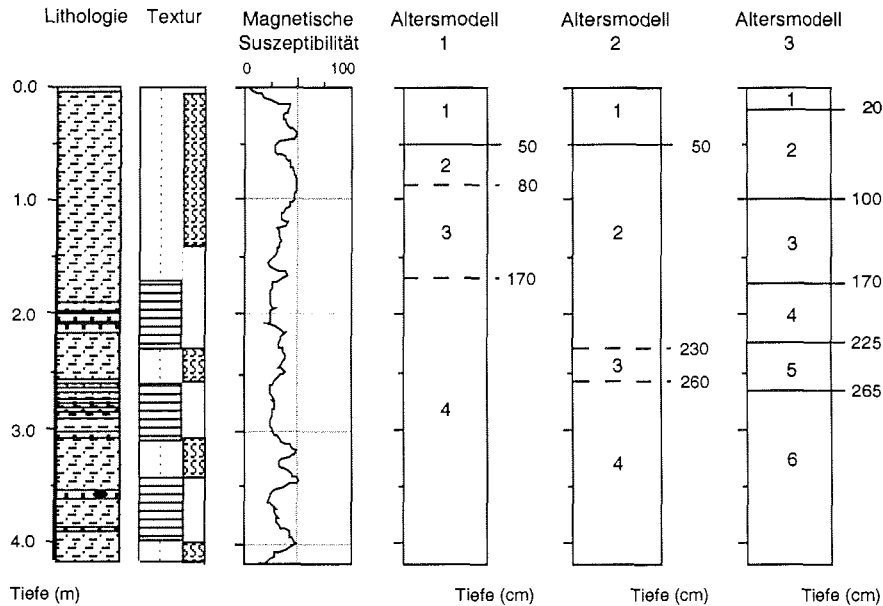


Abb. 8.3b Lithologie, Textur, magnetische Suszeptibilität und Altersmodelle des Sedimentkernes PS2471-4

Altersmodell 2:

Die mittlere Sedimentationsrate des Kerns beträgt im Holozän 4 cm/ka (Tab. 8.6). Untersuchungen an Sedimentkernen aus der zentralen und östlichen Laptev-See (Bauch *et al.* 1996, Spielhagen *et al.* 1996, Stein & Fahl 1999) zeigen keine stark reduzierten prä-holozänen Sedimentationsraten. Wahrscheinlicher ist nach Stein *et al.* (1999) daher ein jüngeres Alter (MIS 2), zumindest für den oberen Turbidit. Die anderen beiden Turbidite könnten dennoch im MIS 4 abgelagert worden sein, wenn das untere Häufigkeitsmaximum von Coccolithen *Gephyrocapsa* spp. zwischen 300 und 200 cm dem MIS 3 entspricht.

Altersmodell 3:

Dieses dritte Altersmodell für den Sedimentkern PS2471-4 wurde von Strobl *et al.* (1999) präsentiert und basiert auf $^{230}\text{Th}_{\text{ex-}}$ und ^{10}Be -Untersuchungen (Abb. 8.3b, Altersmodell 3). Dazu wurden die Daten mit dem Sedimentkern PS1533-3 vom Yermak-Plateau (Eisenhauer *et al.* 1994) korreliert. Nach diesem Modell umfaßt der Kern PS2471-4 Sedimente der Isotopenstadien 6 bis 1. Die Stadiengrenzen wurden anhand der Anstiege bzw. Abfälle in den $^{230}\text{Th}_{\text{ex-}}$ und ^{10}Be -Kurven in folgenden Kerntiefen festgelegt:

Tab. 8.3 Stadiengrenzen im Sedimentkern PS2471-4 nach Strobl *et al.* (1999).

Stadiengrenze	Kerntiefe
MIS 2/1	20 cm
MIS 3/2	100 cm
MIS 4/3	170 cm
MIS 5/4	225 cm
MIS 6/5	265 cm

8.2.3 PS2458-4

Das Altersmodell für den Kern PS2458-4 basiert auf AMS-¹⁴C-Altern (Tab. 8.1; Spielhagen *et al.* 1996, unveröff. Daten). Die mittlere Sedimentationsrate zwischen den AMS-¹⁴C-Altern liegt bei etwa 76 cm/ka. Setzt man für den unteren, nicht datierten Abschnitt des Kernes (625-800 cm) konstante Sedimentationsraten voraus, ist von einem Alter an der Basis des Kernes von ca. 16 ka auszugehen (Abb. 8.3c). Die Grenze MIS 2/1 ergibt sich aus der Interpolation zwischen den AMS-¹⁴C-Altern und liegt bei etwa 630 cm Kerntiefe. Bei 100 cm Kerntiefe wird aufgrund von ²¹⁰Pb-Messungen (Erlenkeuser, unveröff. Daten) und sedimentphysikalischen sowie sedimentologischen Datensätzen (Fütterer 1994) ein Hiatus angenommen, der etwa den Zeitraum 8100-200 Kalenderjahre vor heute umfaßt (Spielhagen, pers. Mitteilung 1998).

Tab. 8.4 Kalibrierte AMS-¹⁴C-Alter und Sedimentationsraten des Sedimentkernes PS2458-4 (Spielhagen unveröff. Daten).

Tiefe (cm)	Alter (cal-ka)	Sedimentationsrate (cm/ky)
201-252	8,8-9,4	87
252-369	9,4-10,9	80
369-467	10,9-11,9	101
467-625	11,9-14,4	62

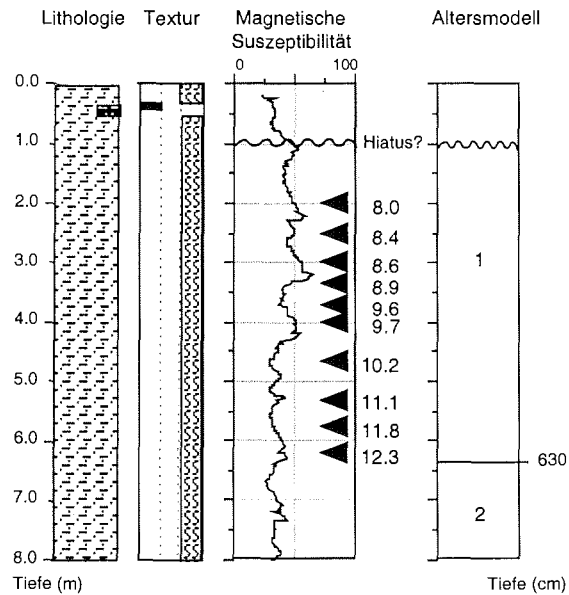


Abb. 8.3c Lithologie, Textur, magnetische Suszeptibilität und Altersmodell des Sedimentkernes PS2458-4 (AMS-¹⁴C-Alter in ka)

8.2.4 PS2460-4

Die beiden Sedimentkerne PS2458-4 und PS2460-4 wurden anhand der magnetischen Suszeptibilität korreliert (Fütterer 1994, in Abb. 8.2a grau unterlegt). Aufgrund dieser Korrelation kann die Grenze MIS 2/1 im Kern PS2460-4 in etwa 700 cm Tiefe angenommen werden (Abb. 8.3d). Aus dem Altersmodell ergibt sich eine mittlere Sedimentationsrate von 47 cm/ka für das MIS 1. Nach der Korrelation beginnt das Holozän etwa bei 560 cm Kerntiefe. Hinweise auf einen Hiatus, wie er im Sedimentkern PS2458-4 auftritt, wurden nicht erkannt.

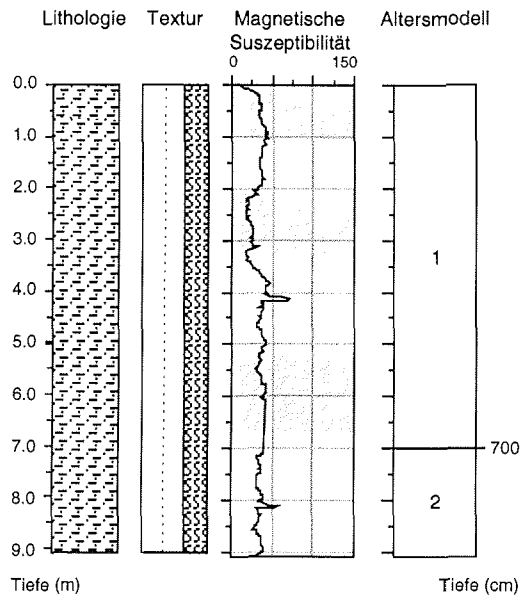


Abb. 8.3d Lithologie, Textur, magnetische Suszeptibilität und Altersmodell des Sedimentkernes PS2460-4

8.2.5 PS2725-5

Das stratigraphische Modell für diesen Sedimentkern basiert auf 7 AMS-¹⁴C-Altern (Fahl & Stein 1999, Tab. 8.1). Der Kern PS2725-5 besteht demnach ausschließlich aus holozänen Sedimenten (Abb. 8.3e, Tab. 8.5), die mit einer mittleren Sedimentationsrate, berechnet zwischen den AMS-¹⁴C-Altern, von etwa 250 cm/ky abgelagert wurden.

Tab. 8.5 Kalibrierte AMS-¹⁴C-Alter und Sedimentationsraten des Sedimentkernes PS2725-5 (Fahl & Stein 1999).

Tiefe (cm)	Alter (cal-ka)	Sedimentationsrate (cm/ky)
0-115	0-8,64	13
115-207	8,64-9,65	91
207-392	9,65-9,88	822
392-430	9,88-9,91	1152

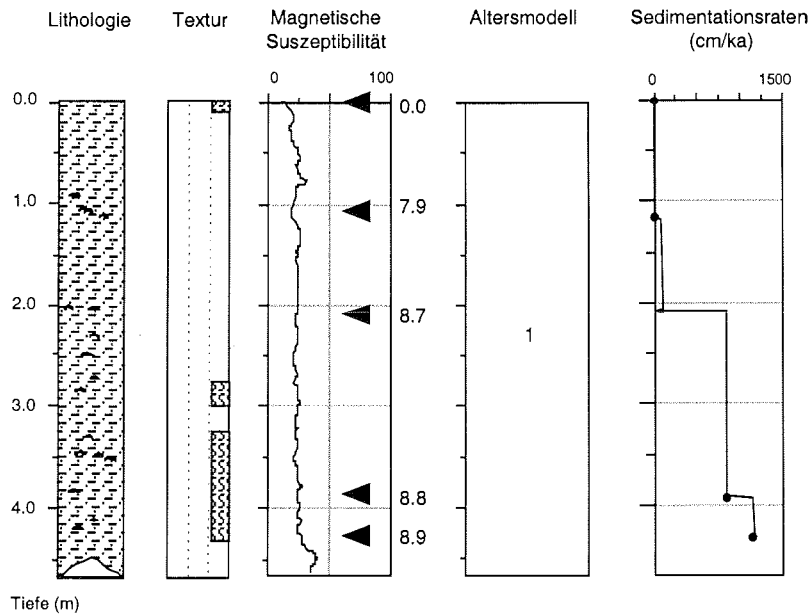


Abb. 8.3e Lithologie, Textur, magnetische Suszeptibilität und Altersmodell des Sedimentkerns PS2725-5 (AMS-¹⁴C-Alter in ka)

8.2.6 PS2757-8

Das Altersmodell für den Kern PS2757-8, welches hauptsächlich auf paläomagnetischen Daten beruht (Nowaczyk, unveröff. Daten), wurde von Behrends (1999) vorgestellt (Abb. 8.3f). Durch die Korrelation der paläomagnetischen Daten des Kernes PS2757-8 mit dem von Nowaczyk *et al.* (1994) untersuchten Kern PS2212-3 wird bei 740 cm Tiefe ein Alter von 179 ka (Biwa I) angenommen. Die Basis des Kernes hat demnach ein Alter von etwa 190 ka. Der Übergang 6/5 ist durch den Beginn des paläomagnetischen Blake-Ereignisses festgelegt, daß nach der zeitlichen Einstufung dem Substadium 5.5 entspricht. In diesem Übergangsbereich treten ebenso wie im Sedimentkern PS2741-1 erhöhte IRD-Gehalte von bis zu 10 Kieskörnern pro 10 cm³ Sediment auf. Aufgrund der Korrelation paläomagnetischer Daten wird im Kern PS2757-8 bei 400 cm Tiefe ein Hiatus von 32 ka (117-85 ka) angenommen (Nowaczyk, pers. Mitteilung 1998, Behrends 1999). Die Basis des MIS 3 wird wie in Kern PS2741-1 (Abb. 8.3a) durch eine als IRD interpretierte sandige Lage in 256 cm Kerntiefe markiert. Ein Maximum an Dinoflagellaten-Zysten in 236-225 cm Kerntiefe weist ebenfalls auf das Interstadial MIS 3 hin (Matthiessen, pers. Mitteilung 1998). Die dunkle Färbung (Abb. 8.4a)

Stratigraphie

und die Schwermineralogie des Abschnittes 245-230 cm sprechen nach Behrends (1999) für das MIS 4. Dagegen wird von Knies *et al.* (eingereicht) ein vergleichbarer Horizont dunkler Sedimente in 250-243 cm Tiefe im Sedimentkern PS2741-1 (Rachor 1997, Abb. 8.3a) in das MIS 3 gestellt. In dieser Arbeit wird der Abschnitt 320 bis 260 cm Tiefe dem MIS 4 zugeordnet, wobei davon ausgegangen wird, daß der überlagernde grobkörnige Horizont ebenso wie in Kern PS2741-1 den Beginn des MIS 3 markiert. Der Beginn des MIS 1 bei 70 cm Kerntiefe wurde anhand des Maximums in der magnetischen Suszeptibilität festgelegt, worauf auch eine Zunahme an Dinoflagellaten-Zysten in den oberen 70 cm des Sedimentkernes hinweisen (Matthiessen, pers. Mitteilung 1998).

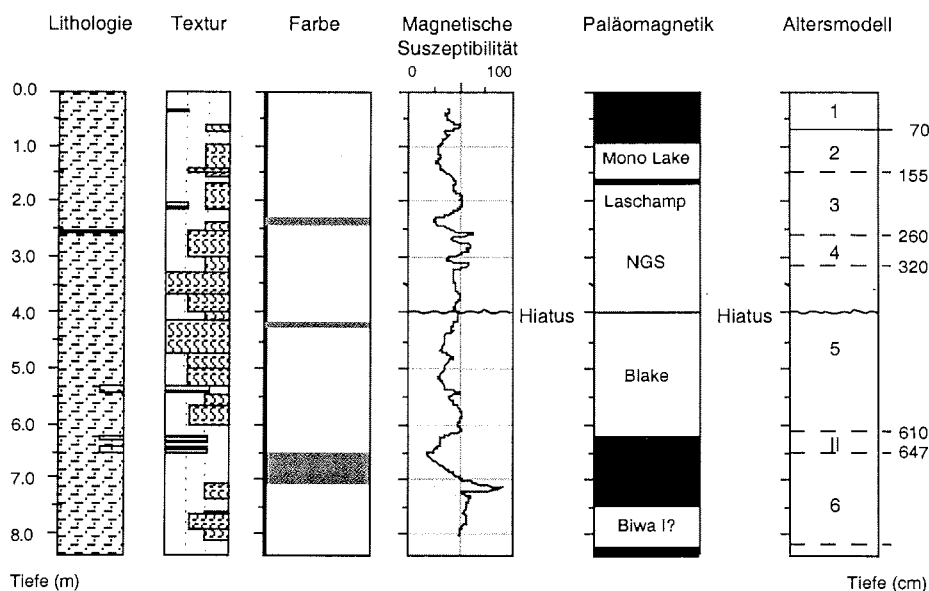
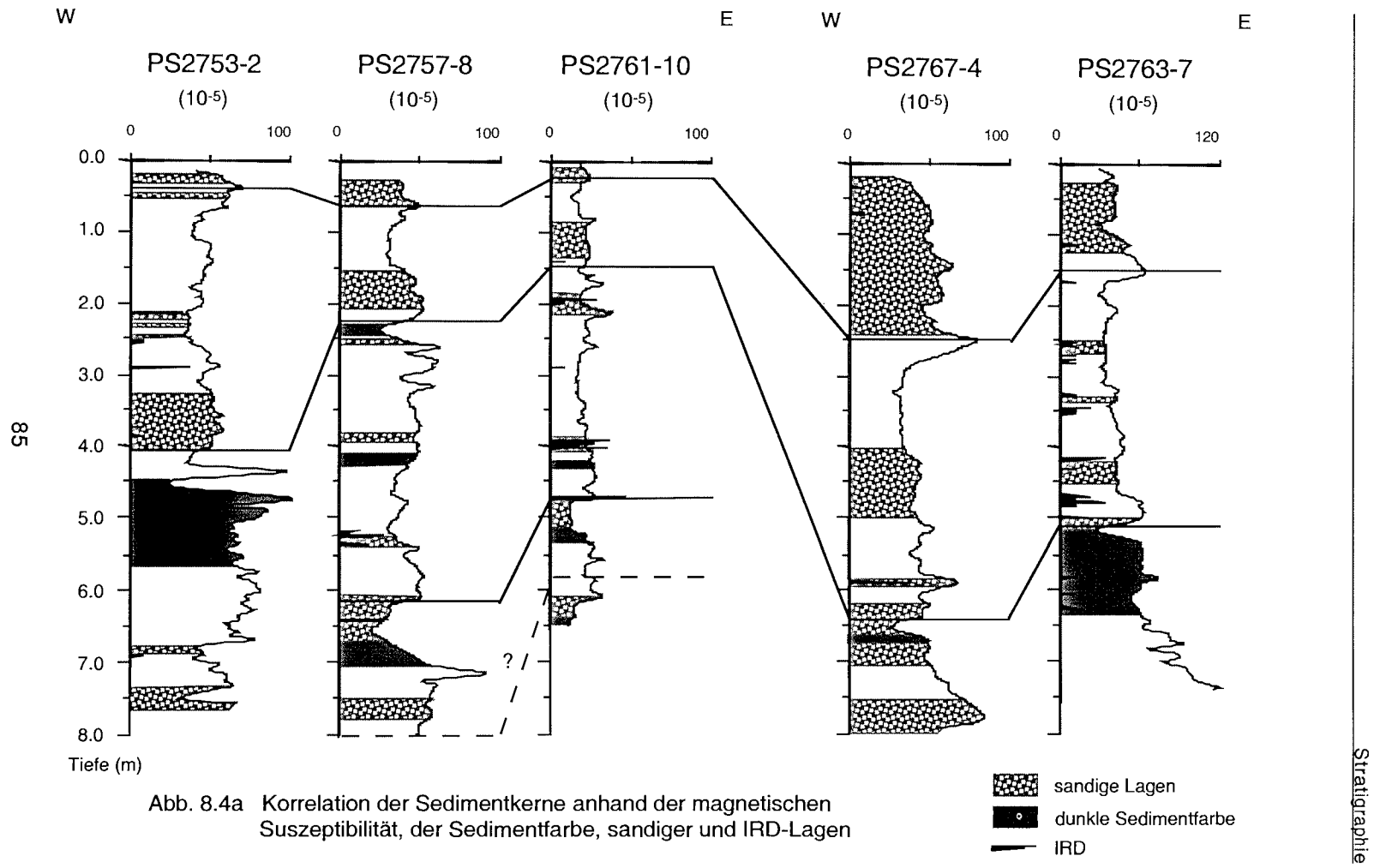


Abb. 8.3f Lithologie, Textur, magnetische Suszeptibilität, Paläomagnetik und Altersmodell des Sedimentkernes PS2757-8 (AMS-¹⁴C-Alter in ka)

Die Altersmodelle der folgenden vier Sedimentkerne beruhen auf der Korrelation mit dem Kern PS2757-8 anhand der magnetischen Suszeptibilität und der Naßdichte (Rachor 1997, Abb. 8.2b, 8.4a). Unter Zuhilfenahme der Lithologie, hauptsächlich grobkörniger Lagen, und Abschnitten mit sehr dunkler Sedimentfarbe konnten die Grenzen der Isotopenstadien des Kernes PS2757-8 auf die anderen Sedimentkerne übertragen werden (Abb. 8.4b).



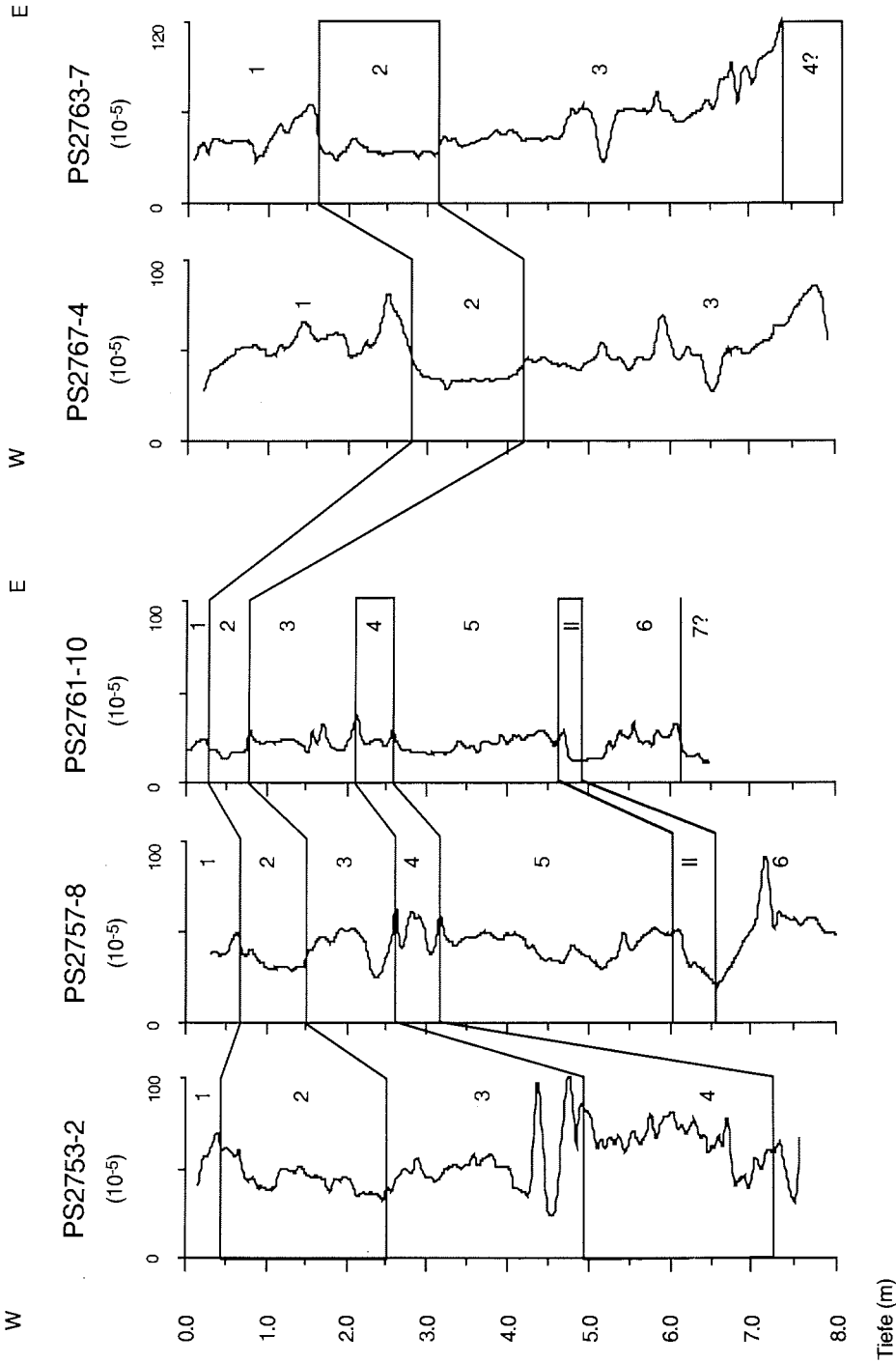











Abb. 8.4b Altersmodelle der Sedimentkerne, dargestellt an der magnetischen Suszeptibilität, 1-7: marine Isotopenstadien, II: Termination II

Legende zu den Abbildungen 8.5a-d

Lithologie	Textur
 Ton	 laminiertes Sediment
 siltiger Ton bis toniger Silt	 bioturbiertes Sediment
 Silt	Farbe
 siltiger Sand	 dunkelgraue bis schwarze Sedimentfarbe
 Sand	Magnetische Suszeptibilität
 Kies	Korrelation nach Fütterer (1994) bzw. Rachor (1997)

8.2.7 PS2753-2

Der untere Abschnitt des Kernes ist aufgrund hochfrequenter Fluktuationen in der magnetischen Suszeptibilität und in der Naßdichte nicht mit den Daten des Sedimentkernes PS2757-8 zu korrelieren (Rachor 1997, Abb. 8.4, 8.5a). Solche Schwankungen können beispielsweise durch Turbidite verursacht werden (Rachor 1997). Die mächtigen laminierten Lagen, z. B. zwischen 695 und 405 cm Kerntiefe (Abb. 8.5a), und die aus PARASOUND-Profilen abgeleiteten hohen Sedimentationsraten an der Kernlokation (Rachor 1997) unterstützen die Annahme, daß in den unteren Abschnitt des Kernes umgelagertes Material eingeschaltet ist. Somit ist die bei 490 cm Kerntiefe angenommene Grenze MIS 4/3 unsicher. Aufgrund der Korrelation des Minimums in der Naßdichte (Rachor 1997) konnte der Beginn des MIS 2 bei 250 cm Kerntiefe festgelegt werden. Die Stadiengrenze 2/1 wird durch die Basis des Peaks in der magnetischen Suszeptibilität bei 45 cm angezeigt.

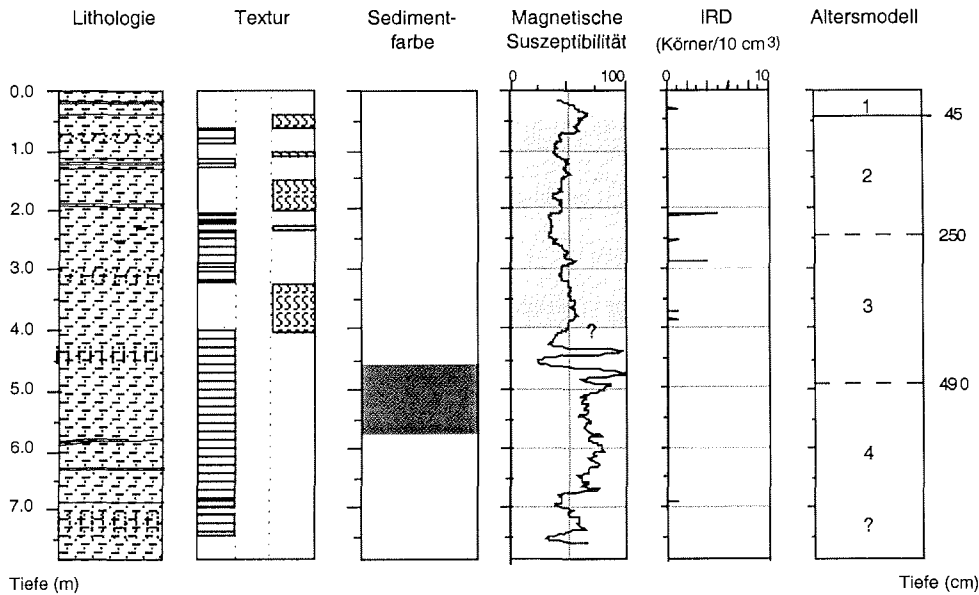


Abb. 8.5a Lithologie, Textur, Sedimentfarbe, magnetische Suszeptibilität, IRD-Gehalte und Altersmodell des Sedimentkernes PS2753-2

8.2.8 PS2761-10

Der gut mit dem Kern PS2757-8 korrelierbare Sedimentkern repräsentiert etwa die letzten 200 ky. Auf einen Abschnitt, der durch dunkle Sedimente charakterisiert ist und deshalb in das MIS 6 gestellt wird (Stein pers. Mitteilung 1998) folgt ein Minimum in der magnetischen Suszeptibilität, das die Termination II (Übergang MIS 6/5) markiert (Abb. 8.4, 8.5b). Oberhalb des grobkörnigen Abschnittes bei 470 cm Kerntiefe, der ebenso wie die Horizonte in den Sedimentkernen PS2741-1 und PS2757-8 erhöhte IRD-Gehalte aufweist, steigen die Werte der magnetischen Suszeptibilität und markieren die Basis des MIS 5. Der Beginn und das Ende des MIS 4 (260 bzw. 210 cm) wird wie im Kern PS2757-8 durch Maxima in der magnetischen Suszeptibilität angezeigt. Unterstützt wird diese Einstufung durch den sandigen Horizont in 200 cm Kerntiefe, der mit der IRD-Lage in Sedimentkern PS2741-1 korreliert und das frühe MIS 3 markiert. Der Übergang zum MIS 2 wird am Abfall der Werte der magnetischen Suszeptibilität bei 80 cm Kerntiefe festgelegt. An der Basis des Peaks in der magnetischen Suszeptibilität bei 30 cm wurde die Grenze MIS 2/1 festgelegt.

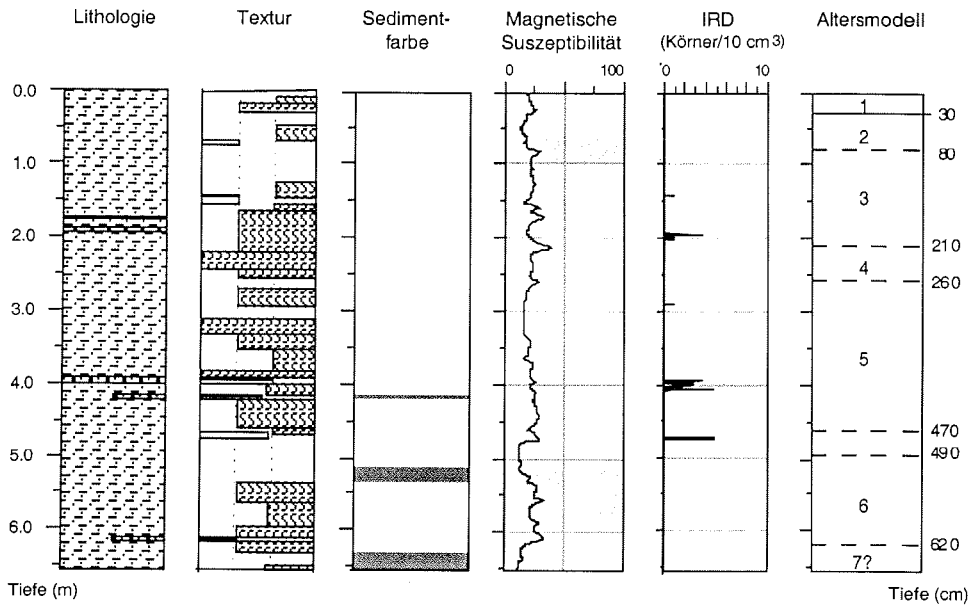


Abb. 8.5b Lithologie, Textur, Sedimentfarbe, magnetische Suszeptibilität, IRD-Gehalte und Altersmodell des Sedimentkerns PS2761-10

8.2.9 PS2767-4

Das Alter des Sedimentkerns beträgt ungefähr 60 ka. Die Grenze MIS 3/2 liegt in 420 cm Kerntiefe und wird durch das Abfallen der Werte in der magnetischen Suszeptibilität markiert (Abb. 8.4, 8.5c). Das MIS 1 beginnt im Kern PS2767-4 bei 280 cm Kerntiefe, wie die Basis des Peaks in der magnetischen Suszeptibilität zeigt. Bestätigt wird diese Alterseinstufung durch drei AMS- ^{14}C -Alter, die belegen, daß die oberen 200 cm holozäne Sedimente sind (Tab. 8.1).

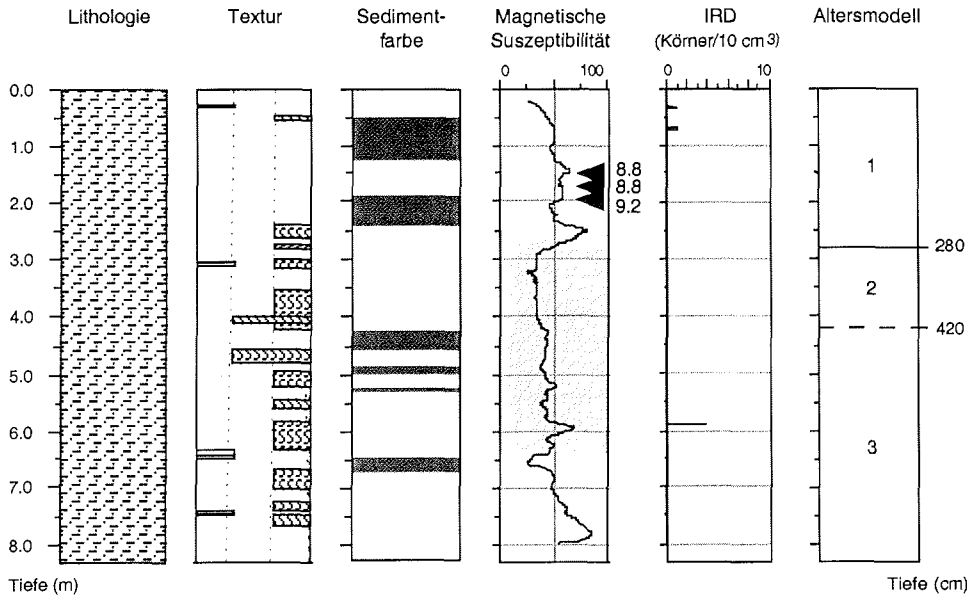


Abb. 8.5c Lithologie, Textur, Sedimentfarbe, magnetische Suszeptibilität, IRD-Gehalte und Altersmodell des Sedimentkerns PS2767-4, (AMS-¹⁴C-Alter in ka)

8.2.10 PS2763-7

Die Korrelation mit dem Sedimentkern PS2757-8 läßt auf ein ungefähres Alter des Kernes PS2763-7 von 70-75 ka schließen. Der Übergang MIS 3/2 in 320 cm Kerntiefe wird durch den Abfall der Werte der magnetischen Suszeptibilität markiert (Abb. 8.5d). Der Beginn der MIS 1 liegt im Kern PS2763-7 bei 170 cm Kerntiefe. Im Vergleich zum Kern PS2767-4 ist die Sedimentationsrate im MIS 1 deutlich geringer (Tab. 8.6) und könnte ein Hinweis darauf sein, daß Ablagerungen des jüngeren Holozäns (etwa 100 cm) im Kern PS2763-7 fehlen.

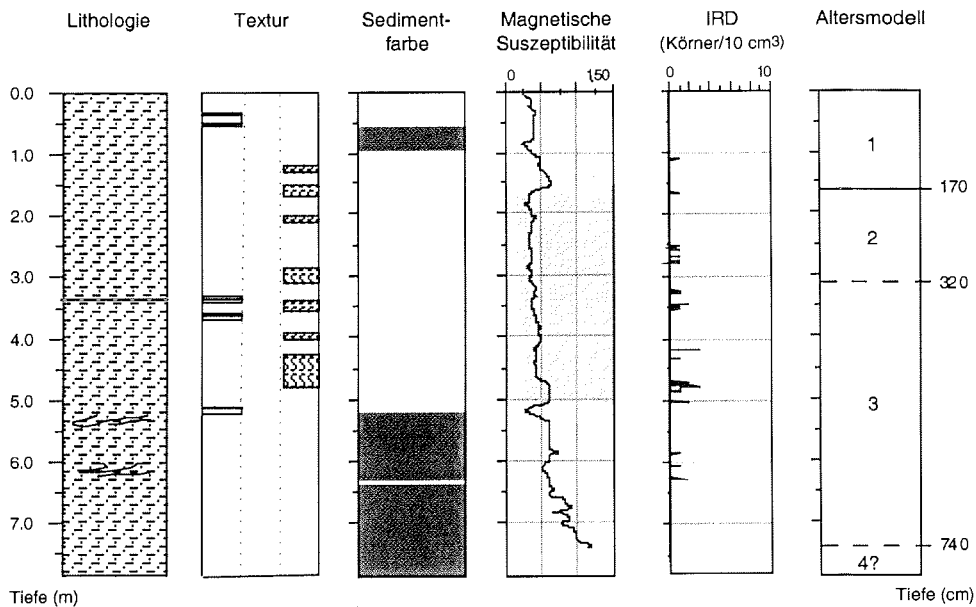


Abb. 8.5d Lithologie, Textur, Sedimentfarbe, magnetische Suszeptibilität, IRD-Gehalte und Altersmodell des Sedimentkerns PS2763-7

8.3 Sedimentationsraten

Die angegebenen linearen Sedimentationsraten (LSR) beziehen sich auf die einzelnen marinen Isotopenstadien (Abb. 8.6). Dabei ist zu berücksichtigen, daß die für die Berechnung verwendeten Grenzen der Isotopenstadien genau genommen Übergangsbereiche sind. Der Übergang MIS 6/5 wird durch ein deutliches Minimum in der magnetischen Suszeptibilität markiert (Abb. 8.4b), während die Stadiengrenzen 5/4, 4/3 und 3/2 eher fließend sind. Dagegen kann der Übergang vom letzten Glazial zum Holozän durch AMS-¹⁴C-Datierungen und den datierten Peak in der magnetischen Suszeptibilität genauer festgelegt werden.

Auf dem Schelf betragen die mittleren Sedimentationsraten im MIS 1 bis zu 300 cm/ky (PS2460-4, PS2725-5) und nehmen zum Kontinentalhang auf 14-23 cm/ky ab (PS2767-4, PS2763-7). Die niedrigste Sedimentationsrate zeigt der Kern PS2761-10 aus dem Makarov-Becken mit etwa 3 cm/ky. Eine generelle Abnahme der Sedimentationsraten vom Amundsen-Becken (W) in Richtung Makarov-Becken (E) zeigen auch die seismischen Einheiten in PARASOUND-Profilen (Rachor 1997).

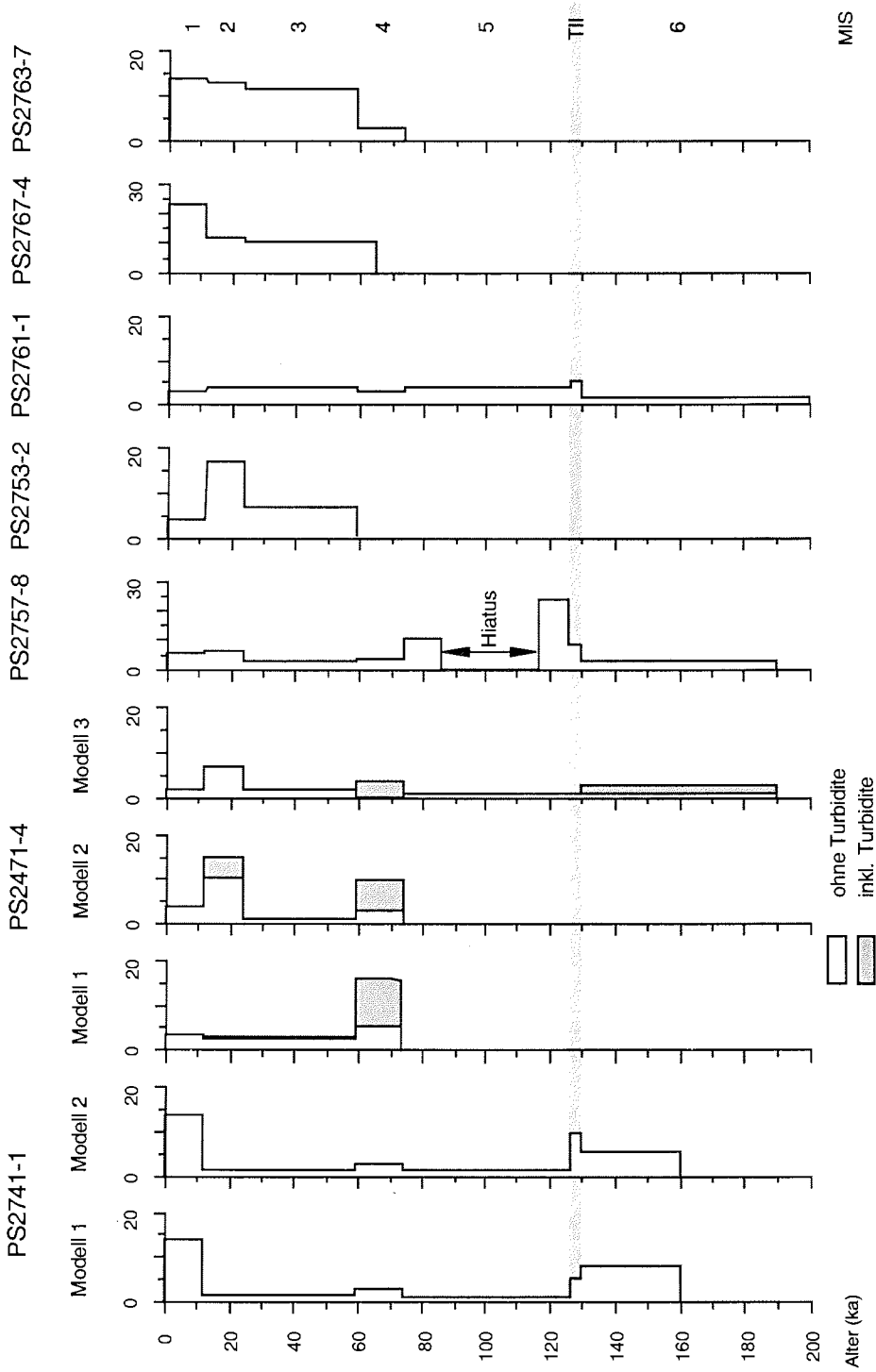


Abb. 8.6 Sedimentationsraten (cm/ky)

9. Diskussion

9.1 Anzeiger für Liefergebiete und Transportprozesse

9.1.1 Charakterisierung der Liefergebiete

Im Kapitel 4 wurde der Einfluß der Geologie des Hinterlandes auf die Zusammensetzung der Schelfsedimente dargelegt. Dabei wurde deutlich, daß sich die Oberflächensedimente der westlichen Laptev-See aufgrund ihrer Mineralogie sowohl von denen der östlichen Laptev-See als auch von denen der Ostsibirischen See klar unterscheiden und drei verschiedene Liefergebiete definiert werden können (Abb. 9.1, Tab. 9.1): (1) die westliche Laptev-See mit den Bereichen Taimyr-Halbinsel, Severnaya Zemlya, Putoran-Gebirge und westliche Mittelsibirische Tafel, (2) die südöstliche Laptev-See mit den Bereichen Verkhojansker Faltenzone und Vorbecken, südliche und östliche Mittelsibirische Tafel, (3) die westliche Ostsibirische See mit den Bereichen Neusibirische Inseln, Indigirka-Kolyma-Tiefland und Cherski-Faltenzone.

Für die Interpretation der Sedimentkerne werden ergänzend zu den Ergebnissen dieser Arbeit weitere Daten wie die Gehalte an organischem Kohlenstoff (TOC, Stein unveröff. Daten 1998), die Nickel/Aluminium-Verhältnisse (Ni/Al, Schoster unveröff. Daten 1999) und die Schwermineraldaten von Feinsandfraktionen (Behrends 1999) herangezogen (Tab. 9.1).

Tab. 9.1 Charakteristische Parameter der Liefergebiete

Liefergebiet 1	Liefergebiet 2	Liefergebiet 3	Quelle
hohe magnetische Suszeptibilität	niedrige magnetische Suszeptibilität	niedrige magnetische Suszeptibilität	Niessen & Weiel (1996)
geringe TOC-Gehalte	erhöhte TOC-Gehalte	geringe TOC-Gehalte	Fahl & Stein (1997)
Smektit, Kaolinit	Illit	Illit, Chlorit	Rossak (1995), Wahsner (1995)
(Klino-)Pyroxen	Amphibol, Epidot, (Ortho-)Pyroxen, Glimmer	Granat, Epidot, opake Minerale, Feldspäte	Naugler (1967), Rossak (1995), Behrends (1999), Hoops (in Vorb.)
hohes Ni/Al-Verhältnis	niedriges Ni/Al-Verhältnis	niedriges Ni/Al-Verhältnis	Schoster (unveröff. Daten 1999)

Liefergebiet 1: westliche Laptev-See, Taimyr-Halbinsel, Severnaya Zemlya, Putoran-Gebirge, westliche Mittelsibirische Tafel

Liefergebiet 2: südöstliche Laptev-See, Verkhojansker Faltenzone und Vorbecken, südliche und östliche Mittelsibirische Tafel

Liefergebiet 3: westliche Ostsibirische See, Neusibirische Inseln, Indigirka-Kolyma-Tiefland, Cherski-Faltenzone

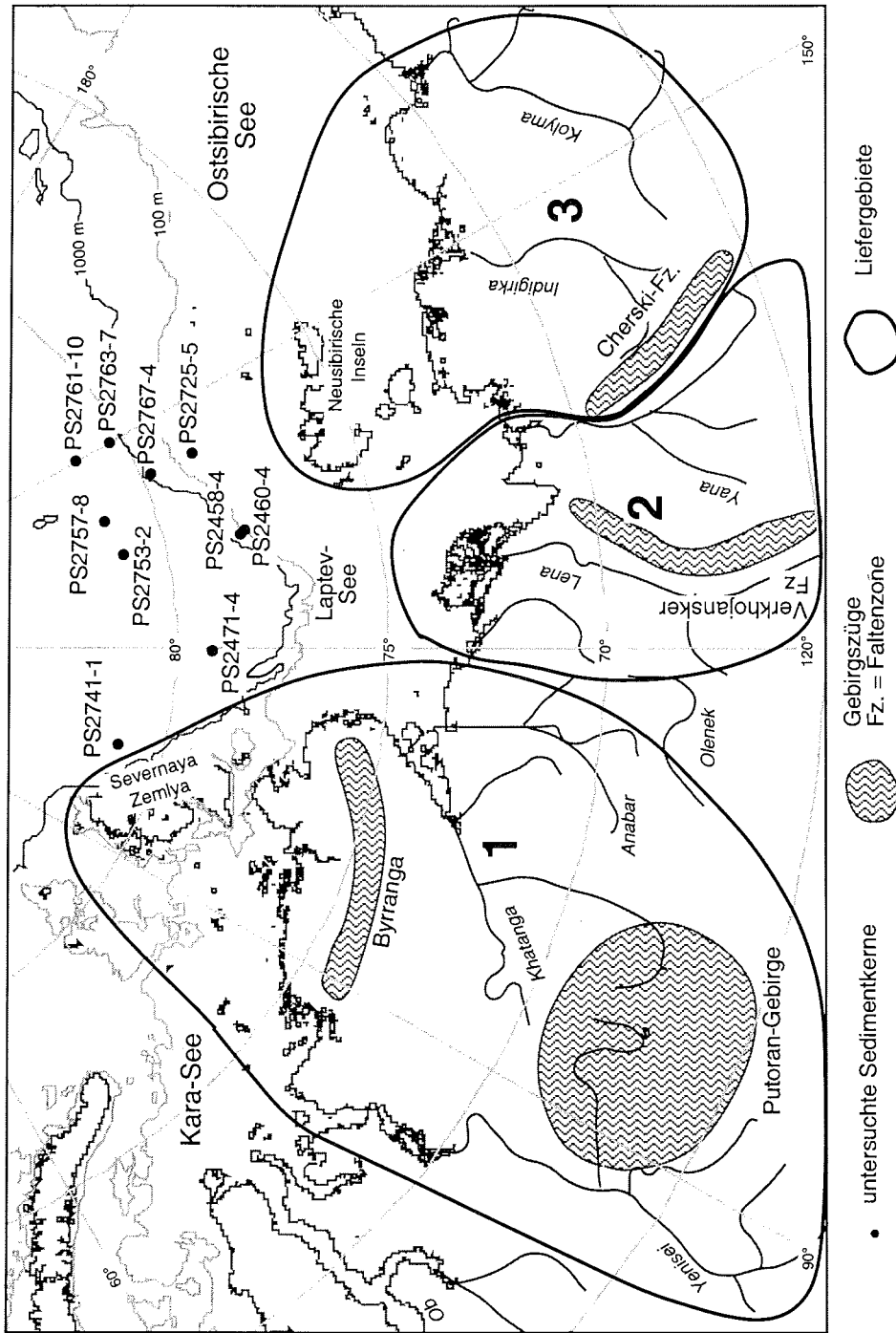


Abb. 9.1 Liefergebiete für Sedimente des Untersuchungsgebietes

Während erhöhte TOC-Gehalte als Hinweis auf einen Sedimenteintrag aus dem Liefergebiet 2 gelten (Fahl & Stein 1997), zeichnen sich die Basalte des Putoran-Gebirges in der anorganischen Geochemie z. B. durch hohe Ni/Al-Verhältnisse aus (Lightfoot *et al.* 1990). Schwermineralogische Untersuchungen haben gezeigt, daß zwischen der Grobsilt- (32-63 µm) und der Feinsandfraktion (63-125 µm) nur geringe Unterschiede in der Zusammensetzung bestehen (Behrends 1999) und damit ein Vergleich mit der Siltmineralogie zulässig ist.

9.1.2 Sedimentologische Parameter als Anzeiger für Transportprozesse

Sedimentologische Parameter sind geeignete Indikatoren, um den Transport von terrigenem Material im marinen Milieu zu rekonstruieren. Die Transportprozesse, die die Verteilung der terrigenen Sedimente am Laptev-See-Kontinentalrand bestimmen, wurden im allgemeinen im Kapitel 5 beschrieben. Zusätzlich beeinflussten die paläoklimatischen Verhältnisse (Eisschilde bzw. Vergleütscherungen, Höhe des Meeresspiegels, Flußeintrag) die Sedimentationsbedingungen.

Betrachtet man die im Untersuchungsgebiet vorherrschenden Strömungen, wird deutlich, daß Tonminerale vorwiegend durch diese transportiert werden (Abb. 9.2). Smektit bleibt als kleinstes Tonmineral vergleichsweise länger in Suspension (Ehrmann *et al.* 1992, Kalinenko *et al.* 1996, Müller & Stein 1999), wodurch sich seine weite Verbreitung erklären läßt. Im Gegensatz zu den anderen Tonmineralen kann der Smektit der Kara- und der Laptev-See auf ein bestimmtes Liefergebiet, das Putoran-Gebirge (vgl. Kap. 4), zurückgeführt werden. Neben dem direkten Eintrag durch den das Putoran-Gebirge entwässernden Khatanga kann Smektit über zwei Wege aus der (östlichen) Kara-See, deren Oberflächensedimente die höchsten Smektitwerte der eurasischen Schelfsedimente aufweisen (Wahsner *et al.* 1999), in die Laptev-See gelangen (Abb. 9.2). Der Eintrag von Sedimenten aus der Kara-See durch die Vilkitsky-Straße ist durch hohe Smektitgehalte in den dortigen Sedimenten belegt (Weiel 1997). Geringe Klinopyroxenanteile in Oberflächensedimenten aus der Vilkitsky-Straße zeigen, daß der Transport nicht durch Meereis, sondern durch Strömungen erfolgt (Behrends *et al.* 1996, Behrends 1999). Der Ausstrom aus der Kara-See nach Norden über den St. Anna- und den Voronin-Trog verursacht einen Sedimenteintrag bis an den Kontinentalrand. Von dort kann das Feinmaterial durch das entlang des Kontinentalhanges einströmende Zwischenwasser nach Osten bis in die Laptev-See verdriftet werden (vgl. Kap. 3). Die Fortsetzung des Zwischenwasser-Einstroms ist für den Sedimenttransport bis in das östliche Untersuchungsgebiet von besonderer Bedeutung. Hohe Smektitgehalte, wie sie in den Sedimentkernen des Lomonosov-Rückens und des Makarov-Beckens auftreten, werden durch intensive, ostwärts gerichtete Ströme

Anzeiger für Liefergebiete und Transportprozesse

und den damit verbundenen Sedimenttransport hervorgerufen (Abb. 9.2, vgl. Abb. 7.2c). Stark variierende Smektitgehalte lassen sich so direkt mit einer Veränderung im Sedimenteintrag aus der westlichen Laptev- bzw. östlichen Kara-See und damit des Atlantikwasser-Einstroms in Verbindung bringen.

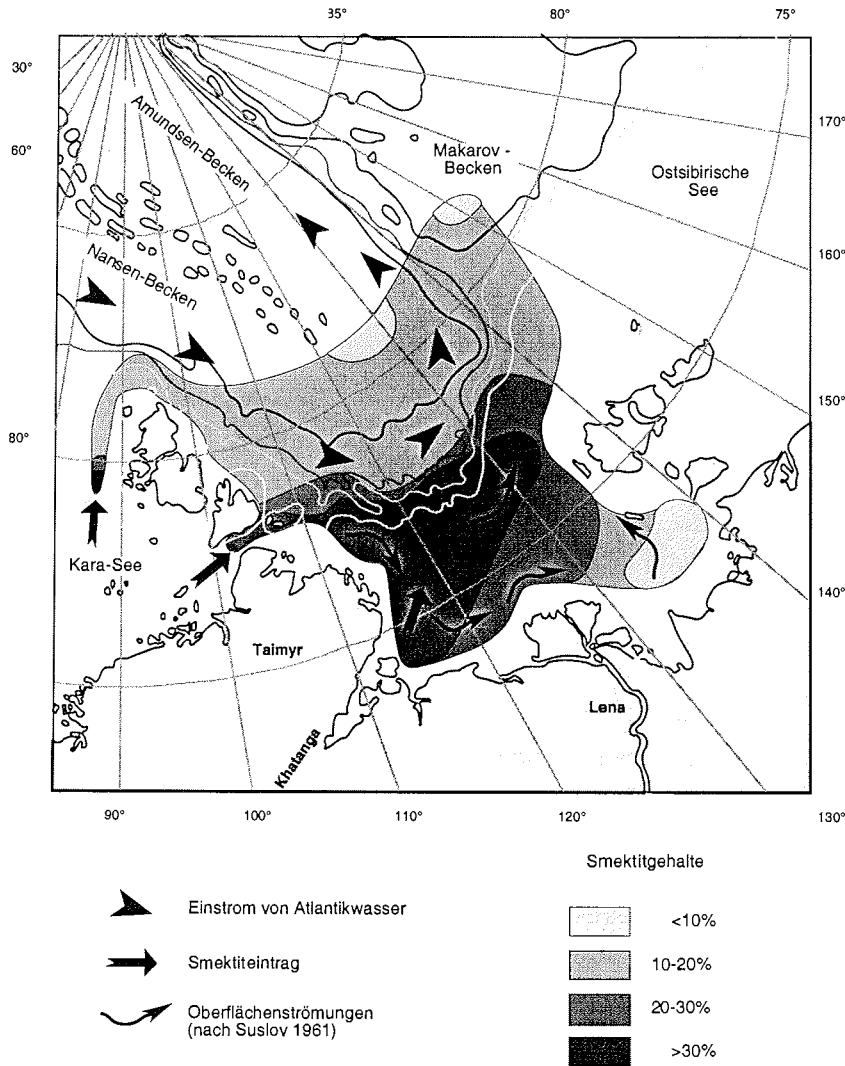


Abb. 9.2 Smektitgehalte in Oberflächensedimenten als Anzeiger für Strömungen (Smektitverteilung beinhaltet Daten von Rossak 1995 und Wahsner 1995)

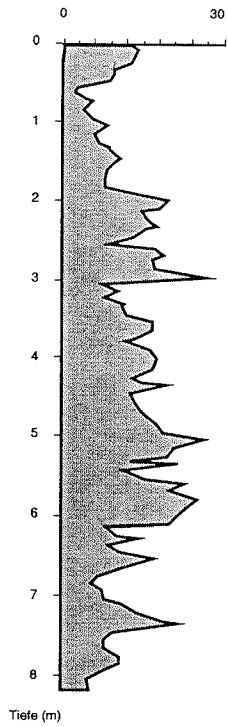
Ein intensiver Einstrom von Atlantikwasser im MIS 5, im frühen MIS 3 und im Holozän (Henrich 1998, Knies *et al.* eingereicht) spiegelt sich in hohen Smektitgehalten z. B. im Sedimentkern PS2757-8 wider (Abb. 9.3). In den Glazialstadien 2

und 6, die durch einen niedrigen Meeresspiegel und dadurch verhinderten Sedimenteintrag über die Vilkitsky-Straße sowie einen abgeschwächten Atlantikwasser-Einstrom charakterisiert werden, sind die Smektitgehalte deutlich erniedrigt (Abb. 9.3). Im MIS 4 treten dagegen sehr hohe Smektitwerte auf, die aber vermutlich nicht aus einem intensiven Atlantikwasser-Einstrom resultieren (Abb. 9.3). Ihre Entstehung wird im Kapitel 9.2.4 (Rekonstruktion der Paläo-Umweltbedingungen) ausführlich diskutiert.

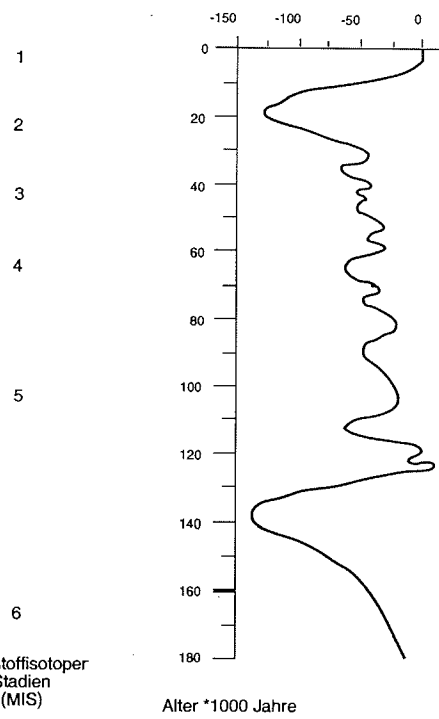
Ein weiterer Anzeiger für einen durch Strömungen dominierten Sedimenttransport können erhöhte Biotitanteile in der Schwermineralfraktion sein (Behrends 1999). Auch in dieser Arbeit werden erhöhte Gehalte an Glimmermineralen als Indiz für einen Strömungstransport gewertet. Da Glimmerminerale vorwiegend aus der Verkhojansker Faltenzone (Liefergebiet 2) stammen, weisen sie außerdem auf einen verstärkten fluviatilen Eintrag durch Lena und Yana hin.

Der zweite wichtige Transportprozeß ist der durch Meereis und Eisberge. Als Anzeiger für eistransportiertes Material eignen sich in der Siltfraktion besonders Feldspäte. Feldspäte sind im Gegensatz zu dem verwitterungs- und transportresistenten Quarz anfällig gegenüber mechanischer Beanspruchung. Da sie nur kurze Transportwege überstehen, treten maximale Kalifeldspatgehalte im Untersuchungsgebiet in Oberflächensedimenten nahe der Neusibirischen Inseln auf. Dagegen lassen sich die verhältnismäßig hohen Feldspatgehalte in Sedimenten aus dem Eurasischen Becken nicht durch kurze Transportwege erklären (Mosler *et al.* 1996). Sie werden auf den Transport durch Meereis bzw. Eisberge zurückgeführt (Dethleff 1995b, Vogt 1997). Ein guter Anzeiger für Meereistransport sind Schwerminerale (Behrends 1999). So zeichnet die rezente Amphibolverteilung in der Laptev-See (Behrends 1999) den generellen Eisexport aus der Laptev-See nach Norden nach (Nürnberg *et al.* 1994). Grobes Material (z. B. Kies), das entfernt vom Festland im marinen Milieu abgelagert wurde, gilt als Anzeiger für eistransportiertes Material ("ice rafted debris", IRD). In dieser Arbeit werden sowohl die sandreichen Horizonte als auch die einzelnen Lagen mit wenigen Kieskörnern (max. 10 Körner pro 10 cm³ Sediment) als Hinweis auf Eistransport gewertet (Abb. 9.4). Der beginnende Zerfall des Eisschildes auf Severnaya Zemlya im frühen MIS 3 im Sedimentkern PS2741-1 ist durch einen solchen IRD-Eintrag dokumentiert (Abb. 9.4, Knies 1999). Grundsätzlich ist davon auszugehen, daß grobes Material durch den Aufbau und Zerfall ausgedehnter, kontinentaler Eisschilde oder Gebirgsvergletscherungen freigesetzt wird. Ob das Material zwischen der Anlieferung und der Ablagerung zusätzlich noch durch Meereis umgelagert wurde, läßt sich aufgrund der vorliegenden Daten nicht entscheiden.

Smektitgehalte im Sedimentkern PS2757-8 (rel-%)



Meeresspiegelstand (nach Chappell & Shackleton 1986)



Atlantikwasser-Einstrom (nach Henrich 1998, Knies 1999)

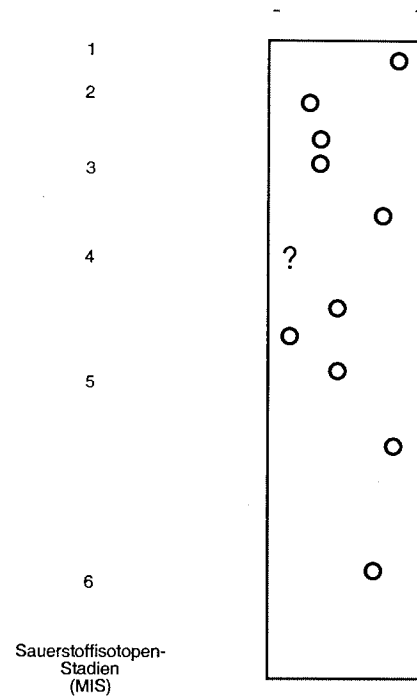


Abb. 9.3 Smektitgehalte im Sedimentkern PS2757-8 als Anzeiger für die Höhe des Meeresspiegels und die Intensität des Atlantikwasser-Einstroms

Grobkörnige Sedimente können aber auch aus der nachträglichen Veränderung der Korngrößenzusammensetzung durch Resuspension und Abtransport der Feinfraktion ("winnowing") resultieren. Starke Strömungen, wie sie beispielsweise von Weber & Sweeney (1990) oberhalb des Lomonosov-Rückens beschrieben werden, führen dazu, daß Feinmaterial entweder nicht abgelagert oder resuspendiert wird (Anderson *et al.* 1994, Jones *et al.* 1995). Bei guter stratigraphischer Auflösung lassen sich sekundäre Veränderungen anhand geringerer Sedimentationsraten nachweisen. Die vorliegenden Altersmodelle der untersuchten Sedimentkerne bieten diese Möglichkeit der Unterscheidung allerdings nicht. Daher wurde zusätzlich die Korngrößenverteilung innerhalb der Siltfraktion untersucht. Hemipelagische Sedimente zeigen bei normaler Strömungssortierung eine bimodale Siltkorngrößenverteilung, deren Maxima ungefähr im Grob- bzw. im Feinsiltbereich liegen (McCave *et al.* 1995, Diekmann & Kuhn 1997), während bei Restsedimenten die Feinsiltfraktion verarmt ist. In den untersuchten Sedimenten zeigt die Siltfraktion häufig keine bimodale Korngrößenverteilung (vgl. Kap. 7, z. B. Abb. 7.12b bis 7.14b). Dennoch treten typische Muster, die auf Restsedimente hindeuten, nicht auf. Daher werden die grobkörnigen Lagen als primäre Signale und Anzeiger für maximale Eisausdehnung bzw. Abschmelzphasen gewertet. Eine verhältnismäßig gute Sortierung innerhalb der Siltfraktion läßt auf aufgearbeitetes Material schließen (vgl. Abb. 7.13a).

Besonders feinkörnige Sedimente entstanden durch zwei unterschiedliche Prozesse bei niedrigem Meeresspiegel, als die Schelfbereiche der Laptev- und der Ostsibirischen See trockenlagen. Eine Folge der Regression ist, daß sich die Flußmündungen um mehrere hundert Kilometer nach Norden verlagern und neue Deltas und Ästuarie am äußeren Schelf und Kontinentalhang entstehen. Das geringere Gefälle und der reduzierte fluviale Eintrag, wie er von Sidorchuk & Panin (1996) für die Yana im Pleistozän beschrieben wurde, spiegeln sich in tonreichen, feinsitigen Sedimenten wider (vgl. Abb. 7.13a). Weiterhin führt der niedrige Meeresspiegel dazu, daß die Neubildung von Meereis nicht auf den Schelfen, sondern über größeren Wassertiefen stattfindet (Pfirman *et al.* 1990). Damit ist der Sedimenteintrag in das Meereis durch "suspension freezing", das heute als der wichtigste Prozeß angesehen wird, nur eingeschränkt möglich. Der reduzierte Sedimenteintrag durch Meereis resultiert im Arktischen Ozean in der Ablagerung von weniger grobkörnigem Material. Der Anteil an Grobsilt innerhalb der Siltfraktion erhöht sich erst mit ansteigendem Meeresspiegel durch den wieder einsetzenden Meereistransport (Abb. 9.5). Veränderungen in der Sedimentzusammensetzung zeigen sich zudem in der Schwermineralverteilung (Behrends 1999).

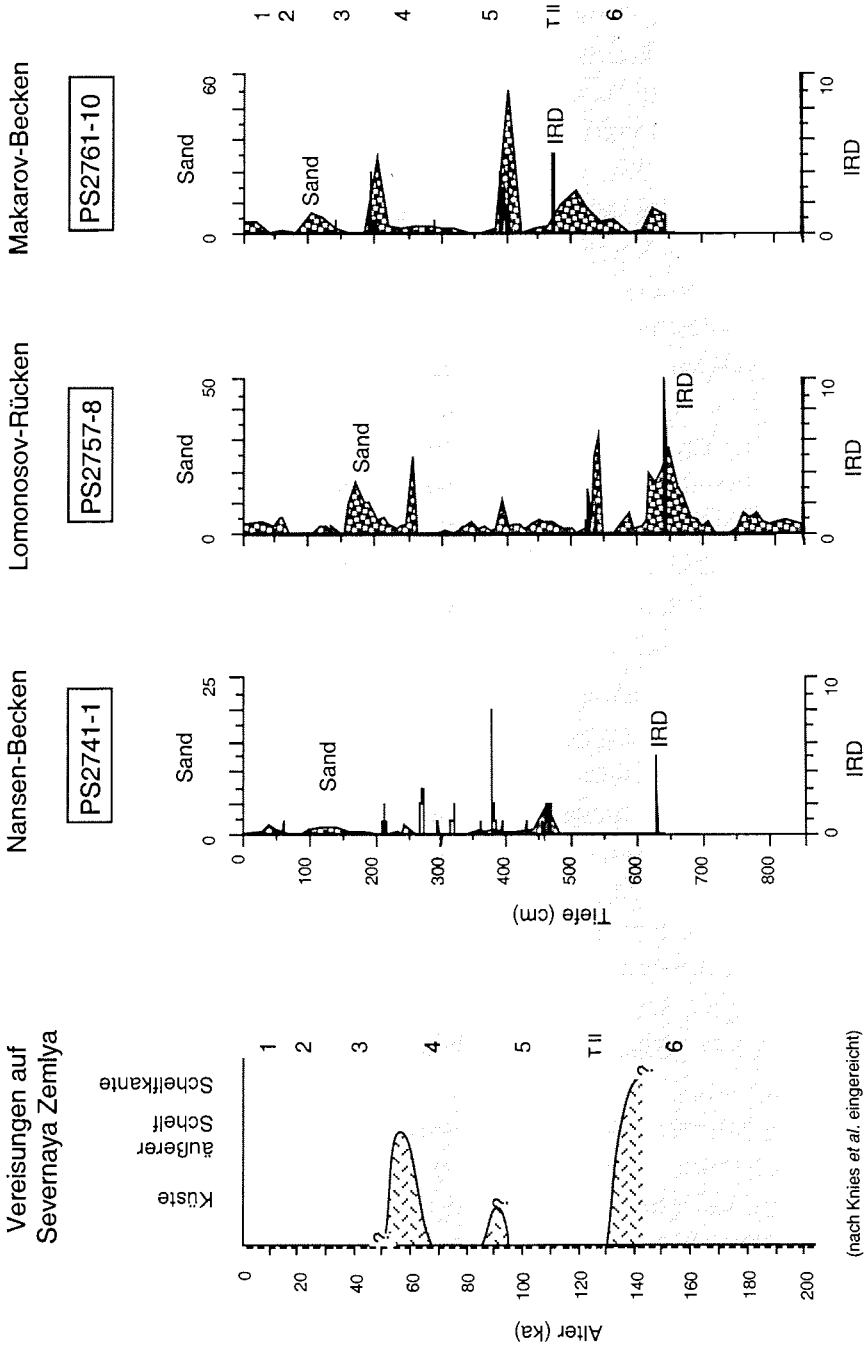


Abb. 9.4 Vereisungen auf Severnaya Zemiya (nach Knies *et al.* eingereicht) und Sand- und IRD-Gehalte (% bzw. Körner pro 10 cm³ Sediment) der Sedimentkerne PS2741-1, PS2757-8 und PS2761-10

keiten zu groß, können Sedimentpakete, ausgelöst durch Stürme oder Erdbeben, instabil werden und als Schlammströme hangabwärts gleiten (vgl. Kleiber *et al.* eingereicht). Das Abgleiten von Sedimenten kann auch durch einen isostatischen Ausgleich nach dem Abschmelzen großer Eisschilde oder bei ansteigendem Meeresspiegel durch die zusätzliche Auflast verursacht werden. Aus den Schlammströmen entwickeln sich durch Wasseraufnahme turbiditische Ströme, aus denen in kurzer Zeit laminierte Abfolgen am Kontinentalfuß und in der angrenzenden Tiefsee sedimentieren.

Die mächtigen laminierten Abschnitte im Sedimentkern PS2471-4 aus dem Nansen-Becken, nordöstlich der Taimyr-Halbinsel, werden als Turbidite interpretiert (Fütterer 1994). Sedimentologisch sind die Turbidite durch starke Variationen in den Korngrößen- und Siltverteilungen (Abb. 7a+b), maximale TOC- (Stein *et al.* 1999) und Kaolinitgehalte gekennzeichnet (Abb. 7.6c). Als mögliche Liefergebiete für Kaolinit in Sedimenten aus der südwestlichen Laptev-See gelten die Inseln Severnaya Zemlyas und der nördliche Teil der Taimyr-Halbinsel (Andreeva *et al.* 1998), wobei letzterer durch Kohle-Vorkommen (vgl. Abb. 4.4) auch als Quelle für organischen Kohlenstoff in Frage kommt. Für das Liefergebiet Taimyr-Halbinsel spricht auch die Transportrichtung der Schlammströme in der südwestlichen Laptev-See (Kleiber *et al.* eingereicht).

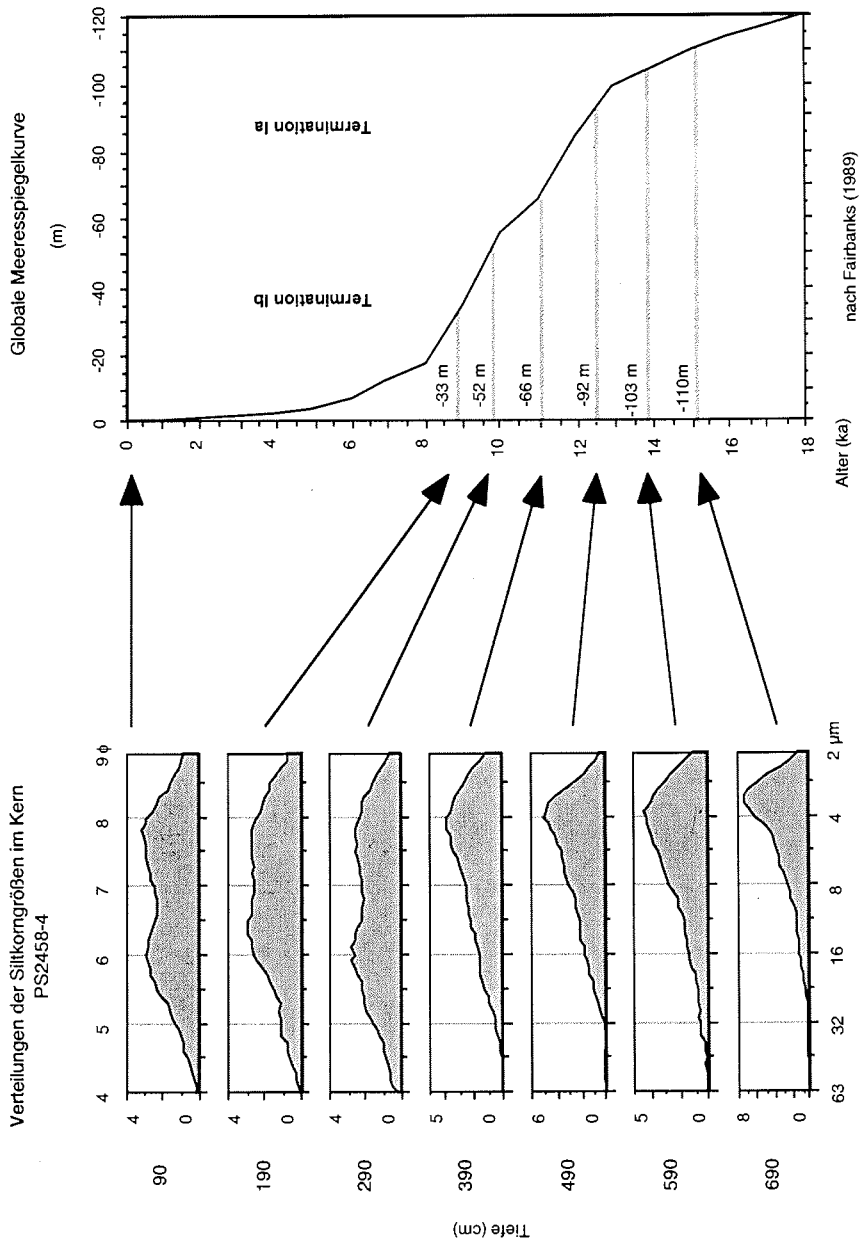


Abb. 9.5 Verteilungen der Siltkorngrößen im Sedimentkern PS2458-4 in Abhängigkeit von der Höhe des Meeresspiegels

9.2 Rekonstruktion der Paläo-Umweltbedingungen am Laptev-See-Kontinentalrand seit dem MIS 6

In diesem Kapitel werden nur die Parameter, die den Schwerpunkt der Interpretation bilden, an ausgewählten Sedimentkernen mit der besten Auflösung im beschriebenen Zeitabschnitt dargestellt. Auf die Abbildungen weiterer Daten und Sedimentkerne im Kapitel 7 (Ergebnisse) wird im Text verwiesen.

Eine Darstellung der einzelnen Parameter gegen das Alter erfolgt nur für den jüngsten Abschnitt der Sedimentkerne, da nur wenige stratigraphische Fixpunkte vorliegen und bei einigen Sedimentkernen Schichtlücken auftreten. Die verschiedenen Altersmodelle der Sedimentkerne PS2741-1, PS2757-8 und PS2471-4, die im Kapitel Stratigraphie vorgestellt wurden, werden an entsprechender Stelle, jeweils im Anschluß an die Rekonstruktionen der Paläo-Umwelt, diskutiert.

9.2.1 Sauerstoffisotopenstadium 6 (MIS 6)

Aufgrund der stratigraphischen Einstufung sowie der Ton-, TOC- und Smektitgehalte kann das MIS 6 in 3 Abschnitte (unteres, mittleres und oberes MIS 6) unterteilt werden (Abb. 9.6). Das untere MIS 6 ist nur in den Sedimentkernen PS2757-8 und PS2761-10 des östlichen Laptev-See-Kontinentalrandes abgeschlossen. Dort bestehen die Sedimente des unteren MIS 6 im allgemeinen aus tonigem Silt mit geringen Sandanteilen (Abb. 9.6). Aufgrund der Tonmineralogie (Abb. 7.13c, 7.14c, 50-60% Illit, 25% Chlorit) und der relativ hohen Feldspatgehalte in der Siltfraktion (Abb. 7.13d) muß ein Sedimenteintrag von den Neusibirischen Inseln und aus der westlichen Ostsibirischen See (Liefergebiet 3, Abb. 9.1) angenommen werden. Ein Meereistransport der Sedimente ist durch den zu diesem Zeitpunkt niedrigen Meeresspiegel nicht wahrscheinlich. Daher wird der Sedimenttransport auf das Vorstoßen eines Eisschildes auf den Neusibirischen Inseln und/oder auf dem Festland zurückgeführt (Abb. 9.7).

Im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes (Kern PS2741-1) treten im mittleren MIS 6 feinelaminierte Sedimente mit hohen Smektit- und Kaolinitgehalten (Abb. 7.5) und bis zu 3% detritischem Carbonat auf (Knies *et al.* eingereicht). Ein Liefergebiet für die beiden Tonminerale Kaolinit und Smektit im östlichen Arktischen Ozean ist Franz-Josef-Land (vgl. Kap. 5). Lateraler Sedimenttransport entlang des Eurasischen Kontinentalrandes bis in die Laptev-See könnte daher die Ursache für die smektit- und kaolinitreichen Ablagerungen östlich von Severnaya Zemlya sein (Knies *et al.* eingereicht). Unterstützt wird diese Annahme durch den von Hebbeln & Wefer (1997) und Knies *et al.* (1999) postulierten Atlantikwasser-Einstrom in die Fram-Straße gegen 165 ka und 145 ka, der in einem hangparallelen Konturstrom entlang des Eurasischen Kontinentalhanges resultierte. Den IRD-führenden

Rekonstruktion der Paläo-Umweltbedingungen

Horizont zwischen 470 und 450 cm Kerntiefe im Sedimentkern PS2741-1 (Abb. 9.7) schreiben Knies *et al.* (eingereicht) dem ersten signifikanten Abschmelz-Ereignis zu (Altersmodell 1). Ein kurzzeitiger Rückzug des Eisschildes auf Severnaya Zemlya, der bis auf den äußeren Schelf vorgerückt war (Knies *et al.* eingereicht) und bis zu 700 m mächtig gewesen sein soll (Alekseev 1997), könnte für den Eintrag von IRD verantwortlich gewesen sein.

Nach dem Altersmodell 2 (vgl. Kap. 8) sind die smektit- und kaolinitreichen Ablagerungen in das späte MIS 6 zu stellen. Neben der Tonmineralogie weisen erhöhte TOC-Gehalte (Abb. 9.6, Knies *et al.* eingereicht), die möglicherweise aus den Kohlevorkommen der nördlichen Taimyr-Halbinsel resultieren (vgl. Abb. 4.4), auf einen Sedimenteintrag aus der südwestlichen Laptev-See hin (Liefergebiet 1). Der IRD-führende Horizont gehört nach dem alternativen Altersmodell bereits in die Termination II.

Auch im östlichen Untersuchungsgebiet weisen die sandfreien, feinkörnigen Ablagerungen (Abb. 9.6, bis 60% Ton, Feinsilt) erhöhte Smektit- und Kaolinitgehalte im mittleren MIS 6 auf. Dieses Signal, das sich auch in erhöhten Ni/Al-Verhältnissen (Schoster unveröff. Daten 1998) und in Peaks der magnetischen Suszeptibilität widerspiegelt, kann ebenfalls auf den verstärkten Atlantikwasser-Einstrom gegen 165 ka und 145 ka zurückgeführt werden, der Sedimente aus der südwestlichen Laptev-See bis an die Kernpositionen transportiert hat. Niedrigere Kalifeldspatgehalte in der Siltfraktion (Abb. 7.13d), die gegen einen Sedimenteintrag von den Neusibirischen Inseln sprechen, unterstützen diese Annahme. Ein direkter Eintrag von Smektit aus der Kara-See kann zu diesem Zeitpunkt ausgeschlossen werden, da die Verbindung zur Laptev-See durch den niedrigen Meeresspiegel unterbrochen und die Vilkitsky-Straße durch Eismassen blockiert war (Abb. 9.7).

Im oberen MIS 6 zeigen die Sedimentkerne PS2757-8 vom Lomonosov-Rücken und PS2761-10 aus dem Makarov-Becken niedrigere Smektit/Illitverhältnisse (Abb. 9.6) und leicht erhöhte Chloritwerte (Abb. 7.13c, 7.14c). Die dunkle Farbe der entsprechenden Sedimente resultiert aus den deutlich höheren Gehalten an terrigenem organischem Kohlenstoff (Abb. 9.6, Stein unveröff. Daten), worauf auch das Vorkommen von Pflanzenhäcksel, Süßwasseralgen und Vitrinit hinweist (Matthiessen pers. Mitteilung 1999). Das Liefergebiet für TOC könnten die Kohlevorkommen im Verkhojansker Komplex sein (Abb. 4.4, Dolginow & Kropatschjow 1994). Hohe Amphibol- und Orthopyroxengehalte in der Schwermineralfraktion (Behrends 1999) unterstützen die Annahme, daß der Sedimenteintrag aus der südöstlichen Laptev-See erfolgte.

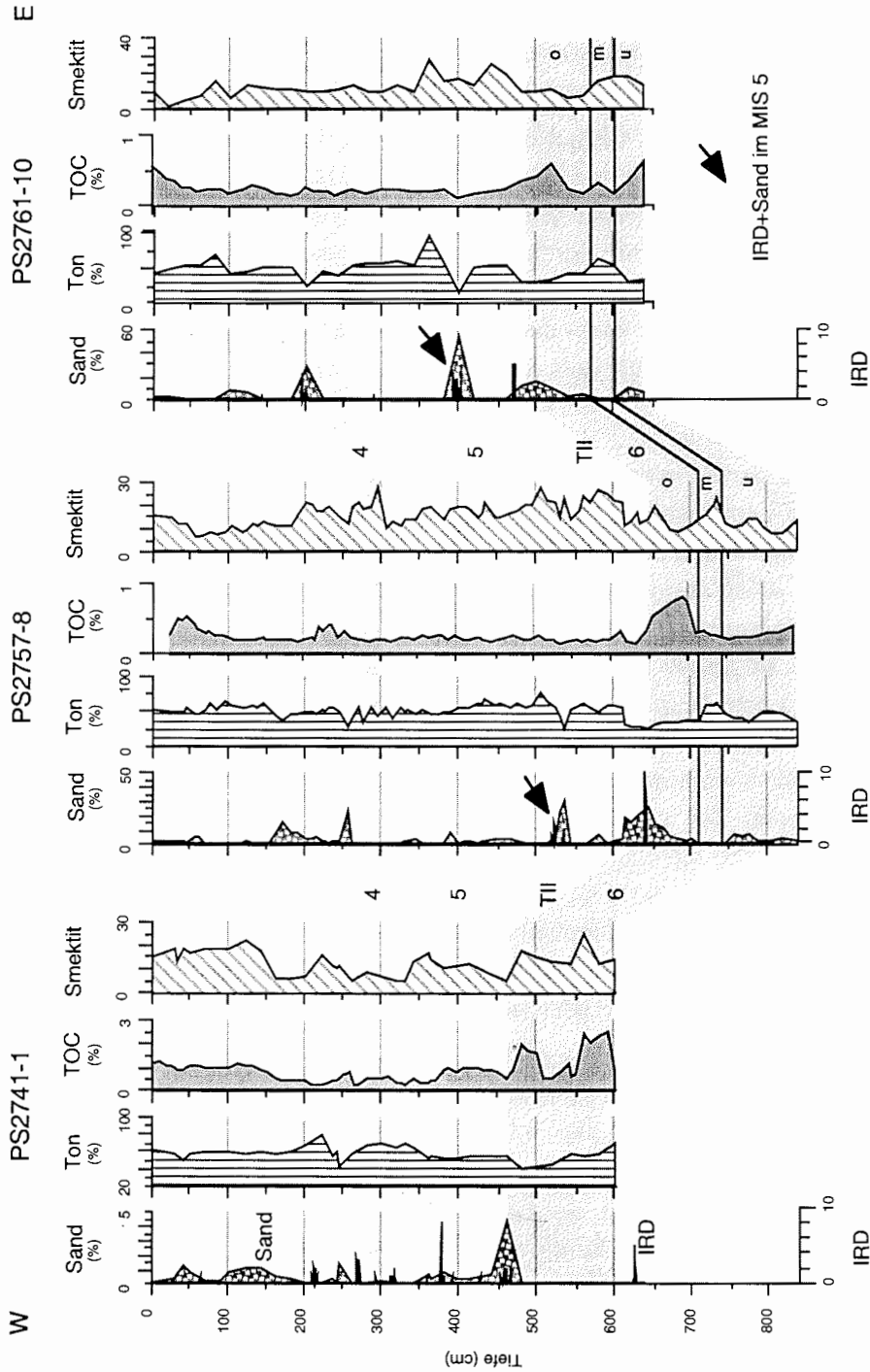


Abb. 9.6 Sand-, IRD-, Ton-, TOC-Gehalte und Smektit/lilit-Verhältnisse der Sedimentkerne PS2741-1, PS2757-8 und PS2761-10 (MIS 6, Termination II und MIS 4 grau unterlegt), u: unteres, m: mittleres, o: oberes MIS 6, TOC-Gehalte: Stein (unveröff. Daten)

Rekonstruktion der Paläo-Umweltbedingungen

Höhere Sandanteile (Abb. 9.6) und mehr Grobsilt innerhalb der Siltfraktion (Abb. 7.13b, 7.14b) lassen darauf schließen, daß das Material nicht fluviatil, sondern durch Eis transportiert wurde, weshalb im Bereich der Verkhojansker Faltenzone von einer größeren Vergletscherung ausgegangen werden muß (Abb. 9.7).

Setzt man einen ähnlichen Verlauf der Transpolar-Drift wie heute voraus, könnten die Kohlepartikel in Sedimenten des östlichen Arktischen Ozeans (Bischof *et al.* 1990, Spielhagen 1991, Kubisch 1992) aus dem Verkhojansker Komplex bzw. von der Taimyr-Halbinsel geliefert worden sein. Hohe Pyroxengehalte in Sedimenten vom Lomonosov-Rücken und Morris Jesup Rise im MIS 6 (Vogt 1997), die auf eine Materialanlieferung aus der Kara- oder der Laptev-See hindeuten, unterstützen die Annahme eines ähnlichen Verlaufs der Transpolar-Drift.

9.2.2 Termination II (TII)

Die Sedimente der Termination II weisen im westlichen Arbeitsgebiet (PS2741-1) eine deutliche Lamination und eine Abnahme des TOC-Gehaltes auf (Abb. 9.6, Knies *et al.* eingereicht). Den IRD-Eintrag östlich von Severnaya Zemlya (Abb. 9.6) führen Knies *et al.* (eingereicht) auf das Abschmelzen des im MIS 6 bis zur Schelfkante vorgerückten und bis zu 700 m mächtigen Eisschildes auf Severnaya Zemlya zurück (Alekseev 1997, Abb. 9.7). Ähnliche Signale zeigen auch die Sedimentkerne aus dem östlichen Untersuchungsgebiet. Die laminierten Sedimente der Termination II enthalten IRD und bis zu 30% Sand (Abb. 9.6). Niedrigere Gehalte an Ton- und Glimmermineralen (Abb. 7.13d, 7.13e) deuten ebenso wie das Fehlen des für die Laptev-See typischen Orthopyroxen (Behrends 1999) darauf hin, daß der Sedimenteintrag nicht aus der südöstlichen Laptev-See erfolgte. Anhand der tonmineralogischen (bis 60% Illit) und der siltmineralogischen Zusammensetzung (erhöhte Quarz- und Kalifeldspatgehalte, Abb. 7.13d) läßt sich eine durch den Rückzug der Eisschilde verursachte Sedimentanlieferung aus dem Gebiet der Neusibirischen Inseln annehmen (Liefergebiet 3, Abb. 9.1).

Aufgrund der vorliegenden mineralogischen Daten ist davon auszugehen, daß im MIS 6 große kontinentale Eisschilde, die von den Gebirgszügen ausgingen, in Mittel- und Ostsibirien existierten (Abb. 9.7). Alekseev (1997) postuliert kleine Eiskappen auf den De Long Inseln nordöstlich der Neusibirischen Inseln, wobei aber weder die Laptev- noch die Ostsibirische See vergletschert gewesen sein sollen. In der Termination II führte der Zerfall der kontinentalen Eisschilde bzw. Gebirgsvergletscherungen zur Entstehung von grobkörnigen Sedimenten in den angrenzenden marinen Bereichen. Eine nachträgliche Veränderung der Korngrößenzusammensetzung durch Bodenströmungen ist nicht auszuschließen,

obwohl die Korngrößenverteilung innerhalb der Siltfraktion (Abb. 7.13b) nicht darauf hinweist.

9.2.3 Sauerstoffisotopenstadium 5 (MIS 5)

Zu Beginn des MIS 5 treten im gesamten Untersuchungsgebiet als Folge des höheren Meeresspiegels (Chappell & Shackleton 1986, Abb. 9.3) feinkörnige, smektitreichere Sedimente auf (Abb. 9.6, 60% Ton, Maximum in der Siltfraktion bei 8ϕ , Abb. 7.13b). Zum einen führte die verbreiterte Vilkitsky-Straße (Anisimov 1996) zu dem verstärkten Eintrag von smektitreichem Feinmaterial aus der Kara-See. Zum anderen wurden durch die Transgression weite Teile des Yenisei-Khatanga-Beckens überflutet (Troitsky 1979), dessen smektitreiche Ablagerungen aufgearbeitet und durch den Khatanga in die südwestliche Laptev-See transportiert werden konnten. Der verstärkte Atlantikwasser-Einstrom im frühen MIS 5 (Henrich 1998, Knies *et al.* eingereicht) ermöglichte das Verdriften von Smektit nach Osten bis zu den Kernpositionen PS2757-8 und PS2761-10. Insgesamt ist ein intensiver Strömungstransport durch hohe Gehalte der Tonminerale Kaolinit und Chlorit im Gesamtsediment dokumentiert (Abb. 7.13e). Die 10-15 m höheren Terrassen im MIS 5.5 (Anisimov 1996, Alekseev 1997) und die marinen Ablagerungen auf dem Festland (Andreeva *et al.* 1998) sind ein zusätzlicher Hinweis auf größere Eisschilde im MIS 6 in Ostsibirien (Liefergebiet 3). Da der Meeresspiegel im frühen MIS 5 nur 6 m höher als heute war (Chappell & Shackleton 1986, Abb. 9.3), ist davon auszugehen, daß die Höhendifferenz durch eine ehemalige Eisauflast verursacht wurde.

In die feinkörnigen, smektitreichen Abfolgen der drei Sedimentkerne PS2741-1, PS2757-8 und PS2761-10 sind sandige, IRD-führende Horizonte eingeschaltet (Abb. 9.6). Höhere Feldspatanteile in der Siltfraktion (Abb. 7.13d) sowie erhöhte Gehalte an opaken Mineralen und Granat in der Schwermineralfraktion (Behrends 1999) weisen im östlichen Untersuchungsgebiet auf einen Sedimenteintrag von den Neusibirischen Inseln hin (Liefergebiet 3, Abb. 9.1). Die geringen Gehalte an Amphibol (Behrends 1999) und Illit (<40%, Abb. 7.13c, 7.14c) belegen, daß die Sedimente nicht aus der südöstlichen Laptev-See geliefert wurden. Andererseits sind die Horizonte durch hohe Smektit- und sehr hohe Kaolinitgehalte (bis 25%) in der Tonfraktion und erhöhte Ni/Al-Verhältnisse (Schoster unveröff. Daten 1998) charakterisiert. Diese Signale sprechen für einen Eintrag von Feinmaterial aus dem Putoran-Gebirge (Liefergebiet 1, Abb. 9.1).

Im Hangenden der smektitreichen Ablagerungen folgen tonig-siltige Sedimente, die bis zum Ende des MIS 5 vorherrschen. Ton- und Smektitgehalte zeigen abnehmende Trends (Abb. 9.6), die vermutlich aus einem weniger intensiven

Rekonstruktion der Paläo-Umweltbedingungen

Atlantikwasser-Einstrom (Henrich 1998) und der erneuten Regression resultieren, bei der der Meeresspiegel auf -50 m fällt (Chappell & Shackleton 1986, Abb. 9.3). Im oberen MIS 5 (320-310 cm) tritt im Sedimentkern PS2741-1 ein IRD-führender Horizont auf (Abb. 9.6), der mit einem erneuten Vorstoß des Eisschildes auf Severnaya Zemlya oder der Taimyr-Halbinsel zusammenhängen könnte (Knies *et al.* eingereicht). In der Kara-See wurden an der Grenze MIS 5.2/5.1 IRD-Einträge festgestellt, die auf den Vorstoß von Gletschern hinweisen (Mangerud *et al.* 1999, Svendsen *et al.* 1999). Vermutlich erfolgten die Vorstöße zeitgleich, so daß die IRD-Lage im Sedimentkern PS2741-1 eine Zeitmarke für die Grenze MIS 5.2/5.1 darstellt.

Im Sedimentkern PS2757-8 repräsentiert der Abschnitt zwischen 610 und 320 cm Kerntiefe das MIS 5. Aufgrund der Paläomagnetik wurde im Sedimentkern PS2757-8 eine Schichtlücke in 400 cm Kerntiefe postuliert, die einen Zeitraum von 32 ky umfassen soll (117-85 ka, Nowaczyk, pers. Mitteilung 1998). Danach umfaßt das MIS 5.5 den Bereich von 610 bis 400 cm Kerntiefe, während die Sedimente der Substadien 5.4 bis 5.2 fehlen. Folglich variieren die Sedimentationsraten im MIS 5 sehr stark und erreichen im Substadium 5.5 ihr Maximum von mit 23 cm/ky (Abb. 8.6, Tab. 8.6). Da die postulierten Schichtlücken weder durch gravierende Änderungen in der Korngrößenzusammensetzung, in der Mineralogie (vgl. auch Behrends 1999) noch in der anorganischen Geochemie (Schoster unveröff. Daten 1998) gekennzeichnet sind, wird das bestehende Altersmodell für den Sedimentkern PS2757-8 nachfolgend diskutiert.

Kellogg (1977, 1980) stellte durch Untersuchungen an Sedimentkernen aus der Norwegen-See fest, daß das Eem dem Holozän ähnlich ist. Unter der Annahme, daß auch im Untersuchungsgebiet die Ablagerungen des MIS 5.5 mit denen des Holozäns vergleichbar sind, sollten die Sedimente wegen des höheren Meeresspiegels (Chappell & Shackleton 1986, Abb. 9.3) und des intensiven Atlantikwasser-Einstroms (Henrich 1998, Knies *et al.* eingereicht) hohe Smektitwerte aufweisen. Tatsächlich ist der Abschnitt zwischen 610 und 500 cm Kerntiefe durch hohe Smektitgehalte charakterisiert (Abb. 9.6) und könnte somit dem MIS 5.5 entsprechen. Der in die Ablagerungen eingeschaltete IRD-führende Horizont würde somit das endgültige Abschmelzen der spät-saalischen Eisschilde anzeigen (Abb. 9.7). Gleichzeitig, bedingt durch den intensiven Atlantikwasser-Einstrom, bleibt der Eintrag von feinkörnigem Material aus der südwestlichen Laptev-See bestehen (Liefergebiet 1, Abb. 9.1).

Andererseits könnten die in den Sedimentkernen PS2741-1, PS2757-8 und PS2761-10 auftretenden IRD-führenden Horizonte aber auch einen erneuten

Vorstoß/Aufbau von Eisschilden anzeigen. Dann würde der IRD-Eintrag im frühen MIS 5 (MIS 5.4?) im östlichen Untersuchungsgebiet auf den Vorstoß eines Eisschildes im Liefergebiet 3 hinweisen. Die in diesem Horizont auftretenden Smektit- und Kaolinitmaxima (s. o.) lassen sich auf eine vorrückende Vergletscherung im Putoran-Gebirge (Liefergebiet 1) zurückführen. Für dieses Modell spricht, daß auch für die Eisschilde der Barents- und der Kara-See eine maximale Ausdehnung im MIS 5.4 postuliert wird (Velichko *et al.* 1997a, Mangerud *et al.* 1998, Svendsen *et al.* 1999). Hinweise auf stärkere Vereisungen in diesem Zeitraum liegen zudem aus dem Gebiet des Baikal-Sees vor (Karabanov *et al.* 1998). Sollten die IRD-Lagen in das MIS 5.4 gehören, repräsentiert nur der Bereich zwischen 610 und 540 cm Kerntiefe im Sedimentkern PS2757-8 das MIS 5.5. Die smektitreichen Sedimente oberhalb des IRD-führenden Horizontes wären demnach durch das anschließende Abschmelzen der Vergletscherung im Putoran-Gebirge entstanden.

Aus beiden Modellen ergibt sich, daß das MIS 5.5 einen kürzeren Abschnitt im Sedimentkern PS2757-8 umfaßt als bisher angenommen. Somit kann die in dem vorgestellten Altersmodell postulierte Schichtlücke zumindest auf einen kürzeren Zeitraum beschränkt werden.

9.2.4 Sauerstoffisotopenstadium 4 (MIS 4)

Sowohl im westlichen als auch im östlichen Untersuchungsgebiet sind die Sedimente des MIS 4 feinkörnig und fast frei von Sand (Abb. 9.6, 7.5, 7.13a, 7.14a). Basierend auf Sedimenten aus der inneren Laptev-See, die aus lakustrinem Silt mit Sand und Torf-Einlagerungen bestehen, postuliert Alekseev (1997), daß der (innere) Schelf im MIS 4 trocken gewesen sein muß. Variationen der Silt- und Tongehalte (Abb. 9.6, 7.13a) sind vermutlich die Folge von kurzfristigen Meeresspiegelschwankungen. Die Meeresspiegelstände zwischen -80 m und -30 m im MIS 4 (Chappell & Shackleton 1986) führten in der Laptev-See dazu, daß die Sedimentaufnahme in das Meereis in unterschiedlichen Regionen erfolgte. Während des niedrigen Meeresspiegels wurde die sehr feinkörnige Suspensionsfracht näher an die Schelfkante transportiert (Stein 1998), wodurch dort verstärkt toniges Material in das Meereis aufgenommen wurde. Dagegen wurden die siltigen Sedimente, die höhere Werte in der magnetischen Suszeptibilität zeigen und deren verhältnismäßig gute Sortierung (Abb. 7.13a) auf aufgearbeitetes Material hinweist, bei höherem Meeresspiegel auf den Schelfen in das Meereis eingebaut.

Das von Knies *et al.* (eingereicht) postulierte Vorrücken des Eisschildes auf Severnaya Zemlya zu Beginn des MIS 4 deutet darauf hin, daß die Vergletscherungen auf dem sibirischen Festland zunahmen. So werden auch große

Rekonstruktion der Paläo-Umweltbedingungen

Vereisungen der Taimyr-Halbinsel (Niessen *et al.* 1999) und des Putoran-Gebirges (Astakhov 1997) angenommen. Die Gletscher stießen bis in die Tiefebenen (Melles *et al.* 1996) und im Norden bis auf den äußeren Schelf vor (Abb. 9.7), wie Moränen in 385 m Wassertiefe belegen (Weiel 1997). Auf dem westlichen Kontinentalhang der Laptev-See beschreiben Kleiber *et al.* (eingereicht) Ablagerungen von Schlammströmen ("debris flows"), die möglicherweise auf die Vergletscherungen der Taimyr-Halbinsel und Severnaya Zemlyas (Liefergebiet 1) zurückgeführt werden können.

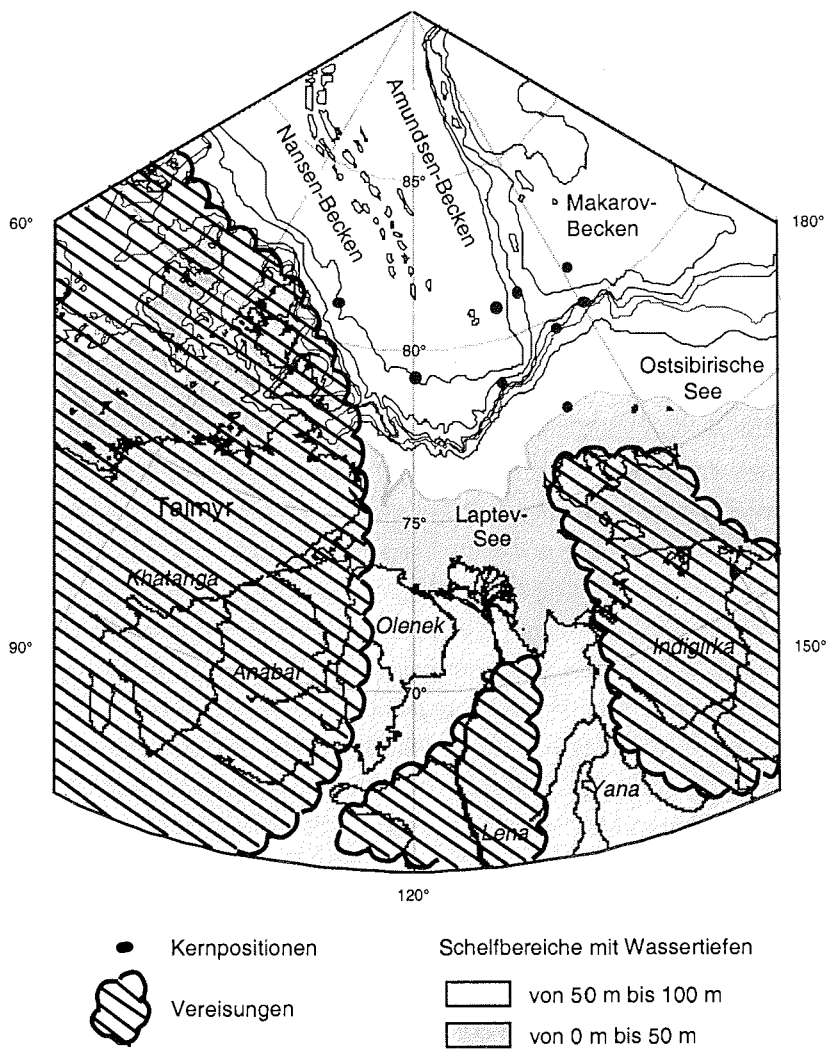


Abb. 9.7 Postulierte Vereisungen im MIS 6 und MIS 4 nach Arkhipov *et al.* (1986b, 1995), erweitert nach den Ergebnissen dieser Arbeit (Meeresspiegel nach Chappell & Shackleton 1986)

Die im östlichen Untersuchungsgebiet minimalen Amphibolgehalte, sowohl in der Schwermineral- (Behrends 1999) als auch in der Siltfraktion, lassen einen reduzierten Eintrag durch die Lena bzw. aus der südöstlichen Laptev-See vermuten. Eine mögliche Ursache ist auch hier eine (zunehmende) Vergletscherung, die sich, ähnlich wie im Byrranga- und Putoran-Gebirge, von der Verkhojansker Faltenzone bis in die Tiefebene erstreckt. Durch einen solchen Eisschild würde der Flußlauf der Lena blockiert (Abb. 9.7) und deren fluviatiler Sedimenteintrag verhindert werden. Die in diesem Zeitraum geringen Smektitanteile, aber hohen Illit- und erhöhten Quarzgehalte in der Siltfraktion (Abb. 7.13c, 7.13d) sprechen für einen verstärkten Sedimenteintrag aus der Ostsibirischen See und aus der Region der Neusibirischen Inseln (Liefergebiet 3). In der Schwermineralfraktion des Kernes PS2757-8 stellte Behrends (1999) zu Beginn des MIS 4 eine sprunghafte Zunahme von metamorphen Mineralen fest. Ein Eisschild im Bereich der Verkhojansker und/oder der Cherski-Faltenzone könnte zu einem solchen Eintrag von metamorphen Mineralen führen (z. B. Granat). Tatsächlich werden Vergletscherungen der Verkhojansker und der Cherski-Faltenzone von Arkhipov *et al.* (1986b) postuliert. Es ist somit davon auszugehen, daß die Eisschilde in Mittel- und Ostsibirien im MIS 6 und im MIS 4 von vergleichbarer Ausdehnung waren (Abb. 9.7, Arkhipov *et al.* 1986b, 1995, vgl. auch Weiel 1997, Knies 1999).

Die überlagernden smektitreichen Ablagerungen im Sedimentkern PS2757-8 (bis 30%, Abb. 9.6), die auch durch erhöhte Ni/Al-Verhältnisse aufweisen (Schoster unveröff. Daten 1998), zeigen einen erneuten Sedimenteintrag aus der westlichen Laptev-See an. Zusammen mit dem Smektitanstieg treten auch höhere Klinopyroxengehalte auf, deren Eintrag durch den Meeresspiegelanstieg an der Grenze MIS 4/3 von -60 m auf -35 m (Chappell & Shackleton 1986, Abb. 9.3) ermöglicht wird (Behrends 1999).

9.2.5 Sauerstoffisotopenstadium 3 (MIS 3)

Hohe IRD-Gehalte in Sedimenten des zentralen Arktischen Ozeans zeigen den beginnenden Zerfall der eurasischen Eisschilde an und werden mit dem globalen Schmelzwassersignal, dem Isotopenereignis 3.31 (55,45 ka, Martinson *et al.* 1987), in Verbindung gebracht (Dokken & Hald 1996, Nørgaard-Pedersen *et al.* 1998). Im Sedimentkern PS2741-1 zeigt der IRD-führende Horizont zu Beginn des MIS 3 (Abb. 9.6, zwischen 275 und 260 cm Kerntiefe) einen Rückzug des Eisschildes auf Severnaya Zemlya an (Knies *et al.* eingereicht). Auch im östlichen Untersuchungsgebiet treten grobkörnige, als IRD interpretierte Sedimente im Kern PS2757-8 vom Lomonosov-Rücken (Abb. 9.8) und im Kern PS2761-10 aus dem Makarov-Becken

auf (Abb. 9.6, zwischen 200 und 190 cm Kerntiefe). In der Siltfraktion und im Gesamtsediment spiegeln sich diese Horizonte in erhöhten Quarzanteilen wider (Abb. 7.13d, 7.13d), während sie in der Tonfraktion durch Kaolinitmaxima (bis 30%) charakterisiert sind. Der Sedimenteintrag von feinkörnigem Material aus der südwestlichen Laptev-See ist bedingt durch den verstärkten Atlantikwasser-Einstrom im frühen MIS 3 (Hebbeln & Wefer 1997, Knies *et al.* eingereicht). Darauf weisen auch Maxima von warm-adaptierten Dinoflagellaten-Zysten im Sedimentkern PS2757-8 hin (Matthiessen pers. Mitteilung 1999). Im Bereich des östlichen Laptev-See-Kontinentalhanges und des Lomonosov-Rückens zeigen die Sedimentkerne PS2763-7 und PS2757-8 erhöhte Gehalte an (terrigenem) TOC zu Beginn des MIS 3 (Abb. 9.6, 9.9, Stein unveröff. Daten 1999). Der Eintrag von organischem Kohlenstoff erfolgte vermutlich aus der Verkhojansker Faltenzone, da auch erhöhte Amphibolgehalte auftreten (Behrends 1999). Zudem ist der Sedimenteintrag aus der östlichen Laptev-See im Sedimentkern PS2767-4 durch Kalifeldspat-Maxima (Abb. 7.10d) und Minima in der magnetischen Suszeptibilität belegt.

Die sibirischen Vergletscherungen erreichten ihr Maximum zwischen 50 und 40 ka (Velichko *et al.* 1997a), wie Moränen am Fuße des Putoran-Gebirges zeigen (45-40 ka, Arkhipov *et al.* 1986a). Behrends (1999) postuliert aufgrund erhöhter Orthopyroxengehalte im Kern PS2757-8 einen verstärkten fluviatilen Eintrag im östlichen Untersuchungsgebiet ab dem mittleren MIS 3. Dieser könnte mit dem fortschreitenden Abschmelzen des Eisschildes der Verkhojansker Faltenzone zusammenhängen, da auch die Glimmergehalte in der Siltfraktion erhöht sind (Abb. 7.13d). Der im Sedimentkern PS2741-1 zwischen 220 und 210 cm Kerntiefe auftretende IRD-Peak (Abb. 9.6, Knies *et al.* eingereicht) zeigt wahrscheinlich den (endgültigen?) Rückzug des Eisschildes auf Severnaya Zemlya an. Höher gelegene marine Sedimente auf den Inseln Severnaya Zemlyas (43-28 ka, Alekseev 1997) weisen ebenso wie im MIS 5 auf eine ehemalige Eisauflast hin.

Im Putoran- und Verkhojansker Gebirge wurden um etwa 33 ka durch lokale Eisvorstöße und -rückzüge Moränen gebildet, die belegen, daß die höher gelegenen Regionen im Hinterland zu diesem Zeitpunkt noch vergletschert waren (Arkhipov *et al.* 1986a, 1998). Der anschließende Rückzug der Gebirgsvergletscherungen zeigt sich an leicht erhöhten Sandgehalten in den Sedimentkernen PS2767-4, PS2757-8 und PS2763-7 (Abb. 9.8). Ein erhöhter Süß- und Schmelzwassereintrag im mittleren MIS 3 im zentralen Arktischen Ozean (Nørgaard-Pedersen *et al.* 1998) bestätigt das andauernde Abschmelzen von Eisschilden.

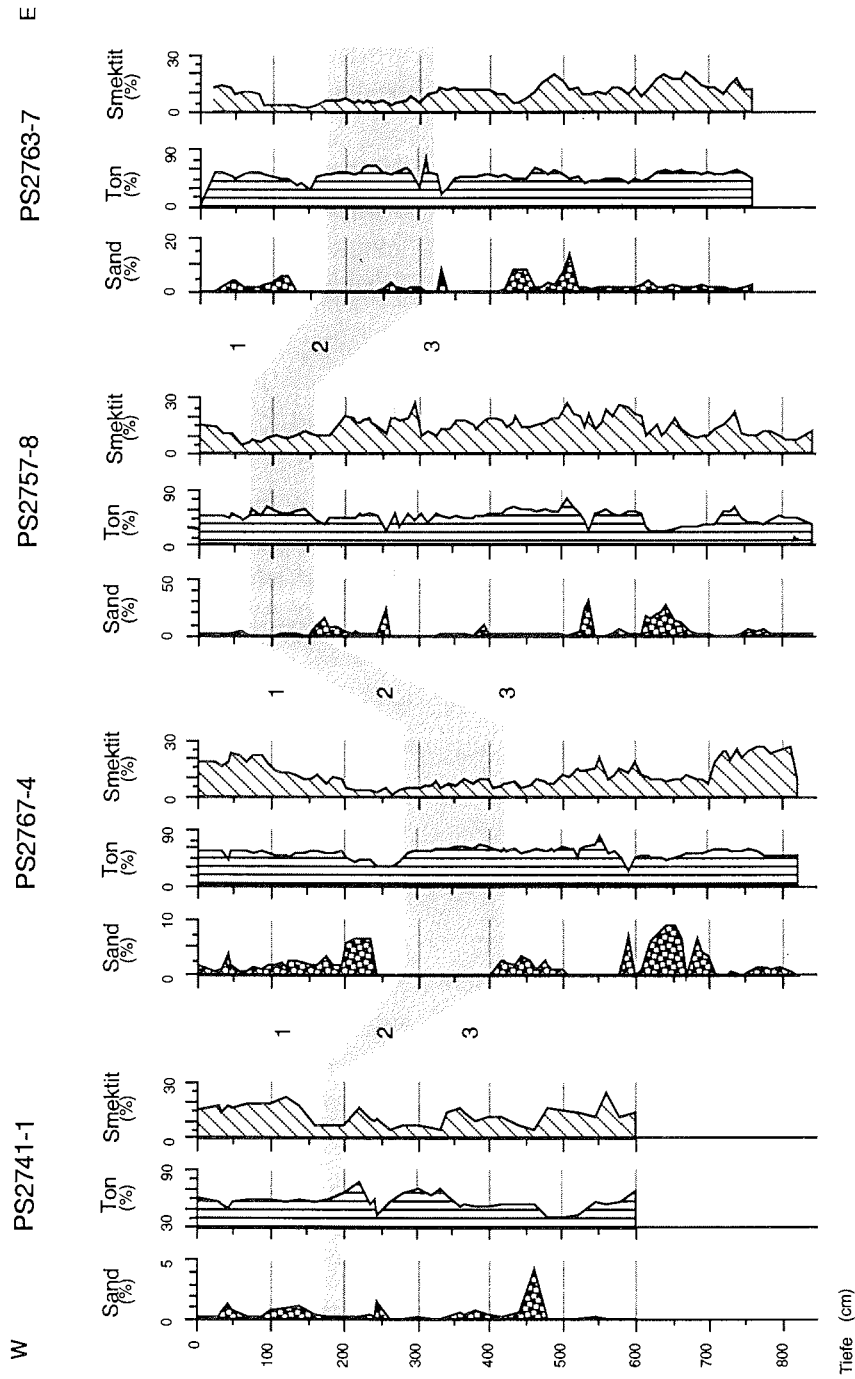


Abb. 9.8 Sand-, Ton- und Smektitgehalte der Sedimentkerne PS2741-1, PS2767-4, PS2757-8 und PS2763-7 (MIS 3 und 2 grau unterlegt)

Trotz des anhaltenden Atlantikwasser-Einstroms im mittleren und späten MIS 3 (Hebbeln & Wefer 1997, Knies *et al.* eingereicht) gehen die zu Beginn hohen Smektitgehalte im Verlauf des MIS 3 am östlichen Kontinentalrand deutlich zurück (Abb. 9.8), während der Illitanteil auf etwa 60% ansteigt. Dies ist einerseits auf den von -30 auf -80 m absinkenden Meeresspiegel zurückzuführen (Chappell & Shackleton 1986, Abb. 9.3), der einen Sedimenttransport aus der südwestlichen Laptev-See verhindert. Andererseits könnten die erhöhten Illitgehalte aus einem verstärkten Sedimenteintrag von den Inseln Severnaya Zemlyas resultieren, die als Quelle für Illit in der westlichen Laptev-See gelten (Weiel 1997).

Eine Vergleich der marinen Sedimenten des östlichen Untersuchungsgebietes (PS2757-8) zeigt, daß die späte Saale-Vereisung und die mittlere Weichsel-Vereisung ähnliche Sedimentabfolgen aufweisen (Abb. 9.9), die jeweils mit hohen Smektitgehalten beginnen. Auf die im späten MIS 6 bzw. im frühen MIS 3 erhöhten TOC-Gehalte (Stein unveröff. Daten 1999) folgen Kies- und Sand-Einträge (IRD), die den beginnenden Rückzug der Eisschilde dokumentieren. Daraus läßt sich schließen, daß die Umweltbedingungen während der beiden Kaltzeiten vergleichbar und die Eisschilde von ähnlicher Ausdehnung waren.

Die Unterschiede in den marinen Sedimenten des MIS 6 und MIS 4, die sich vor allem in der Schwermineralogie (Behrends 1999) und in den Smektitgehalten (Abb. 9.9) zeigen, lassen sich wahrscheinlich durch die unterschiedlichen Meeresspiegelstände erklären. Während der Meeresspiegel im MIS 6 bis zu 120 m tiefer lag, ist "nur" von einem 30 bis 80 m tieferem Meeresspiegel im MIS 4 auszugehen (Chappell & Shackleton 1986, Abb. 9.3). Die zeitweise gefluteten Schelfe zu Beginn des MIS 4 ermöglichten den Eintrag von metamorphen Mineralen bis in die Tiefsee (Behrends 1999). Durch den anschließenden Meeresspiegelanstieg auf -50 bis -30 m (Chappell & Shackleton 1986, Abb. 9.3) konnte das feinkörnige, smektitreiche Material aus der südwestlichen Laptev-See (Liefergebiet 1) bis an die Position des Sedimentkernes PS2757-8 transportiert werden (Abb. 9.8, 9.9).

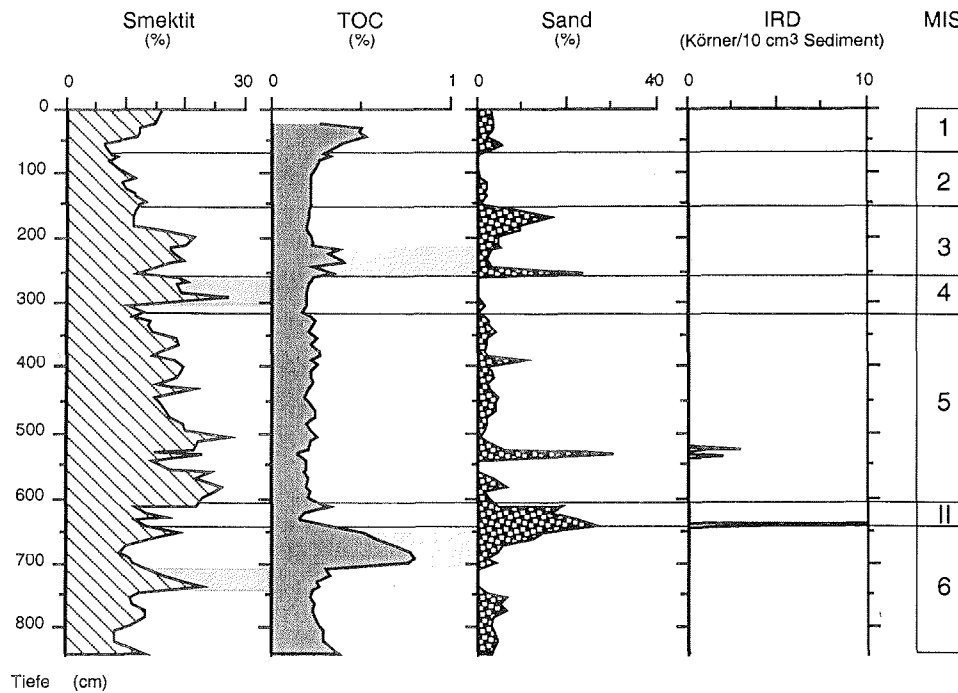


Abb. 9.9 Smektit-, TOC-, Sand- und IRD-Gehalte des Sedimentkernes PS2757-8
(Abfolgen Smektit-TOC-Sand grau unterlegt)

Der Sedimentkern PS2471-4 aus dem östlichen Nansen-Becken ist durch mächtige Turbidit-Ablagerungen geprägt, deren Alter noch diskutiert wird (vgl. Kap. 8). PARASOUND-Profile aus der südwestlichen Laptev-See zeigen, daß dieser Sedimentkern die Ablagerungen der Schlammströme, die in das MIS 4 gestellt werden, nicht erreicht (Abb. 9.10a, Kleiber *et al.* eingereicht). Kleiber *et al.* (eingereicht) stellten am Kontinentalhang oberhalb der Kernposition PS2471-4 sehr hohe Sedimentationsraten der in das MIS 3 gestellten "Unit 3" fest (Abb. 9.10b). Die Ursache für diesen intensiven Sedimenteintrag ist bisher nicht bekannt. Möglicherweise ist der fortschreitende Rückzug der sibirischen Vergletscherungen dafür verantwortlich. Die mächtigen Sedimentpakete der "Unit 3" könnten, ausgelöst durch die Meeresspiegelschwankungen im MIS 3 (Abb. 9.11, Chappell & Shackleton 1986), zu Schlamm- und Turbiditströmen geführt haben. Die Turbidite wären dann entweder während des niedrigen Meeresspiegels (-70 bis -50 m) oder während der erneuten Transgression entstanden, wenn die zusätzliche Auflast das Abgleiten von Sedimenten auslöst.

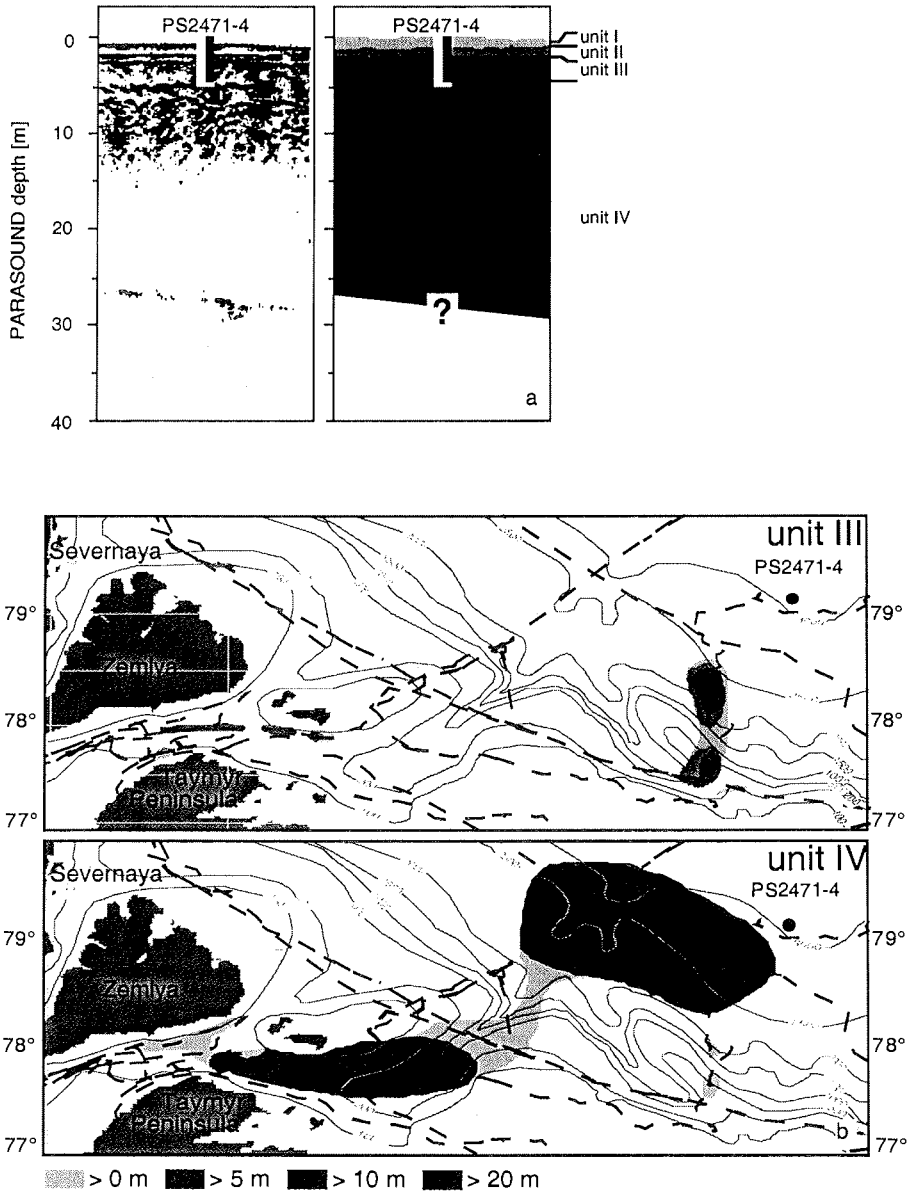


Abb. 9.10a Parasound-Profil mit Sedimentkern PS2471-4 (aus Kleiber *et al.* eingereicht)

9.10b Bathymetrische Karten mit der Verteilung und Mächtigkeit der seismischen Einheiten 3 und 4 (aus Kleiber *et al.* eingereicht)

Dagegen fand die "normale" Sedimentation bei höherem Meeresspiegel (-30 bis -40 m) statt. Die Smektitpeaks bei 160-140 cm und 330 cm Kerntiefe (Abb. 9.11) wurden nur durch Turbidite getrennt und repräsentieren demnach beide das MIS 3. Die höheren Sandgehalte im unteren Turbidit könnten ein Hinweis darauf sein, daß die Gletscher zu diesem Zeitpunkt noch auf den Schelf vorgerückt waren und das Material durch kalbende Eisberge bis an die Kernposition gelangte. Dafür spricht, daß der Sedimentkern PS2757-8 ein ähnliches Signal im frühem MIS 3 zeigt. Der in diesem Kern auftretende grobkörnige Horizont weist ebenso wie die Turbidite des Sedimentkernes PS2471-4 deutlich höhere Kaolinitgehalte auf und wird mit einem Sedimenteintrag aus dem Liefergebiet 1 in Verbindung gebracht.

9.2.6 Sauerstoffisotopenstadium 2 (MIS 2) bis 15 ka

Im Untersuchungsgebiet treten im MIS 2 sehr feinkörnige Sedimente mit bis zu 70% Ton (Abb. 9.8) und Maxima im Feinsiltbereich auf (Abb. 7.10b, 7.13b). Diese Korngrößenzusammensetzung spricht dafür, daß der Sedimenttransport weder durch Eisberge noch durch Meereis erfolgte. Während sich der Svalbard-Barents-See-Eisschild (SBIS) nach Osten maximal bis Severnaya Zemlya ausdehnte (Elverhøi *et al.* 1993, 1995, Polyak & Solheim 1994, Stein *et al.* 1994c, Polyak *et al.* 1995, 1997, Herlihy 1996), wird bereits die Kara-See als eisfrei angesehen (Andreev *et al.* 1997, Velichko *et al.* 1997a). Im Osten Eurasiens beschränkten sich die Vergletscherungen im MIS 2 wahrscheinlich auf lokale Eiskappen im westlichen Putoran-Gebirge, auf dem Anabar-Schild und auf der östlichen Taimyr-Halbinsel (Abb. 9.12, Birjukov *et al.* 1988, Dunayev & Pavlidis 1988, Siegert *et al.* 1995, Bolshiyarov & Hubberten 1996, Bourtman & Levitan 1996, Kosheleva & Yashin 1996, Melles *et al.* 1996, Niessen *et al.* 1997, Pavlidis *et al.* 1997, Polyak *et al.* 1997, Velichko *et al.* 1997a, Hald *et al.* 1999, Mangerud *et al.* 1999, Möller *et al.* 1999, Niessen *et al.* 1999, Svendsen *et al.* 1999).

PARASOUND-Profile und Sedimentkerne aus der Laptev-See (Niessen *et al.* 1997, Weiel 1997, Kleiber *et al.* eingereicht) belegen, daß die Laptev-See während des MIS 2 nicht von einem Eisschild bedeckt, sondern durch Permafrost geprägt war (Treshnikov 1985, Dunayev & Pavlidis 1988, Niessen 1995, Nürnberg *et al.* 1995b, Romanovsky 1996, Kleiber & Niessen 1999). Funde von Eiskeilen und Mammutknochen sprechen dafür, daß die Neusibirischen Inseln wie auch die Ostsibirische See im MIS 2 frei von Eisschilden waren (Alekseev 1997). Rekonstruktionen der Paläo-Umweltbedingungen sind für den Osten Sibiriens im Vergleich zum westlichen Untersuchungsgebiet nur sehr selten versucht worden (Arkhipov *et al.* 1986b, Velichko *et al.* 1997a).

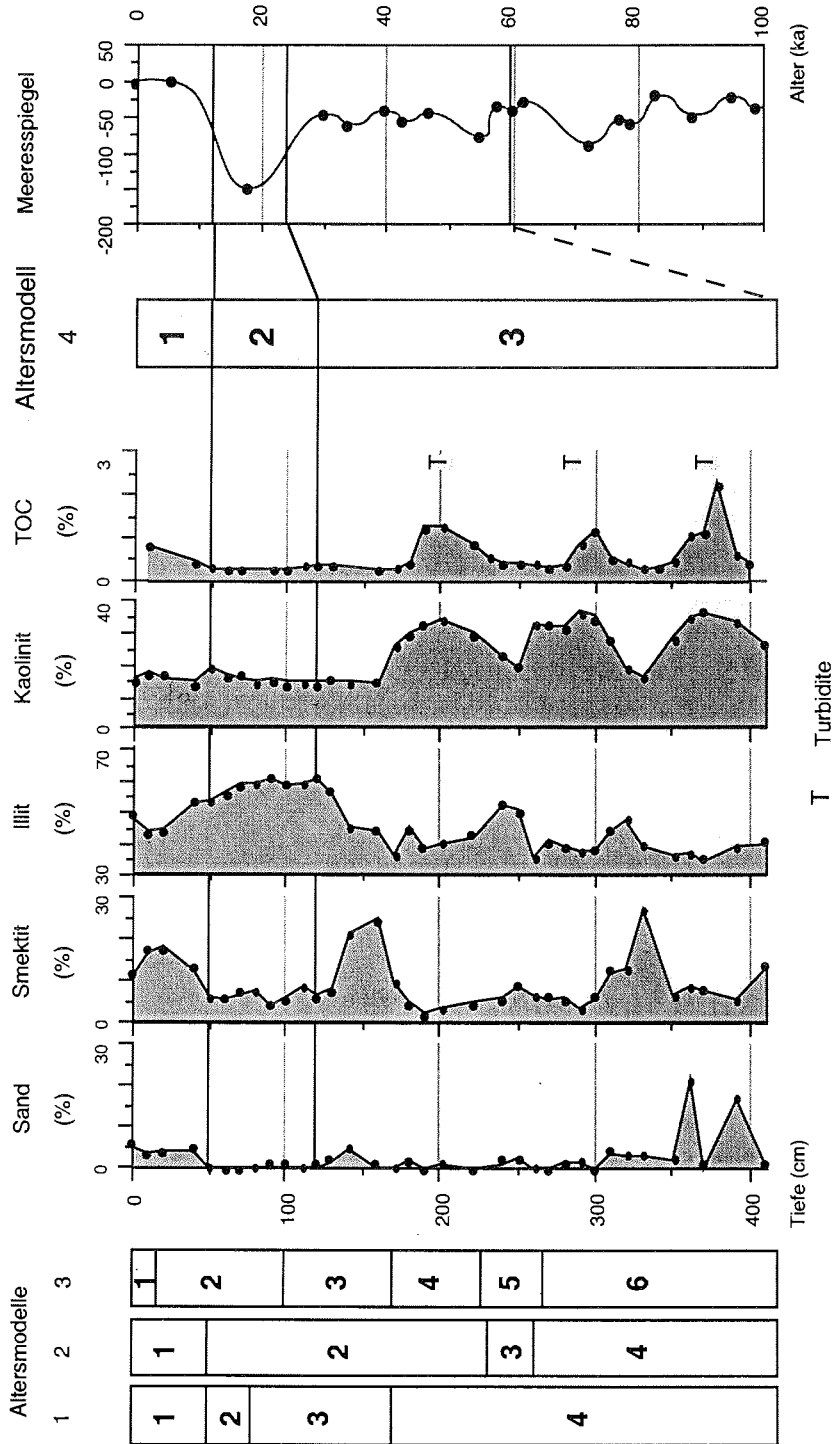


Abb. 9.11 Sand-, Tonmineral- und TOC-Gehalte des Sedimentkernes PS2471-4, TOC-Gehalte und Altersmodelle 1 und 2 nach Stein *et al.* (1999), Altersmodell 3 nach Strobl *et al.* (1999), Meeresspiegel nach Chappell & Shackleton (1986)

Der im Vergleich zu heute bis zu 120 m niedrigere Meeresspiegel im MIS 2 (Chappell & Shackleton 1986, Abb. 9.3, Fairbanks 1989, Abb. 9.5) führte dazu, daß die Schelfe der Laptev- und der Ostsibirischen See trocken fielen und die Neusibirischen Inseln ein Teil des Festlandes wurden. Auf dem Laptev-See-Schelf kartierte Rinnen, die tektonischen Strukturen folgen (Drachev *et al.* 1995), wurden wahrscheinlich während des niedrigen Meeresspiegels von den Flüssen Olenek, Lena und Yana eingeschnitten (Kleiber & Niessen 1999). Auch die Rinnen nördlich der Taimyr-Halbinsel und nördlich der Neusibirischen Inseln sind wahrscheinlich Entwässerungssysteme, obwohl sie nicht den großen sibirischen Flußsystemen zugeordnet werden können (Kleiber & Niessen 1999). Möglicherweise sind sie bereits vor dem MIS 2 gebildet worden und, wie die Entwässerungsrinnen nördlich der Taimyr-Halbinsel, durch das Abschmelzen der im MIS 4 vorhandenen Vergletscherungen entstanden (Niessen *et al.* 1999, Kleiber & Niessen 1999).

Während des LGM war die Niederschlagsmenge in Sibirien und damit die Süßwasserzufuhr durch die Flüsse deutlich reduziert (Dubikov & Baulin 1981, Sidorchuk & Panin 1996). Die geringen Smektitgehalte, die in allen Sedimentkernen meist um oder unter 10% liegen (Abb. 9.13), und die geringen Werte der magnetischen Suszeptibilität (vgl. Weiel 1997) lassen sich möglicherweise auf einen verminderten Sedimenteintrag aus dem Putoran-Gebirge (Liefergebiet 1) zurückführen. Es ist jedoch zu beachten, daß auch ein verstärkter Eintrag von terrigenem Material aus dem Osten des Untersuchungsgebietes in niedrigen Smektitgehalten resultiert. Da die Sedimentationsraten im MIS 2 im Vergleich zum MIS 3 teils höher, teils niedriger liegen, ist aufgrund der vorliegenden keine endgültige Aussage möglich.

Der Abschnitt zwischen 120 und 50 cm Tiefe des Kernes PS2471-4 (Abb. 9.11) ist vermutlich in das MIS 2 zu stellen, da er ebenso wie die anderen untersuchten Sedimentkerne keinen Sand und verhältnismäßig geringe Smektitgehalte aufweist (Abb. 9.13). Zudem sprechen die hohen Illitgehalte dafür, daß zu diesem Zeitpunkt der Sedimenteintrag von den Inseln Severnaya Zemlyas, die als Quelle für Illit in der westlichen Laptev-See angesehen werden (Weiel 1997), wegen des niedrigen Meeresspiegels überwiegt. Basierend auf den Ergebnissen dieser Arbeit und der vorangegangenen Interpretation ergibt sich folgendes Altersmodell (Modell 4) für den Sedimentkern PS2471-4 (Abb. 9.11):

Alter (ka)	Isotopenstadium (MIS)	Kerntiefe (cm)
0-12	1	0-50
12-24	2	50-120
24-59	3	120-400

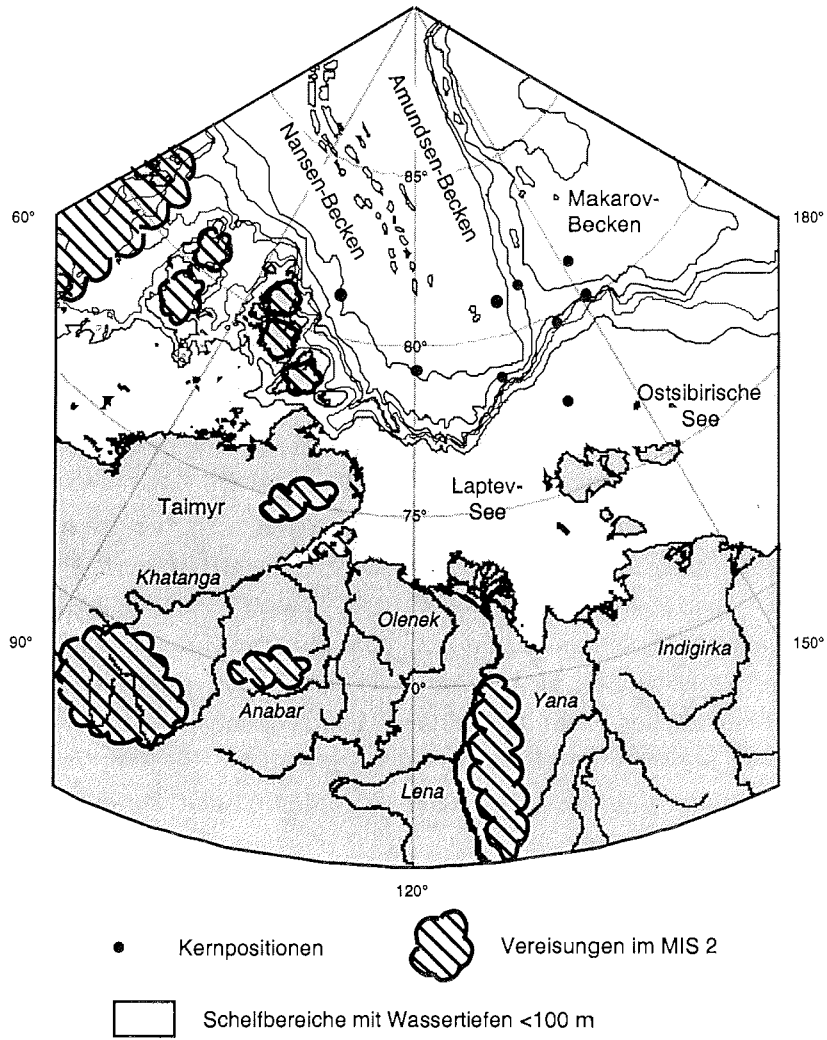


Abb. 9.12 Postulierte Vereisungen im MIS 2 nach Arkhipov *et al.* (1986b, 1995) und Velichko *et al.* (1997a) (Meeresspiegel nach Chappell & Shackleton 1986)

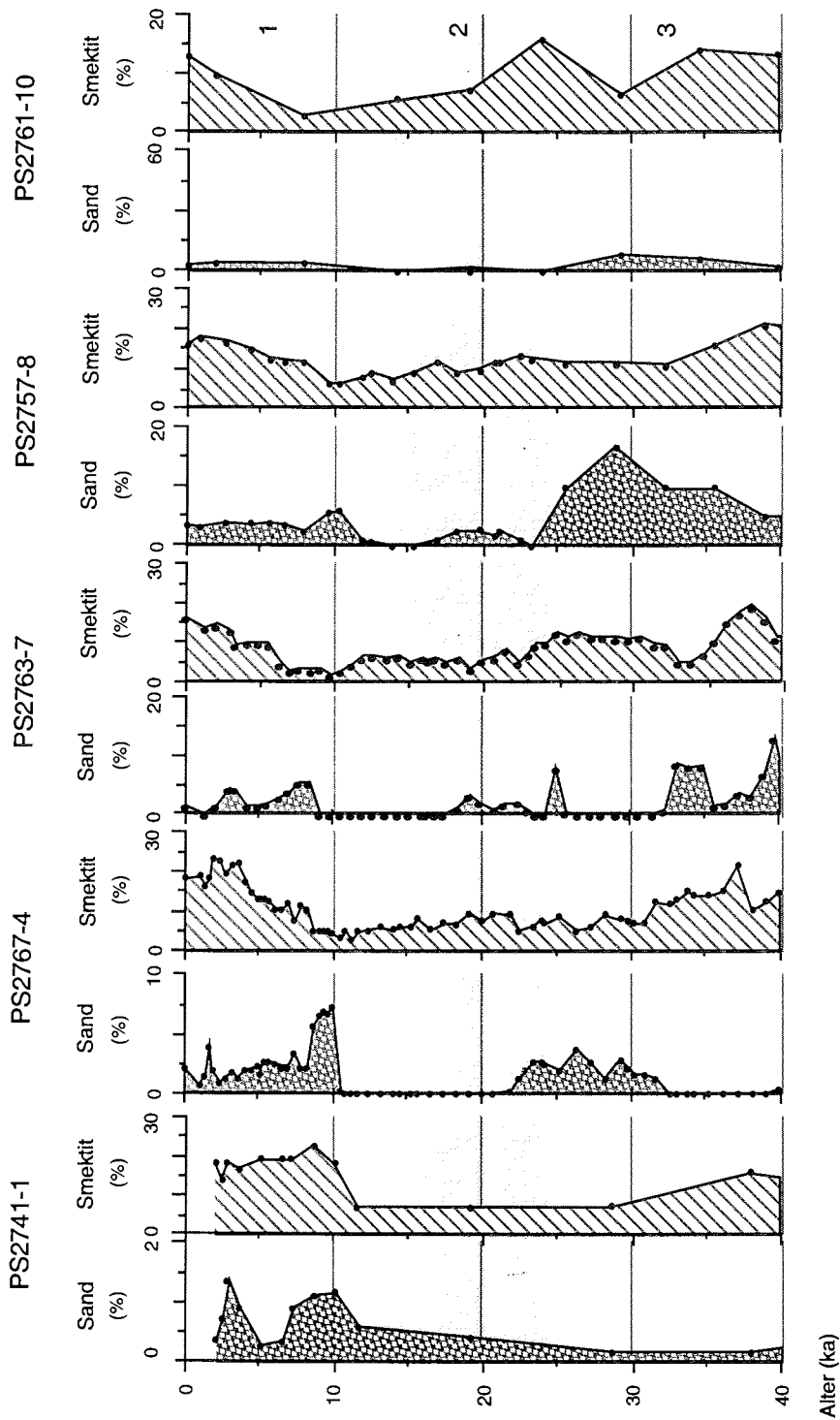


Abb. 9.13 Sand- und Smektitgehalte der Sedimentkerne PS2741-1, PS2767-4, PS2763-7, PS2757-8 und PS2761-10 in den letzten 40000 Jahren (MIS 2 grau unterlegt)

9.2.7 Termination I (Tl. 15-10 ka)

Der Übergang zum heutigen Interglazial, die Termination I, begann im zirkumarktischen Raum etwa zwischen 16 und 15 ka mit dem Zerfall des Svalbard-Barents-See-Eisschildes (z.B. Elverhøi *et al.* 1993, Nørgaard-Pedersen 1996, Vogt 1997). Die Termination Ia spiegelt sich in den Ablagerungen des Arktischen Ozeans in hohen IRD-Gehalten und Schmelzwasser-Peaks wider (z. B. Stein *et al.* 1994c, 1994d, Nørgaard-Pedersen *et al.* 1998). Im Gegensatz dazu sind die Sedimente im Untersuchungsgebiet vorwiegend feinkörnig (Abb. 9.14) und enthalten kein IRD (Abb. 9.4). Dies ist ein weiterer Hinweis dafür, daß sich im MIS 2 keine großen Eisschilde im Osten Sibiriens befanden.

Trotz des Meeresspiegelanstiegs zwischen 15 und 12 ka von -110 auf -80 m (Fairbanks 1989) lagen zunächst noch große Teile der sibirischen Schelfe trocken (Abb. 9.16). So herrschten bis etwa 12 ka Sedimente vor, die in den Sedimentkernen PS2458-4 und PS2757-8 durch hohe Orthopyroxen- und Granatgehalte (Behrends 1999) sowie durch hohe Illitgehalte von bis zu 60% (Abb. 7.7c, 7.13c) charakterisiert sind und einen Sedimenteintrag aus der östlichen Laptev-See anzeigen. Am östlichen Kontinentalhang (PS2767-4 und PS2763-7) läßt sich im Verlauf der Termination I eine Vergröberung der Sedimente feststellen. Die Ursache dafür kann die intensivere Strömung, aber auch eine Aufarbeitung der Schelfsedimente durch den angestiegenen Meeresspiegel sein. Die deutlich ansteigenden Gehalte an terri-genem TOC werden von Stein & Fahl (1999) auf die Erosion der Schelfsedimente durch den Meeresspiegelanstieg zurückgeführt.

Der erhöhte Niederschlag in Sibirien ab etwa 14 ka (Katasonova & Siegert 1982) und das Abschmelzen der lokalen Gebirgsvergletscherungen im Hinterland (z. B. Putoran-Gebirge) führte zu einer Intensivierung der Flußerosion und damit auch des fluviatilen Sedimenteintrags. Der Eintrag fluviatiler Suspensionsfracht zeigt sich im Sedimentkern PS2458-4 an Maxima im Feinsiltbereich (Abb. 9.5). In der gesamten Termination treten hohe Sedimentationsraten auf, die zur Verfüllung der Flußrinnen beitrugen (Kleiber & Niessen 1999) und die beispielsweise im Kern PS2458-4 etwa 70 cm/ky erreichen (Spielhagen unveröff. Daten 1998). Steigende Smektit- und Klinopyroxen-Gehalte im westlichen Untersuchungsgebiet (Weiel 1997, Behrends 1999) weisen daher vermutlich auf einen erhöhten Eintrag durch die Flüsse Anabar und Khatanga hin. Ein Sedimenteintrag aus der Kara-See über die Vilkitsky-Straße, der durch den Meeresspiegelanstieg wieder möglich war, zeigt sich in Sedimenten südlich von Severnaya Zemlya an hohen Pyroxengehalten (Bourtman & Levitan 1996) und in den Sedimentkernen PS2485-2 aus der Vilkitsky-Straße und PS2778-2 aus der südwestlichen Laptev-See an hohen

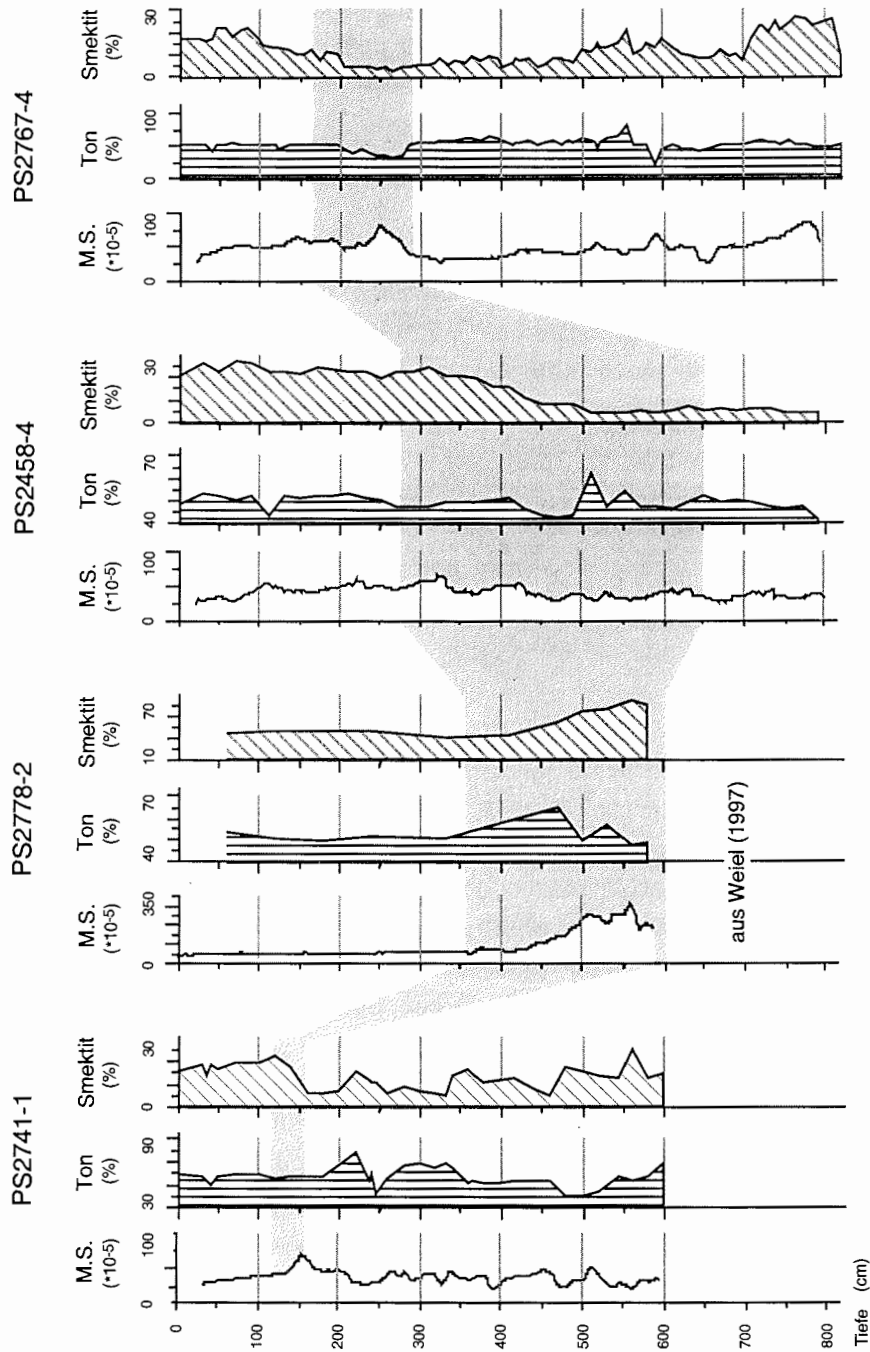


Abb. 9.14 Magnetische Suszeptibilität (M.S.), Sand-, Ton- und Smektitgehalte der Sedimentkerne PS2741-1, PS2778-2, PS2458-4 und PS2767-4 (Termination I grau unterlegt)

Rekonstruktion der Paläo-Umweltbedingungen

Werten der magnetischen Suszeptibilität (Weiel 1997). Der Sedimenteintrag aus der Kara-See ist auch in Sedimentkernen aus dem St. Anna Trog belegt, wo ebenfalls zwischen <13 und 10 ka Peaks in der magnetischen Suszeptibilität auftreten (Herlihy 1996). Ab etwa 13 ka steigen die Smektitgehalte in allen Sedimentkernen an und belegen den ostwärts gerichteten, strömungsbedingten Sedimenttransport aus der südwestlichen Laptev-See (Liefergebiet 1, vgl. Abb. 9.2).

In der Jüngeren Dryas (11-10,3 ka, Hahne & Melles 1997) zeigt die Korngrößenzusammensetzung des Sedimentkernes PS2458-4 keinen Hinweis auf vorstoßende Eisschilde oder neue Vereisungen. Dagegen tritt bei 11 ka (380 cm Kerntiefe, Abb. 7.7a) ein Maximum im Tongehalt auf, das möglicherweise auf den reduzierten Niederschlag während der Jüngeren Dryas (Velichko *et al.* 1997b) und die damit verbundene verringerte Transportkraft der Flüsse zurückgeführt werden kann. Erhöhte Kalifeldspatgehalte in der Siltfraktion und im Gesamtsediment (Abb. 7.7d, 7.7e) in diesem Zeitraum deuten auf einen Sedimenteintrag von den Neusibirischen Inseln.

9.2.8 Holozän (0-10 ka)

Für das frühe Holozän sind ansteigende bzw. hohe Smektitgehalte in den feinkörnigen Sedimenten typisch (Abb. 9.13, 9.16). Die hohen Smektitwerte resultieren aus der fortschreitenden Transgression (Fairbanks 1989), durch die zunächst die Anabar-Khatanga-Rinne geflutet wurde (Abb. 9.15, Silverberg 1972, Holmes & Creager 1974, Kosheleva & Yashin 1996). Ein Sedimenteintrag aus diesem Gebiet zeigt sich auch an erhöhten Ni/Al-Verhältnissen (Schoster unveröff. Daten 1999) und im Anstieg der Klinopyroxengehalte in den Sedimentkernen PS2458-4 und PS2757-8 (Behrends 1999). Am äußeren Schelf treten im Sedimentkern PS2725-5 zwischen 10 und 9,8 ka maximale TOC-Akkumulationsraten auf, die auf eine verstärkte Meeresboden- und Küstenerosion und/oder einen verstärkten Eintrag durch die sibirischen Flüsse zurückgeführt werden (Stein & Fahl 1999). Die hohen Sandgehalte an der Basis des Kernes PS2725-5 (Abb. 9.16) weisen auf eine Aufarbeitung der Sedimente hin, da die Wassertiefe bei Beginn der Sedimentation nur 25 m betrug. Zusammen mit dem Meeresspiegelanstieg auf -53 m am Übergang zum Holozän (Fairbanks 1989) treten im Sedimentkern PS2458-4 erhöhte Grobsiltgehalte auf, die sich in einer bimodalen Siltverteilung widerspiegeln (Abb. 9.5). Der Anstieg in marinem TOC bei etwa 9 ka am mittleren (PS2742-5, PS2474-3) und oberen Kontinentalhang (PS2458-4) wird vermutlich durch einen intensivierten Atlantikwasser-Einstrom verursacht (Stein & Fahl 1999).

Rekonstruktion der Paläo-Umweltbedingungen

Die seit Beginn der Termination I hohen Sedimentationsraten in den Kernen PS2485-2, PS2778-2, PS2458-4 und PS2725-5 setzen sich bis etwa 8 ka fort (Stein & Fahl 1999). Danach, als der Schelf bis ca. 20 m Wassertiefe geflutet war, ist ein drastischer Rückgang der Sedimentationsraten zu verzeichnen, der auf veränderte Umweltbedingungen hinweist. Auch in Sedimentkernen aus dem St. Anna Trog wurden von >100 cm/ky auf <50 cm/ky nach 8 ka abnehmende Sedimentationsraten festgestellt (Herlihy 1996, Polyak *et al.* 1997, Hald *et al.* 1999).

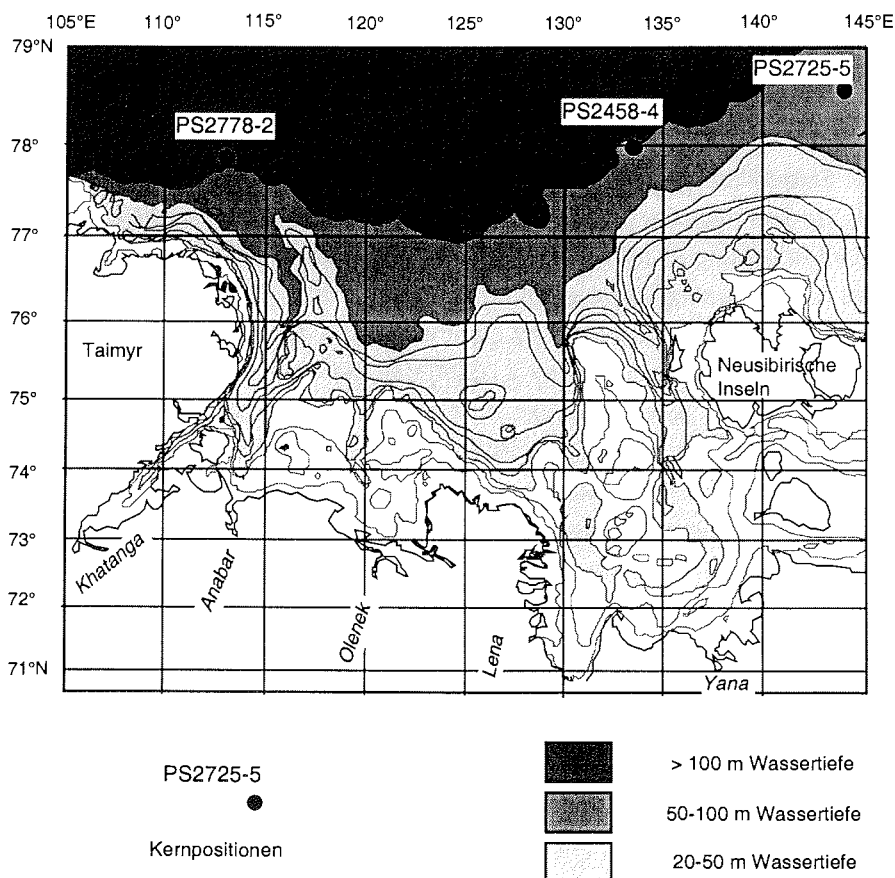


Abb. 9.15 Meeresspiegel in der Termination I und im frühen Holozän (nach Fairbanks 1989)
13 ka: -100 m, 10 ka: -50 m, 8 ka: -20 m

Rekonstruktion der Paläo-Umweltbedingungen

Mögliche Gründe, die zur Nicht-Ablagerung bzw. Erosion der Sedimente geführt haben könnten, sind die Verlagerung der Sedimentationszentren, Bodenströmungen und der Sedimenteintrag in das Meereis (Are 1994, Eicken *et al.* 1997, Lindemann 1998, Stein & Fahl 1999). Durch die fortschreitende Transgression verlagerten sich die Flußmündungen und die Bereiche mit Wassertiefen <20 m, die rezent die höchsten Sedimentationsraten aufweisen, weiter nach Süden. In den Sedimentkernen PS2741-1, PS2458-4, PS2725-5, PS2767-4 und PS2763-7 treten im Holozän Horizonte mit erhöhten Sandgehalten auf, die möglicherweise Residualsedimente darstellen (Abb. 9.13, 9.16). Andererseits sind die gefluteten Schelfe eine günstige Voraussetzung, um viel Sediment bei der Neubildung in das Meereis aufzunehmen. Ein verstärkter Meereistransport spiegelt sich im zentralen Arktischen Ozean durch einen hohen Eintrag von Meereissedimenten ab 8 ka wider (Nørgaard-Pedersen *et al.* 1998).

Aufgrund der Schichtlücken bzw. der stark reduzierten Sedimentationsraten in den untersuchten Sedimentkernen sind Aussagen über die letzten 8 ky kaum möglich. Detaillierte Untersuchungen an Sedimentkernen aus der südöstlichen Laptev-See belegen, daß der Süßwasser-Eintrag durch Lena und Yana und der Einfluß mariner Wassermassen während der letzten 7 ky stark variierte (Cremer 1998, Kunz-Pirrung 1998). In den oberen 100 cm des Kernes PS2458-4, die etwa die letzten 200 Jahre repräsentieren (vgl. Kap. 8), nehmen die Klinopyroxengehalte ab (Behrends 1999). Aufgründessen postuliert Behrends (1999) einen verstärkten fluviatilen Eintrag durch die Lena, der die Signale aus der westlichen Laptev-See überprägt. Dagegen zeigt die Tonmineralogie des Sedimentkernes PS2458-4 ein solches Signal nicht (Abb. 9.16). Etwas geringere Smektitgehalte in den obersten Abschnitten der Kerne PS2767-4 und PS2757-8 (Abb. 9.13) könnten aber auf einen verstärkten Lena-Eintrag oder einen weniger intensiven Atlantikwasser-Einstrom zurückzuführen sein.

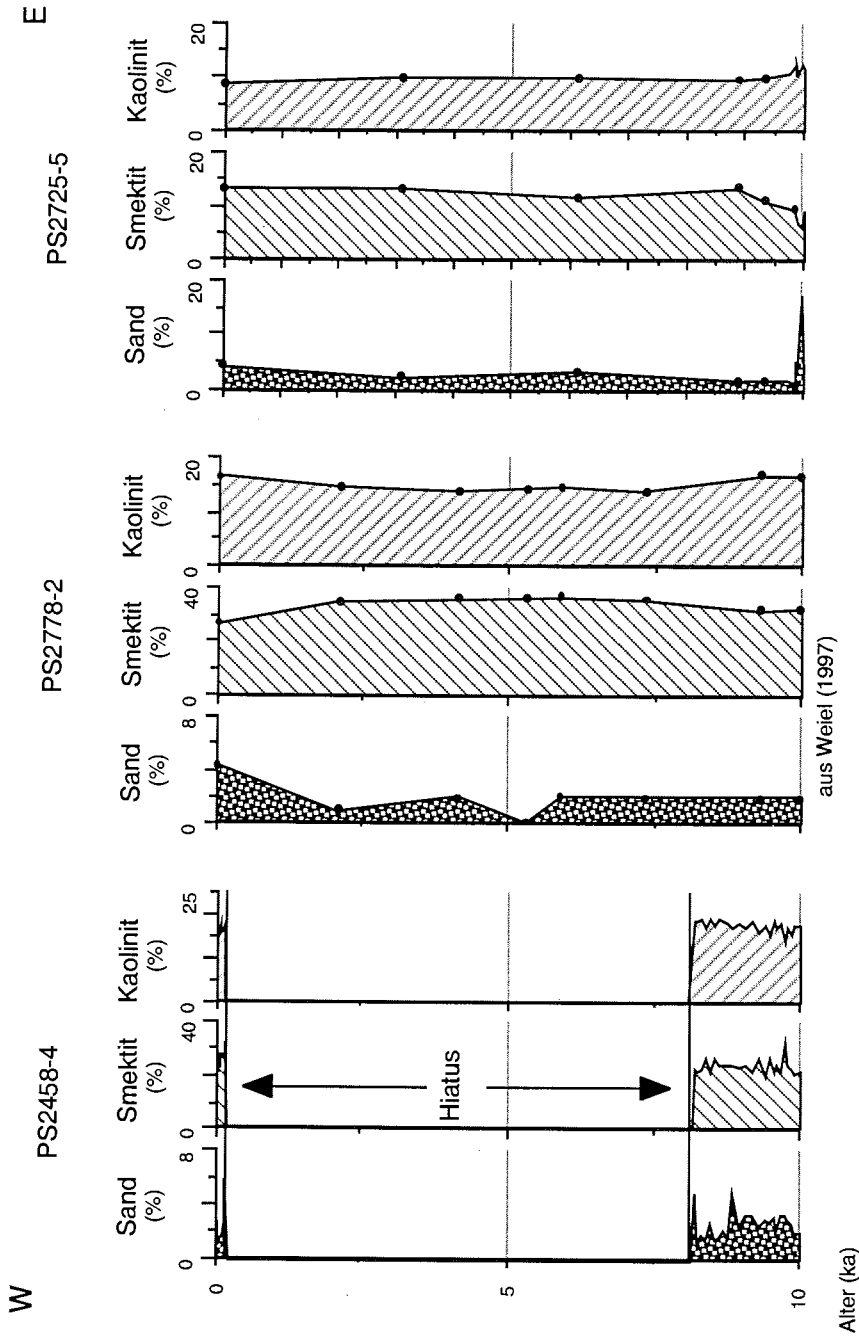


Abb. 9.16 Sand-, Smektit- und Kaolinitgehalte der Sedimentkerne PS2458-4, PS2778-2 und PS2725-5 im Holozän

9.3 Vereisungen der letzten 190.000 Jahre

9.3.1 Voraussetzungen für den Auf- und Abbau eurasischer Eisschilde

Das Zusammenspiel verschiedener Faktoren wie des Atlantikwasser-Einstroms, der Höhe des Meeresspiegels und der Insolation bestimmt die Ausdehnung der eurasischen Vergletscherungen (Hebbeln *et al.* 1994, 1998, Dokken & Hald 1996, Knies 1999). Das in den Arktischen Ozean einströmende Atlantikwasser spielt im Westen Eurasiens sowohl für den Aufbau von Eisschilden als auch für deren Rückzug eine bedeutende Rolle. Im Europäischen Nordmeer und in der Barents-See wird die für den Aufbau von Eisschilden notwendige Feuchtigkeit durch den Einstrom von warmem Atlantikwasser herangeführt (z. B. Ruddiman *et al.* 1980, Hebbeln *et al.* 1994, 1998). So resultiert der intensive Atlantikwasser-Einstrom, der sich vermutlich zumindest bis an den nördlichen Barents-See-Kontinentalrand fortsetzt (Knies 1999), in großen Vergletscherungen im MIS 6, 4 und 2 im Westen Eurasiens (Hebbeln *et al.* 1998). Andererseits war der intensive Atlantikwasser-Einstrom zusammen mit einem starken Meeresspiegelanstieg ein Auslöser für den Rückzug des Svalbard-Barents-See-Eisschildes in der Termination Ia (Nørgaard-Pedersen *et al.* 1998, Knies 1999).

Am östlichen eurasischen Kontinentalrand wird das Abschmelzen der teils marinen Vergletscherungen der späten Saale-Kaltzeit (Abb. 9.7) in der Termination II durch den starken Meeresspiegelanstieg gefördert, da dieser zu einem Aufschwimmen der Eisschilde führt. Wiederholte IRD-Einträge im westlichen Untersuchungsgebiet im Verlauf des MIS 3 zeigen dagegen an, daß das Abschmelzen des Eisschildes der mittleren Weichsel-Kaltzeit auf Severnaya Zemlya schrittweise erfolgte. Die endgültige Enteisung, die sich im östlichen Arktischen Ozean in einer Zunahme der Schmelzwasserzufuhr äußert (Nørgaard-Pedersen *et al.* 1998), könnte durch den verstärkten Atlantikwasser-Einstrom im mittleren und späten MIS 3 hervorgerufen worden sein (Hebbeln & Wefer 1997). Der relativ lang andauernde Rückzug der Eisschilde beruht wahrscheinlich darauf, daß die mittlere Weichsel-Kaltzeit ein Interstadial und kein Interglazial war und weder ein deutlicher Meeresspiegelanstieg noch eine starke Erwärmung auftraten. Die beiden kühleren Phasen im MIS 3 (45-40 ka und 35-30 ka) verzögerten zusätzlich den Rückzug bzw. das Abschmelzen der Gebirgsvergletscherungen im Hinterland oder führten sogar zu einem erneuten Vorstoß (Arkhipov *et al.* 1986a).

Vereisungen der letzten 190.000 Jahre

Eine Folge der Minima in der Insolation (Abb. 9.17, Berger 1978, Berger & Loutre 1991) ist die massive Meereisbedeckung im Arktischen Ozean im MIS 6, 5.4, 5.2/5.1, 4 und 2 (Pagels 1991, Kubisch 1992, Nørgaard-Pedersen *et al.* 1998, Knies *et al.* eingereicht). Dabei wird im Vergleich zum MIS 2 von einer insgesamt größeren Eisbedeckung in der frühen und der mittleren Weichsel-Kaltzeit ausgegangen. Sehr geringe Sedimentationsraten und IRD-Gehalte im zentralen Arktischen Ozean sind eng mit der massiven Meereisbedeckung und einem niedrigen Meeresspiegel verbunden (Pfirman *et al.* 1990, Gard 1993, Stein *et al.* 1994c, 1994d, Spielhagen *et al.* 1997, Nørgaard-Pedersen *et al.* 1998).

9.3.2 Vergleich der Eisschilde West- und Osteurasiens

Knies (1999) postulierte eine Asymmetrie der Kryosphäre Eurasiens, da die Vergletscherung Severnaya Zemlyas im MIS 2 im Vergleich zum MIS 6 und 4 nur gering war (Abb. 9.7, 9.12). Unterschiedlich starke Vereisungen sind durch die Ergebnisse dieser Arbeit auch für Ostsibirien bestätigt. Velichko *et al.* (1997b) gehen davon aus, daß eine Asymmetrie der Kryosphäre während der gesamten Weichsel-Kaltzeit bestand. In der nördlichen Barents-See ist ein zeitlicher Versatz zwischen der Enteisung des St. Anna Troges und des Franz-Victoria Troges dokumentiert (Herlihy 1996, Polyak *et al.* 1997, Vogt 1997, Hald *et al.* 1999). Neuerdings wird daher die Theorie vom gleichzeitigen Auf- und Abbau der eurasischen Eisschilde abgelehnt (Larsen *et al.* 1999).

Für die Vereisungen in Mittel- und Ostsibirien scheinen daher nicht die gleichen Bedingungen wie beispielsweise für den Aufbau des Svalbard-Barents-See-Eisschildes ausschlaggebend gewesen zu sein (vgl. Velichko *et al.* 1997b, Nørgaard-Pedersen *et al.* 1998, Knies 1999). Möglicherweise hat die niedrige Insolation im Osten Eurasiens nicht unbedingt ein starkes Wachstum von Eisschilden zur Folge (Velichko *et al.* 1997b, Nørgaard-Pedersen *et al.* 1998, Knies 1999). Eine Erklärung dafür gibt es aber bisher nicht.

Ein möglicher Grund dafür, daß im MIS 2 in Mittel- und Ostsibirien keine großen Eisschilde aufgebaut wurden, ist, daß nicht genügend Feuchtigkeit zur Verfügung stand (z. B. Velichko *et al.* 1997b, Knies 1999). Im Westen Eurasiens sorgt einströmendes Atlantikwasser für die notwendige Feuchtigkeit. Es stellt sich die Frage, ob der Atlantikwasser-Einstrom auch in Mittel- und Ostsibirien für die Zufuhr von Feuchtigkeit verantwortlich ist. Durch das fortschreitende Absinken des Atlantikwassers findet der Einstrom im arktischen Zwischenwasser in einigen 100 m Wassertiefe statt (Rudels *et al.* 1994, Schauer *et al.* 1997). Für den östlichen eurasischen Kontinentalrand wird trotz ständigem Atlantikwasser-Einstrom (Hebbeln *et al.* 1998, Knies 1999) eine mehr oder weniger permanente Meereisbedeckung und

kaum saisonal eisfreie Bedingungen im späten MIS 3 und im MIS 2 angenommen (Knies 1999). Das spricht dafür, daß das Atlantikwasser im Osten Eurasiens keinen Einfluß auf die Eisbedeckung hat. Somit ist auch der Wärmeaustausch zwischen dem Atlantikwasser und der Atmosphäre eher unwahrscheinlich. Daraus läßt sich schließen, daß das einströmende Atlantikwasser keine Voraussetzung für den Eisaufbau in Mittel- und Ostsibirien war.

Folglich stellt sich die Frage, woher die sibirischen Eisschilde die Feuchtigkeit für den Aufbau bezogen haben. Möglicherweise wurde die Feuchtigkeit der atlantischen Luftmassen über Land nach Mittel- und Ostsibirien transportiert (Abb. 9.18a, Naidina 1995, Velichko *et al.* 1997a). Für das MIS 6 und 4 wird angenommen, daß eine zyklonische Zirkulation in Mittel- und Ostsibirien vorherrschte (Arkhipov *et al.* 1986b). Ein zyklonisches Regime hat zur Folge, daß die Westwinde in diesen Kaltzeiten mehr (festen) Niederschlag nach Mittel- und Ostsibirien bringen, so daß sich große Eisschilde aufbauen konnten. In der Laptev-See wirkt sich das zyklonische Regime in einem ostwärts gerichteten Strömungs- und Meereis-transport aus (Proshutinsky & Johnson 1997). Dies erklärt, warum im Sedimentkern PS2757-8 im MIS 4 außergewöhnlich hohe Smektitgehalte auftreten (Abb. 9.3, 9.9).

Im MIS 2 herrschte dagegen ein antizyklonisches Regime mit Hochdruckgebieten über Sibirien vor (Abb. 9.18b, Arkhipov *et al.* 1986b). Die Hochdruckgebiete blockten die feuchtigkeitsführenden atlantischen Luftmassen ab und verhinderten den Aufbau großer Eisschilde (Velichko *et al.* 1997a). Unter einem antizyklonischen Regime ist die Niederschlagsmenge und damit Süßwasserzufuhr durch die Flüsse deutlich reduziert (Proshutinsky & Johnson 1997). Einen solchen geringeren fluviatilen Eintrag während des MIS 2 postulieren Dubikov & Baulin (1981) und Sidorchuk & Panin (1996). Aus einem antizyklonischen Regime resultiert der Ausstrom aus der Laptev-See nach Norden (Proshutinsky & Johnson 1997). Das auch im Holozän bestehende antizyklonische Regime (Naidina 1995) zeigt sich z. B. an der rezenten Amphibolverteilung in der Laptev-See (Behrends 1999).

Nach Ruddiman *et al.* (1980) erreichten die Hochdruckgebiete und damit die Feuchtigkeit aus der Atlantikumgebung die niederschlagsarmen Regionen im Osten Eurasiens wahrscheinlich eher nach einem Interglazial (MIS 7 und 5.5) als nach einem Interstadial (MIS 3). Diese Theorie spricht zwar für große Vereisungen im MIS 6 und im MIS 5.4, kann aber die weitreichenden Vergletscherungen in der mittleren Weichsel-Kaltzeit in Mittel- und Ostsibirien nicht erklären.

Vereisungen der letzten 190.000 Jahre

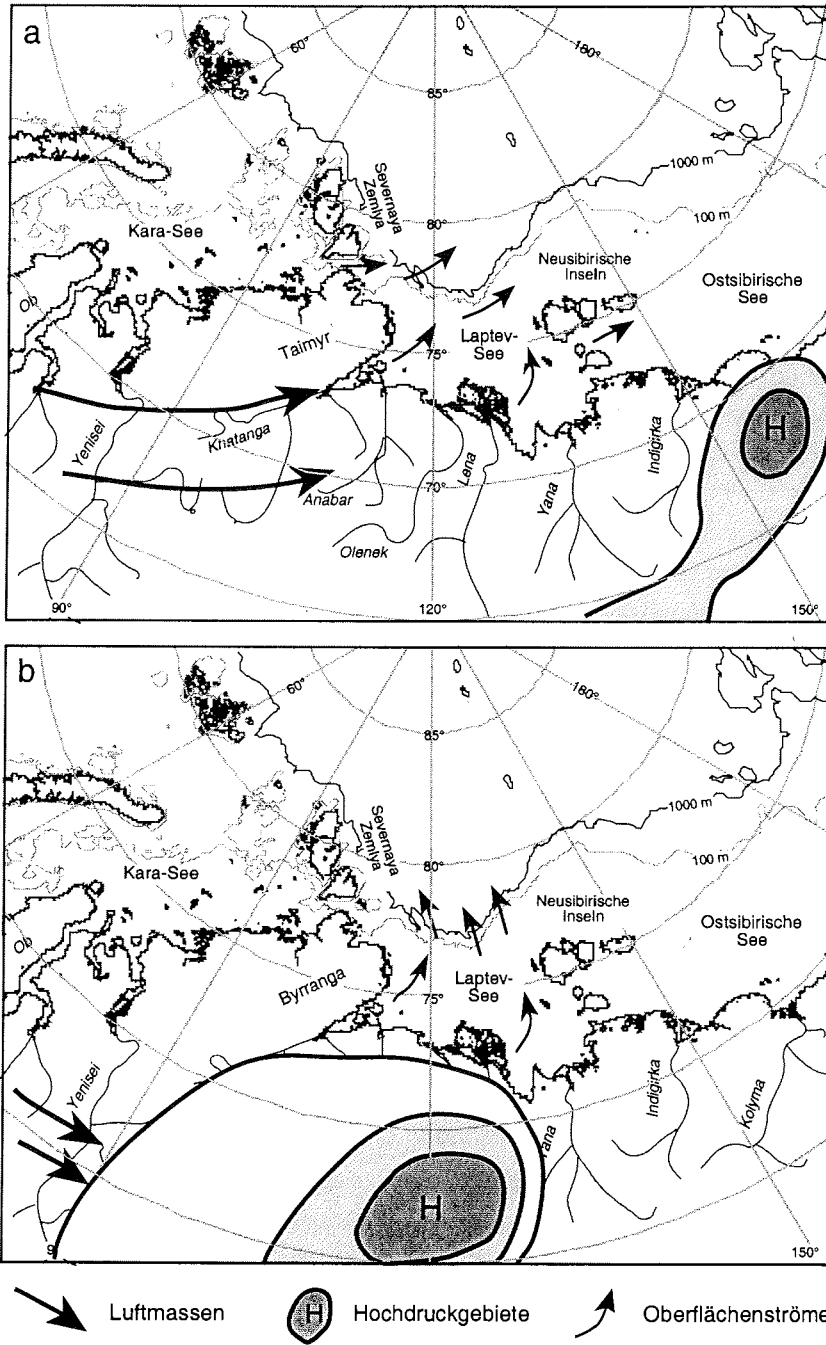


Abb. 9.18 Vorherrschende Hochdruckgebiete über Sibirien
(nach Naidina 1995, Velichko *et al.* 1997a)
a. im MIS 6 und 4
b. im MIS 2

10. Schlußfolgerungen und Ausblick

Die granulometrischen und mineralogischen Untersuchungen an marinen Sedimenten vom östlichen eurasischen Kontinentalrand haben gezeigt, daß für die Sedimentation im östlichen Eurasischen Becken während der letzten 160.000 Jahre hauptsächlich der Sedimenteintrag vom angrenzenden sibirischen Festland ausschlaggebend war. Basierend auf den Ergebnissen dieser Arbeit, die mit weiteren Parametern wie Schwermineraldaten (Behrends 1999), TOC-Gehalten (Stein unveröff. Daten 1998), der magnetischen Suszeptibilität (Niessen & Weiel 1996) und Nickel/Aluminium-Verhältnissen (Schoster unveröff. Daten 1999) ergänzt wurden, lassen sich drei Liefergebiete unterscheiden. Hohe Smektit- und Klinopyroxengehalte, hohe magnetische Suszeptibilität und hohe Nickel/Aluminium-Verhältnisse sind typische Anzeiger für Sedimente der südwestlichen Laptev-See (Liefergebiet 1). Dagegen deuten erhöhte Illit-, TOC- und Amphibolgehalte auf einen Sedimenteintrag aus dem Liefergebiet 2 hin, das die südöstliche Laptev-See und das südlich angrenzende Hinterland umfaßt. Das östliche Untersuchungsgebiet, repräsentiert durch die Sedimentkerne PS2725-5, PS2767-4, PS2763-7, PS2757-8 und PS2761-10, ist ein Sedimentationsregime, das im wesentlichen durch den terrigenen Eintrag aus der nordöstlichen Laptev-See und der westlichen Ostsibirischen See geprägt ist (Liefergebiet 3). Ein Sedimenteintrag aus dem arktischen Teil des Arktischen Ozeans konnte nicht nachgewiesen werden.

Die rezent im Untersuchungsgebiet wichtigsten Prozesse für den Eintrag von terrigenem Material sind der Transport durch Strömungen und Meereis. Der Strömungstransport läßt sich anhand der Verteilung der Tonminerale, insbesondere Smektit, rekonstruieren (Abb. 9.18). Dagegen ist das Vorkommen von grobkörnigen Material in den meist feinkörnigen Sedimenten des Untersuchungsgebietes auf küstennahe Bereiche beschränkt (Abb. 7.1a).

Die Bedeutung der einzelnen Prozesse variiert mit den herrschenden klimatischen Bedingungen. Während der Interglaziale (Eem und Holozän) bestimmen hauptsächlich Meereis- und Strömungstransport den Sedimenteintrag in die Tiefsee. Der Sedimenttransport aus dem Westen des Untersuchungsgebietes ist an einen hohen Meeresspiegel und den Einstrom von Atlantikwasser gebunden. Erhöhte Anteile an eistransportiertem Material sind auf den Sedimenteintrag durch die kontinentalen Vereisungen während der späten Saale-Kaltzeit und der mittleren Weichsel-Kaltzeit sowie deren Abschmelzphasen zurückzuführen. Dagegen gewinnt der fluviatile Sedimenteintrag im MIS 2 aufgrund fehlender Vergletscherungen in Ostsibirien und wegen des niedrigen Meeresspiegels an Bedeutung, obwohl der fluviatile Eintrag im Vergleich zum Holozän geringer war.

Eine unterschiedliche Ausdehnung der Vergletscherungen auf Severnaya Zemlya während der späten Saale- und der mittleren Weichsel-Kaltzeit im Vergleich zum MIS 2 (Knies 1999) konnte aufgrund der vorliegenden Daten auch für den Osten Sibiriens bestätigt werden. Die untersuchten Sedimentkerne zeigen keine Hinweise auf großflächige sibirische Eisschilde im MIS 2. Dagegen erstreckten sich die Vergletscherungen im MIS 6 und 4 ausgehend von den Gebirgszügen bis in das Tiefland. Über die exakte Ausdehnung der Eisschilde lassen sich anhand der marinen Untersuchungen jedoch keine Aussagen machen. Dazu müßten verstärkt Untersuchungen an Land und auf den Schelfen durchgeführt werden.

Am östlichen eurasischen Kontinentalrand stellt die unzureichende Stratigraphie der Sedimentkerne ein großes Problem dar. Sedimentologische Parameter können zwar zu einem stratigraphischen Grundgerüst beitragen, aber keine hochauflösenden Altersmodelle liefern. Eine bessere stratigraphische Auflösung könnte zum einen durch weitere paläomagnetische Untersuchungen an (datierten) Sedimentkernen erzielt werden. Zum anderen sollten zukünftig alternative Datierungsmethoden wie beispielsweise die Thermolumineszenz (TL) eingesetzt werden.

Um die Sedimentationsbedingungen auf den sibirischen Schelfen und am Kontinentalhang besser verstehen und interpretieren zu können, sind flächendeckende geophysikalische Untersuchungen (z. B. PARASOUND) in diesem Gebiet nötig.

Umfassende Aussagen über paläozeanographische Veränderungen wie Verlagerungen der Transpolar-Drift oder des Beaufort-Wirbels können nur mit Hilfe weiterer granulometrischer und mineralogischer Untersuchungen an Sedimentkernen aus dem Schelfgebiet der Ostsibirischen See und dessen Kontinentalrand gemacht werden.

11. Literaturverzeichnis

- Aagaard, K. (1981): On the deep circulation in the Arctic Ocean. *Deep-Sea Research* **28A(3)**: 251-268.
- Aagaard, K., Coachman, L.K. & Carmack, E. (1981): On the halokline of the Arctic Ocean. *Deep-Sea Research* **28A(6)**: 529-545.
- Aagaard, K., Swift, J.H. & Carmack, E.C. (1985): Thermohaline Circulation in the Arctic Mediterranean Sea. *Journal of Geophysical Research* **90(C3)**: 4833-4846.
- Aagaard, K., Foldvik, A. & Hillman, S.R. (1987): The West Spitsbergen Current: Disposition and water mass transformation. *Journal of Geophysical Research* **92(C4)**: 3778-3784.
- Aagaard, K. & Carmack, E.C. (1989): The Role of Sea Ice and Other Fresh Water in the Arctic Circulation. *Journal of Geophysical Research* **94(C10)**: 14485-14498.
- Alabyan, A.M., Chalov, R.S., Korotaev, V.N., Sidorchuk, A.Y. & Zaitsev, A.A. (1995): Natural and Technogenic Water and Sediment Supply to the Laptev Sea. In: Kassens, H., Piepenburg, D., Thiede, J., Timokhov, L., Hubberten, H.-W. & Priamikov, S.M. (eds.): Russian-German Cooperation: The Laptev Sea System. *Berichte zur Polarforschung* **176**: 265-271.
- 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.
- Alexandrov, V.Y., Eicken, H. & Kolatschek, J. (1995): Satellite Radar Monitoring of Ice Drift in the Laptev Sea. In: Kassens, H., Piepenburg, D., Thiede, J., Timokhov, L., Hubberten, H.-W. & Priamikov, S.M. (eds.): Russian-German Cooperation: The Laptev Sea System. *Berichte zur Polarforschung* **176**: 17-19.
- Anderson, L.G. & Jones, E.P. (1992): Tracing upper waters of the Nansen Basin in the Arctic Ocean. *Deep-Sea Research* **39**: 425-433.
- Anderson, L.G., Björk, G., Holby, O., Jones, E.P., Kattner, G., Koltermann, K.P., Liljeblad, B., Lindegren, R., Rudels, B. & Swift, J. (1994): Water Masses and Circulation in the Eurasian Basin: Results from the Oden 91 North Pole Expedition. *Journal of Geophysical Research* **99(C2)**: 3273-3283.
- Andreev, A.A., Tarasov, P.E., Romanenko, F.A. & Sulerzhitsky, L.D. (1997): Younger Dryas pollen records from Sverdrup Island (Kara Sea). *Quaternary International* **41/42**: 135-139.
- Andreeva, I., Fütterer, D., Kassens, H., Kim, B., Kosheleva, E., Musatov, E., Niessen, F., Petrova, V., Stein, R., Vanshtein, B. & Yashin, D. (1998): Lithology of upper Quaternary varve and late Cenozoic paleogeography of the Laptev Sea margin. *3. Int. Conference on Arctic margins, Abstract Vol.*, 25-26.
- Anisimov (1996): The landscape chart of the basin of the Levinson-Lessing lake. In: Kassens, H., Lindemann, F. & Rohr, B. (eds.): Third Workshop on Russian-German Cooperation: Laptev Sea System (Program and Abstracts). Köln 9/96: 90.
- Anon (1978): Polar Regions Atlas. (Foreign Assessment Center, Central Intelligence Agency).
- Are, F.E. (1994): Dynamics of the littoral zone of Arctic seas (State of the Art and Goals). *Polarforschung* **64(3)**: 123-131.
- Are, F.E. & Reimnitz, E. (1998): Cryogenic processes of Arctic land-ocean interactions. *3. Int. Conference on Arctic margins, Abstract Vol.*, 27-28.
- Are, F.E. (1999): The role of coastal retreat for sedimentation in the Laptev Sea. In: Kassens, H., Bauch, H., Dmitrenko, I., Eicken, H., Hubberten, H.-W., Melles, M., Thiede, J. & Timokhov, L. (eds.): Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History. (Springer-Verlag), 287-295 (im Druck).
- Arkipov, S.A., Isayeva, L.L., Bepaly, V.G. & Glushkova, O. (1986a): Glaciation of Siberia and north-east USSR. *Quaternary Science Reviews* **5**: 463-473.
- Arkipov, S.A., Bepaly, V.G., Faustova, M.A., Glushkova, O., Isayeva, L.L. & Velichko, A.A. (1986b): Ice-sheet reconstructions. *Quaternary Science Reviews* **5**: 475-483.
- Arkipov, S.A., Ehlers, J., Johnson, R.G. & Wright, H.E. (1995): Glacial drainage towards the Mediterranean during the Middle and Late Pleistocene. *Boreas* **24**: 196-206.

Literaturverzeichnis

- Arkipov, S.A. (1998): Stratigraphy and paleogeography of the Sartan glaciation in west Siberia. *Quaternary International* **45/46**: 29-42.
- Astakhov, V. (1997): Late Glacial events in the Central Russian Arctic. *Quaternary International* **41/42**: 17-25.
- Atterberg, A. (1912): Die mechanische Bodenanalyse und die Klassifikation der Böden Mittelschwedens. *Int. Mitt. f. Bodenkunde* 314 S.
- Bard, E., Labeyrie, L.D., Pichon, J.J., Labrachecherie, M., Arnold, M., Duprat, J., Moyes, J. & Duplessy, J.C. (1990): The last deglaciation in the southern and northern hemispheres: A comparison based on oxygen isotope, sea surface temperature estimates, and accelerator ^{14}C dating from deep-sea sediments. In: Bleil, U. & Thiede, J. (eds.): *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*. Dordrecht (Kluwer Academic Publishers), 308: 405-415.
- Bauch, H.A., Cremer, H., Erlenkeuser, H., Kassens, H. & Kunz-Pirrung, M. (1996): Holocene paleoenvironmental evolution of the northern central Siberian shelf sea. 1. QUEEN-Workshop, Abstract Vol., Strasbourg
- Baumann, M. (1990): Coccoliths in sediments of the Eastern Arctic Basin. In: Bleil, U. & Thiede, J. (eds.): *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*. Dordrecht, Boston, London (Kluwer Academic), 437-445.
- Behrends, M., Peregovich, B. & Stein, R. (1996): Terrigenous sediment supply into the Arctic Ocean: Heavy mineral distribution in the Laptev Sea. In: Stein, R., Ivanov, G., Levitan, M. & Fahl, K. (eds.): *Surface-sediment composition and sedimentary processes in the Central Arctic Ocean and along the Eurasian Continental Margin*. *Berichte zur Polarforschung* **212**: 37-42.
- Behrends, M., Hoops, E. & 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: Kassens, H., Bauch, H., Dmitrenko, I., Eicken, H., Hubberten, H.-W., Melles, M., Thiede, J. & Timokhov, L. (eds.): *Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History*. (Springer-Verlag), 265-286 (im Druck).
- 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**: 167 S.
- Berger, A. (1978): Long-term variations of Caloric insolation resulting from the Earth's orbital elements. *Quaternary Geology* **9**: 139-167.
- Berger, A. & Loutre, M.F. (1991): Insolation values for climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews* **10**: 297-318.
- Berner, H. (1991): Mechanismen der Sedimentbildung in der Framstrasse, im Arktischen Ozean und in der Norwegischen See. Universität Bremen [unveröff. Dissertation]. S.
- Biryukov, V.Y., Faustova, M.A., Kaplin, P.A., Pavlidis, Y.A., Romanova, E.A. & Velichko, A.A. (1988): The paleogeography of Arctic shelf and coastal zone of Eurasia at the time of the last glaciation (18,000 yr B.P.). *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* **68**: 117-125.
- Biscaye, P.E. (1965): Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clays in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geol. Soc. Amer. Bull.* **76**: 803-832.
- Bischof, J., Koch, J., Kubisch, M., Spielhagen, R.F. & Thiede, J. (1990): Nordic Seas surface ice drift reconstructions: evidence from ice rafted coal fragments during oxygen isotope stage 6. In: Dowdeswell, J.A. & Scourse, J.D. (eds.): *Glacimarine environments: processes and sediments*. (Geological Society Special Publication), 53: 235-251.
- Bleil, U. & Thiede, J. (eds.) (1990): *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*. NATO ASI. Dordrecht, Boston, London (Kluwer Academic), 823 S.
- Bolshiyarov, D.Y. & Hubberten, H. (1996): Russian-German Cooperation: The expedition TAYMYR 1995 and the expedition KOLYMA 1995. *Berichte zur Polarforschung* **211**: 208 S.
- Bourtman & Levitan, M.A. (1996): Heavy minerals in upper Quaternary sediments of the south-eastern Kara Sea. In: Kassens, H., Lindemann, F. & Rohr, B. (eds.): *Third Workshop on Russian-German Cooperation: Laptev Sea System (Program and Abstracts)*, 9/96: 102.
- Cande, S.C. & Kent, D.V. (1995): Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research* **100(B4)**: 6093-6095.

- Carmack, E. (1990): Large-Scale Physical Oceanography of Polar Oceans. In: Smith, W.O. (eds.): Polar Oceanography, Part A, Physical Science. San Diego (Academic Press Inc), 171-222.
- Chamley, H. (1989): Clay Sedimentology. Berlin (Springer Verlag), 623 S.
- Chappell, J. & Shackleton, N.J. (1986): Oxygen isotopes and sea level. *Nature* **324**: 137-140.
- Churkin, M., Soleimani, G., Carter, C. & Robinson, R. (1981): Geology of the Soviet Arctic: Kola Peninsula to Lena River. In: Nairn, A.E.M., Churkin, M. & Stehli, F.G. (eds.): The Arctic Ocean. New York (Plenum Press), 5: 331-375.
- Coakley, P.R. & Syvitski, J.P.M. (1991): SediGraph technique. In: Syvitski, J.P.M. (eds.): Principles, methods, and application of particle size analysis. (Cambridge University Press), 129-142.
- Colony, R.L., Rigor, I. & 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, Univ. Washington, Seattle. S.
- Cremer, H. (1998): Die Diatomeen der Laptevsee (Arktischer Ozean): Taxonomie und biogeographische Verbreitung. *Berichte zur Polarforschung* **260**: 205 S.
- Darby, D.A. (1975): Kaolinite and other clay minerals in Arctic Ocean sediments. *Journal of Sedimentary Petrology* **45**: 272-279.
- Darby, D.A., Naidu, A.S., Mowatt, T.C. & Jones, G. (1989): Sediment composition and sedimentary processes in the Arctic Ocean. In: Herman, Y. (eds.): The Arctic Seas - Climatology, Oceanography, Geology, and Biology. New York (van Nostrand Reinhold), 657-720.
- Dethleff, D., Nürnberg, D., Reimnitz, E., Saarso, M. & 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**: S.
- Dethleff, D. (1995a): Die Laptevsee - eine Schlüsselregion für den Fremdstoffeintrag in das arktische Meereis. [unveröff. Dissertation], Christian-Albrechts-Universität, Kiel, 111 S.
- Dethleff, D. (1995b): Sea ice and sediment export from the Laptev Sea flaw lead during 1991/92 winter season. In: Kassens, H., Piepenburg, D., Thiede, J., Timokhov, L., Hubberten, H.-W. & Priamikov, S.M. (eds.): Russian-German Cooperation: The Laptev Sea System. *Berichte zur Polarforschung* **176**: 78-93.
- Diekmann, B., Petschick, R., Gingele, F.X., Fütterer, D.K., Abelmann, A., Brathauer, U., Gersonde, R. & Mackensen, A. (1996): Clay mineral fluctuations in Late Quaternary sediments of the southeastern South Atlantic: Implications for past changes of deep water advection. In: Wefer, G., Berger, W.H., Siedler, G. & Webb, D. (eds.): The South Atlantic: Present and Past Circulation. Berlin, Heidelberg (Springer-Verlag), 621-644.
- Diekmann, B. & Kuhn, G. (1997): Terrigene Partikeltransporte als Abbild spätquartärer Tiefen- und Bodenwasserzirkulation im Südatlantik und angrenzendem Südpolarmeer. *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft* **148(3-4)**: 405-429.
- Dokken, T. & Hald, M. (1996): Rapid climatic shifts during isotope stages 2-4 in the Polar north Atlantic. *Geology* **24(7)**: 599-602.
- Dolginow, J. & Kropatschow, S. (1994): Abriss der Geologie Rußlands und angrenzender Staaten. Moskau (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart), 163 S.
- Drachev, S.S., Savostin, L.A. & Bruni, I.E. (1995): Structural pattern and tectonic history of the Laptev Sea region. In: Kassens, H., Piepenburg, D., Thiede, J., Timokhov, L., Hubberten, H.-W. & Priamikov, S.M. (eds.): Russian-German Cooperation: The Laptev Sea System. *Berichte zur Polarforschung* **176**: 348-366.
- Dubikov, G.I. & Baulin, V.V. (1981): History of development of permafrost of Eurasia. Publishing house Nauka.
- Dunayev, N.N. & Pavlidis, J.A. (1988): A model of the late Pleistocene glaciation of Eurasian Arctic shelf. In: Kotlyakov, V.M. & Sokolov, V.E. (eds.): Arctic research - Advances and prospects. Proceedings of the conference of Arctic and Nordic countries on coordination of research in the Arctic. Leningrad (Academy of Sciences of the USSR), 2: 70-72.
- Duzhikov, O.A. & Strunin, B.M. (1992): Geological outline of the Noril'sk region. In: Duzhikov, O.A. & Strunin, B.M. (eds.): Geology and metallogeny of sulfide deposits. (Noril'sk region, USSR SEG Special Publication), 1: 1-60.

Literaturverzeichnis

- Ehrmann, W.E., Melles, M., Kuhn, G. & Grobe, H. (1992): Significance of clay minerals assemblages in the Antarctic Ocean. *Marine Geology* **107**: 249-273.
- Eicken, H., Viehoff, T., Martin, T., Kolatschek, J., Alexandrov, V.Y. & Reimnitz, E. (1995): Studies of Clean and Sediment-laden Ice in the Laptev Sea. In: Kassens, H., Piepenburg, D., Thiede, J., Timokhov, L., Hubberten, H.-W. & Priamikov, S.M. (eds.): Russian-German Cooperation: The Laptev Sea System. *Berichte zur Polarforschung* **176**: 62-70.
- Eicken, H., Reimnitz, E., Alexandrov, V.Y., Martin, T., Kassens, H. & Viehoff, T. (1997): Sea-ice processes in the Laptev Sea and their importance for sediment export. *Continental Shelf Research* **17(2)**: 205-233.
- Eisenhauer, A., Spielhagen, R.F., Frank, M., Hentzschel, G., Mangini, A., Kubik, P.W., Dietrich-Hannen, B. & Billen, T. (1994): ^{10}Be records of sediment cores from high northern latitudes: Implications for environmental and climatic changes. *Earth Plan. Sci. Lett.* **124**: 171-184.
- Elverhøi, A., Fjeldskaar, W., Solheim, A., Nyland-Burg, M. & 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.
- Elverhøi, A., Svendsen, J.I., Solheim, A., Andersen, E.S., Milliman, J.D., Mangerud, J. & Hooke, L.R. (1995): Late Quaternary sediment yield from the high Arctic Svalbard area. *Journal of Geology* **103**: 1-17.
- Emmermann, R. & Lauterjung, J. (1990): Double X-Ray analysis of cuttings and rock flour: a powerful tool for rapid and reliable determination of borehole lithostratigraphy. *Scientific Drilling* **1**: 269-282.
- Fahl, K. & 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(5/6)**: 379-390.
- 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(3-4)**: 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.
- Folk, R.L. & Ward, W. (1957): Brazos River bar: A study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* **27**: 3-26.
- Froelich, P.N., Klinkhammer, G.P., Bender, M.L., Luedtke, N.A., Heath, G.R., Cullen, C., Dauphin, P., Hammond, D., Hartman, B. & 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.
- Fujita, K. & Cook, D.B. (1990): The Arctic continental margin of eastern Siberia. In: Grantz, A., Johnson, L. & Sweeney, J.F. (eds.): The Arctic Ocean Region. Boulder (Geol. Soc. Am.), L: 289-305.
- Fütterer, D.K. (1992): ARCTIC '91: The Expedition ARK-VIII/3 of RV "Polarstern" in 1991. *Berichte zur Polarforschung* **107**: 267 S.
- Fütterer, D.K. (1994): The expedition ARCTIC'93, Leg ARK-IX/4 of RV "Polarstern" 1993. *Berichte zur Polarforschung* **149**: 244 S.
- Gard, G. (1993): Late Quaternary coccoliths at the North Pole: Evidence of ice free conditions and rapid sedimentation in the central Arctic Ocean. *Geology* **21**: 227-230.
- Gordeev, V.P. & 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.P., Martin, J.M., Sidorov, I.S. & 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. & Laktionov, A.F. (1969): Circulation and physics of the Arctic Basin waters. In: (eds.): Annuals of the International Geophysical Year. New York (Pergamon), 46 Oceanography: 94-112.
- Grantz, A., Johnson, L. & Sweeney, J.F. (1990): The Arctic Ocean Region. The Geology of North America Boulder (Geol. Soc. Am.), L: 644 S.

- Grobe, H. (1987): A simple method for determination of ice rafted debris in sediment cores. *Polarforschung* **57**(3): 123-126.
- Hahne, J. & Melles, M. (1997): Late and postglacial vegetation and climate history of the south-western Taymyr Peninsula (Central Siberia) as revealed by pollen analyses of sediments from Lake Lama. *Vegetation History and Archaeobotany* **6**: 1-8.
- Hald, M., Kolstad, V., Polyak, L., Forman, S.L., Herlihy, F.A., Ivanov, G. & Nescheretov, A. (1999): Late-glacial and Holocene paleoceanography and sedimentary environments in the St. Anna Trough, Eurasian Arctic Ocean margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **146**: 229-249.
- Hass, C., Antonow, M. & Party, S.S. (1995): Movement of Laptev Sea Shelf Waters during the TRANSDRIFT II Expedition. In: Kassens, H., Piepenburg, D., Thiede, J., Timokhov, L., Hubberten, H.-W. & Priamikov, S.M. (eds.): Russian-German Cooperation: The Laptev Sea System. *Berichte zur Polarforschung* **176**: 121-134.
- Hebbeln, D. (1992): Weichselian glacial history of the Svalbard area: correlating the marine and terrestrial records. *Boreas* **21**: 295-304.
- Hebbeln, D., Dokken, T.M., Andersen, E.S., Hald, M. & Elverhøi, A. (1994): Moisture supply for northern ice-sheet growth during the Last Glacial Maximum. *Nature* **370**: 357-359.
- Hebbeln, D. & Wefer, G. (1997): Late Quaternary paleoceanography in the Fram Strait. *Paleoceanography* **12**(1): 65-78.
- Hebbeln, D., Henrich, R. & Baumann, K.-H. (1998): Paleoceanography of the last interglacial/glacial cycle in the Polar North Atlantic. *Quaternary Science Reviews* **17**: 125-153.
- 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.
- Herlihy, F.A. (1996): A marine sedimentary record of the last glacial cycle in the Franz Victoria Trough and Saint Anna Troughs, northern Barents and Kara Seas, Russia. [unveröff. Diplomarbeit], Ohio State University, 196 S.
- Herman, Y. (1989): The Arctic Seas - Climatology, Oceanography, Geology, and Biology. New York (Van Nostrand Reinhold Company), 888 S.
- Holmes, M.L. & Creager, J.S. (1974): Holocene history of the Laptev Sea continental shelf. In: Herman, Y. (eds.): Marine Geology and Oceanography of the Arctic Seas. New York (Springer-Verlag), 211-230.
- Hoops, E. (in Vorbereitung): Die Charakterisierung von Sedimenten der in die Laptev See mündenden Flüsse anhand von Schwermineralverteilungen.
- Jones, E.P., Rudels, B. & Anderson, L.G. (1995): Deep waters of the Arctic Ocean: origins and circulation. *Deep-Sea Research* **42**(5): 737-760.
- Kalinenko, V.V., Shelekhova, E.S. & Wahsner, M. (1996): Clay minerals in the surface sediments of the East Siberian and Laptev Seas. In: Stein, R., Ivanov, G., Levitan, M. & Fahl, K. (eds.): Surface-sediment composition and sedimentary processes in the central Arctic Ocean and along the Eurasian Continental Margin. *Berichte zur Polarforschung* **212**: 43-50.
- Karabanov, E.B., Prokopenko, A.A., Williams, D.F. & Colman, S.M. (1998): Evidence from Lake Baikal for Siberian Glaciation during Oxygen-Isotope Substage 5d. *Quaternary Research* **50**: 46-55.
- Kassens, H. & Karpiy, V.Y. (1994): Russian-German Cooperation: The Transdrift I Expedition to the Laptev Sea. *Berichte zur Polarforschung* **151**: 168 S.
- Katasonova, Y.G. & Siegert, C. (1982): Slope sediments in river valleys of Central Siberia. In: (eds.): Geology of the Cenozoic of Yakutia. (Yakutian Department of the Siberian Branch of the USSR Academy of Sciences), 122-132 (in Russian).
- 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.
- Keiz, I. (1998): Sedimentechotypen und Oberflächenstrukturen in der äußeren Laptevsee. [unveröff. Diplomarbeit], 114 S.

Literaturverzeichnis

- Kleiber, H.P. & Niessen, F. (1999): Late Pleistocene paleoriver channels on the Laptev Sea Shelf - Implications from sub-bottom profiling. In: Kassens, H., Bauch, H., Dmitrenko, I., Eicken, H., Hubberten, H.-W., Melles, M., Thiede, J. & Timokhov, L. (eds.): Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History. (Springer-Verlag), 657-666 (im Druck).
- Kleiber, H.P., Niessen, F. & Weiel, D. (eingereicht): The Late Quaternary evolution of the Vilkitsky Strait and adjacent continental margin - implications from sub-bottom profiling. *Boreas*.
- Knies, J. (1999): Late Quaternary paleoenvironment along the Barents and Kara Sea margin: A multiproxy analysis. *Berichte zur Polarforschung* **304**: 150 S.
- 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. *Geomarin Letters* **18**: 195-202.
- Knies, J., Müller, C., Nowaczyk, N., Stein, R. & Vogt, C. (eingereicht): A multiproxy approach to reconstruct the environmental changes along the Eurasian margin over the last 160 kyr. *Marine Geology*.
- Kosheleva, V.I. & Yashin, D.S. (1996): Structure and lithological composition of Quaternary sediments of the Kara Sea. In: Stein, R., Ivanov, G. & Levitan, M. (eds.): Surface-sediment composition in and sedimentary processes in the Central Arctic Ocean and along the Eurasian Continental Margin. *Berichte zur Polarforschung* **212**: 51-57.
- Kubisch, M. (1992): Die Eisdrift im Arktischen Ozean während der letzten 250.000 Jahre. *Geomar Report* **16**: 100 S.
- Kunz-Pirrung, M. (1998): Rekonstruktion der Oberflächenwassermassen der östlichen Laptevsee im Holozän anhand von aquatischen Palynomorphen. *Berichte zur Polarforschung* **281**: 117 S.
- Kuptsov, V.M. & Lisitsyn, A.P. (1996): Radiocarbon of Quaternary along shore and bottom deposits of the Lena and the Laptev Sea sediments. *Marine Chemistry* **53**: 301-311.
- Lapina, N.N. (1965): The determination of distribution paths of sediments, based on mineralogical investigations of marine deposits (example Laptev Sea). *Ser. Region. Geol.* **7**: 139-157 (in Russian).
- Larsen, E., Funder, S. & Thiede, J. (1999): Late Quaternary history of northern Russia and adjacent shelves. *Boreas* **28**: 6-11.
- Letzig, T. (1995): Meereistransportiertes lithogenes Feinmaterial in spätquartären Tiefseesedimenten des zentralen östlichen Arktischen Ozeans und der Framstraße. *Berichte zur Polarforschung* **162**: 98 S.
- Levitan, M.A., Dekov, V.M., Gorbunova, Z.N., Gurvich, E.S., Muyakshin, S.I., D., N., Pavlidis, M.A., Ruskova, E., Shelekhova, E.S., Vasikov, A.V. & 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. In: Stein, R., Ivanov, G., Levitan, M. & Fahl, K. (eds.): Surface-sediment composition in and sedimentary processes in the Central Arctic Ocean and along the Eurasian Continental Margin. *Berichte zur Polarforschung* **212**: 58-80.
- Lightfoot, P.C., Naldrett, A.J., Gorbachev, N.S., Doherty, W. & Federenko, 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 magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **104**: 631-644.
- Lindemann, F. (1998): Sedimente im arktischen Meereis-Eintrag, Charakterisierung und Quantifizierung. *Berichte zur Polarforschung* **283**: 124 S.
- Mangerud, J. & Gulliksen, S. (1975): Apparent radiocarbon ages of recent marine shells from Norway, Spitsbergen, and Arctic Canada. *Quaternary Research* **5**: 273-296.
- Mangerud, J. & Svendsen, J.I. (1992): The last interglacial-glacial period on Spitsbergen, Svalbard. *Quaternary Science Reviews* **11**: 633-664.
- Mangerud, J., Dokken, T., Hebbeln, D., Heggen, B., Ingolfsson, O., Landvik, J.Y., Meydhal, V., Svendsen, J.I. & Vorren, T.O. (1998): Fluctuations of the Svalbard-Barents Sea ice sheet during the last 150.000 years. *Quaternary Science Reviews* **17**: 11-42.
- Mangerud, J., Svendsen, J.I. & Astakhov, V.I. (1999): Age and extend of the Barents and Kara ice sheets in northern Russia. *Boreas* **28**: 46-80.

- Martin, J.M., Guan, D.M., Elbaz-Poulichet, F., Thomas, A.J. & 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. & Shackleton, N.J. (1987): Age Dating and the Orbital Theory of the Ice Ages: Development of a high-resolution 0 to 300.000 years chronostratigraphy. *Quaternary Research* **27**: 1-27.
- McCave, I.N., Manighetti, B. & Robinson, S.G. (1995): Sortable silt and fine sediment size/composition slicing: Parameters for paleocurrent speed and paleoceanography. *Paleoceanography* **10**(3): 593-610.
- Melles, M. (1991): Paläoglazologie und Paläozeanographie im Spätquartär am Kontinentalrand des südlichen Weddellmeeres, Antarktis. *Berichte zur Polarforschung* **81**: 190 S.
- Melles, M., Ebel, T., Hahne, J., Hagedorn, B., Harwart, S., Hermichen, W.-D., Hubberten, H.-W., Kiene, U., Kopsch, C., Niessen, F., Siegert, C. & Stock, O. (1996): On the Late Quaternary climatic and environmental history of the Taymyr peninsula and Severnaya Zemlya Archipelago, central Siberia. In: Kassens, H., Lindemann, F. & Rohr, B. (eds.): *Third Workshop on Russian-German Cooperation: Laptev Sea System (Program and Abstracts)*. Köln 9/96: 9.
- Moore, D.M. & Reynolds Jr., R.C. (1989): X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. (Oxford University Press), 332 S.
- Mosler, U., Haase, V., Antonow, M. & Party, T.I.a.I.S.S. (1996): Lateral and vertical distribution of clay minerals and other mineral components of Laptev Sea inner shelf sediments. In: Kassens, H., Lindemann, F. & Rohr, B. (eds.): *Third Workshop on Russian-German Cooperation: Laptev Sea System (Program and Abstracts)*. Köln 9/96: 97-98.
- Möller, P., Bolshiyarov, P.V. & Bergsten, H. (1999): Weichselian geology and paleoenvironmental history of the central Taimyr Peninsula, Siberia, indicating no glaciation during the last global glacial maximum. *Boreas* **28**: 92-114.
- Müller, C. & Stein, R. (1999): Grain-size distribution and clay-mineral composition in surface sediments and suspended matter of the Ob and Yenisei rivers. In: Matthiessen, J., Stepanets, O., Stein, R., Fütterer, D.K. & Galimov, E. (eds.): *The Kara Sea Expedition of RV "Akademik Boris Petrov" 1997: First results of a Joint Russian-German Pilot Study*. *Berichte zur Polarforschung* **300**: 179-187.
- Naidina, O. (1995): Holocene Climatic, Vegetation and Pollen Data of Siberia Adjacent to the Laptev Sea. In: Kassens, H., Piepenburg, D., Thiede, J., Timokhov, L., Hubberten, H.-W. & Priamikov, S.M. (eds.): *Russian-German Cooperation: The Laptev Sea System*. *Berichte zur Polarforschung* **176**: 235-253.
- Naugler, F.P. (1967): Recent sediments of the East Siberian Sea. [unveröff. Diplomarbeit], Washington, 71 S.
- Naugler, F.P., Silverberg, N. & Creager, J.S. (1974): Recent sediments of the East Siberian Sea. In: Herman, Y. (eds.): *Marine geology and oceanography of the Arctic Seas*. New York (Springer-Verlag), 191-210.
- Niessen, F. (1995): Seismic evidence for local ice sheets on the Siberian shelves during the Last Glacial. EOS, Transactions, American Geophysical Union 76(46):
- Niessen, F. & Weiel, D. (1996): Distribution of magnetic susceptibility in the Eurasian shelf and continental slope - Implications for source area of magnetic minerals. In: Stein, R., Ivanov, G., Levitan, M. & Fahl, K. (eds.): *Surface-sediment composition and sedimentary processes in the central Arctic Ocean and along the Eurasian Continental Margin*. *Berichte zur Polarforschung* **212**: 81-88.
- Niessen, F., Weiel, D., Ebel, T., Hahne, J., Kopsch, C., Melles, M., Musatov, E. & Stein, R. (1997): Weichselian glaciation in central Siberia - Implications from marine and lakustrine high resolution seismic profiles and sediment cores. 1. QUEEN-Workshop, Abstract Vol., Strasbourg.
- Niessen, F., Ebel, T., Kopsch, C. & Fedorov, G.B. (1999): High resolution seismic stratigraphy of lake sediments on the Taymyr Peninsula, Central Siberia. In: Kassens, H., Bauch, H., Dmitrenko, I., Eicken, H., Hubberten, H.-W., Melles, M., Thiede, J. & Timokhov, L. (eds.): *Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History*. Berlin (Springer-Verlag), 437-456 (im Druck).
- Nowaczyk, N.R. (1991): Hochauflösende Magnetostatigraphie spätquartärer Sedimente arktischer Meeresgebiete. *Berichte zur Polarforschung* **78**: 187 S.

Literaturverzeichnis

- Nowaczyk, N.R., Frederichs, T.W., Eisenhauer, A. & 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 Report* **65**:115 S.
- Nørgaard-Pedersen, N., Spielhagen, R.F., Thiede, J. & Kassens, H. (1998): Central Arctic surface ocean environment during the past 80,000 years. *Paleoceanography* **13**(2): 193-204.
- Nürnberg, D., Wollenburg, I., Dethleff, D., Eicken, H., Kassens, H., Letzig, T., Reimnitz, E. & Thiede, J. (1994): Sediments in Arctic sea ice: Implications for entrainment, transport and release. *Marine Geology* **119**: 185-214.
- Nürnberg, D., Levitan, M.A., Pavlidis, J.A. & Shelekhova, E.S. (1995a): Distribution of clay minerals in surface sediments from the eastern Barents and southwestern Kara seas. *Geologische Rundschau* **84**: 665-682.
- Nürnberg, D., Fütterer, D.K., F., N., Nørgaard-Pedersen, N., Schubert, C.J., Spielhagen, R.F. & Wahsner, M. (1995b): The depositional environment of the Laptev Sea continental margin: Preliminary results from the R/V Polarstern ARK IX-4 cruise. *Polar Research* **14**(1): 43-53.
- Pagels, U. (1991): Sedimentologische Untersuchungen und Bestimmungen der Karbonatlösung in spätquartären Sedimenten des östlichen Arktischen Ozeans. *Geomar Report* **10**: 106 S.
- Pavlidis, Y.A., Dunayev, N.N. & Shcherbakov, F.A. (1997a): The Late Pleistocene Paleogeography of Arctic Eurasian Shelves. *Quaternary International* **41/42**: 3-9.
- Pedersen, T.F., Vogel, J.S. & 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.
- Petschick, R., Kuhn, G. & Gingele, F.X. (1996): Clay mineral distribution in surface sediments of the South Atlantic: Sources, transport, and relation to oceanography. *Marine Geology* **130**: 203-229.
- Pfirman, S.L., Gascard, J.-C., Wollenburg, I., Mudie, P. & Abelmann, A. (1989): Particle-laden Eurasian Arctic sea ice: Observations from July and August 1987. *Polar Research* **7**: 59-66.
- Pfirman, S.L., Lange, M.A., Wollenburg, I. & Schlosser, P. (1990): Sea ice characteristics and the role of sediment inclusions in deep-sea deposition: Arctic - Antarctic comparisons. In: Bleil, U. & Thiede, J. (eds.): Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. Dordrecht, Boston, London (Kluwer Academic), NATO ASI C308: 187-211.
- Pfirman, S.L., Colony, R., Nürnberg, D., Eicken, H. & Rigor, I. (1997): Reconstructing the origin and trajectory of drifting Arctic sea ice. *Journal of Geophysical Research* **102**(C6): 12,575-12,586.
- Polyak, L. & Solheim, A. (1994): Late- and postglacial environments in the northern Barents Sea west of Franz Josef Land. *Polar Research* **13**(2): 197-207.
- Polyak, L., Lehman, S.J., Gataullin, V. & Jull, A.J.T. (1995): Two-step deglaciation of the southeastern Barents Sea. *Geology* **23**(6): 567-571.
- Polyak, L., Forman, S.L., Herlihy, F.A., Ivanov, G. & Krinitsky, P. (1997): Late Weichselian deglacial history of the Svyataya (Saint) Anna Trough, northern Kara Sea, Arctic Russia. *Marine Geology* **143**: 169-188.
- Proshutinsky, A.Y. & Johnson, M.A. (1997): Two circulation regimes of the wind-driven Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research* **102** C(6): 12,493-12,514.
- Rachold, V., Alabyan, A.M., Hubberten, H.-W., Korotaev, V.N. & Zaitsev, A.A. (1996): Sediment transport to the Laptev Sea - hydrology and geochemistry of the Lena River. *Polar Research* **15**(2): 183-196.
- Rachor, E. (1997): 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). *Berichte zur Polarforschung* **226**: 330 S.
- Reimnitz, E., Kempema, E.W. & Narnes, P.W. (1987): Anchor ice, seabed freezing, and sediment dynamics in shallow Arctic seas. *Journal of Geophysical Research* **92**(C 13): 14,671-14,678.

- Reimnitz, E., Dethleff, D. & Nürnberg, D. (1994): Contrasts in Arctic shelf sea-ice regimes and some implications: Beaufort Sea versus Laptev Sea. *Marine Geology* **119**: 215-225.
- Reimnitz, E. (1998): Close-up look at retreating Arctic coastal site. *3. Int. Conference on Arctic margins, Abstract Vol.*, 153.
- Rigor, I. (1992): Arctic Ocean buoy program. *ARCOS newsletter* 44: 1-3.
- Romanovsky, N. (1996): Permafrost distribution on the Laptev Sea shelf. In: Kassens, H., Lindemann, F. & Rohr, B. (eds.): *Third Workshop on Russian-German Cooperation: Laptev Sea System (Program and Abstracts)*. Köln 9/96: 111.
- Rossak, B. (1995): Zur Tonmineralverteilung und Sedimentzusammensetzung in Oberflächensedimenten der Laptevsee, sibirische Arktis. [unveröff. Diplomarbeit], Univ. Würzburg/GEOMAR Kiel, 101 S.
- Rossak, B., Kassens, H., Lange, H. & Thiede, J. (1999): Clay mineral distribution in surface sediments of the Laptev Sea: Indicator for sediment provinces, dynamics and sources. In: Kassens, H., Bauch, H., Dmitrenko, I., Eicken, H., Hubberten, H.-W., Melles, M., Thiede, J. & Timokhov, L. (eds.): *Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History*. Berlin (Springer-Verlag), 587-600 (im Druck).
- Ruddiman, W.F., McIntyre, A., Niebler-Hunt, V. & Durazzi, J.T. (1980): Oceanic evidence for the mechanism of rapid Northern Hemisphere Glaciation. *Quaternary Research* **13**: 33-64.
- Rudels, B., Jones, E.P., Anderson, L.G. and Kattner, G. (1994): On the intermediate depth waters of the Arctic Ocean. In: Johannessen, O.M., Muench, R.D. and Overland, J.E. (eds.): *The polar oceans and their role in shaping the global environment: The Nansen centennial volume*. Washington, D.C. (American Geophysical Union), 85: 33-46.
- Schauer, U., Muench, R.D., Rudels, B. & Timokhov, L. (1997): Impact of eastern Arctic shelf waters of the Nansen Basin intermediate layers. *Journal of Geophysical Research* **102(C2)**: 3371-3382.
- Shepard, F.P. (1954): Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. *Journal of Sedimentary Petrology* **24(3)**: 151-158.
- Sidorchuk, A.Y. & Panin, A.V. (1996): Water supply from the Yana river basin since late Pleistocene. *Terra Nostra* **9**: 97.
- Siebert, C., Khrutsky, S.F. & Derevyagin, A.Y. (1995): Paleogeographical Studies of Permafrost in the Eastern Taymyr Lowland. In: Kassens, H., Piepenburg, D., Thiede, J., Timokhov, L., Hubberten, H.-W. & Priamikov, S.M. (eds.): *Russian-German Cooperation: The Laptev Sea System. Berichte zur Polarforschung* **176**: 235-253.
- Silverberg, N. (1972): Sedimentology of the surface sediments of the east Siberian and Laptev Seas. [unveröff. Dissertation], University of Washington, 184 S.
- Spielhagen, R.F. (1991): Die Eisdrift in der Framstrasse während der letzten 200.000 Jahre. *Geomar Report* **4**: 133 S.
- Spielhagen, R.F., Erlenkeuser, H. & Heinemeier, J. (1996): Variability of Freshwater export from the Laptev Sea to the Arctic Ocean during the last 14.000 years. In: Kassens, H., Lindemann, F. & Rohr, B. (eds.): *Third Workshop on Russian-German Cooperation: Laptev Sea System (Program and Abstracts)*. Köln 9/96: 107.
- Spielhagen, R.F., Bonani, G., Eisenhauer, A., Frank, M., Frederichs, T., Kassens, H., Kubik, P.W., Mangini, A., Nørgaard-Pedersen, N., Nowaczyk, N.R., Schäper, S., Stein, R., Thiede, J., Tiedemann, R. & Wahsner, M. (1997): Arctic Ocean evidence for Late Quaternary initiation of northern Eurasian ice sheets. *Geology* **25(9)**: 783-786.
- Stein, R. (1985): Rapid Grain-Size Analysis of Clay and Silt fraction by Sedigraph 5000D: Comparison with Coulter Counter and Atterberg methods. *Journal of Sedimentary Petrology* **55(4)**: 590-593.
- Stein, R. & Korolev, S. (1994): Present and past shelf-to-basin transport. In: Kassens, H., Hubberten, H.-W., Priamikov, S.M. & Stein, R. (eds.): *Russian-German Cooperation in the Siberian Shelf Seas: Geo-System Laptev Sea. Berichte zur Polarforschung* **144**: 87-100.
- Stein, R., Grobe, H. & Wahsner, M. (1994b): Organic carbon, carbonate, and clay mineral distributions in eastern central Arctic Ocean surface sediments. *Marine Geology* **119**: 269-285.

Literaturverzeichnis

- Stein, R., Schubert, C., Vogt, C. & Fütterer, D. (1994c): Stable isotope stratigraphy, sedimentation rates, and salinity changes in the Latest Pleistocene to Holocene eastern central Arctic Ocean. *Marine Geology* **119**: 333-355.
- Stein, R., Nam, S.-I., Schubert, C., Vogt, C., Fütterer, D. & Heinemeier, J. (1994d): The Last Deglaciation Event in the Eastern Central Arctic Ocean. *Science* **264**: 692-696.
- Stein, R. (1998): Arctic Paleo-River Discharge (APARD). *Berichte zur Polarforschung* **279**: 128 S.
- Stein, R., Fahl, K., Niessen, F. & 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: Kassens, H., Bauch, H., Dmitrenko, I., Eicken, H., Hubberten, H.-W., Melles, M., Thiede, J. & Timokhov, L. (eds.): Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History. (Springer-Verlag): 635-655 (im Druck).
- Stein, R. & Fahl, K. (1999): Holocene accumulation of organic carbon at the Laptev Sea continental margin (Arctic Ocean): Sources, pathways, and sinks. *Geo-Marine Letters*. (im Druck).
- Strobl, C., Schulz, V., Vogler, S., Baumann, S., Kassens, H., Kubik, P. W., Suter, M. & Mangini, A. (1998): 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 Kassens, H., Bauch, H. A., Dmitrenko, I., Eicken, H., Hubberten, H.-W., Melles, M., Thiede, J. & Timokhov, L. (Eds.): Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History. (Springer-Verlag): 515-532 (im Druck).
- Stuiver, M. & Reimer, P.J. (1993): Extended 14C data base and revised CALIB 3.014C age calibration program. *Radiocarbon* **35**: 215-230.
- Suslov, S.P. (1961): Physical Geography of Asiatic Russia. San Franzisko, California (Freeman & Co), 594 S.
- Svendsen, J.I., Astakhov, V.I., Bolshiyarov, D.Y., Demidov, I., Dowdeswell, J.A., Gataullin, V., Hjort, C., Hubberten, H.W., Larsen, E., Mangerud, J., Melles, M., Möller, P., Saarnisto, M. & Siegert, M.J. (1999): Maximum extend of the Eurasian ice sheets in the Barents and Kara Sea region during the Weichselian. *Boreas* **28**: 234-242.
- Timokhov, L.A. (1994): Regional characteristics of the Laptev and the East Siberian seas: climate, topography, ice phases, thermohaline regime, and circulation. In: Kassens, H., Hubberten, H.-W., Pryamikov, S.M. & Stein, R. (eds.): Russian-German Cooperation in the Siberian Shelf Seas: Geo-System Laptev Sea. *Berichte zur Polarforschung* **144**: 15-31.
- Treshnikov, A.F. (1985): Palaeogeographie atlas of the shelf regions of Eurasia for the Mesozoic and Cenozoic. Moskau (Insitut für Geodäsie und Kartographie der UdSSR). (in Russian).
- Troitsky, S.L. (eds.) (1979): Marine Pleistocene of the Siberian flat countries. The stratigraphy. Novosibirsk (Publishing House "Nauka"), 291 S. (in Russian).
- Velichko, A.A., Kononov, Y.M. & Faustova, M.A. (1997a): The last glaciation of Earth: Size and Volume of ice-sheets. *Quaternary International* **41/42**: 43-51.
- Velichko, A.A., Andreev, A.A. & Klimanov, V.A. (1997b): Climate and vegetation dynamics in the tundra and forest zone during the late glacial and Holocene. *Quaternary International* **41/42**: 71-96.
- Vinogradov, V.A., Gramberg, I.S., Pogrebitsky, Y.E., Rabkin, M.I., Ravich, M.G., Sokolov, V.N. & Sorokov, D.S. (1973): Main features of geologic structure and history of North-Central Siberia. In: Pitcher, M.G. (eds.): Arctic Ocean. Tulsa, Oklahoma, USA (The American Association of Petroleum Geologists),
- Vogt, C. (1997): Zeitliche und räumliche Verteilung von Mineralvergesellschaftungen in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans und ihre Nützlichkeit als Klimaindikatoren während Glazial/Interglazial-Wechsel. *Berichte zur Polarforschung* **251**: 309 S.
- Wahsner, M. & Shelekhova, E.S. (1994): Clay mineral distribution in Arctic deep sea and shelf surface sediments. *Greifswalder Geologische Beiträge A* **8(234)**: (abstract).
- Wahsner, M. (1995): Mineralogical and sedimentological characterization of surface sediments from the Laptev Sea. In: Kassens, H., Piepenburg, D., Thiede, J., Timokhov, L., Hubberten, H.-W. & Priamikov, S.M. (eds.): Russian-German Cooperation: The Laptev Sea System. *Berichte zur Polarforschung* **176**: 303-313.
- Wahsner, M., Tarasov, G. & Ivanov, G. (1996): Marine geological investigations of surface sediments in the Franz-Josef-Land area and the St. Anna Trough. In: Stein, R., Ivanov, G., Levitan, M. & Fahl, K.

- (eds.): Surface-sediment composition and sedimentary processes in the Central Arctic Ocean and along the Eurasian Continental Margin. *Berichte zur Polarforschung* **212**: 172-184.
- Wahsner, M., Müller, C., Ivanov, G., Nürnberg, D., Shelekhova, E.S., Stein, R. & Tarasov, G. (1999): Clay mineral distributions in surface sediments from the Eurasian Arctic Ocean and the Eurasian continental margin as indicator for source areas and transport pathways of sediments - A synthesis -. *Boreas* **28**: 215-233.
- Weber & Sweeney (1990): Ridges and basins in the Central Arctic Ocean. In: Grantz, A., Johnson, L. & Sweeney, J.F. (Eds.): The Arctic Ocean Region. The Geology of North America Boulder (Geol. Soc. Am.), L: 305-336.
- Weiel, D. (1997): Paläozeanographische Untersuchungen in der Vilkitsky-Straße und östlich von Severnaya Zemlya mit sedimentologischen und geophysikalischen Methoden. [unveröff. Diplomarbeit], 138 S.
- Wollenburg, I. (1993): Sedimenttransport durch das Arktische Meereis: Die rezente lithogene und biogene Materialfracht. *Berichte zur Polarforschung* **127**: 159 S.

Danksagung

Zunächst möchte ich Herrn Priv.-Doz. Dr. Rüdiger Stein und Herrn Prof. Dr. Rüdiger Henrich für die Begutachtung dieser Arbeit danken. Herrn Priv.-Doz. Dr. Rüdiger Stein danke ich außerdem für die Anregung zum Thema dieser Arbeit, die Betreuung und seine Diskussionsbereitschaft.

Bei Herrn Prof. Dr. Dieter K. Fütterer möchte ich mich für die Bereitstellung des Arbeitsplatzes und aller verfügbaren technischen Geräte und Laborräume am Alfred-Wegener-Institut in Bremerhaven bedanken.

Ganz besonders danke ich Dr. Jens Matthiessen. Die zahlreichen fachlichen Diskussionen und Anregungen trugen maßgeblich dazu bei, daß aus dem "Puzzle" ein Bild wurde.

Ohne meine Freunde und Kollegen Bettina Boucsein, CD Hillenbrand und Frank Schoster wäre das "Doktoranden-Leben" lange nicht so schön gewesen. Vielen Dank für Eure fachliche Unterstützung und viele nichtwissenschaftliche Stunden in den letzten Jahren.

Allen aktiven Mitarbeitern der Arbeitsgruppe "Arktis" sowie den "Ehemaligen" Dr. Jochen Knies, Dr. Christoph Vogt und Dr. Monika Wahsner möchte ich die für Korrekturlesungen danken, die sie nicht nur bereitwillig übernommen, sondern manchmal fast gefordert haben. Die gute Zusammenarbeit und nette Arbeitsatmosphäre im Container hat sehr zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen.

Einen großen Teil meiner Kenntnisse über mineralogische Untersuchungen und Auswerteverfahren verdanke ich Dr. Bernhard Diekmann, der die alternativ verwendete Methode zur Auswertung der Röntgendiffraktogramme "erfunden" und zur Verfügung gestellt hat.

Besonders während meiner "Laborzeit" waren mir Rita Fröhlking und Michael Seebeck eine große Hilfe, wenn es darum ging, technische Probleme schnell zu lösen.

Zudem möchte ich mich für die Bereitstellung unveröffentlichter Daten bei Dr. Robert Spielhagen (AMS-¹⁴C-Datierungen inkl. Kalibrierung), Frank Schoster (geochemische Daten, geologische Karte Sibiriens) und Priv.-Doz. Dr. Rüdiger Stein (TOC- und Carbonatgehalte) bedanken.

Last but not least, mein herzlichster Dank gilt Bernd Werner und meiner Mutter. Beiden verdanke ich neben der finanziellen Unterstützung den unermüdlichen moralischen Beistand, der über so manches Tief hinweg geholfen hat.

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

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

- Heft Nr. 21/1985** – "Euphausiid larvae in plankton samples from the vicinity of the Antarctic Peninsula, February 1982" by Sigrid Marschall and Elke Mizdalski
- Heft Nr. 22/1985** – "Maps of the geographical distribution of macrozooplankton in the Atlantic sector of the Southern Ocean" by Uwe Piatkowski
- Heft Nr. 23/1985** – „Untersuchungen zur Funktionsmorphologie und Nahrungsaufnahme der Larven des Antarktischen Krills *Euphausia superba* Dana" von Hans-Peter Marschall
- Heft Nr. 24/1985** – „Untersuchungen zum Periglazial auf der König-Georg-Insel Südshetlandinseln/ Antarktika. Deutsche physiogeographische Forschungen in der Antarktis. – Bericht über die Kampagne 1983/84" von Dietrich Barsch, Wolf-Dieter Blümel, Wolfgang Flügel, Roland Mäusbacher, Gerhard Stäblein, Wolfgang Zick
- Heft Nr. 25/1985** – „Die Expedition ANTARKTIS III mit FS ‚Polarstern‘ 1984/85" herausgegeben von Gotthilf Hempel
- Heft Nr. 26/1985** – "The Southern Ocean"; A survey of oceanographic and marine meteorological research work by Hellmer et al.
- Heft Nr. 27/1986** – „Spätpleistozäne Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalhang vor Kapp Norvegia, östliche Weddell-See" von Hannes Grobe
- Heft Nr. 28/1986** – „Die Expedition ARKTIS III mit ‚Polarstern‘ 1985" mit Beiträgen der Fahrtteilnehmer, herausgegeben von Rainer Gersonde
- Heft Nr. 29/1986** – „5 Jahre Schwerpunktprogramm ‚Antarktisforschung‘ der Deutschen Forschungsgemeinschaft." Rückblick und Ausblick. Zusammengestellt von Gotthilf Hempel, Sprecher des Schwerpunktprogramms
- Heft Nr. 30/1986** – "The Meteorological Data of the Georg-von-Neumayer-Station for 1981 and 1982" by Marianne Gube and Friedrich Obleitner
- Heft Nr. 31/1986** – „Zur Biologie der Jugendstadien der Notothenioidei (Pisces) an der Antarktischen Halbinsel" von A. Kellermann
- Heft Nr. 32/1986** – „Die Expedition ANTARKTIS IV mit FS ‚Polarstern‘ 1985/86" mit Beiträgen der Fahrtteilnehmer, herausgegeben von Dieter Karl Fütterer
- Heft Nr. 33/1987** – „Die Expedition ANTARKTIS-IV mit FS ‚Polarstern‘ 1985/86 – Bericht zu den Fahrtabschnitten ANT-IV/3–4" von Dieter Karl Fütterer
- Heft Nr. 34/1987** – „Zoogeographische Untersuchungen und Gemeinschaftsanalysen an antarktischem Makroplankton" von U. Piatkowski
- Heft Nr. 35/1987** – „Zur Verbreitung des Meso- und Makrozooplanktons in Oberflächenwasser der Weddell See (Antarktis)" von E. Boysen-Ennen
- Heft Nr. 36/1987** – „Zur Nahrungs- und Bewegungsphysiologie von *Salpa thompsoni* und *Salpa fusiformis*" von M. Reinke
- Heft Nr. 37/1987** – "The Eastern Weddell Sea Drifting Buoy Data Set of the Winter Weddell Sea Project (WWSP)" 1986 by Heinrich Hoerber und Marianne Gube-Lehnhardt
- Heft Nr. 38/1987** – "The Meteorological Data of the Georg von Neumayer Station for 1983 and 1984" by M. Gube-Lehnhardt
- Heft Nr. 39/1987** – „Die Winter-Expedition mit FS ‚Polarstern‘ in die Antarktis (ANT V/1–3)" herausgegeben von Sigrid Schnack-Schiel
- Heft Nr. 40/1987** – "Weather and Synoptic Situation during Winter Weddell Sea Project 1986 (ANT V/2) July 16–September 10, 1986" by Werner Rabe
- Heft Nr. 41/1988** – „Zur Verbreitung und Ökologie der Seegurken im Weddellmeer (Antarktis)" von Julian Gutt
- Heft Nr. 42/1988** – "The zooplankton community in the deep bathyal and abyssal zones of the eastern North Atlantic" by Werner Beckmann
- Heft Nr. 43/1988** – "Scientific cruise report of Arctic Expedition ARK IV/3" Wissenschaftlicher Fahrtbericht der Arktis-Expedition ARK IV/3, compiled by Jörn Thiede
- Heft Nr. 44/1988** – "Data Report for FV ‚Polarstern‘ Cruise ARK IV/1, 1987 to the Arctic and Polar Fronts" by Hans-Jürgen Hirche
- Heft Nr. 45/1988** – „Zoogeographie und Gemeinschaftsanalyse des Makrozoobenthos des Weddellmeeres (Antarktis)" von Joachim Voß
- Heft Nr. 46/1988** – "Meteorological and Oceanographic Data of the Winter-Weddell-Sea Project 1986 (ANT V/3)" by Eberhard Fahrbach
- Heft Nr. 47/1988** – „Verteilung und Herkunft glazial-mariner Gerölle am Antarktischen Kontinentalrand des östlichen Weddellmeeres" von Wolfgang Oskierski
- Heft Nr. 48/1988** – „Variationen des Erdmagnetfeldes an der GvN-Station" von Arnold Brodscholl
- Heft Nr. 49/1988** – „Zur Bedeutung der Lipide im antarktischen Zooplankton" von Wilhelm Hagen
- Heft Nr. 50/1988** – „Die gezeitenbedingte Dynamik des Ekström-Schelfeises, Antarktis" von Wolfgang Kobarg

Heft Nr. 51/1988 – „Ökomorphologie nototheniider Fische aus dem Weddellmeer, Antarktis“ von Werner Ekau

Heft Nr. 52/1988 – „Zusammensetzung der Bodenfauna in der westlichen Fram-Straße“ von Dieter Piepenburg

Heft Nr. 53/1988 – „Untersuchungen zur Ökologie des Phytoplanktons im südöstlichen Weddellmeer (Antarktis) im Jan./Febr. 1985“ von Eva-Maria Nöthig

Heft Nr. 54/1988 – „Die Fischfauna des östlichen und südlichen Weddellmeeres: geographische Verbreitung, Nahrung und trophische Stellung der Fischarten“ von Wiebke Schwarzbach

Heft Nr. 55/1988 – “Weight and length data of zooplankton in the Weddell Sea in austral spring 1986 (Ant V/3)” by Elke Mizdalski

Heft Nr. 56/1989 – “Scientific cruise report of Arctic expeditions ARK IV/1, 2 & 3” by G. Krause, J. Meincke und J. Thiede

Heft Nr. 57/1989 – „Die Expedition ANTARKTIS V mit FS ‚Polarstern‘ 1986/87“. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT V/4–5 von H. Miller und H. Oerter

Heft Nr. 58/1989 – „Die Expedition ANTARKTIS VI mit FS ‚Polarstern‘ 1987/88“ von D. K. Fütterer

Heft Nr. 59/1989 – „Die Expedition ARKTIS V/1a, 1b und 2 mit FS ‚Polarstern‘ 1988“ von M. Spindler

Heft Nr. 60/1989 – „Ein zweidimensionales Modell zur thermohalinen Zirkulation unter dem Schelfeis“ von H. H. Hellmer

Heft Nr. 61/1989 – „Die Vulkanite im westlichen und mittleren Neuschwabenland, Vestfjella und Ahlmannryggen, Antarktika“ von M. Peters

***Heft-Nr. 62/1989** – “The Expedition ANTARKTIS VII/1 and 2 (EPOS I) of RV ‘Polarstern’ in 1988/89”, by I. Hempel

Heft Nr. 63/1989 – „Die Eisalgenflora des Weddellmeeres (Antarktis): Artenzusammensetzung und Biomasse sowie Ökophysiologie ausgewählter Arten“ von Annette Bartsch

Heft Nr. 64/1989 – “Meteorological Data of the G.-v.-Neumayer-Station (Antarctica)” by L. Helmes

Heft Nr. 65/1989 – „Expedition Antarktis VII/3 in 1988/89“ by I. Hempel, P. H. Schalk, V. Smetacek

Heft Nr. 66/1989 – „Geomorphologisch-glaziologische Detailkartierung des arid-hochpolaren Borgmassivet, Neuschwabenland, Antarktika“ von Karsten Brunk

Heft-Nr. 67/1990 – „Identification key and catalogue of larval Antarctic fishes“, edited by Adolf Kellermann

Heft-Nr. 68/1990 – „The Expedition Antarktis VII/4 (Epos leg 3) and VII/5 of RV ‘Polarstern’ in 1989“, edited by W. Arntz, W. Ernst, I. Hempel

Heft-Nr. 69/1990 – „Abhängigkeiten elastischer und rheologischer Eigenschaften des Meereises vom Eisgefüge“, von Harald Hellmann

Heft-Nr. 70/1990 – „Die beschalten benthischen Mollusken (Gastropoda und Bivalvia) des Weddellmeeres, Antarktis“, von Stefan Hain

Heft-Nr. 71/1990 – „Sedimentologie und Paläomagnetik an Sedimenten der Maudkuppe (Nordöstliches Weddellmeer)“, von Dieter Cordes.

Heft-Nr. 72/1990 – „Distribution and abundance of planktonic copepods (Crustacea) in the Weddell Sea in summer 1980/81“, by F. Kurbjeweit and S. Ali-Khan

Heft-Nr. 73/1990 – „Zur Frühdiagenese von organischem Kohlenstoff und Opal in Sedimenten des südlichen und östlichen Weddellmeeres“, von M. Schlüter

Heft-Nr. 74/1991 – „Expeditionen ANTARKTIS-VIII/3 und VIII/4 mit FS ‘Polarstern’ 1989“, von Rainer Gersonde und Gotthilf Hempel

Heft-Nr. 75/1991 – „Quartäre Sedimentationsprozesse am Kontinentalhang des Süd-Orkney-Plateaus im nordwestlichen Weddellmeeres (Antarktis)“, von Sigrun Grünig

Heft-Nr. 76/1991 – „Ergebnisse der faunistischen Arbeiten in Benthal von King George Island (Südshetlandinseln, Antarktis)“, Martin Rauschert

Heft-Nr. 77/1991 – „Verteilung von Mikroplankton-Organismen nordwestlich der Antarktischen Halbinsel unter dem Einfluß sich ändernder Umweltbedingungen in Herbst“, von Heinz Klöser

Heft-Nr. 78/1991 – „Hochauflösende Magnetostratigraphie spätquartärer Sedimente arktischer Meeresgebiete“, von Norbert R. Nowaczyk

Heft-Nr. 79/1991 – „Ökophysiologische Untersuchungen zur Salinitäts- und Temperaturtoleranz antarktischer Grünalgen unter besonderer Berücksichtigung des β -Dimethylsulfoniumpropionat (DMSP) - Stoffwechsels“, von Ulf Karsten

Heft-Nr. 80/1991 – „Die Expedition ARKTIS VII/1 mit FS „POLARSTERN“ 1990“, herausgegeben von Jörn Thiede und Gotthilf Hempel

Heft-Nr. 81/1991 – „Paläoglazilogie und Paläozeanographie im Spätquartär am Kontinentalrand des südlichen Weddellmeeres, Antarktis“, von Martin Melles

Heft-Nr. 82/1991 – „Quantifizierung von Meereiseigenschaften: Automatische Bildanalyse von Dünnschnitten und Parametrisierung von Chlorophyll- und Salzgehaltsverteilungen“, von Hajo Eicken

Heft-Nr. 83/1991 – „Das Fließen von Schelfeisen - numerische Simulationen mit der Methode der finiten Differenzen“, von Jürgen Determann

Heft-Nr. 84/1991 – Die Expedition ANTARKTIS VIII/1-2, 1989 mit der Winter Weddell Gyre Study der Forschungsschiffe „Polarstern“ und „Akademik Fedorov“, von Ernst Augstein, Nicolai Bagriantsev und Hans Werner Schenke

Heft-Nr. 85/1991 – „Zur Entstehung von Unterwassereis und das Wachstum und die Energiebilanz des Meereises in der Atka Bucht, Antarktis“, von Josef Kipfstuhl

Heft-Nr. 86/1991 – „Die Expedition ANTARKTIS-VIII mit FS „Polarstern“ 1989/90. Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-VIII/5“, herausgegeben von Heinz Miller und Hans Oerter

Heft-Nr. 87/1991 – „Scientific cruise reports of Arctic expeditions ARK-VI/1-4 of RV „Polarstern“ in 1989“, edited by G. Krause, J. Meincke & H. J. Schwarz

Heft-Nr. 88/1991 – „Zur Lebensgeschichte dominanter Copepodenarten (*Calanus finmarchicus*, *C. glacialis*, *C. hyperboreus*, *Metridia longa*) in der Framstraße“, von Sabine Diel

Heft-Nr. 89/1991 – „Detaillierte seismische Untersuchungen am östlichen Kontinentalrand des Weddell-Meeres vor Kapp Norvegia, Antarktis“, von Norbert E. Kaul

Heft-Nr. 90/1991 – „Die Expedition ANTARKTIS-VIII mit FS „Polarstern“ 1989/90. Bericht von Fahrtabschnitten ANT VIII/6-7“, herausgegeben von Dieter Karl Fütterer und Otto Schrems

Heft-Nr. 91/1991 – „Blood physiology and ecological consequences in Weddell Sea fishes (Antarctica)“, by Andreas Kunzmann.

Heft-Nr. 92/1991 – „Zur sommerlichen Verteilung des Mesozooplanktons im Nansen-Becken, Nordpolarmeer“, von Nicolai Mumm.

Heft-Nr. 93/1991 – Die Expedition ARKTIS VII mit FS „Polarstern“ 1990. Bericht von Fahrtabschnitten ARK VII/2“, herausgegeben vom Gunther Krause.

Heft-Nr. 94/1991 – „Die Entwicklung des Phytoplanktons im östlichen Weddellmeer (Antarktis) beim Übergang vom Spätwinter zum Frühjahr“, von Renate Scharek.

Heft-Nr. 95/1991 – „Radioisotopenstratigraphie, Sedimentologie und Geochemie jungquartärer Sedimente des östlichen Arktischen Ozeans“, von Horst Bohrmann.

Heft-Nr. 96/1991 – „Holozäne Sedimentationsentwicklung im Scoresby Sund, Ost-Grönland“, von Peter Marienfeld

Heft-Nr. 97/1991 – „Strukturelle Entwicklung und Abkühlungsgeschichte der Heimefrontfjella (Westliches Dronning Maud Land / Antarktika)“, von Joachim Jacobs

Heft-Nr. 98/1991 – „Zur Besiedlungsgeschichte des antarktischen Schelfes am Beispiel der Isopoda (Crustacea, Malacostraca)“, von Angelika Brandt

Heft-Nr. 99/1992 – „The Antarctic ice sheet and environmental change: a three-dimensional modelling study“, by Philippe Huybrechts

Heft-Nr. 100/1992 – „Die Expeditionen ANTARKTIS IX/1-4 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1990/91“, herausgegeben von Ulrich Bathmann, Meinhard Schulz-Baldes, Eberhard Fahrbach, Victor Smetacek und Hans-Wolfgang Hubberten

Heft-Nr. 101/1992 – „Wechselbeziehungen zwischen Spurenmetallkonzentrationen (Cd, Cu, Pb, Zn) im Meerwasser und in Zooplanktonorganismen (Copepoda) der Arktis und des Atlantiks“, von Christa Pohl

Heft-Nr. 102/1992 – „Physiologie und Ultrastruktur der antarktischen Grünalge *Prasiola crispa* ssp. *antarctica* unter osmotischem Streß und Austrocknung“, von Andreas Jacob

Heft-Nr. 103/1992 – „Zur Ökologie der Fische im Weddellmeer“, von Gerd Hubold

Heft-Nr. 104/1992 – „Mehrkanalige adaptive Filter für die Unterdrückung von multiplen Reflexionen in Verbindung mit der freien Oberfläche in marinen Seismogrammen“, von Andreas Rosenberger

Heft-Nr. 105/1992 – „Radiation and Eddy Flux Experiment 1991 (REFLEX I)“, von Jörg Hartmann, Christoph Kottmeier und Christian Wamser

Heft-Nr. 106/1992 – „Ostracoden im Epipelagial vor der Antarktischen Halbinsel - ein Beitrag zur Systematik sowie zur Verbreitung und Populationsstruktur unter Berücksichtigung der Saisonalität“, von Rüdiger Kock

Heft-Nr. 107/1992 – „ARCTIC '91: Die Expedition ARK-VIII/3 mit FS 'Polarstern' 1991“, herausgegeben von Dieter K. Fütterer

Heft-Nr. 108/1992 – „Dehnungsbeben an einer Störungszone im Ekström-Schelfeis nördlich der Georg-von-Neumayer Station, Antarktis. - Eine Untersuchung mit seismologischen und geodätischen Methoden“, von Uwe Nixdorf

Heft-Nr. 109/1992 – „Spätquartäre Sedimentation am Kontinentalrand des südöstlichen Weddellmeeres, Antarktis“, von Michael Weber

Heft-Nr. 110/1992 – „Sedimentfazies und Bodenwasserstrom am Kontinentalhang des nordwestlichen Weddellmeeres“, von Isa Brehme

- Heft-Nr. 111/1992** – „Die Lebensbedingungen in den Solekanälchen des antarktischen Meereises“, von Jürgen Weissenberger
- Heft-Nr. 112/1992** – „Zur Taxonomie von rezenten benthischen Foraminiferen aus dem Nansen Becken, Arktischer Ozean“, von Jutta Wollenburg
- Heft-Nr. 113/1992** – „Die Expedition ARKTIS VIII/1 mit FS 'Polarstern' 1991“, herausgegeben von Gerhard Kattner
- Heft-Nr. 114/1992** – „Die Gründungsphase deutscher Polarforschung, 1865-1875“, von Reinhard A. Krause
- Heft-Nr. 115/1992** – „Scientific Cruise Report of the 1991 Arctic Expedition ARK VIII/2 of RV 'Polarstern' (EPOS II)“, by Eike Rachor
- Heft-Nr. 116/1992** – „The Meteorological Data of the Georg-von-Neumayer-Station (Antarctica) for 1988, 1989, 1990 and 1991“, by Gert König-Langlo
- Heft-Nr. 117/1992** – „Petrogenese des metamorphen Grundgebirges der zentralen Heimfrontfjella (westliches Dronning Maud Land / Antarktis)“, von Peter Schulze
- Heft-Nr. 118/1993** – „Die mafischen Gänge der Shackleton Range / Antarktika: Petrographie, Geochemie, Isotopengeochemie und Paläomagnetik“, von Rüdiger Hotten
- Heft-Nr. 119/1993** – „Gefrierschutz bei Fischen der Polarmeere“, von Andreas P. A. Wöhrmann
- Heft-Nr. 120/1993** – „East Siberian Arctic Region Expedition '92: The Laptev Sea – its Significance for Arctic Sea-Ice Formation and Transpolar Sediment Flux“, by D. Dethleff, D. Nürnberg, E. Reimnitz, M. Saarloos and Y.P. Savchenko. – „Expedition to Novaja Zemlja and Franz Josef Land with RV 'Dalnie Zelentsy'“, by D. Nürnberg and E. Groth
- Heft-Nr. 121/1993** – „Die Expedition ANTARKTIS X/3 mit FS 'Polarstern' 1992“, herausgegeben von Michael Spindler, Gerhard Dieckmann und David Thomas
- Heft-Nr. 122/1993** – „Die Beschreibung der Korngestalt mit Hilfe der Fourier-Analyse: Parametrisierung der morphologischen Eigenschaften von Sedimentpartikeln“, von Michael Diepenbroek
- Heft-Nr. 123/1993** – „Zerstörungsfreie hochauflösende Dichteuntersuchungen mariner Sedimente“, von Sebastian Gerland
- Heft-Nr. 124/1993** – „Umsatz und Verteilung von Lipiden in arktischen marinen Organismen unter besonderer Berücksichtigung unterer trophischer Stufen“, von Martin Graeve
- Heft-Nr. 125/1993** – „Ökologie und Respiration ausgewählter arktischer Bodenfischarten“, von Christian F. von Dorrien
- Heft-Nr. 126/1993** – „Quantitative Bestimmung von Paläoumweltparametern des Antarktischen Oberflächenwassers im Spätquartär anhand von Transferfunktionen mit Diatomeen“, von Ulrich Zielinski
- Heft-Nr. 127/1993** – „Sedimenttransport durch das arktische Meereis: Die rezente lithogene und biogene Materialfracht“, von Ingo Wollenburg
- Heft-Nr. 128/1993** – „Cruise ANTARKTIS X/3 of RV 'Polarstern': CTD-Report“, von Marek Zwierz
- Heft-Nr. 129/1993** – „Reproduktion und Lebenszyklen dominanter Copepodenarten aus dem Weddellmeer, Antarktis“, von Frank Kurbjeweit
- Heft-Nr. 130/1993** – „Untersuchungen zu Temperaturregime und Massenhaushalt des Filchner-Ronne-Schelfeises, Antarktis, unter besonderer Berücksichtigung von Anfrier- und Abschmelzprozessen“, von Klaus Grosfeld
- Heft-Nr. 131/1993** – „Die Expedition ANTARKTIS X/5 mit FS 'Polarstern' 1992“, herausgegeben von Rainer Gersonde
- Heft-Nr. 132/1993** – „Bildung und Abgabe kurzketziger halogenierter Kohlenwasserstoffe durch Makroalgen der Polarregionen“, von Frank Laturnus
- Heft-Nr. 133/1994** – „Radiation and Eddy Flux Experiment 1993 (REFLEX II)“, by Christoph Kottmeier, Jörg Hartmann, Christian Wamser, Axel Bochert, Christof Lüpkes, Dietmar Freese and Wolfgang Cohrs
- Heft-Nr. 134/1994** – „The Expedition ARKTIS-IX/1“, edited by Hajo Eicken and Jens Meincke
- Heft-Nr. 135/1994** – „Die Expeditionen ANTARKTIS X/6-8“, herausgegeben von Ulrich Bathmann, Victor Smetacek, Hein de Baar, Eberhard Fährbach und Gunter Krause
- Heft-Nr. 136/1994** – „Untersuchungen zur Ernährungsökologie von Kaiserpinguinen (*Aptenodytes forsteri*) und Königspinguinen (*Aptenodytes patagonicus*)“, von Klemens Pütz
- Heft-Nr. 137/1994** – „Die Känozoische Vereisungsgeschichte der Antarktis“, von Werner U. Ehrmann
- Heft-Nr. 138/1994** – „Untersuchungen stratosphärischer Aerosole vulkanischen Ursprungs und polarer stratosphärischer Wolken mit einem Mehrwellenlängen-Lidar auf Spitzbergen (79°N, 12°E)“, von Georg Beyerle
- Heft-Nr. 139/1994** – „Charakterisierung der Isopodenfauna (Crustacea, Malacostraca) des Scotia-Bogens aus biogeographischer Sicht: Ein multivariater Ansatz“, von Holger Winkler
- Heft-Nr. 140/1994** – „Die Expedition ANTARKTIS X/4 mit FS 'Polarstern' 1992“, herausgegeben von Peter Lemke

- Heft-Nr. 141/1994** – „Satellitenaltimetrie über Eis – Anwendung des GEOSAT-Altimeters über dem Ekströmisen, Antarktis“, von Klemens Heidland
- Heft-Nr. 142/1994** – „The 1993 Northeast Water Expedition. Scientific cruise report of RV 'Polarstern' Arctic cruises ARK IX/2 and 3, USCG 'Polar Bear' cruise NEWP and the NEWLand expedition“, edited by Hans-Jürgen Hirche and Gerhard Kattner
- Heft-Nr. 143/1994** – „Detaillierte refraktionsseismische Untersuchungen im inneren Scoresby Sund/ Ost Grönland“, von Nötker Fechner
- Heft-Nr. 144/1994** – „Russian-German Cooperation in the Siberian Shelf Seas: Geo-System Laptev Sea“, edited by Heidemarie Kassens, Hans-Wolfgang Hubberten, Sergey M. Pryamikov and Rüdiger Stein
- Heft-Nr. 145/1994** – „The 1993 Northeast Water Expedition. Data Report of RV 'Polarstern' Arctic Cruises IX/2 and 3“, edited by Gerhard Kattner and Hans-Jürgen Hirche
- Heft-Nr. 146/1994** – „Radiation Measurements at the German Antarctic Station Neumeyer 1982 – 1992“, by Torsten Schmidt and Gert König-Langlo
- Heft-Nr. 147/1994** – „Krustenstrukturen und Verlauf des Kontinentalrandes im Weddell Meer/Antarktis“, von Christian Hübscher
- Heft-Nr. 148/1994** – „The expeditions NORILSK/TAYMYR 1993 and BUNGER OASIS 1993/94 of the AWI Research Unit Potsdam“, edited by Martin Melles
- Heft-Nr. 149/1994** – „Die Expedition ARCTIC '93. Der Fahrtabschnitt ARK-IX/4 mit FS 'Polarstern' 1993“, herausgegeben von Dieter K. Fütterer
- Heft-Nr. 150/1994** – „Der Energiebedarf der Pygoscelis-Pinguine: eine Synopse“, von Boris M. Culik
- Heft-Nr. 151/1994** – „Russian-German Cooperation: The Transdrift I Expedition to the Laptev Sea“, edited by Heidemarie Kassens and Valeriy Y. Karpiy
- Heft-Nr. 152/1994** – „Die Expedition ANTARKTIS-X mit FS 'Polarstern' 1992. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT X/1a und 2“, herausgegeben von Heinz Miller
- Heft-Nr. 153/1994** – „Aminosäuren und Huminstoffe im Stickstoffkreislauf polarer Meere“, von Ulrike Hubberten
- Heft-Nr. 154/1994** – „Regional and seasonal variability in the vertical distribution of mesozooplankton in the Greenland Sea“, by Claudio Richter
- Heft-Nr. 155/1995** – „Benthos in polaren Gewässern“, herausgegeben von Christian Wiencke und Wolf Arntz
- Heft-Nr. 156/1995** – „An adjoint model for the determination of the mean oceanic circulation, air-sea fluxes and mixing coefficients“, by Reiner Schlitzer
- Heft-Nr. 157/1995** – „Biochemische Untersuchungen zum Lipidstoffwechsel antarktischer Copepoden“, von Kirsten Pahl
- Heft-Nr. 158/1995** – „Die deutsche Polarforschung seit der Jahrhundertwende und der Einfluß Erich von Drygalskis“, von Cornelia Lüdecke
- Heft-Nr. 159/1995** – „The distribution of $\delta^{18}\text{O}$ in the Arctic Ocean: Implications for the freshwater balance of the halocline and the sources of deep and bottom waters“, by Dorothea Bauch
- Heft-Nr. 160/1995** – „Rekonstruktion der spätquartären Tiefenwasserzirkulation und Produktivität im östlichen Südatlantik anhand von benthischen Foraminiferenvergesellschaftungen“, von Gerhard Schmiedl
- Heft-Nr. 161/1995** – „Der Einfluß von Salinität und Lichtintensität auf die Osmolytkonzentrationen, die Zellvolumina und die Wachstumsraten der antarktischen Eisdiatomeen *Chaetoceros* sp. und *Navicula* sp. unter besonderer Berücksichtigung der Aminosäure Prolin“, von Jürgen Nothnagel
- Heft-Nr. 162/1995** – „Meereistransportiertes lithogenes Feinmaterial in spätquartären Tiefseesedimenten des zentralen östlichen Arktischen Ozeans und der Framstraße“, von Thomas Letzig
- Heft-Nr. 163/1995** – „Die Expedition ANTARKTIS-XI/2 mit FS 'Polarstern' 1993/94“, herausgegeben von Rainer Gersonde
- Heft-Nr. 164/1995** – „Regionale und altersabhängige Variation gesteinsmagnetischer Parameter in marinen Sedimenten der Arktis“, von Thomas Frederichs
- Heft-Nr. 165/1995** – „Vorkommen, Verteilung und Umsatz biogener organischer Spurenstoffe: Sterole in antarktischen Gewässern“, von Georg Hanke
- Heft-Nr. 166/1995** – „Vergleichende Untersuchungen eines optimierten dynamisch-thermodynamischen Meereismodells mit Beobachtungen im Weddellmeer“, von Holger Fischer
- Heft-Nr. 167/1995** – „Rekonstruktionen von Paläo-Umweltparametern anhand von stabilen Isotopen und Faunen-Vergesellschaftungen planktischer Foraminiferen im Südatlantik“, von Hans-Stefan Niebler
- Heft-Nr. 168/1995** – „Die Expedition ANTARKTIS XII mit FS 'Polarstern' 1994/95. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT XII/1 und 2“, herausgegeben von Gerhard Kattner und Dieter Karl Fütterer
- Heft-Nr. 169/1995** – „Medizinische Untersuchung zur Circadianrhythmik und zum Verhalten bei Überwinterern auf einer antarktischen Forschungsstation“, von Hans Wortmann
- Heft-Nr. 170/1995** – DFG-Kolloquium: Terrestrische Geowissenschaften – Geologie und Geophysik der Antarktis

Heft-Nr. 171/1995 – „Strukturentwicklung und Petrogenese des metamorphen Grundgebirges der nördlichen Heimfrontfjella (westliches Dronning Maud Land/Antarktika)“, von Wilfried Bauer

Heft-Nr. 172/1995 – „Die Struktur der Erdkruste im Bereich des Scoresby Sund, Ostgrönland: Ergebnisse refraktionsseismischer und gravimetrischer Untersuchungen“, von Holger Mandler

Heft-Nr. 173/1995 – „Paläozoische Akkretion am paläopazifischen Kontinentalrand der Antarktis in Nordvictorialand – P-T-D-Geschichte und Deformationsmechanismen im Bowers Terrane“, von Stefan Matzer

Heft-Nr. 174/1995 – „The Expedition ARKTIS-X/2 of RV 'Polarstern' in 1994“, edited by Hans-W. Hubberten

Heft-Nr. 175/1995 – „Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR 1994“, edited by Christine Siegert and Dmitry Bolshiyarov

Heft-Nr. 176/1995 – „Russian-German Cooperation: Laptev Sea System“, edited by Heidemarie Kassens, Dieter Piepenburg, Jörn Thiede, Leonid Timokhov, Hans-Wolfgang Hubberten and Sergey M. Priamikov

Heft-Nr. 177/1995 – „Organischer Kohlenstoff in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans: Terrigener Eintrag und marine Produktivität“, von Carsten J. Schubert

Heft-Nr. 178/1995 – „Cruise ANTARKTIS XII/4 of RV 'Polarstern' in 1995: CTD-Report“, by Jüri Sildam

Heft-Nr. 179/1995 – „Benthische Foraminiferenfaunen als Wassermassen-, Produktions- und Eisdriftnanzeiger im Arktischen Ozean“, von Jutta Wollenburg

Heft-Nr. 180/1995 – „Biogenopal und biogenes Barium als Indikatoren für spätquartäre Produktivitätsänderungen am antarktischen Kontinentalhang, atlantischer Sektor“, von Wolfgang J. Bonn

Heft-Nr. 181/1995 – „Die Expedition ARKTIS X/1 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1994“, herausgegeben von Eberhard Fahrbach

Heft-Nr. 182/1995 – „Laptev Sea System: Expeditions in 1994“, edited by Heidemarie Kassens

Heft-Nr. 183/1996 – „Interpretation digitaler Parasound Echolotaufzeichnungen im östlichen Arktischen Ozean auf der Grundlage physikalischer Sedimenteigenschaften“, von Uwe Bergmann

Heft-Nr. 184/1996 – „Distribution and dynamics of inorganic nitrogen compounds in the troposphere of continental, coastal, marine and Arctic areas“, by María Dolores Andrés Hernández

Heft-Nr. 185/1996 – „Verbreitung und Lebensweise der Aphroditiden und Polynoiden (Polychaeta) im östlichen Weddellmeer und im Lazarevmeer (Antarktis)“, von Michael Stiller

Heft-Nr. 186/1996 – „Reconstruction of Late Quaternary environmental conditions applying the natural radionuclides ^{230}Th , ^{10}Be , ^{231}Pa and ^{238}U : A study of deep-sea sediments from the eastern sector of the Antarctic Circumpolar Current System“, by Martin Frank

Heft-Nr. 187/1996 – „The Meteorological Data of the Neumayer Station (Antarctica) for 1992, 1993 and 1994“, by Gert König-Langlo and Andreas Herber

Heft-Nr. 188/1996 – „Die Expedition ANTARKTIS-XI/3 mit FS 'Polarstern' 1994“, herausgegeben von Heinz Miller und Hannes Grobe

Heft-Nr. 189/1996 – „Die Expedition ARKTIS-VII/3 mit FS 'Polarstern' 1990“, herausgegeben von Heinz Miller und Hannes Grobe

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

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

Heft-Nr. 192/1996 – „Photosynthese-Charakteristika und Lebensstrategien antarktischer Makroalgen“, von Gabriele Weykam

Heft-Nr. 193/1996 – Heterogene Reaktionen von N_2O_5 und HBr und ihr Einfluß auf den Ozonabbau in der polaren Stratosphäre“, von Sabine Seisel

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

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

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

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

Heft-Nr. 198/1996 – „Geodynamik des Westantarktischen Riftsystems basierend auf Apatit-Spaltspuranalysen“, von Frank Lisler

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Heft-Nr. 223/1997 — "Bestimmung der Meereisdicke mit seismischen und elektromagnetisch-induktiven Verfahren", von Christian Haas.

Heft-Nr. 224/1997 — "Troposphärische Ozonvariationen in Polarregionen", von Silke Wessel.

Heft-Nr. 225/1997 — "Biologische und ökologische Untersuchungen zur kryopelagischen Amphipodenfauna des arktischen Meereises", von Michael Poltermann.

Heft-Nr. 226/1997 — "Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XI/1 of RV 'Polarstern' in 1995", edited by Eike Rachor.

Heft-Nr. 227/1997 — "Der Einfluß kompatibler Substanzen und Kryoprotektoren auf die Enzyme Malatdehydrogenase (MDH) und Glucose-6-phosphat-Dehydrogenase (G6P-DH) aus *Acrosiphonia arcta* (Chlorophyta) der Arktis und Antarktis", von Katharina Kück.

Heft-Nr. 228/1997 — "Die Verbreitung epibenthischer Mollusken im chilenischen Beagle-Kanal", von Katrin Linse.

Heft-Nr. 229/1997 — "Das Mesozooplankton im Laptevmeer und östlichen Nansen-Becken - Verteilung und Gemeinschaftsstrukturen im Spätsommer", von Hinrich Hanssen.

Heft-Nr. 230/1997 — "Modell eines adaptierbaren, rechnergestützten, wissenschaftlichen Arbeitsplatzes am Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung", von Lutz-Peter Kurdelski.

Heft-Nr. 231/1997 — "Zur Ökologie arktischer und antarktischer Fische: Aktivität, Sinnesleistungen und Verhalten", von Christopher Zimmermann.

- Heft-Nr. 232/1997** — "Persistente chlororganische Verbindungen in hochantarktischen Fischen", von Stephan Zimmermann.
- Heft-Nr. 233/1997** — "Zur Ökologie des Dimethylsulfoniumpropionat (DMSP)-Gehaltes temperierter und polarer Phytoplanktongemeinschaften im Vergleich mit Laborkulturen der Coccolithophoride *Emiliana huxleyi* und der antarktischen Diatomee *Nitzschia lecointei*", von Doris Meyerdierks.
- Heft-Nr. 234/1997** — "Die Expedition ARCTIC '96 des FS 'Polarstern' (ARK XIII) mit der Arctic Climate System Study (ACSYS)", von Ernst Augstein und den Fahrtteilnehmern.
- Heft-Nr. 235/1997** — "Polonium-210 und Blei-219 im Südpolarmeer: Natürliche Tracer für biologische und hydrographische Prozesse im Oberflächenwasser des Antarktischen Zirkumpolarstroms und des Weddellmeeres", von Jana Friedrich.
- Heft-Nr. 236/1997** — "Determination of atmospheric trace gas amounts and corresponding natural isotopic ratios by means of ground-based FTIR spectroscopy in the high Arctic", by Arndt Meier.
- Heft-Nr. 237/1997** — "Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR / SEVERNAYA ZEMLYA 1996", edited by Martin Melles, Birgit Hagedorn and Dmitri Yu. Bolshiyarov
- Heft-Nr. 238/1997** — "Life strategy and ecophysiology of Antarctic macroalgae", by Iván M. Gómez.
- Heft-Nr. 239/1997** — "Die Expedition ANTARKTIS XIII/4-5 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1996", herausgegeben von Eberhard Fahrbach und Dieter Gerdes.
- Heft-Nr. 240/1997** — "Untersuchungen zur Chrom-Speziation in Meerwasser, Meereis und Schnee aus ausgewählten Gebieten der Arktis", von Heide Giese.
- Heft-Nr. 241/1997** — "Late Quaternary glacial history and paleoceanographic reconstructions along the East Greenland continental margin: Evidence from high-resolution records of stable isotopes and ice-rafted debris", by Seung-Il Nam.
- Heft-Nr. 242/1997** — "Thermal, hydrological and geochemical dynamics of the active layer at a continuous permafrost site, Taymyr Peninsula, Siberia", by Julia Boike.
- Heft-Nr. 243/1997** — "Zur Paläoozeanographie hoher Breiten: Stellvertreterdaten aus Foraminiferen", von Andreas Mackensen.
- Heft-Nr. 244/1997** — "The Geophysical Observatory at Neumayer Station, Antarctica. Geomagnetic and seismological observations in 1995 and 1996", by Alfons Eckstaller, Thomas Schmidt, Viola Gaw, Christian Müller and Johannes Røgenhagen.
- Heft-Nr. 245/1997** — "Temperaturbedarf und Biogeographie mariner Makroalgen - Anpassung mariner Makroalgen an tiefe Temperaturen", von Bettina Bischoff-Bäsmann.
- Heft-Nr. 246/1997** — "Ökologische Untersuchungen zur Fauna des arktischen Meereises", von Christine Friedrich.

- Heft-Nr. 247/1997** — "Entstehung und Modifizierung von marinen gelösten organischen Substanzen", von Berit Kirchhoff.
- Heft-Nr. 248/1997** — "Laptev Sea System: Expeditions in 1995", edited by Heidemarie Kassens.
- Heft-Nr. 249/1997** — "The Expedition ANTARKTIS XIII/3 (EASIZ I) of RV 'Polarstern' to the eastern Weddell Sea in 1996", edited by Wolf Arntz and Julian Gutt.
- Heft-Nr. 250/1997** — "Vergleichende Untersuchungen zur Ökologie und Biodiversität des Mega-Epibenthos der Arktis und Antarktis", von Andreas Starmans.
- Heft-Nr. 251/1997** — "Zeitliche und räumliche Verteilung von Mineralvergesellschaftungen in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans und ihre Nützlichkeit als Klimaindikatoren während der Glazial/Interglazial-Wechsel", von Christoph Vogt.
- Heft-Nr. 252/1997** — "Solitäre Ascidien in der Potter Cove (King George Island, Antarktis). Ihre ökologische Bedeutung und Populationsdynamik", von Stephan Kühne.
- Heft-Nr. 253/1997** — "Distribution and role of microprotozoa in the Southern Ocean", by Christine Klaas.
- Heft-Nr. 254/1997** — "Die spätquartäre Klima- und Umweltgeschichte der Bunge-Oase, Ostantarktis", von Thomas Kulbe.
- Heft-Nr. 255/1997** — "Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XIII/2 of RV 'Polarstern' in 1997", edited by Ruediger Stein and Kirsten Fahl.
- Heft-Nr. 256/1998** — "Das Radionuklid Tritium im Ozean: Meßverfahren und Verteilung von Tritium im Südatlantik und im Weddellmeer", von Jürgen Sültenfuß.
- Heft-Nr. 257/1998** — "Untersuchungen der Saisonalität von atmosphärischem Dimethylsulfid in der Arktis und Antarktis", von Christoph Kleefeld.
- Heft-Nr. 258/1998** — "Bellingshausen- und Amundsenmeer: Entwicklung eines Sedimentationsmodells", von Frank-Oliver Nitsche.
- Heft-Nr. 259/1998** — "The Expedition ANTARKTIS-XIV/4 of RV 'Polarstern' in 1997", by Dieter K. Fütterer.
- Heft-Nr. 260/1998** — "Die Diatomeen der Laptevsee (Arktischer Ozean): Taxonomie und biogeographische Verbreitung", von Holger Cremer.
- Heft-Nr. 261/1998** — "Die Krustenstruktur und Sedimentdecke des Eurasischen Beckens, Arktischer Ozean: Resultate aus seismischen und gravimetrischen Untersuchungen", von Estella Weigelt.
- Heft-Nr. 262/1998** — "The Expedition ARKTIS-XIII/3 of RV 'Polarstern' in 1997", by Gunther Krause.
- Heft-Nr. 263/1998** — "Thermo-tektonische Entwicklung von Oates Land und der Shackleton Range (Antarktis) basierend auf Spaltspuranalysen", von Thorsten Schäfer.
- Heft-Nr. 264/1998** — "Messungen der stratosphärischen Spurengase ClO, HCl, O₃, N₂O, H₂O und OH mittels flugzeuggetragener Submillimeterwellen-Radiometrie", von Joachim Urban.

Heft-Nr. 265/1998 — "Untersuchungen zu Massenhaushalt und Dynamik des Ronne Ice Shelves, Antarktis", von Astrid Lambrecht.

Heft-Nr. 266/1998 — "Scientific Cruise Report of the Kara Sea Expedition of RV 'Akademik Boris Petrov' in 1997", edited by Jens Matthiessen and Oleg Stepanets.

Heft-Nr. 267/1998 — "Die Expedition ANTARKTIS-XIV mit FS 'Polarstern' 1997. Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-XIV/3", herausgegeben von Wilfried Jokat und Hans Oerter.

Heft-Nr. 268/1998 — "Numerische Modellierung der Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Meereis in der arktischen Eisrandzone", von Gerit Birnbaum.

Heft-Nr. 269/1998 — "Katabatic wind and Boundary Layer Front Experiment around Greenland (KABEG '97)", by Günther Heinemann.

Heft-Nr. 270/1998 — "Architecture and evolution of the continental crust of East Greenland from integrated geophysical studies", by Vera Schindwein.

Heft-Nr. 271/1998 — "Winter Expedition to the Southwestern Kara Sea - Investigations on Formation and Transport of Turbid Sea-Ice", by Dirk Dethleff, Per Loewe, Dominik Weiel, Hartmut Nies, Gesa Kuhlmann, Christian Bahe and Gennady Tarasov.

Heft-Nr. 272/1998 — "FTIR-Emissionsspektroskopische Untersuchungen der arktischen Atmosphäre", von Edo Becker.

Heft-Nr. 273/1998 — "Sedimentation und Tektonik im Gebiet des Agulhas Rückens und des Agulhas Plateaus ('SETARAP')", von Gabriele Uenzelmann-Neben.

Heft-Nr. 274/1998 — "The Expedition ANTARKTIS XIV/2", by Gerhard Kattner.

Heft-Nr. 275/1998 — "Die Auswirkung der 'NorthEastWater'-Polynya auf die Sedimentation vor NO-Grönland und Untersuchungen zur Paläo-Ozeanographie seit dem Mittelweichsel", von Hanne Notholt.

Heft-Nr. 276/1998 — "Interpretation und Analyse von Potentialfelddaten im Weddellmeer, Antarktis: der Zerfall des Superkontinents Gondwana", von Michael Studinger.

Heft-Nr. 277/1998 — "Koordiniertes Programm Antarktisforschung". Berichtskolloquium im Rahmen des Koordinierten Programms "Antarktisforschung mit vergleichenden Untersuchungen in arktischen Eisgebieten", herausgegeben von Hubert Miller.

Heft-Nr. 278/1998 — "Messung stratosphärischer Spurengase über Ny-Ålesund, Spitzbergen, mit Hilfe eines bodengebundenen Mikrowellen-Radiometers", von Uwe Raffalski.

Heft-Nr. 279/1998 — "Arctic Paleo-River Discharge (APARD). A New Research Programme of the Arctic Ocean Science Board (AOSB)", edited by Ruediger Stein.

Heft-Nr. 280/1998 — "Fernerkundungs- und GIS-Studien in Nordostgrönland", von Friedrich Jung-Rothenhäusler.

Heft-Nr. 281/1998 — "Rekonstruktion der Oberflächenwassermassen der östlichen Laptevsee im Holozän anhand von aquatischen Palynomorphen", von Martina Kunz-Pirrung.

Heft-Nr. 282/1998 — "Scavenging of ^{231}Pa and ^{230}Th in the South Atlantic: Implications for the use of the $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ ratio as a paleoproductivity proxy", by Hans-Jürgen Walter.

Heft-Nr. 283/1998 — "Sedimente im arktischen Meereis - Eintrag, Charakterisierung und Quantifizierung", von Frank Lindemann.

Heft-Nr. 284/1998 — "Langzeitanalyse der antarktischen Meereisbedeckung aus passiven Mikrowellendaten", von Christian H. Thomas.

Heft-Nr. 285/1998 — "Mechanismen und Grenzen der Temperaturanpassung beim Pierwurm *Arenicola marina* (L.)", von Angela Sommer.

Heft-Nr. 286/1998 — "Energieumsätze benthischer Filtrierer der Potter Cove (King George Island, Antarktis)", von Jens Kowalke.

Heft-Nr. 287/1998 — "Scientific Cooperation in the Russian Arctic: Research from the Barents Sea up to the Laptev Sea", edited by Eike Rachor.

Heft-Nr. 288/1998 — "Alfred Wegener. Kommentiertes Verzeichnis der schriftlichen Dokumente seines Lebens und Wirkens", von Ulrich Wutzke.

Heft-Nr. 289/1998 — "Retrieval of Atmospheric Water Vapor Content in Polar Regions Using Spaceborne Microwave Radiometry", by Jungang Miao.

Heft-Nr. 290/1998 — "Strukturelle Entwicklung und Petrogenese des nördlichen Kristallingürtels der Shackleton Range, Antarktis: Proterozoische und Ross-orogene Krustendynamik am Rand des Ostantarktischen Kratons", von Axel Brommer.

Heft-Nr. 291/1998 — "Dynamik des arktischen Meereises - Validierung verschiedener Rheologieansätze für die Anwendung in Klimamodellen", von Martin Kreyscher.

Heft-Nr. 292/1998 — "Anthropogene organische Spurenstoffe im Arktischen Ozean. Untersuchungen chlorierter Biphenyle und Pestizide in der Laptevsee, technische und methodische Entwicklungen zur Probenahme in der Arktis und zur Spurenstoffanalyse", von Sven Utschakowski.

Heft-Nr. 293/1998 — "Rekonstruktion der spätquartären Klima- und Umweltgeschichte der Schirmacher Oase und des Wohlthat Massivs (Ostantarktika)", von Markus Julius Schwab.

Heft-Nr. 294/1998 — "Besiedlungsmuster der benthischen Makrofauna auf dem ostgrönländischen Kontinentalhang", von Klaus Schnack.

Heft-Nr. 295/1998 — "Gehäuseuntersuchungen an planktischen Foraminiferen hoher Breiten: Hinweise auf Umweltveränderungen während der letzten 140.000 Jahre", von Harald Hommers.

Heft-Nr. 296/1998 — "Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XIII/1 of RV 'Polarstern' in 1997", edited by Michael Spindler, Wilhelm Hagen and Dorothea Stübing.

Heft-Nr. 297/1998 — "Radiometrische Messungen im arktischen Ozean - Vergleich von Theorie und Experiment", von Klaus-Peter Johnsen.

Heft-Nr. 298/1998 — "Patterns and Controls of CO₂ Fluxes in Wet Tundra Types of the Taimyr Peninsula, Siberia - the Contribution of Soils and Mosses", by Martin Sommerkorn.

Heft-Nr. 299/1998 — "The Potter Cove coastal ecosystem, Antarctica. Synopsis of research performed within the frame of the Argentinean-German Cooperation at the Dallmann Laboratory and Jubany Station (King George Island, Antarctica, 1991-1997)", by Christian Wiencke, Gustavo Ferreyra, Wolf Arntz & Carlos Rinaldi.

Heft-Nr. 300/1999 — "The Kara Sea Expedition of RV 'Akademik Boris Petrov' 1997: First Results of a Joint Russian-German Pilot Study", edited by Jens Matthiessen, Oleg V. Stepanets, Ruediger Stein, Dieter K. Fütterer, and Eric M. Galimov.

Heft-Nr. 301/1999 — "The Expedition ANTARKTIS XV/3 (EASIZ II)", edited by Wolf E. Arntz and Julian Gutt.

Heft-Nr. 302/1999 — "Sterole im herbstlichen Weddellmeer (Antarktis): Großräumige Verteilung, Vorkommen und Umsatz", von Anneke Mühlebach.

Heft-Nr. 303/1999 — "Polare stratosphärische Wolken: Lidar-Beobachtungen, Charakterisierung von Entstehung und Entwicklung", von Jens Biele.

Heft-Nr. 304/1999 — "Spätquartäre Paläoumweltbedingungen am nördlichen Kontinentalrand der Barents- und Kara-See. Eine Multi-Parameter-Analyse", von Jochen Knies.

Heft-Nr. 305/1999 — "Arctic Radiation and Turbulence Interaction Study (ARTIST)", by Jörg Hartmann, Frank Albers, Stefania Argentini, Axel Bochert, Ubaldo Bonafé, Wolfgang Cohrs, Alessandro Conidi, Dietmar Freese, Teodoro Georgiadis, Alessandro Ippoliti, Lars Kaleschke, Christof Lüpkes, Uwe Maixner, Giangiuseppe Mastrantonio, Fabrizio Ravegnani, Andreas Reuter, Giuliano Trivellone and Angelo Viola.

Heft-Nr. 306/1999 — "German-Russian Cooperation: Biogeographic and biostratigraphic investigations on selected sediment cores from the Eurasian continental margin and marginal seas to analyze the Late Quaternary climatic variability", edited by Robert F. Spielhagen, Max S. Barash, Gennady I. Ivanov, and Jörn Thiede.

Heft-Nr. 307/1999 — "Struktur und Kohlenstoffbedarf des Makrobenthos am Kontinentalhang Ostgrönlands", von Dan Seiler.

Heft-Nr. 308/1999 — "ARCTIC '98: The Expedition ARK-XIV/1a of RV 'Polarstern' in 1998", edited by Wilfried Jokat.

Heft-Nr. 309/1999 — "Variabilität der arktischen Ozonschicht: Analyse und Interpretation bodengebundener Millimeterwellenmessungen", von Björn-Martin Sinnhuber.

Heft-Nr. 310/1999 — "Rekonstruktion von Meereisdrift und terrigenem Sedimenteintrag im Spätquartär: Schwermineralassoziationen in Sedimenten des Laptev-See-Kontinentalrandes und des zentralen Arktischen Ozeans", von Marion Behrends.

Heft-Nr. 311/1999 — "Parameterisierung atmosphärischer Grenzschichtprozesse in einem regionalen Klimamodell der Arktis", von Christoph Abegg.

- Heft-Nr. 312/1999** — "Solare und terrestrische Strahlungswechselwirkung zwischen arktischen Eisflächen und Wolken", von Dietmar Freese.
- Heft-Nr. 313/1999** — "Snow accumulation on Ekströmsen, Antarctica", by Elisabeth Schlosser, Hans Oerter and Wolfgang Graf.
- Heft-Nr. 314/1999** — "Die Expedition ANTARKTIS XV/4 des Forschungsschiffes 'Polarstern'1998", herausgegeben von Eberhard Fahrbach.
- Heft-Nr. 315/1999** — "Expeditions in Siberia in 1998", edited by Volker Rachold
- Heft-Nr. 316/1999** — "Die postglaziale Sedimentationsgeschichte der Laptevsee: schwermineralogische und sedimentpetrographische Untersuchungen", von Bernhard Peregovich.
- Heft-Nr. 317/1999** — "Adaptation an niedrige Temperaturen: Lipide in Eisdiatomeen", von Heidi Lehmal.
- Heft-Nr. 318/1999** — "Effiziente parallele Lösungsverfahren für elliptische partielle Differentialgleichungen in der numerischen Ozeanmodellierung", von Natalja Rakowsky.
- Heft-Nr. 319/1999** — "The Ecology of Arctic Deep-Sea Copepods (Euchaetidae and Aetideidae). Aspects of their Distribution, Trophodynamics and Effect on the Carbon Flux", by Holger Auel.
- Heft-Nr. 320/1999** — "Modellstudien zur arktischen stratosphärischen Chemie im Vergleich mit Meßdaten", von Veronika Eyring.
- Heft-Nr. 321/1999** — "Analyse der optischen Eigenschaften des arktischen Aerosols", von Dagmar Nagel.
- Heft-Nr. 322/1999** — "Messungen des arktischen stratosphärischen Ozons: Vergleich der Ozonmessungen in Ny-Ålesund, Spitzbergen, 1997 und 1998", von Jens Langer.
- Heft-Nr. 323/1999** — "Untersuchung struktureller Elemente des südöstlichen Weddellmeeres / Antarktis auf der Basis mariner Potentialfelddaten", von Uwe F. Meyer.
- Heft-Nr. 324/1999** — "Geochemische Verwitterungstrends eines basaltischen Ausgangsgesteins nach dem spätpleistozänen Gletscherrückzug auf der Taimyrhalbinsel (Zentralsibirien) - Rekonstruktion an einer sedimentären Abfolge des Lama Sees", von Stefanie K. Harwart.
- Heft-Nr. 325/1999** — "Untersuchungen zur Hydrologie des arktischen Meereises - Konsequenzen für den kleinskaligen Stofftransport", von Johannes Freitag.
- Heft-Nr. 326/1999** — "Die Expedition ANTARKTIS XIV/2 des Forschungsschiffes 'Polarstern'1998", herausgegeben von Eberhard Fahrbach.
- Heft-Nr. 327/1999** — "Gemeinschaftsanalytische Untersuchungen der Harpacticoidenfauna der Magellanregion, sowie erste similaritätsanalytische Vergleiche mit Assoziationen aus der Antarktis", von Kai Horst George.
- Heft-Nr. 328/1999** — "Rekonstruktion der Paläo-Umweltbedingungen am Laptev-See-Kontinentalrand während der beiden letzten Glazial/Interglazial-Zyklen anhand sedimentologischer und mineralogischer Untersuchungen", von Claudia Müller.

